

FORMACION CALEUFU (NOV. NOM.): REINTERPRETACION DE LAS FORMACIONES RIO NEGRO Y ALICURA, EN EL AREA DE COLLON CURA, SUR DEL NEUQUEN

EMILIO F. GONZALEZ DIAZ, JUAN CARLOS RIGGI Y LUIS FAUQUE

Resumen

En el presente trabajo se describen e interpreta la procedencia clástica de los depósitos pedemontanos del Neoterciario, correspondientes al área de la depresión tectónica del Collón Cura, provincia del Neuquén, identificados en la literatura geológica como Formaciones Río Negro y Alicura.

Las particularidades composicionales y texturales, como asimismo el tipo de relaciones estratigráficas que caracterizan a las mencionadas unidades, indican que ambas conforman un solo ciclo agradacional. En consecuencia, los autores al unificarlas bajo la denominación de Formación Caleufu (nov. nom.), aunque manteniendo sus indiscutidas individualidades como Miembros Limay Chico (inferior) y Alicura (superior), aportan los criterios utilizados en su reinterpretación y consiguiente modificación de la jerarquía y nomenclatura litoestratigráfica.

Abstract

In this work the clastic provenance of piedmont deposits of Late Tertiary age corresponding to the Collón Cura tectonic depression area, are specially described and analyzed. These are identified in the previous geological literature like Río Negro and Alicura Formations.

The compositional and textural particularities, as well as the stratigraphic relation of these units, show that they belong to one aggradational cycle. Therefore, the authors name then Caleufu Formation, even though these units keep their real individualities as Limay Chico (lower) and Alicura (upper) Members.

Introducción

Una extensa área de las provincias de Río Negro y del Neuquén, particularmente la comprendida por las cuencas de los ríos Negro y Colorado (subcuencas del Limay, Collón Cura, Neuquén, etc.), está caracterizada por acumulaciones sedimentarias correspondientes a un ciclo agradacional continental del Neoterciario. Las mismas son conocidas con diferentes denominaciones, siendo de antiguo la más utilizada "Rionegrense", (sensu Groeber, 1947a, 1951) y desde hace algunos años "Formación Río Negro" (Dessanti, 1972).

En el reconocimiento regional de esos depósitos, han sido principalmente consideradas sus particularidades litológicas, la frecuente presencia de pumita, el predominio de una coloración gris a gris azulada en las acumulaciones psamíticas y la llamativa estratificación entrecruzada o "torrencial" en las unidades sedimentarias y en las psefíticas de menor granometría.

En la referida área, que abarca a la depresión tectónica del Collón Cura, han sido diferenciados (Roth, 1899) tres ciclos de agradación continental; dos de ellos comprenden el lapso del Terciario superior y el restante es generalmente incorporado al Pleistoceno. Los primeros están representados por las Formaciones Collón Cura y Río Negro, y el correspondiente al Cuaternario por la Formación Alicura (Dessanti, op. cit.).

El objetivo principal del presente trabajo, es la reinterpretación estratigráfica de las unidades establecidas formalmente como Formaciones Río Negro y Alicura, en el ámbito de la "Fosa del Collón Cura" (González Díaz y Nullo, 1980).

En general es aceptado que las acumulaciones del llamado "Rionegrense" (o mejor Formación Río Negro) corresponden en dicha área al tipo de depósitos pedemontanos contenidos en el interior de un ambiente morfoestructural marginado por serranías de

dispar constitución geológica (principalmente vulcanitas eocenas y un basamento cristalino paleozoico?). Además de sedimentitas clásticas, se encuentran importantes cantidades de materiales piroclásticos primarios y secundarios; raramente se observan delgados depósitos de diatomitas.

En cuanto a la Formación Alicura, en general se la considera derivada de un proceso de agradación en ese piedemonte, que tuvo lugar en el Pleistoceno (Dessanti, *op. cit.*); cubriría en discordancia a la unidad anterior. Otros autores proponen diferentes orígenes; Gracia (1958) y Galli (1969) le asignan un origen fluvio-glaciario, mientras que Flint y Fidalgo (1968) la vinculan con "gravas de pedimentos".

Los autores del presente trabajo, mediante el análisis de numerosos perfiles (véase ubicación en figura 1), consideran que ambas formaciones integran un único ciclo agradacional y aportan los argumentos para su reinterpretación, modificando su jerarquía y denominación estratigráfica.

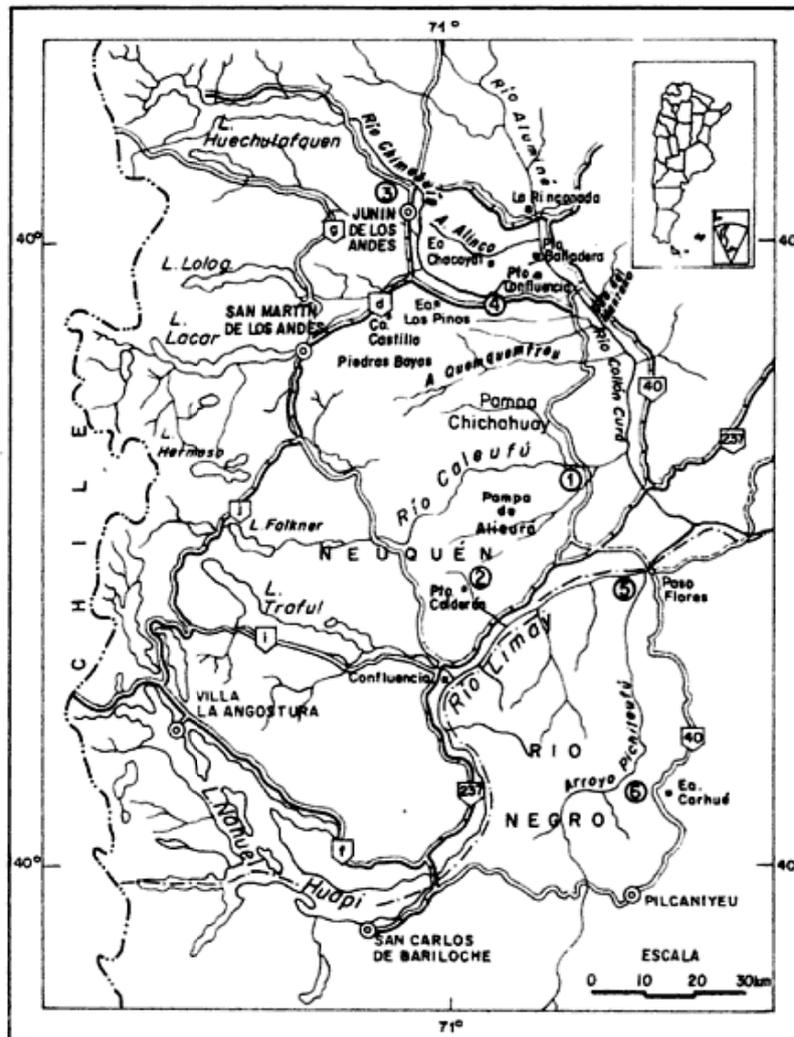
En general se ha comprobado que las características previamente establecidas por otros autores, para las Formaciones Río Negro y Alicura, sólo coinciden parcialmente con las que resultan del presente estudio. Por otra parte, aquellos trabajos no incluyen perfiles completos o integrados que faciliten el conocimiento litológico completo de la sucesión y, además, no contienen descripciones detalladas de sus relaciones estratigráficas.

En los siguientes párrafos se propone una nueva unidad formal en reemplazo de las anteriormente mencionadas, se designa la sección tipo y se dan a conocer los aspectos litológicos y estratigráficos más significativos.

- A la nueva unidad se la denomina Formación Caleufu, la cual comprende a la "Formación Río Negro" y "Formación Alicura", tal como fueron reconocidas en el ámbito de la "Fosa del Collón Cura".
- Se designa como sección tipo el perfil Río Caleufu, ubicado en la margen derecha del valle homónimo, a 2000 m de la tranquera correspondiente a las antiguas "chacras de Alicura".

- Esta unidad es a la vez dividida en dos subunidades, denominadas **Miembro Limay Chico** (inferior) y **Miembro Alicura** (superior).
- El Miembro Limay Chico está integrado principalmente por tufitas, con pelitas, areniscas y conglomerados finos muy subordinados; asimismo se asocian escasas acumulaciones piroclásticas, raros niveles de diatomitas y más raros aún de posibles paleosuelos. En algunas localidades este miembro remata con tobas que presentan dispar grado de aglutinamiento, hasta alcanzar aquél de las ignimbritas compactas (1).
- El Miembro Alicura es equivalente a la Formación Alicura (*sensu* Dessanti, *op. cit.*); se mantiene la denominación original, modificándose la jerarquía estratigráfica. Es predominantemente psefítico y débilmente consolidado, con intercalaciones lentiformes muy extendidas de areniscas o tufitas similares a las observadas en el Miembro Limay Chico, más abundantes hacia la parte inferior del mismo.
- El pasaje entre ambos miembros resulta normalmente interrelacionado por tipos litológicos similares que participan en las dos subunidades. El mismo es gradual, sin mediar discordancia o hiato importante alguno.
- Los mantos o capas lávicas básicas, que ocasionalmente cubren discordantemente la sucesión, corresponden a episodios volcánicos posteriores al ciclo sedimentario. Sin embargo esto no es válido para interpretar aquellas capas y diques basálticos que aparecen en la parte inferior de la Formación Caleufu. Estas manifestaciones, incluidas en el concepto genérico de "Basalto I" (Groeber, 1951; Galli, 1969), no se apoyan directamente sobre la superficie de erosión elaborada en la infrayacente Formación Collón Cura, como se ha sostenido hasta el presente, sino que normalmente lo hacen sobre material redepositado de esta última unidad, afectado por acción térmica, pero que corresponde al tramo inferior de la Formación Caleufu (Miembro Limay Chico).

(1) Por insuficiente información regional, González y Riggi (1984) consideraron como una unidad independiente, a las manifestaciones tobáceas ubicadas en el tramo superior del perfil La Rinconada. Las denominadas "tobas mesosilíceas claras" en el mencionado perfil, debían haber sido incorporadas a la "Formación Río Negro" y más adecuadamente, de acuerdo a la nueva propuesta, al Miembro Limay Chico. Los Autores interpretan que la erosión del Miembro Alicura de la Formación Caleufu, en dicha localidad, permitió que las coladas basálticas del cerro Horqueta se derramaran directamente sobre dichas tobas o sobre las sedimentitas que integran el Miembro Limay Chico.



- | | |
|-----------------------|-------------------|
| ① Río Caleufú | ④ Loma Anchimayín |
| ② Arroyo Limay Chico | ⑤ Cerro Guacho |
| ③ Puesto Santo Cavado | ⑥ Cerro Caballote |

Figura 1: Mapa de ubicación de los perfiles.

A continuación se dan a conocer los perfiles levantados, su denominación, ubicación geográfica, litología (con relación porcentual) y espesores.

Río Caleufu. Margen derecha del valle del río homónimo, a 2000 m de la tranquera correspondiente a las antiguas "chacras de Alicura". Tufitas 43 %, conglomerados 35 %, pelitas 7 % y areniscas 15 %. Espesor expuesto: 180 metros (figura 2).

Arroyo Limay Chico. Seis kilómetros aguas arriba de la desembocadura del arroyo Limay Chico en el Limay. Tufitas 83 %, pelitas 5 %, conglomerados 4 %, piroclásticas primarias 7 % y diatomitas < 1 %. Espesor expuesto: 140 metros (figura 2).

Loma Anchimayín. A mitad de camino entre las estancias Los Pinos y Putkamer (Hoja 38 b), sobre la abrupta escarpa de erosión ubicada unos 300 m al oeste de la margen derecha del río Chimehuín, afluente del río Collón Cura. Tufitas 73 %, pelitas 11 %, conglomerados 10 % y piroclásticas primarias 6 %. Espesor expuesto: 194 metros (figura 2).

La Rinconada. Corte artificial realizado para construir la nueva ruta N° 40, entre el paraje de La Rinconada (estación del ACA) y la parte superior de la planicie basáltica del cerro La Horqueta, que constituye la "pampa" homónima (véanse Hojas 37 b y c). Tufitas 68 %, pelitas 24 %, piroclásticas primarias 4 %, areniscas 3 %,

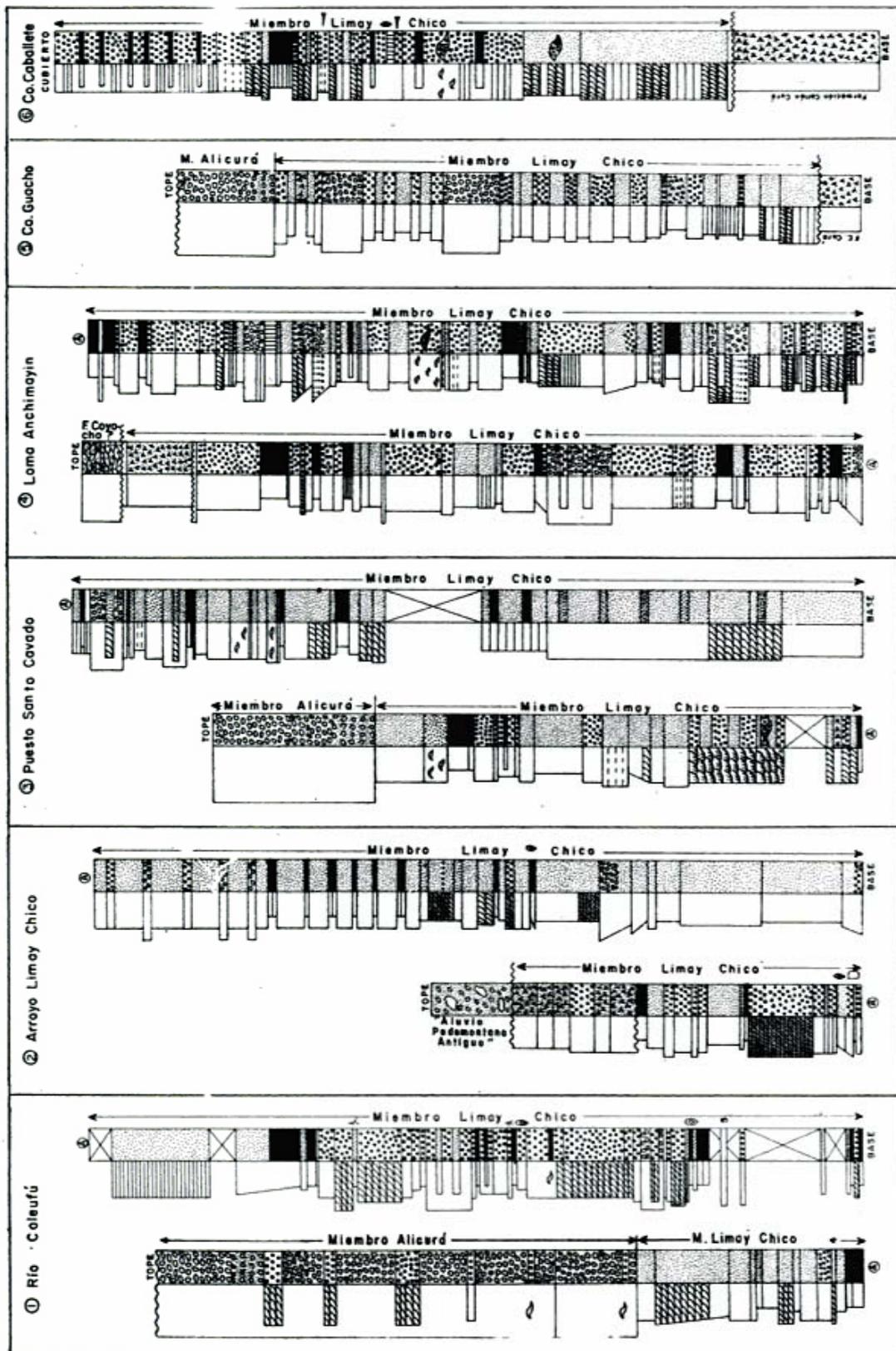


Figura 2: Perfiles litológicos más importantes.

diatomitas < 1 %, piroclásticas secundarias < 1 %. Espesor aproximado 140 metros.

Piedras Bayas. Límite sur de los campos de la estancia Los Pinos, próximo a las cabeceras del arroyo Quemquemtreu (Hoja 38 b). Areniscas 41 %, conglomerados 37 %, tufitas 12 %, pelitas 8 %, paleosuelos? 1 % y piroclásticas primarias < 1 %. Espesor expuesto 380 metros.

Cerro Mirador. Zona mesetiforme inmediatamente al norte del antiguo cerco de la estancia Los Pinos, sobre la margen izquierda del río Chimehuín, al este de los cerros Los Pinos y del Perro (Hoja 38 b). Tufitas 93 %, conglomerados 6 % y piroclásticas primarias 1 %. Espesor expuesto 136 metros.

Río Collón Cura. Barranca de la margen derecha del río Collón Cura, frente al puente de cemento de la ruta nacional N° 237, unos 800 m al sureste del camino secundario de acceso a la estancia Alicura. Areniscas 35 %, conglomerados 34 %, pelitas 2 % y piroclásticas primarias 1 %. Espesor expuesto: 137 metros.

Cerro Guacho. Margen derecha del río Limay, a 2.600 m al este de la represa Alicura. Tufitas 66 %, conglomerados 30 % y piroclásticas primarias 4 %. Espesor: 79 metros (figura 2).

Puesto Don Pedro. Barda de la margen derecha del río Limay, a 600 m al este de la subida del camino que lleva al paraje

El Manzano. Tufitas 75 %, conglomerados 19 % y pelitas 6 %. Espesor: 128 metros.

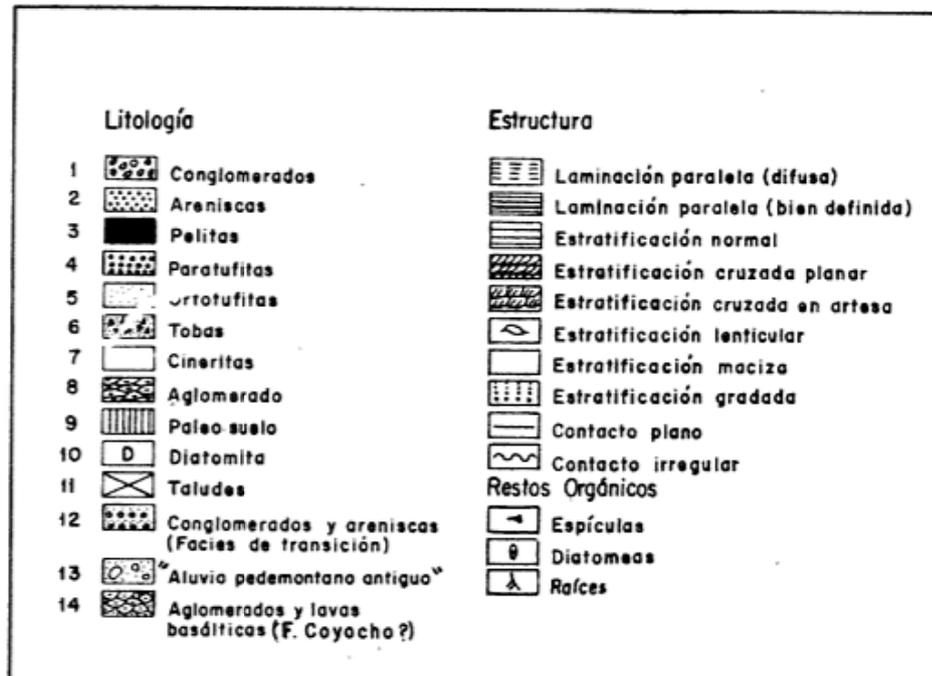
Cerro Caballete. Lomadas situadas al sur del camino que une la estancia Carhué con Paso de los Molles (río Pichileufu), a unos 1500 m de la ruta N° 40. Tufitas 78 %, pelitas 9 %, conglomerados 8 %, piroclásticas secundarias 4 % y paleosuelos? < 1 %. Espesor: 83 metros.

Puesto Santo Cavado. Camino a Huechulafquen, en las proximidades de la pequeña usina hidroeléctrica del Chimehuín. Tufitas 76 %, conglomerados 15 %, pelitas 6 %, areniscas 2 % y piroclásticas primarias < 1 %. Espesor expuesto: 167 metros.

Estancia Collón Cura. Loma situada al sur del camino vecinal que conduce al puesto N° 3, desde el casco de la estancia. Tufitas 66 %, conglomerados 15 %, pelitas 12 %, areniscas 6 % y piroclásticas primarias 1 %. Espesor: 82 metros.

Antecedentes

En la comarca considerada la presencia del "Rionegrense" fue inicialmente señalada por Roth (1899), como resultado de un reconocimiento regional que comprendió desde el litoral atlántico hasta las estribaciones cordilleranas, entre los paralelos 38° y 40°. Identificó en el valle del Collón Cura un "arenisco gris" que se asemejaba "mucho al arenisco gris del río Negro en Choele Choel". Este autor, en párrafos posteriores



(Roth, 1899: 157), sostiene claramente su "pertenencia" a las areniscas de la localidad mencionada. Más tarde, otros investigadores, en particular Wichmann (1918; 1928; 1934) extienden la presencia del referido "arenisco" a otros sectores de los territorios rionegrino y neuquino, bajo la denominación de "areniscas de Río Negro".

Un análisis de los antecedentes comprueba las numerosas asignaciones y modificaciones de su denominación, como asimismo de su correlación estratigráfica y ubicación cronológica. Una síntesis de las mismas figura en el cuadro I. Si bien en este cuadro se incluyen también las propuestas temporales, una definición cronológica debe ser postergada a la espera de los resultados radiométricos de un conjunto de muestras, actualmente en proceso.

Más allá de las consideraciones anteriores, se acepta en general que estos depósitos, en particular al "Rionegrense", son sedimentitas continentales acumuladas en un "graben" (Groeber, 1951; Galli, 1969; Dessanti, 1972; González Díaz y Nullo, 1980).

La interpretación estratigráfica realizada, se aparta de los criterios anteriormente sustentados para la definición de las Formaciones Río Negro y Alicura. Sin embargo, deben señalarse ciertas coincidencias con los resultados obtenidos por De Ferrariis (1966), quien en su estudio de la "Formación Río Negro" arriba a conclusiones similares a las aquí expuestas, las cuales en general no fueron aceptadas. Dicho autor consigna que en los casos que el desarrollo de la unidad es completo, la integración y las relaciones entre los cuatro Miembros por él diferenciados, son las siguientes, en orden estratigráfico:

Miembro efusivo Barda de Zapala (lavas basálticas), equiparable al "Basalto III" del esquema de Groeber o "Chapualitense".

Miembro Cerro Bayo Mesa: "rudítico" o superior; integrado por un "nivel de rodados y conglomerados", que suele presentar cementación por CO_3Ca en su parte más alta. Equivalente a "Rodados Patagónicos", "Segundo Nivel de Pie de Monte", "Chapuense", etc.

Miembro Alcafilo: "tuffítico". Suele ser referido, según De Ferrariis (op. cit., 148) a "otras formaciones o edades". Lo considera equivalente al "Tilhuelitense" (Groeber, 1946; 1951; 1955) o al "Plioceno Blanco" (Padula, 1951) de la zona de influencia de Auca Mahuida. Puede estar presente o faltar en los perfiles.

Miembro Paso de los Indios: "samítico".

Similar al "Gres Azure" de d'Orbigny y generalmente identificado como "rionegrense" o "areniscas azuladas".

discordancia

Formación Collón Cura

De Ferrariis (1966: 135) describe para la "zona del río Collón Cura inferior", el siguiente perfil, indicando que el conjunto sedimentario del "Río Negro", integrado por el manto basáltico y ambos Miembros, rellena "un paisaje excavado" en las "tobas de Collón Cura".

Manto de basalto (= Miembro efusivo Barda de Zapala)

Miembro Cerro Bayo Mesa: espeso depósito de rodados gruesos, conglomerados, con "arenas diferenciadas" en "capas de estructura torrencial o entrecruzada".

Miembro Paso de los Indios: "arenas poco consolidadas", de color gris azulado, con trocitos de piedra pómez. Hay intercalaciones conglomerádicas y arenosas compuestas casi exclusivamente por "material basáltico". Estratificación "fuertemente entrecruzada a torrencial". Se intercalan arcillas fragmentosas, pequeños banquitos de arcilla gris "litificada y cinerítica".

discordancia

Tobas liparíticas y andesíticas (equivalente a la Formación Collón Cura).

Considerando este último perfil, se aprecian algunas diferencias, cuando se comparan sus particularidades litológicas y estratigráficas con las definidas en el presente estudio.

El Miembro Cerro Bayo Mesa (superior y conglomerádico) sería equivalente al Miembro Alicura de la Formación Caleufu. La presencia del Miembro Paso de los Indios (basal y arenoso) no ha sido registrado en la región analizada; solamente se reconocen por debajo del Miembro anterior, las sedimentitas clásticas del Miembro Limay Chico, asimilables a su Miembro Alcafilo (tuffítico y medio). En consecuencia, estaría ausente en esta comarca el Miembro Paso de los Indios, lo que en opinión de dicho autor, indicaría que la sucesión sedimentaria de la "Formación Río Negro" está incompleta. Con respecto al Miembro efusivo Barda de Zapala, es de señalar que los derrames basálticos que cubren a la Formación Caleufu, corresponden a manifestaciones volcánicas no relacionadas con el episodio deposicional de esta unidad.

Las coladas básicas del sector La Rinconada y Anchimayán, son también ajenas al citado episodio sedimentario y pertenecerían al Terciario más alto. Es probable que la incorporación de las coladas basálticas, por parte de De Ferrariis (op. cit.) como culminación de la etapa sedimentaria, se halle fundamentada en la asignación de dicha entidad al Pleistoceno. Por otra parte, la esporádica participación de mantos ignimbríticos en la Formación Caleufu, no ha sido registrada por este autor en su "Formación Río Negro".

Características generales de la Formación Caleufu (nov. nom.)

En primer término se dan a conocer las particularidades que permiten definir al Miembro Limay Chico (inferior) y a continuación las correspondientes al Miembro Alicura (superior).

a) Miembro Limay Chico

Los componentes son principalmente tufitas, areniscas, conglomerados y pelitas, con cantidades muy subordinadas de tufo-

TERCIARIO		CUATERNARIO	PERIODO
MIOCENO	PLIOCENO	PLEISTOCENO	EPOCA AUTOR
"TOBAS CLARAS" DEL COLLÓN CURA	"ARENISCO-GRIS DEL RÍO NEGRO"	"RODADOS FLUVIOGLACIALES"	ROTH (1899)
	"ARENISCAS DEL RÍO NEGRO"		GROEBER (1929)
	"ARENISCAS DEL RÍO NEGRO" ("RIONEGRENSE")		WICHMANN (1934)
"COLLONCURENSE" (="ARENISCAS RIONEGRENSES")			GROEBER (1947)
"COLLONCURENSE SUPERIOR"			GROEBER (1951)
		F RÍO NEGRO M. EFUSIVO BARDA DE ZAPALA M. BARDA MESA M. ALCAFILO M. PASO DE INDIOS	DE FERRARIIS (1966)
	"F. DE LAS ARENICAS AZULADAS"	"DEPOSITOS GLACIFLUVIALES"	GALLI (1969)
	F. RÍO NEGRO	F. ALICURA	DESSANTI (1972)
F. CHIMEHUIN (= F. COLLÓN CURA + FRÍO NEGRO + F. ALICURA)			TURNER (1973-76)
F. COLLÓN CURA (M. CONGLOMERÁDICO)		F. MARTÍN	RABASSA (1974)
	F. RÍO NEGRO	F. ALICURA	NULLO (1979)
	F. RÍO NEGRO	F. ALICURA	GONZÁLEZ DÍAZ Y NULLO (1980)
F. CALEUFU	MIEMBRO ALICURA MIEMBRO LIMAY CHICO		En este Trabajo

Cuadro de evolución de la nomenclatura de la unidad descripta.

litas, cineritas, chonitas, tobas, diatomitas y algunos horizontes con un reticulado carbonático, que posiblemente correspondan a paleosuelos.

En cuanto a su distribución, se aprecian diferencias entre los distintos perfiles estudiados, determinadas por cambios en las condiciones mecánicas de sedimentación y por la procedencia del material acumulado. Las primeras controlaron en gran medida las diferencias granulométricas de los depósitos, mientras que lo segundo, obedece a las variaciones geológicas del marco estructural de la cuenca y al grado de la participación piroclástica, ya sea ésta primaria o secundaria.

Las tufitas, conglomerados y pelitas, constituyen las variedades de mayor predominio regional; en cambio las areniscas sólo abundan en ciertos tramos de la sucesión sedimentaria, como acontece en los perfiles Piedras Bayas, Río Collón Cura y probablemente en otros sectores no reconocidos de la cuenca.

Con excepción de los conglomerados, debido a que presentan rodados de distintas coloraciones, en los estratos predomina el gris y gris combinado azul, castaño, amarillo, verde y rosado, alcanzando el 68 % del conjunto; con el 24 % sigue el castaño y castaño combinado con amarillo y rojo; el anaranjado y anaranjado combinado con gris y rojo, el 4 %; el rosado combinado con gris y anaranjado el 3 %; el amarillo combinado con castaño y verde 1 % y el blanco en porcentajes menores. En total se han identificado 29 variedades cromáticas, que se detallan en los perfiles descriptos.

El predominio de determinados colores, está en gran parte relacionado con la litología. En las paratufitas prevalece el gris; en las ortotufitas predomina el gris castaño y castaño amarillento. En las areniscas los más frecuentes son el castaño amarillento, el castaño, el gris y el gris azulado. En las pelitas es menor la variación cromática; se han registrado colores entre los que predominan el castaño amarillento, el gris rosado y el gris amarillento. Las diatomitas y las acumulaciones piroclásticas primarias, generalmente se distinguen por sus tonos muy claros, predominando el blanco, con gris amarillento y gris rosado subordinados. Las sedimentitas piroclásticas secundarias y los escasos niveles carbonáticos (paleosuelos?), varían entre gris amarillento, gris castaño, gris verdoso y rosado anaranjado. En las areniscas donde los componentes clásticos derivan principalmente de fuentes graníticas y en las que el material aglutinante es zeolítico, predomina el castaño amarillento y el rosado anaranjado por la presencia de heulandita; en cambio el gris

oscuro y gris azulado, se encuentran en las areniscas y en las paratufitas con reducidas cantidades de vitroclastos y donde los componentes clásticos son de procedencia principalmente volcánica.

Otra particularidad de estos depósitos es el marcado desarrollo de estructuras sedimentarias, caracterizadas por la presencia de una estratificación bien definida (aunque irregular en sus espesores) que alterna en parte con formas de erosión entre poco hasta muy acentuadas, que representan unidades lenticulares extendidas y aquéllas de corte y relleno con estratificación entrecruzada.

Con referencia a los espesores de las unidades sedimentarias, valen como ejemplo los observados en el perfil de La Rinconada (González Díaz y Riggi, 1984); en ellos prevalece la estratificación muy gruesa a gruesa (> 1 - 0,3 m) sobre la mediana a fina (0,3-0,01 m), con raros casos de tipo laminada (< 0,01 m).

Existe una relación entre el grosor de los estratos y la granulometría, correspondiendo los mayores espesores a los conglomerados, tufitas y areniscas, y los menores a las pelitas, diatomitas y sedimentitas piroclásticas. Sin embargo, hay lugares donde no se da la referida correspondencia y se pueden observar delgadas intercalaciones de los primeros tipos mencionados o estratos de pelitas que sobrepasan el metro de espesor.

El análisis de las estructuras, sugiere que la más frecuente, sería la estratificación entrecruzada; algunos autores la califican como "torrencial". Sin embargo, en el conjunto de perfiles estudiados, se comprueba que dicha estructura si bien resulta la más llamativa, no es la predominante. La que prevalece en los distintos tipos litológicos es la estructura maciza. En algunos lados esta estructura es aparente, ya que una detallada observación revela estratificación o laminación tenuemente definidas. En orden de frecuencia sigue la estratificación horizontal y la entrecruzada. Entre los diversos tipos de ésta última, el dominante está caracterizado por asociaciones de artesas (estratificación entrecruzada cóncava o festoneada). Asimismo, hay algunos ejemplos de estratificación entrecruzada tangencial y planar, como en el tramo basal del perfil cerro Guacho.

La estratificación interna suele ser bien notable, debido a la alternancia de materiales piroclásticos (trizas y pumitas) y epiclásticas (líticos y félicos), determinando subunidades claras y oscuras, respectivamente. Esta se acentúa cuando es concurrente con variaciones en el tamaño del grano.

En muy escasas unidades conglomerádicas, se han observado ejemplos de estratificación gradual en disminución granométrica hacia niveles superiores. Casos muy aislados de laminación intraplegada fueron registrados en las acumulaciones pelíticas de la sección alta del perfil Limay Chico.

Por otra parte, resulta corriente que una unidad sedimentaria contenga estructuras diferentes asociadas. Un ejemplo se observa próximo al techo de esta formación, en el perfil La Rinconada, donde un banco comienza en su parte baja con estratificación entrecruzada tabular tangencial, que pasa a una asociación de subunidades lenticulares (en algunos lugares con aparente aspecto macizo), para rematar con estratificación horizontal fina y de diseño irregular; lateralmente estas estructuras son reemplazadas por otras en forma gradual o bruscamente por corte y relleno.

a.1. Tufitas y areniscas

Como hasta el presente no se conoce una apropiada nomenclatura que defina los distintos tipos de sedimentos piroclásticos secundarios y además, considerando que el elevado número de muestras a analizar, requería la utilización de un método expeditivo, como lo es la determinación composicional a grano suelto, en este trabajo ha sido adoptada la clasificación propuesta por geólogos soviéticos, según Teruggi et al. (1978), quienes evaluando la razón entre componentes piroclásticos y epiclásticos, definen dos tipos de tufitas (1); las paratufitas (> 50 % de material epiclástico) y las ortotufitas (> 50 % de material piroclástico). No obstante, como en esta clasificación no está especificado el porcentaje mínimo de material piroclástico, para mantener la nomenclatura indicada, los autores del presente trabajo han convenido que en los casos en que dicho material se encuentre en proporciones muy reducidas (5 %, estimado), las sedimentitas serán consideradas epiclásticas.

En una primera observación de los afloramientos, se comprueba que las sedimentitas más corrientes son las tufitas, en las que puede distinguirse la mezcla de ambos componentes, que participan en proporciones muy variables. Su diferenciación se ve con frecuencia facilitada por su coloración, prevaleciendo los tonos moderadamente oscuros en los elementos epiclásticos (líticos y félicos) y los muy claros hasta el blanco en los piroclásticos (trizas y pumitas). Consecuentemente, cuando la roca presenta coloración medianamente oscura a oscura, puede

asegurarse con escaso margen de error, que se trata de una paratufita, generalmente con pocos vitroclastos y aún sin ellos, o de una arenisca. Los colores más claros, corrientemente se observan en las ortotufitas, donde predominan en orden decreciente el gris amarillento, castaño amarillento, gris claro y gris oliva, siendo blancas aquellas cuyo contenido vitroclástico excede el 95 por ciento. También se encuentran areniscas de color claro, como castaño amarillento, anaranjado grisáceo, castaño claro y rosado anaranjado, que muestran esas tonalidades debido a la participación de elementos de procedencia granítica y a la presencia de pigmentos férricos originados por desferrización parcial de la biotita. Dicha particularidad está bien ejemplificada en el perfil Piedras Bayas, donde gran parte del desarrollo sedimentario se encuentra integrado por areniscas moderadamente claras, que al aumentar su contenido piroclástico hacia el tramo superior, pasan a verdaderas tufitas. Además, se observan otras variaciones cromáticas que resultan de la mezcla de los materiales clásticos con un aglutinante, a veces escaso y sólo presente en las areniscas intercaladas en los conglomerados superiores del perfil Río Collón Cura y en las ortotufitas del tramo superior del perfil Río Calefú, donde el material arcilloso intersticial revela su naturaleza autógena por carecer de partículas tamaño limo y por su estado cristalino de conjunto. El tinte azulino de estas "areniscas", no constituye su atributo cromático predominante, puesto que en los perfiles estudiados, son más frecuentes los diferentes tonos de gris; sin embargo, aquella coloración resulta corriente en ciertos tramos parciales de la sucesión sedimentaria, como acontece, por ejemplo, en los dos perfiles anteriormente mencionados. El origen del tinte azulino fue analizado en un trabajo de los autores (González Díaz y Riggi, 1984: 101).

Muestran una marcada variabilidad en el tamaño del grano, predominando un grado de selección pobre a muy pobre; los granos son de contornos subangulosos, angulosos y subredondeados; estos últimos generalmente representados por litoclastos, como asimismo por algunas trizas y pumitas. Dicha particularidad se ve más acentuada en algunos niveles, como pudo constatarse especialmente en las ortotufitas de la parte superior del perfil Río Collón Cura y a lo largo de casi todo el desarrollo del perfil Estancia Collón Cura. La inexistencia de cristaloclastos bien redondeados se debe a la marcada inmadurez mineralógica que distingue a estas sedimentitas.

(1) Se considera a las tufitas sedimentos piroclásticos secundarios que han incorporado materiales epiclásticos de procedencia indiscriminada.

La asociación de minerales que caracteriza a las tufitas está integrada por: vidrio volcánico; litoclastos de texturas intersertales e hialopiliticas, ricas en óxido de hierro, fluidales, pilotáxicas y felsíticas, estas últimas muy subordinadas; algunos litoclastos con estructura microvesicular; plagioclasas, principalmente andesina y, en menor proporción oligoclasa y labradorita; hiperseno y magnetita, con cantidades menores de augita, hornblenda, enstatita, oxihornblenda, olivina y muy escasa titanita y zircon. También pueden participar en ciertas tufitas y areniscas, cuarzo, cuarzo policristalino, feldespatos alcalinos, albita, biotita y moscovita, de procedencia principalmente granítica.

El vidrio proviene de dos fuentes, una principal piroclástica y otra extrusiva de escasa significación cuantitativa. El de la primera se presenta en forma de trizas y pumitas incoloras, con índices de refracción entre 1,500 y 1,511; es probable que los muy escasos individuos de coloración verdosa e índices superiores al nitrobenzeno (1,550), correspondan a vidrio palagonítico. El vidrio de origen extrusivo corresponde a una obsidiana con tonalidad oscura y fractura conoidal brillante. La pumita puede alcanzar dimensiones equivalentes al de la grava, aunque resultan más comunes los tamaños similares al de las trizas. La abundancia relativa del material vitroclástico o de los elementos oscuros, principalmente litoclastos, es muy variada en las distintas tufitas. Depende en gran parte de las fuentes de suministro y del grado de selección del material por densidad y tamaño; esto se distingue en las tufitas gruesas o conglomerádicas altamente líticas, predominantemente oscuras, o en aquellas muy ricas en pumitas de tamaño grava y claras, lo mismo que en las tufitas finas, muy claras, con manifiesta abundancia de trizas. Con excepción de las pumitas de tamaños muy finos, éstas se destacan a simple vista por su coloración blanquecina, gris rosado muy claro hasta amarillento muy pálido. Esta característica le confiere a las tufitas un aspecto moteado, al hallarse los clastos pumíceos como individuos aislados entre componentes de otras fuentes. Las pumitas generalmente no presentan signos de alteración; sin embargo en algunos niveles está reemplazada por montmorillonita de aspecto criptocristalino, pero conservando su textura esponjosa. Es frecuente encontrar individuos con sus bordes redondeados, peculiaridad que indica su naturaleza secundaria.

La habitual participación de trizas y pumitas, indica que una considerable parte de los componentes de las tufitas son de origen piroclástico. Respecto de los restan-

tes, la existencia de litoclastos en granos comúnmente asociados con rodados de similar composición, sugiere que los mismos provienen principalmente de la erosión de terrenos volcánicos, de amplia difusión en la región cordillerana.

La presencia de sedimentos piroclásticos primarios en esta unidad, avala la posibilidad que la incorporación del material piroclástico se vincule con un episodio volcánico explosivo, contemporáneo con la misma. Asimismo, considerando que dicho material es muy abundante en relación a los muy escasos sedimentos piroclásticos primarios registrados, es muy probable que las cenizas originales hayan sido redepositadas, asociándose al mismo tiempo con detritos de rocas volcánicas, bajo condiciones fluviales. Esta concepción genética, estaría avalada por la presencia de ortotufitas muy vitroclásticas, con estratificación entrecruzada, y de paratufitas ricas en pumitas, ambas asociadas a acumulaciones piroclásticas primarias, como puede observarse en algunos tramos de los perfiles Río Collón Cura, Estancia Collón Cura y Piedras Bayas. Por otra parte, se descarta que la Formación Collón Cura infrayacente, haya sido la fuente principal del material vitroclástico, aunque posiblemente lo haya aportado en cierta medida. Esta hipótesis se fundamenta en que las partículas vitroclásticas de la entidad mencionada, en general muestran dimensiones menores a las de la Formación Caleufú. El referido aporte sólo ha sido comprobado en la parte basal de la unidad, donde suelen encontrarse acumulaciones piroclásticas secundarias del tipo tufo-pelitas, tufo-psamitas y tufo-psefitas, como las que afloran en los perfiles La Rinconada, Río Collón Cura y Cerro Caballete.

Aceptando la precedente contemporaneidad genética, es razonable suponer que el material piroclástico (trizas y pumitas) se vincularía a la actividad volcánica que originó las "rocas andesíticas" de la Formación Aseret (Turner, 1973). Cabe señalar que en territorio chileno, hay manifestaciones volcánicas, que según Vergara y Munizaga (1974), alcanzan su climax en el Mioceno, las que luego de un lapso de tranquilidad, establecido entre el final del Mioceno y el Plioceno inferior, se reactivarían a partir del Plioceno medio a superior (Moreno Roa, 1979). El resultado de estas manifestaciones ha sido el denominado "neogénico" (Vergara, 1972) dispuesto en dos fajas alargadas norte-sur entre los 39° y 41° sur. La más antigua se encuentra al oeste de la "Depresión longitudinal" correspondiendo al "Coastal volcanic belt" de Vergara (op. cit.), considerablemente degradado y compuesto por lavas y piroclastitas andesíticas interdigitadas con depósitos marinos fosilíferos miocenos, en Ancud y Temuco (Vergara, 1970). El

desarrollo de esta cadena volcánica tuvo lugar principalmente durante el Mioceno (Vergara y Munizaga, op. cit.). La otra faja está representada por la "andesitic plateau series", suavemente plegada, con evidencias de marcada erosión glaciaria e intenso fallamiento en bloques (González y Vergara, 1972). Se encuentra ubicada al este de la mencionada "depresión" y su edad ha sido adjudicada al Plio-pleistoceno (Vergara, 1972) y al Mioceno (Thiele y Katsui, (1969). Considerando la abundante participación de material piroclástico en la Formación Calefú y la contemporaneidad de las mencionadas erupciones trasandinas, no se descarta la posibilidad de una vinculación genética entre las mismas.

En cuanto al material epiclástico, se estima que en gran parte proviene de los terrenos del complejo volcánico eoceno, en esencia mesosilíceo, identificado como Formación Auca Pan (Turner, 1973) o Formación Ventana (González Bonorino, 1973).

Las tufitas en algunos casos contienen, además de los componentes mencionados, porcentajes en general muy bajos de cuarzo con profusas inclusiones orientadas, cuarzo policristalino, como asimismo feldespatos alcalinos y plagioclasas ácidas ligeramente alterados en material arcilloso y sericita, y hornblenda. El tipo y grado de alteración de estos feldespatos indicaría un origen común, pero diferente al de las andesitas que al carecer de alteración y presentar zonality revela su procedencia volcánica; también esta hornblenda difiere en aspecto de aquella que integra la asociación de origen volcánico. Este conjunto mineralógico y una parte de las láminas de biotita y moscovita, provienen de la erosión de afloramientos graníticos; sólo se destacan por su abundancia en el perfil Piedras Bayas. La confirmación de una fuente granítica está dada además por la presencia de granitos en los rodados; ello puede observarse claramente en las intercalaciones psefiticas, especialmente en la sección superior de la unidad, correspondientes a los perfiles Cerro Mirador, Piedras Bayas, Río Calefú, Cerro Guacho, Puesto Santo Cavado, Estancia Collón Cura y en el conglomerado de la parte inferior de la sucesión que descansa sobre la Formación Collón Cura, en el perfil Cerro Caballete.

En gran parte del perfil Piedras Bayas, la asociación de origen granítico predomina sobre el conjunto de componentes derivados de terrenos volcánicos y los vitroclastos se reducen a cantidades tan pequeñas, que estas sedimentitas pasan a ser areniscas. La mencionada asociación proviene del granito hornblendífero biotítico mesozoico, expuesto en el área cordillerana e identificado

como Formación Los Machis (González Díaz, 1978).

Los afloramientos de la "Formación Río Negro" distribuidos en la zona sur de la "Fosa del Collón Cura", contienen "areniscas tobáceas" según las observaciones realizadas por los autores citados en las siguientes líneas. Entre sus componentes figuran abundante cuarzo con extinción ondulante y profusas inclusiones, microclino, ortosa, moscovita, biotita, escasa turmalina y topacio, derivados de las migmatitas y granitos de la Formación Mamil Choique; asimismo, dicha asociación incluye partículas vitroclásticas y volcánicas subordinadas. Este conjunto mineralógico se encuentra en las descripciones litológicas correspondientes a la "Formación de las Areniscas Azuladas" y que aflora entre el río Pichileufu y la ruta nacional 40 (Haller, 1974), en la confluencia de los ríos Limay y Pichileufu (Lapido, 1974) y en los depósitos reconocidos como "Formación Río Negro" en la Hoja 39 c, Paso Flores (Nullo, 1979).

Las tufitas y areniscas se disgregan con facilidad; particularmente aquellas de color gris moderado oscuro a oscuro con tinte azulado, oponen una muy reducida resistencia a los agentes erosivos. Ello se debe a que sólo una delgada película orientada de montmorillonita, engloba y une parcialmente los granos entre sí. En otros casos, cuando el material pelítico y/o zeolítico, este último en agregados cristalinos, ocupan los espacios intergranulares, el grado de consolidación resulta mayor, como ocurre en las ortotufitas correspondientes al tramo superior del perfil Río Calefú, a algunos niveles del perfil Puesto Santo Cavado y en gran parte de las areniscas del perfil Piedras Bayas.

Entre otros factores que modifican levemente el grado de consolidación de las tufitas y areniscas, se debe mencionar la difusión de finas venillas y áreas opalinas (perfil Limay Chico), la presencia de delgadas venas y sectores con material arcilloso (perfiles Loma Anchimayín, La Rinconada, Río Collón Cura y Río Calefú) y de material ferruginoso que en muy contadas tufitas, originan cuerpos concrecionales esféricos con capas concéntricas de goethita, formados por lixiviación centrífuga. Este mecanismo ha determinado que la parte interna de los cuerpos, presente (por migración del ión Fe) una coloración más pálida que la correspondiente a la parte de la roca no afectada (perfil Río Collón Cura). En el tramo medio del perfil Cerro Caballete se han desarrollado concreciones carbonáticas blancas, con tamaños que alcanzan a superar el metro de longitud y de sección de hasta 15 centímetros. El crecimiento de estos cuerpos ha tenido lugar a partir

de un eje longitudinal, normalmente hueco y delgado (posiblemente raíces) con desarrollo botroidal, conformada por núcleos esféricos a subsféricos de hasta 1,5 cm, en capas concéntricas micríticas. Durante el crecimiento de las mismas, han quedado pequeños espacios internodulares, ocupados por mosaicos de calcita subesparítica a esparítica, acompañada de abundantes partículas de óxido de manganeso.

a.2. Conglomerados

Se encuentran en porcentajes muy subordinados al de las tufitas y areniscas, conformando bancos de estructura maciza, delgadas intercalaciones en los mencionados tipos litológicos o formando parte de algunas subunidades sedimentarias, en un conjunto caracterizado por un diseño entrecruzado de la estratificación.

El tamaño de los rodados varía generalmente desde fino (2-16 mm) hasta mediano (16-64 mm); en su composición participan diversas clases de vulcanitas varicolores, pumitas muy claras, con reducidas cantidades de clastos graníticos. La matriz es principalmente tuffítica o arenosa, con frecuencia aglutinada por material pelítico. Algunos conglomerados muy finos muestran una leve cohesión entre los clastos, determinada por una delgada película de montmorillonita autógena que les confiere una coloración azulina, similar a la observada en ciertas paratufitas y areniscas oscuras. Otros conglomerados alcanzan un mayor grado de consolidación, originado por la cristalización intergranular de mosaicos zeolíticos.

Los rodados de vulcanitas son identificados por su naturaleza porfírica, microvesicular o fluidal. En general son de pastas densas, homogéneas, de textura principalmente intersertal o hialopilitica con abundante participación vítrea que, por su elevado contenido en óxido de hierro, resultan esencialmente oscuras y semiopacas a opacas bajo observación microscópica; asimismo, se encuentran texturas pilotáxicas y felsíticas muy subordinadas. Obviamente, el material volcánico de las tufitas y los rodados descriptos tienen un origen común, es decir, provienen de la Formación Auca Pan o Ventana. También se ha comprobado la participación de vulcanitas ácidas con tonos principalmente rosados, que integran los terrenos del antiguo marco paleozoico (mesozoico? en parte) de la depresión.

Los clastos de pumita se distinguen por su coloración blanquecina a blanquecina amarillenta y rosada, estructura esponjosa y reducida densidad. Estos rasgos, contrastantes con los de las vulcanitas, permiten evaluar aproximadamente los porcentajes

en que se encuentran asociados, variando entre extremos donde el depósito es oscuro por concentración de rodados volcánicos o blanquecino por la abundancia de pumitas. Comparando los tamaños promedio de las vulcanitas, granitos y pumitas, resulta que estas últimas se encuentran restringidas a los valores más bajos. Son de contornos invariablemente redondeados y como los vitroclastos contenidos en la matriz y las tufitas, su origen es considerado también secundario.

Los rodados graníticos presentan coloración grisácea y rosada. En cuanto a su procedencia, la identificación de estos tipos y su distribución regional, sugiere que aquellos de coloración grisácea, presentes en el sector proximal de la cuenca, provienen de la Formación Los Machis ubicada en la región cordillerana. En cambio, los de color rosado provienen de la Formación Mamil Choique expuesta en el sector sureste de la misma.

a.3. Pelitas

Constituyen estratos con proporciones muy variables de limo hasta arcilla y frecuente participación de material muy fino tuffítico o arenoso, en algunos casos con pumita blanquecina en clastos pequeños (< 2 mm) y esporádicos rodados volcánicos algo mayores (< 6 mm). En la mayoría de los perfiles se encuentra muy escaso material organógeno compuesto por frústulos de diatomeas, principalmente *Navicula* sp. y *Melosira* sp. y espículas silíceas de esponjas. En los perfiles Piedras Bayas, Río Caleufu y Estancia Collón Cura, hay una abundancia relativa de partículas carbonosas y células de gramíneas. Algunos niveles de los perfiles referidos y de los perfiles Loma Anchimayín y La Rinconada, presentan delgadas guías y canaliculos radicales con preferente orientación vertical, ocupado por material arcilloso o ferruginoso. Los mismos corresponden a primitivas raíces reemplazadas, que en partes aún conservan restos vegetales parcialmente carbonizados. En los niveles inferiores del perfil-tipo, suelen observarse muy escasos y diminutos cuerpos esféricos espinados, de unos 20 micrones de diámetro, cuyo aspecto resulta similar al de los restos de organismos hallados en el Terciario inferior del Chubut y descriptos por Frenguelli (1936) como microscleras de *Spongillidae*, en forma de micraster, cubiertas por tubérculos subcónicos. Asimismo, elementos similares contenidos en depósitos actuales de la Mesopotamia, han sido consideradas por Pomar (1980) como stegmatas (globulolitos) de palmeras. Ante la incertidumbre motivada por estas dos interpretaciones, correspondería realizar un estudio específico con la finali-

dad de resolver su verdadera naturaleza. Considerando que estas formas han sido registradas en la parte inferior de la unidad y que es mayor su frecuencia en la subyacente Formación Collón Cura, es muy probable que las mismas provengan de esta última entidad, por redepositación de sedimentos erosionados.

Las pelitas contienen escasos componentes autógenos; en algunos niveles del perfil Piedras Bayas se encuentran pequeños agregados cristalinos de heulandita, partículas carbonáticas y pigmentos ferruginosos.

a.4. Sedimentitas piroclásticas

En los perfiles Loma Anchimayín, Cerro Mirador, La Rinconada, Piedras Bayas, Río Collón Cura, Cerro Guacho, Puesto Santo Cavado y Estancia Collón Cura, afloran muy escasas acumulaciones piroclásticas primarias con espesores entre 0,30 a 2,50 metros. Se distinguen de las tufitas por su coloración más clara, predominantemente blanca, y de las diatomitas, de aspecto semejante, por su mayor tamaño de grano y aspereza al tacto. La estructura es generalmente maciza; en algunos niveles se observa una leve estratificación fina o laminación originada por variaciones granulométricas.

La ubicación estratigráfica de estas acumulaciones, no caracteriza a ningún tramo de la sucesión sedimentaria. Las variedades litológicas registradas son cineritas, chonitas y tobas levemente consolidadas. Los vitroclastos están constituidos por trizas y pumitas; estas últimas abundan en algunas cineritas y tobas, en tamaños de hasta 10 milímetros. Se presentan sin indicios de alteración hasta alterados en un agregado criptocristalino de montmorillonita. Al respecto, es probable que las venillas arcillosas, los finos cuerpos tubulares de ópalo y los agregados zeolíticos, presentes en algunas tufitas, resulten también de dicha alteración.

Si se consideran a las acumulaciones piroclásticas primarias, conjuntamente con el abundante material vitroclástico como parte fundamental de los restantes tipos litológicos, en especial las tufitas, resulta razonable vincular su origen con un ciclo volcánico explosivo contemporáneo con la sedimentación de la Formación Caleufu. Es muy probable que durante el desarrollo de esta unidad, el volumen y número de las acumulaciones piroclásticas primarias hayan sido muy superiores al registrado actualmente en las distintas localidades. Ello se debería a las condiciones de sedimentación pedemontana, donde la distribución del material detrítico tuvo lugar en planicies aluviales con cursos de agua de

hábito anastomosado. Bajo estas condiciones, dichas acumulaciones aún inconsolidadas habrían sido erosionadas y sus componentes mezclados con material epiclástico, determinando depósitos de granulometría principalmente gruesa en los cursos, de dominio fluvial y fina en las planicies de inundación. Mediante esta interpretación, se explicaría la escasez de sedimentos piroclásticos primarios y el abundante contenido vitroclástico secundario (trizas y pumitas con bordes desgastados) distribuido en todo el espesor de la unidad. Otro argumento que avalaría esta presunción, es la frecuente presencia de tufitas muy ricas en vitroclastos con desarrollo de estratificación entrecruzada, que se encuentran directamente apoyadas sobre depósitos piroclásticos primarios, de estructura maciza o estratificada, como ha sido comprobado, por ejemplo, en los perfiles Río Collón Cura y Piedras Bayas. En cuanto a un posible origen de este material en la infrayacente Formación Collón Cura, se estima que dicha entidad sólo ha aportado al desarrollo en los primeros metros de la Formación Caleufu, un material de erosión consistente en fragmentos de tobas y concreciones carbonáticas en contadas localidades, así como también sus elementos unitarios (trizas). En los perfiles Puesto Don Pedro y Cerro Caballete, las tobas y concreciones carbonáticas rodadas forman parte de las tufitas del sector basal y del conglomerado inferior, respectivamente, mientras que los vitroclastos participan en las intercalaciones tufopelíticas asociadas a las tufitas basales del perfil mencionado en último término. En los tramos iniciales de los perfiles La Rinconada y Río Collón Cura, se reconocen acumulaciones piroclásticas secundarias del tipo tufo-psamitas y tufo-psefitas.

Con excepción del material mencionado, se excluye a la Formación Collón Cura como fuente importante de elementos piroclásticos en los restantes tramos de la Formación Caleufu, puesto que en ellos las trizas y pumitas normalmente alcanzan dimensiones mayores que las contenidas en la referida unidad.

a.5. Diatomitas

Se destacan en el terreno por su color blanco a gris amarillento muy claro; son finamente granulares, ásperas al tacto, porosas, de bajo peso específico, moderadamente compactas, de aspecto homogéneo y muestran estructuras maciza a tenuemente estratificada. Están representadas sólo por dos delgados estratos con espesores de 0,10 y 0,20 m, ubicados en la mitad superior de los perfiles Limay Chico y La Rinconada, respectivamente. Como elementos organógenos predominan frústulos del

género *Melosira* sp., acompañados por escasas espículas silíceas de esponjas y reducido porcentaje de pelítico y/o tuftítico muy fino.

b. Miembro Alicura

Está principalmente constituido por pséfitas con intercalaciones psamíticas (areniscas y tufitas) y algunas acumulaciones piroclásticas delgadas. El pasaje entre el Miembro Limay Chico (inferior) y este miembro, resulta invariablemente interrelacionado por los tipos litológicos predominantes indicados que participan en ambas unidades. El mismo es gradual, sin mediar discordancia o hiato importante alguno.

En el perfil Río Caleufu, su espesor alcanza de unos 10 a 12 m, valores que se incrementan notablemente sobre el mismo valle del Caleufu, frente a las estancias El Infantado y Meliquina. En esta zona se observa que las laderas del referido valle están labradas sobre facies conglomerádicas, en las que participan escasas intercalaciones o lentes psamíticas con escasos rodados, de un espesor aproximado de 360 metros. Los últimos asomos del Miembro Limay Chico se encuentran aguas arriba de dicho perfil, a la altura del paraje del antiguo Corral de la Señalada, siendo reemplazados progresivamente por las acumulaciones pséfitas del Miembro Alicura.

Los elementos pséfiticos que lo integran tienen una composición litológica similar a la reconocida en el miembro infrayacente, predominando netamente las rocas volcánicas sobre las graníticas, que se encuentran en cantidades muy subordinadas. Por otra parte, dichos elementos alcanzan dimensiones mayores que las registradas en el miembro mencionado. En general prevalecen los tamaños definidos dentro de los límites gruesos (64-256 mm), incluyendo bloques pequeños (\pm 500 mm) y más raramente de mayor tamaño, como el alojado en la parte más alta del perfil Piedras Bayas, con dimensiones de 4 x 3 x 2 metros; asimismo, debe mencionarse el bloque definido como "errático" por Galli (1969), localizado a la vera de la antigua ruta 40, unos 2000 m al norte del valle del Caleufu.

Otra característica de esta unidad, es el incremento en la cantidad de rodados, no sólo entre los que participan en el sector de transición que delimita a ambos miembros, sino también el comprobado en su parte superior. Esta variación ascendente es claramente distinguida en el perfil Río Caleufu, donde el tamaño de los mismos aumenta desde los 80 mm en sus niveles inferiores hasta los 200 mm en los superiores, alcanzando aún los 500 mm o más, los bloques apoyados sobre la superficie

de pedimentación elaborada en esta unidad. Si bien no se ha realizado un análisis acerca de los mecanismos de transporte del material pséfitico más grueso, no debe descartarse la posibilidad de la intervención de flujos rápidos (torrentes de barro o "debris flows") en el desarrollo de esta extensa planicie aluvial pedemontana terciaria.

Los conglomerados pertenecientes a los perfiles de Caleufu y río Collón Cura, muestran sectores irregularmente distribuidos con sus rodados aglutinados por un material arcilloso blanquecino, que por su parcial orientación reflejada en su extinción en abanico, por la ausencia de impurezas y la disposición textural coliforme, revelarían cierto grado de migración y recristalización.

En general, la matriz es psamítica, con frecuencia unida por el mencionado material arcilloso que contiene abundantes y diminutos cristales idiomorfos de heulandita. Dos niveles con estas particularidades se encuentran en el tramo del camino que une las estancias Alicura y El Infantado, en las proximidades de la llamada "estrechura".

La información obtenida de estudios vinculados con la construcción de la represa Alicura, ha permitido establecer que la distribución y concentración del material arcilloso ligante es errática. Prueba de ello es la reconocida y dispar proporción de rodados y arenas con respecto al material arcilloso, característica que determinó un amplio rango en la aplicación y comportamiento para construir el núcleo de la represa. Los datos contenidos en el trabajo Geotecnia Científica S.A. (1973), indican que la fracción gruesa puede llegar a contener bloques de hasta 400 mm de diámetro mayor, aunque los rodados superiores a los 100 mm, no superan el 15 % en peso del total. Por otra parte, el material fino (<0,074 mm) variable entre el 6 % y 25 %, corresponde principalmente a arcillas del grupo de la montmorillonita e illita, de elevada plasticidad y cohesión. También se hace mención a la conveniencia de modificar el método en la prospección del material adecuado, reemplazando la cuadrícula "primaria" de pozos distanciados a un kilómetro entre sí, por otra "secundaria" con separación de 500 metros. Finalmente, calicatas establecidas a 250 m entre sí, permitieron ubicar el denominado "yacimiento 1000", cuyo material fue utilizado para el núcleo impermeable de la represa. Este yacimiento se encuentra ubicado unos 12 km al norte, sobre la "Pampa de Alicura". En el lugar se abrió una cantera limitada a una reducida superficie en la que de arriba a abajo se distinguen los siguientes componentes litológicos.

- a. 0,20-0,40 m. Arenas y arcillas limosas, gris castaño oscuro.
- b. 1,00 m. Arcilla, rosado castaño, muy plástica.
- c. 2,00 m. Grava arcillosa, castaño, con rodados y bloques de hasta 0,40 m; la matriz arcillosa está integrada por montmorillonita, illita y halloysita subordinada, que engloba material arenoso de granos angulosos. La fracción gruesa proviene de los afloramientos graníticos de la Cordillera y de las vulcanitas eocenas, como asimismo de las vulcanitas y granitoides del "basamento" paleozoico?. Los rodados suelen presentar una notable meteorización, al extremo de poder ser desmenuzados con los dedos. Esta condición no es exclusiva de la composición de determinados rodados, sino que suele afectar a las más variadas especies, aunque cabe señalar que predomina en los de mayor grano y abundancia de félicos.

En cuanto a las estructuras sedimentarias más comunes, se reconocen lentes pséfiticos alargados paralelamente al eje longitudinal de la planicie de pedimentación. En ellos la estratificación es muy irregular debido a las marcadas variaciones granométricas del depósito, y en casos menos frecuentes, en disposición diagonal ligeramente definida. Las intercalaciones psamíticas se presentan con límites regulares hasta muy irregulares, en acumulaciones de variado espesor. La medición del mismo resulta dificultosa, porque los afloramientos son de pendiente abrupta y están cubiertos por material suelto desprendido de la unidad por su escasa consolidación.

c. Intercalaciones basálticas e ignimbríticas

Los derrames basálticos están ubicados aguas arriba de la confluencia de los ríos Chimehuín y Aluminé (o Collón Cura), con su centro efusivo situado en la margen derecha del último río mencionado, entre la quebrada de Alinco y el valle del Chimehuín. Estas lavas se extendieron por los valles de la quebrada del Manzano, río Chimehuín, quebrada de Alinco, alcanzando la quebrada de la Cortadera (bajada oriental de la cuesta de Puttkamer) y en parte la del Mallín Grande. Asimismo, diques basálticos cortan a la Formación Collón Cura, como puede observarse en el tramo de la ruta N° 40, entre la antigua balsa de Collón Cura y la cuesta de La Rinconada.

En las cercanías del puesto Bañadera (Estancia Chacayal), sobre la margen izquierda del río Chimehuín, poco antes de su afluencia al Collón Cura, se observan no sólo estas intercalaciones lávicas, sino

también aquellas asociadas, constituidas por material piroclástico (principalmente lapilli). Perfiles inferiores a la decena de metros, muestran en el vecino y abandonado puesto Confluencia, la relación de discordancia que existe entre la Formación Collón Cura y esas acumulaciones piroclásticas y lávicas basálticas intercaladas con las tufitas de los tramos inferiores del Miembro Limay Chico.

Con referencia a la edad de estos derrames, Galli (1969) sostiene que los mismos yacen "sobre el Colloncurensis fosilífero" y en consecuencia no son contemporáneos, como "repetidas veces Groeber ha afirmado". Posteriormente, Groeber (1951) ubicó al "Basalto I" sobre la discordancia de erosión elaborada en la Formación Collón Cura. Sin embargo, las observaciones de los autores del presente trabajo permiten establecer que estas lavas se encuadran dentro del ciclo sedimentario de la Formación Caleufu. En la quebrada El Manzano y en la zona del puesto El Alamo, es posible constatar que en el tramo definido entre dicha discordancia y la base de la colada basáltica, equivalente al "Basalto I", se intercala un reducido espesor de sedimentitas correspondientes a la Formación Caleufu.

A un vulcanismo más joven pero también contemporáneo con la mencionada unidad, pertenecen los esporádicos lentes y bancos piroclásticos (tobas hasta ignimbríticas) ubicados en el límite entre los Miembros Limay Chico y Alicura. Al mismo ciclo corresponden las "tobas mesosilíceas claras" (González Díaz y Riggi, 1984), aunque es de consignar que oportunamente no fueron consideradas como integrantes de la denominada "Formación Río Negro". En el valle del Chimehuín, estas ignimbríticas forman un banco continuo y adosado a la parte superior del extendido cordón que une los cerros de la Virgen, Mesa (Tipiliuque) y Santa Julia. Este banco, de una potencia de 15 m e intercalado entre los dos miembros de la Formación Caleufu (parte superior de la Formación Chimehuín, en el sentido de Turner (1973), disminuye progresivamente de espesor hacia el este y desaparece en las cercanías del desvío a los lagos Curruhué. En opinión de este autor, las muestras recogidas en el puesto La Alpargata y al este de Las Lagunitas son de naturaleza dacítica.

En el paraje del cerro Castillo (Hoja 38 b) se define una espesa sucesión piroclástica equivalente, aunque sus componentes no presentan los caracteres de las tobas fuertemente soldadas. Por debajo de basaltos neocenoicos, aparece dicha sucesión rellenando un paleovalle excavado en las sedimentitas del Miembro Limay Chico, indicando procesos erosivos temporales sobre sectores del mismo.

En cuanto a la posible edad de esta manifestación volcánica, la misma se remonta al Mioceno superior de acuerdo a un valor K/Ar de 8 ± 2 Ma, registrado en la toba ignimbrítica que aflora en la parte superior del perfil Limay Chico (fig. 2).

Considerando la posición estratigráfica y la indicada edad, estas acumulaciones piroclásticas no deben ser confundidas con aquéllas similares que se encuentran intercaladas en la subyacente Formación Collón Cura, distinguidas como "Facies Piroclástica" (Nullo, 1979), "Miembro Ignimbrítico Pilcaniyeu" (Rabassa, 1974). Estas últimas son más antiguas, de edad miocena media, corroborada por análisis isotópicos con valores entre 15 y 11 millones de años.

Es de señalar que González Díaz y Riggi (1984) al proponer el reemplazo de la Formación Chimehuín (Turner, 1973) por las previamente establecidas Formaciones Collón Cura y Río Negro, no consideraron por falta de suficientes observaciones, que aquella entidad incluía también a estos mantos ignimbríticos, como asimismo al conjunto conglomerádico suprayacente, que en el presente trabajo corresponde al Miembro Alicura, de la Formación Caleufu.

d. Relaciones estratigráficas con la base

En las secciones donde es posible observar el tramo inferior de la Formación Caleufu, se comprueba la existencia de una relación de discordancia erosiva entre la mencionada entidad y los depósitos del subyacente. Con la finalidad de ilustrar esta relación y detallar la litología de dicho tramo, a continuación serán descriptos los perfiles más representativos.

1. Margen (fig. 3) derecha del río Collón Cura, al norte de la desembocadura en el río Caleufu.

Talud. Asomos del Miembro Limay Chico.

i. Tufita, gris claro, muy fina a mediana, con pumita blanquecina (< 3 mm), disgregable; maciza; 0,80 m.

h. Pelita, gris amarillento claro, moderadamente compacta, muy diaclasada; 0,40 m.

g. Tufita, gris amarillento, muy fina a muy gruesa, pelítica, con pumita blanquecina (< 3 mm), disgregable; maciza; 1,00 m.

f. Tufita, gris amarillento, muy fina a muy gruesa, con pumita blanquecina (< 4 mm), pelítica, disgregable; maciza; 0,50 m.

e. Tufita, gris clara, muy fina a muy

gruesa, con incremento granular hacia arriba, escasos rodados de vulcanitas (< 8 mm); maciza; 0,40 m.

d. Tufita, gris azulino, muy fina a muy gruesa, con pumita blanquecina y rodados de vulcanitas (< 5 mm); estratificación entrecruzada; 0,70 m.

c. Intercalación irregular de pumita blanquecina (< 5 mm); 0,05 m.

b. Conglomerado con matriz tuffítica, constituido por pumita blanquecina, tobas del subyacente y rodados de vulcanitas (< 15 mm), disgregable; 0,50 m.

a. Conglomerado con matriz tuffítica, gris amarillento claro, fragmentos de tobas del subyacente, rodados de vulcanitas y pumita blanquecina (< 12 mm), disgregable; 5,00 m.

Este perfil representa la parte inferior del Miembro Limay Chico, apoyada en discordancia de erosión sobre las típicas tobas claras y macizas de la Formación Collón Cura. Al pie de esta unidad, cubierta en parte por talud, aparecen tobas de coloración castaño amarillento, incluyendo paleosuelos, acumuladas paralelamente a las irregularidades del relieve preexistente. Contienen nidos fósiles de Vespídos y Escarabeidos; según Ostera (1983) corresponden al "Miembro inferior" de la Formación Collón Cura.

2. Loma (fig. 4) situada al sur-sureste del casco de la Estancia Collón Cura (Hoja 37 c).

Talud. Asomos de tufitas, gris azulado, muy finas a muy gruesas, con pumita blanquecina, disgregable; estratificación entrecruzada.

f. Conglomerado con matriz tuffítica, gris claro, constituido por fragmentos angulosos de pelitas amarillentas, rodados carbonáticos blanquecinos y escasos de vulcanitas (< 20 mm) disgregables; maciza; 0,30 m.

e. Tufita, gris claro, muy fina a muy gruesa, con pumita blanquecina y rodados de vulcanitas (< 5 mm), carbonática, muy consolidada; maciza; 0,25 m.

d. Tufita, gris azulado, muy fina a muy gruesa, con fragmentos de rocas volcánicas, graníticas y metamórficas (< 300 mm), disgregable; maciza; 0,60 m.

c. Conglomerado con matriz tuffítica, constituido por pumita blanquecina (< 10 mm), disgregable; 0,10 m.

b. Conglomerado brechoso con matriz tuffítica, constituidos por fragmentos de rocas volcánicas y graníticas rojizas (< 350 mm), disgregable; 0,50 m.

a. Tufita, gris clara, muy fina a muy gruesa, con abundantes rodados carbonáticos (< 30 mm), cemento calcáreo, bien consolidada; 0,30 m.

El tramo descripto corresponde a la parte inferior del Miembro Limay Chico, apoyado en discordancia erosiva sobre las tobas claras y macizas de la Formación Collón Cura. Esta unidad ha sido erosionada, incorporándose como elementos clásticos de dicho miembro, a las concreciones carbonáticas alojadas en el techo de la misma.

3. Quebrada del Manzano (fig. 5), Oстера (1983).

Talud. Asomos de areniscas gris azuladas (Miembro Limay Chico), coronadas por acumulaciones de rodados (Miembro Alicura).

Manto basáltico ("Basalto I") dividido en:

e3. Capa superior, escoriácea, con abundantes inclusiones de "areniscas azuladas" y alteración principalmente carbonática; 0,50 m.

e2. Capa media, de basalto compacto, gris oscuro, con textura porfirica y escasas vesículas; 4-5 m.

e1. Capa delgada, escoriácea, piroclástica en algunos casos, con algunos fragmentos de "areniscas azuladas"; 0,50 m.

d. Tufita, muy vitroclástica, con granos principalmente de andesina e hipersteno; impregnación ferruginosa. Contiene fragmentos de tufitas de composición similar y de grano más grueso, con participación de material arcilloso y desprovistos de impregnación ferruginosa.

c. Tufita similar a la suprayacente, con marcada impregnación ferruginosa, posiblemente vinculada a la acción térmica del basalto.

b. Tufita de granometría más fina y sin impregnación ferruginosa. Se diferencia de la unidad infrayacente por su grano más grueso y la mayor participación de cristaloclastos.

a. Arcilita limosa, escasamente arenosa (plagioclasa e hipersteno, principalmente), con muy escasos vitroclastos, frústulos de diatomeas y células de gramíneas.

Una marcada discordancia erosiva divide la sucesión descripta (Miembro Limay Chico) de las tobas claras inferiores de la Formación Collón Cura.

4. Quebrada de las Buitreras (fig. 6); se reinterpretó el perfil de Cagnoni (1983), en el sentido de que el límite entre las Formaciones "Río Negro" y Collón Cura, que la autora situara entre los sectores c) y d), está ubicado entre b) y a).

d. Tufita, gris claro (N^o 7), fina, subesparítica, compacta.

c. Corresponde al "banco castaño rojizo" de Cagnoni. Lo integran:

c1. Conglomerados de guijas medianas (8-16 mm), redondeadas, constituidas por tufitas arcillosas, castaño amarillento pálido (10YR 6/2), englobadas en una matriz tuffítica, gris claro (N^o 7), muy fina a gruesa, micrítica, compacta.

c2. Tufita, gris oliva claro (5Y 6/1), muy fina a mediana, con pumita blanquecina (2 mm), en partes muy arcillosa y ferruginosa, compacta.

c3. Tufita muy gruesa, en partes conglomerádica de clastos pumíceos, rosado anaranjado grisáceo (10R 8/2) con matriz arcillosa, rojo pálido (10R 6/2), en partes tuffítica, grisácea, muy friable.

c4. Tufita, anaranjado pálido (10YR 8/2) mediana, muy vitroclástica, con intercalaciones irregulares de pumitas (3 mm) y material tuffítico, fino a grueso, grisáceo, disgregable.

b. Tufita, gris amarillento (5Y 8/1), muy fina a muy gruesa, constituida por clastos de tobas de similar color (F. Collón Cura) y fragmentos angulosos de arcilla, pardo rojizo, arcilla tobácea blanquecina y pumitas claras, compacta.

Una discordancia erosiva separa la "Formación Río Negro" de la subyacente Formación Collón Cura, esta última representada por las típicas tobas de color gris amarillento (5Y 7/2), finas, micríticas, algo arcillosas, que contienen células de gramíneas, espículas de esponjas y partículas ferruginosas.

La discordancia erosiva que media entre las Formaciones Calefú y Collón Cura, también ha sido comprobada en los perfiles Cerro Caballete, Puesto Don Pedro y La Rinconada. En algunos afloramientos, la similar coloración que muestran ambas unidades, dificulta en parte su diferenciación; sin embargo, una observación más detenida

permite distinguirlas debido a que la superior presenta estructuras sedimentarias de origen fluvial (estratificación horizontal y entrecruzada) invariablemente ausentes en las tobas infrayacentes que presentan estructura maciza. Por otra parte, un criterio que apoya la existencia de esta discordancia, es la participación de rodados carbonáticos en la parte inferior del Miembro Limay Chico, originados por erosión de los niveles concrecionales correspondientes a la Formación Collón Cura.

e. Relaciones estratigráficas con el techo

Resultan escasos los relictos de la superficie original relacionada con la culminación del ciclo agradacional correspondiente al Miembro Alicura. Algunos de estos relictos han sido identificados en la cota de los 1000 m que coincide con la parte superior de la empinada barda oriental del valle del Limay Chico, como asimismo algo al oeste del perfil Piedras Bayas. En la intersección entre la cota de referencia y las cabeceras decapitadas del arroyo Mallín Aguada del Negro (fig. 7; vecindades del puesto Calderón), se observa una discordancia erosiva entre la Formación Caleufu (Miembro Alicura) y un abanico aluvial (I en fig. 7) de probable edad pleistocena ("aluvio pedemontano antiguo". En el perfil Limay Chico de la fig. 2, no está representada dicha relación estratigráfica, debido a que su ubicación se encuentra algo al sur de la intersección indicada. En este abanico participan tufitas grisáceas estratificadas, muy finas a muy gruesas, que contienen en partes rodados de vulcanitas procedentes del cordón occidental y, asimismo, intercalaciones delgadas de pumitas blanquecinas; también hay pelitas tuffíticas, de color castaño a castaño amarillento, ferruginosas, algo conglomerádicas y con estructura maciza. Además, suelen incluir bloques claros de la ignimbrita que aflora en el tramo superior del perfil Limay Chico y rodados procedentes de las vulcanitas eocenas vecinas. Se presupone que el ápice del abanico debió hallarse al pie de la abrupta escarpa de falla oriental de la faja cordillerana. En la actualidad sólo quedan remanentes, debido a que en su casi totalidad fue eliminado de la cuenca media y superior del arroyo Limay Chico, por erosión retrocedente de sus aguas, alcanzando a capturar y decapitar las nacientes de los arroyos Mallín de la Aguada del Negro, Mallín Grande y Alicura; estos cursos representan buenos ejemplos de ríos desproporcionados. Es de señalar que con anterioridad a la captura y al desvío de sus aguas hacia el río Limay, los arroyos mencionados drenaban las aguas de las serranías occidentales, en el valle del río Collón Cura.

A lo largo de la senda, que saliendo

del puesto Calderón permite alcanzar la pampa de Alicura, se distingue la discordancia referida y la intercalación ignimbrítica (e en fig. 7) entre ambos Miembros (Alicurá y Limay Chico) de la Formación Caleufu (2 y 4, respectivamente en fig. 7).

El límite superior de esta formación también suele estar representado por una superficie de erosión, definida por un pedimento elaborado sobre los conglomerados del Miembro Alicura; dicha superficie se halla cubierta por gravas y arenas posiblemente eólicas. Estas superficies constituyen planicies, conocidas como "pampas" (Alicura, Chichahuay y Nestares), con extenso desarrollo al este de las serranías occidentales entre los 900 y 1000 m de altura. En la zona interna de los valles principales (Collón Cura y Limay) se encuentran terrazas elaboradas en el Miembro Limay Chico o sobre entidades más antiguas que asoman esporádicamente en los sectores más bajos de los mismos. En los alrededores de la represa de Alicura, es donde mejor se han conservado sus resaltos como testigos de las distintas posiciones de las planicies aluviales posteriormente disectadas. El material aluvial que cubre la superficie de estas terrazas se apoya en discordancia erosiva sobre el Miembro Limay Chico y en consecuencia no debe ser considerado como parte del Miembro Alicura. Además, la posición altimétrica inferior y la participación de rodados de fuentes graníticas y metamórficas ubicadas en la región cordillerana, constituyen caracteres que las distinguen de dichos pedimentos.

Otro tipo de relación estratigráfica tiene lugar cuando durante el desarrollo de la pedimentación, se elimina el tramo correspondiente al Miembro Alicura quedando al descubierto la parte superior de las intercalaciones ignimbríticas. Este proceso explica la presencia de coladas basálticas directamente apoyadas sobre las ignimbritas, como acontece en La Rinconada, loma Anchimayín y en tramos del cordón serrano entre los cerros de la Virgen, Tipilique y Santa Julia (al norte del lago Huachulafquen). En la cumbre de la loma Anchimayín, hacia la cuesta de Puttkamer, hay un marcado resalto morfológico (± 15 m) que separaría un pedimento "superior" de otro "inferior" o más joven; este último, elaborado sobre las sedimentitas del Miembro Limay Chico, muestra una cubierta de unos cinco metros de espesor. Como en el caso anterior, dicha acumulación pefítica tampoco debe ser confundida con el material conglomerádico del Miembro Alicura; resulta un depósito inconsolidado sobre la superficie del considerado pedimento más joven, correspondiente a elementos "en tránsito" actualmente inactivos. Tales caracteres sugieren la existencia de un pedimento del tipo "cubierto".

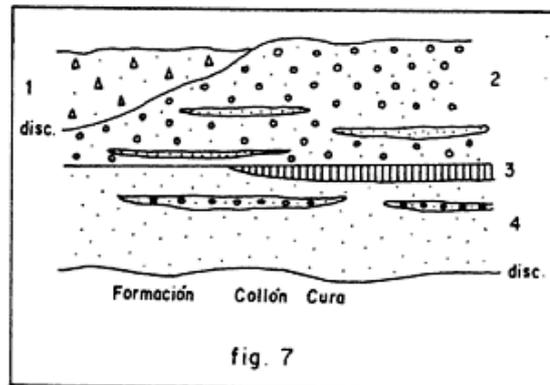
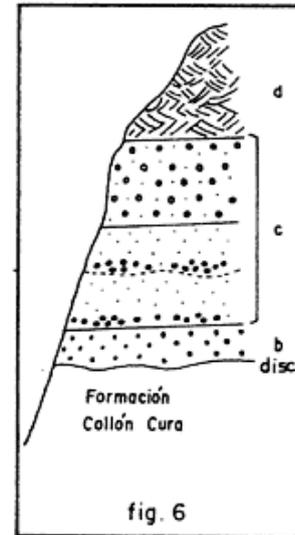
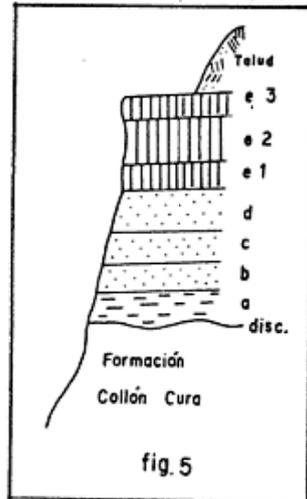
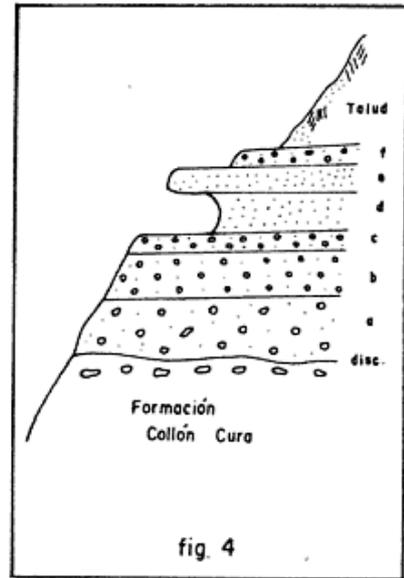
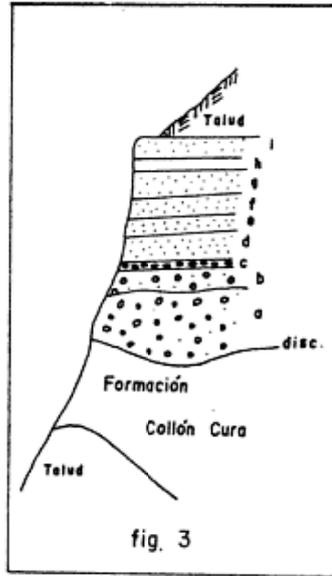


Figura 3: Perfil en la margen derecha del río Collón Curá al norte de la desembocadura del río Caleufú. Figura 4: Perfil próximo a estancia Collón Curá. Figura 5: Perfil quebrada del Manzano. Figura 6: Perfil quebrada de las Buitreras. Figura 7: Perfil próximo a puesto Calderón.

La posibilidad que distintas planicies de erosión de dispar origen, se hayan elaborado a diferentes niveles de la Formación Calefú, puede dar lugar a erróneas interpretaciones en cuanto al significado de las discordancias observadas y aún de las mismas acumulaciones sedimentarias.

f. Condiciones tectono-sedimentarias

La Formación Calefú se halla genéticamente vinculada a la actividad tectónica del Terciario superior caracterizada por movimientos relativos de los bloques montañosos, a veces aislados, que determinaron el desarrollo de cuencas continentales adyacentes. Además, constituye un excelente ejemplo de sedimentación sinorogénica, aparentemente acaecida a partir de las postmerías del Mioceno. Tanto los rasgos litoestratigráficos, como las áreas de procedencia clástica y el ambiente tectono-deposicional, están claramente relacionadas con la constitución e historia geológica del marco estructural que circunda a la depresión tectónica del Collón Cura, principalmente con aquel tramo del cordón serrano occidental.

Los autores del presente trabajo consideran que simultáneamente con la referida actividad tectono-deposicional, aconteció un episodio volcánico principalmente explosivo, aunque se desconoce la ubicación de sus centros efusivos. La confirmación de este acontecimiento se fundamenta en la constante participación vitroclástica en todo el desarrollo de la unidad y, asimismo, por la existencia de acumulaciones piroclásticas primarias. Por otra parte, la presencia de mantos ignimbríticos de irregular distribución regional, aunque ocasionalmente alcanzan considerable continuidad (zona norte a la cuenca lacustre de Huechulafquen), son evidencias incuestionables de una manifestación volcánica contemporánea. Otra prueba de este acontecimiento surge de la presencia de restringidas coladas basálticas y sus equivalentes intrusivos, distinguidas desde antiguo por Roth (1899) en el área de estudio; indicarían los límites de una discontinuidad espacio-temporal entre la infrayacente Formación Collón Cura y la "Formación Río Negro" (o "Rionegrense" o "Areniscas azuladas"), que en este trabajo se asigna al Miembro Limay Chico (inferior) de la Formación Calefú. Estas lavas inicialmente identificadas como "Basalto I" o "Palaocolitense" (Groeber, 1947b), fueron posteriormente reconocidas en el ambiente del Collón Cura con la denominación de Formación Palaoco o Formación Rancahué (Turner, 1973). La ubicación estratigráfica

de estas manifestaciones, de acuerdo a las observaciones realizadas, no coincide con lo sostenido previamente por otros autores, debido a que las mismas se encuentran intercaladas en el tramo basal de la Formación Calefú (1).

El origen de la depresión más arriba mencionada, ha sido generalmente relacionado con un "graben" desarrollado con anterioridad a la acumulación piroclástica de la Formación Collón Cura (Groeber, 1947b, 1951; Galli, 1969). En apoyo de un origen similar, Ramos (1978) y González Díaz y Nullo (1980) interpretaron a esta depresión, denominada por los autores mencionados en último término, "Fosa del Collón Cura", como delimitada por fallas directas. Hasta el presente no ha sido posible reunir suficiente información sísmica que permita asegurar la precedente interpretación estructural. No obstante, de resultar correcta la opinión de González Díaz y Nullo (op. cit.) quienes consideran la existencia del "umbral del Alto Limay" que separa las "fosas" de Nirihuau y Collón Cura, como asimismo de aceptarse la contemporaneidad y origen común para ambas depresiones, es posible inferir una evolución distinta para la última. En opinión de Ramos y Cortés (1984), la "cuenca de Nirihuau" o "cuenca de Nirihuau-Norquinco-Cushamen" (Cazau, 1972), se relaciona con una antefosa (foredeep). Actualmente, en esta depresión, fallas inversas de alto ángulo la marginan por el oeste; líneas estructurales similares, de menor magnitud, la limitan al naciente.

El estudio geológico de la región (González Díaz, 1980; 1982; 1983) ha demostrado una similar situación en la fosa del Collón Cura. Una extensa falla inversa de ángulo elevado ha sido comprobada en la cuenca media y superior del arroyo Limay Chico, particularmente donde el arroyo Tostao abandona la serranía (Hoja 39 b). Esta, que constituye el bloque occidental (vulcanitas eocenas), "cabalga" sobre un bloque bajo oriental, integrado por esas rocas, que muestra, un poco al este de la escarpa de falla, una progresiva cobertura sedimentaria correspondiente a la Formación Collón Cura y al "Rionegrense" (Miembro Limay Chico en el sentido de los autores). El plano de falla inversa, inclina entre 70° y 80° al oeste, con rumbo general norte-sur. Tres fallas menores, cuyo tipo no fue posible establecer, son reconocidas entre la citada escarpa de falla y la escarpa de erosión que hace las veces de límite natural oriental a la cuenca del Limay Chico. El desarrollo de la falla inversa principal se pierde gradualmente hacia el río Limay (pasaje a flexura?), en tanto que hacia el norte

(1) Este aspecto que se relaciona con la edad de la Formación es parte del objetivo de un futuro trabajo.

se hunde bajo las coladas mesosilíceas y básicas procedentes del cordón del Chapelco. También se la puede distinguir en el sector donde el río Caleufu se proyecta en área pedemontana.

El límite con el antepaís, dispuesto a menor altura que el bloque del oeste, es establecido a través de un complejo sistema de fallas y fracturas (norte-sur; noroeste, noreste y este-oeste) que llegan a controlar la disposición espacial del drenaje de la cuenca del Collón Cura-Aluminé.

No se ha logrado determinar el tipo de fallamiento entre el antepaís (sierra de La Angostura) y la fosa. Sólo puede afirmarse que esas líneas estructurales se disponen casi verticalmente y que en ellas es posible inferir un ordenamiento de fallas "en gradería", con un escalonamiento decreciente hacia el valle del Collón Cura.

La depresión tectónica de Collón Cura correspondería a un graben, derivado de la evolución de una antifosa de configuración alargada meridionalmente y angosta, que limita hacia el naciente la zona de corrimientos occidentales cordilleranos. En ella se observa una segmentación muy marcada en sentido norte-sur, que podría explicar la inexistencia de afloramientos de la Formación Collón Cura sobre la margen derecha del río homónimo, en el tramo Matamolle-Mallín Grande-Quemquemtreu. Sucesivos lineamientos de debilidad este-oeste controlaron el desarrollo de los valles fluviales de Caleufu, Quemquemtru, Chimehuín y otros cañadones menores. El primero de ellos muestra las características propias de un valle antecedente.

Un lineamiento aún no bien definido (rumbo general norte-sur), también se diseña internamente en la depresión. Se relacionaría con el cono piroclástico del cerro Morro y aquellas pequeñas bocas de emisión basáltica, observados en las proximidades de la desembocadura del Quemquemtreu. Otros juegos al norte y noroeste aparentan controlar la situación de los "cañadones" de Alicura, Mallín del Negro, Chichahuay, Chiuchuma, etc.

La posibilidad de la existencia de una marcada asimetría de la cuenca podría ser inferida, si son considerados los espesores registrados en los distintos perfiles levantados, aunque en muchos resultan parciales por no haberse alcanzado el substratum. Los mayores espesores se hallan en los alrededores del cordón serrano occidental, alcanzando a superar los 300 m en Piedras Bayas o en el valle del río Caleufu donde su curso abandona las serranías hacia el piedemonte. Este paraje se encuentra en las cercanías de la estancia El Infantado, donde el profundo valle del mencionado

río, excavado en los depósitos pefíticos del Miembro Alicura, deja al descubierto un paquete sedimentario superior a los 350 metros. Este diseño deposicional apoyaría también la posibilidad de la existencia de una ubicación asimétrica del depocentro de la cuenca.

Debido a su mayor relieve relativo, el bloque occidental aportó el volumen detrítico más importante del relleno de la "fosa"; el antepaís, menos elevado, participó en menor medida con ese material.

Para interpretar la situación estratigráfica y las diferencias granométricas entre los dos miembros de la Formación Caleufu, es razonable suponer que en sus comienzos el ascenso del bloque occidental habría sido de escasa magnitud o lento; esta conjetura se apoya en el contenido clástico de tamaño predominantemente psamítico en el Miembro Limay Chico (inferior).

Un vulcanismo explosivo mesosilíceo aparentemente constante, contemporáneo con la acumulación de la parte inferior de la unidad, donde se observa principalmente la participación vitroclástica, se pone en evidencia mediante piroclásticas primarias que aparecen aisladamente en los perfiles estudiados. Es muy probable que a partir de las ignimbritas, de niveles superiores, habría acontecido una aceleración del ascenso o una fuerte elevación, con el consiguiente incremento de la pendiente, debido a la proyección del bloque occidental a los niveles actuales del relieve absoluto. El resultado de estos acontecimientos ha sido la participación de material principalmente pefítico en el Miembro Alicura, con intercalaciones psamíticas muy subordinadas, más frecuentes hacia la parte basal de la unidad.

Las ocasionales lentes conglomerádicas, la amplia variedad en el tamaño de los clastos, los numerosos tipos de estructuras de corte y relleno, y la cambiante superposición de estructuras sedimentarias diversas, señalan las marcadas fluctuaciones en la energía cinética del flujo áqueo por la planicie aluvial pedemontana terciaria. El hábito anastomosado, con cursos amplios y poco profundos, se hallaba condicionado al rápido y frecuente desplazamiento lateral (migración de las orillas), como consecuencia de la escasa estabilidad o resistencia de sus márgenes, constituidas principalmente por materiales sueltos de arenas y gravas (Schumm, 1960, 1963; Schumm y Khan, 1972). En cuanto a las condiciones morfoestructurales que controlaron las características de las acumulaciones establecidas en esta cuenca, se estima que debieron ser similares a las que rigen en las actuales planicies aluviales pedemontanas (bajadas

o sucesión de abanicos aluviales).

En los perfiles ubicados en el sector más distal con respecto al área de procedencia clástica, puede comprobarse un pasaje gradual entre los Miembros Limay Chico y Alicura. En aquéllos situados marginalmente a los sectores serranos occidentales y noroccidentales, además del progresivo incremento de los lentes conglomerádicos hacia los niveles superiores del Miembro Limay Chico, se intercalan entre ambos los mantos ignimbríticos referidos anteriormente. La mencionada transición tiene lugar mediante el gradual reemplazo de los cuerpos psamíticos por las lentes conglomerádicas con espesores que aumentan hacia arriba, hasta culminar en un conjunto psamítico homogéneo que, además, incluye clastos de mayores tamaños. Este gradualismo granométrico permite considerar a la Formación Calefú como un ejemplo de acumulación "grano-creciente", fundamentalmente controlada por condiciones tectónicas locales y por una marcada variación en la velocidad del ascenso en las postrimerías del mismo.

El carácter "grano-creciente" señalado, facilita el reconocimiento de la sucesión como integrante de una asociación orogénica. El acontecimiento deposicional se vincularía con la orogenia de la fase Quéchuica del Mioceno superior (sensu Uliana, 1978); durante la misma se reactivaron las estructuras establecidas, ascendió la región cordillerana occidental y tuvo lugar su segmentación en diferentes bloques.

Considerando el concepto geotectónico

global, esta parte de los Movimientos Andinos puede relacionarse con cambios o aceleraciones de la velocidad de convergencia entre la Placa de Nazca con la Sudamericana, coincidente con el "pico" de actividad magmática del diagrama de Pitcher (1979) del Mioceno superior (Ramos y Ramos, 1978).

No deben excluirse movimientos posteriores a la Formación Calefú. En términos regionales, esta unidad se presenta suavemente dislocada con suaves flexuras debido a leves ascensos del bloque occidental, modificando la posición primaria de sus depósitos en la depresión. Los valores de estas modificaciones han sido tomados en el Miembro Limay Chico; se considera que la falta de estructuras apropiadas y la granometría gruesa del Miembro Alicura, dificulta el registro de los mismos. El rumbo general es oeste-noroeste, con inclinaciones entre 8° y 15° el sur-suroeste (Los Pinos, Puttkamer, puesto El Alamo y cerro Castillo); con rumbo similar, pero inclinándose levemente al noreste, se encuentran estas sedimentitas en el arroyo Limay Chico y puesto Calderón. Turner (1976) menciona suaves y reducidos pliegues en la Formación Chimehuín, de rumbo general norte-sur; en el mapa geológico figuran estructuras homoclinales.

Por otra parte, es significativo señalar que el origen del abanico aluvial pleistoceno, cuyos remanentes cubren en discordancia al Miembro Alicura en las proximidades del puesto Calderón (valle superior del Limay Chico), estaría relacionado con el o los movimientos posteriores.

IV. Perfil litológico

Río Calefú

Formación Calefú

Miembro Alicura

37,00 m	Conglomerados arenosos, con muy bajo grado de consolidación, constituidos por rodados de rocas principalmente volcánicas y graníticas muy subordinadas, en tamaños de hasta 200 mm de diámetro que alcanzan a 500 mm hacia la parte superior del depósito, delimitado por un plano erosional o pedimento desarrollado sobre la Formación Calefú. Intercalaciones de areniscas en espesores de hasta 3 m, castaño amarillento moderado (10YR 5/4), gruesas a muy gruesas (1), friables; maciza y estratificación entrecruzada.	7,00 m	Conglomerado similar a los superiores, con rodados de hasta 100 mm e intercalación de arenisca, gris azulado claro (5B 7/1), muy fina a fina, pelítica, disgregable; maciza, lenticular.	9,00 m	Ortotufitas, gris claro moderado (Nº 6), en partes gris amarillento (5Y 7/2), finas a muy gruesas; por sectores finamente conglomerádicas con rodados de vulcanitas (< 10 mm) y con material blanco arcilloso. Hacia la parte inferior resultan más finas y carecen de rodados. Son disgregables a levemente compactas; estratificación entrecruzada y maciza hacia la base.
5,00 m	Conglomerados similares a los superiores, con rodados de hasta 150 mm de diámetro. Intercalaciones de areniscas, gris azulado claro (5B 7/1), finas a medianas, raros vitroclastos, friable; maciza.	10,00 m	Conglomerados similares a los superiores, con rodados de hasta 80 mm de diámetro. Hacia la base aparecen intercalaciones de areniscas, gris oliva claro (5Y 6/1), muy finas a muy gruesas, friables, que lateralmente pasan a predominar sobre las acumulaciones conglomerádicas; maciza, lenticular.	2,60 m	Ortotufita, gris amarillento (5Y 7/2), muy fina a muy gruesa, con pumita blanquecina (< 2 mm), pelítica, fragmentosa; maciza.
			Miembro Limay Chico	0,70 m	Ortotufita, gris amarillento (5Y 7/2), muy fina a muy gruesa, con pumita blanquecina (< 3 mm) y escasos rodados pequeños de vulcanitas (< 6 mm), disgregable; maciza.
		2,30 m	Ortotufita, gris oliva claro (5Y 6/1), muy fina a muy gruesa, escasamente conglomerádica con rodados de vulcanitas (< 5 mm) y pumita blanquecina (< 2 mm), en partes con material blanco arcilloso, disgregable a moderadamente compacta; maciza.	0,60 m	Ortotufita, gris amarillento (5Y 7/2), muy fina a muy gruesa, con pumita amarillenta (< 6

(1) En la definición granométrica de las tufitas tamaño arena y de las areniscas, se ha adoptado la escala de Wentworth (1922).

	mm), pelítica, disgregable; maciza.				
2,10 m	Ortotufita, rosado anaranjado grisáceo (5YR 7/2), muy fina a mediana, con abundante pumita blanquecina (< 8 mm), pelítica, disgregable; maciza.	5,50 m	Paratufita, gris claro (Nº 7) con tinte azulino, mediana a muy gruesa, con delgadas intercalaciones irregulares de pumita blanquecina (< 10 mm), friable; estratificación entrecruzada.	3,00 m	Conglomerado con rodados de vulcanitas (< 150 mm) y matriz paratufítica, e intercalaciones de paratufita, gris claro (Nº 7), mediana a muy gruesa, muy friable; estratificación entrecruzada.
1,70 m	Ortotufita, gris moderado claro (Nº 6) en partes gris amarillento (5Y 7/2), mediana a muy gruesa, por sectores finamente conglomerádica con rodados de vulcanitas (< 8 mm), pumita blanquecina (< 4 mm) y material blanco arcilloso, disgregable; estratificación entrecruzada.	1,30 m	Paratufita, gris amarillento (5Y 7/2), muy fina a muy gruesa, con pumita blanquecina (< 2 mm), moderadamente compacta; maciza.	0,15 m	Arenisca, gris azulado claro (5B 7/1), mediana a muy gruesa, con muy escasos vitroclastos, muy friable; maciza.
0,90 m	Ortotufita, gris amarillento (5Y 7/2), muy fina a mediana, con pumita blanquecina (< 2 mm), disgregable; maciza.	0,80 m	Arenisca, gris claro (Nº 7) con tinte azulino, muy fina a muy gruesa, con escasos vitroclastos, muy friable; maciza.	0,50 m	Paratufita, gris azulado claro (5B 7/1), gruesa a muy gruesa, con pumita blanquecina (< 2 mm) y escasos rodados pequeños de vulcanitas (< 6 mm), muy friable; maciza.
2,30 m	Ortotufita, gris claro (Nº 7) a gris amarillento (5Y 7/2), muy fina a muy gruesa, en partes escasamente conglomerádica con rodados de vulcanitas (< 6 mm) y pumita blanquecina (< 3 mm), disgregable a fragmentosa; maciza.	0,70 m	Paratufita, gris amarillento (5Y 7/2), muy fina a fina, pelítica, moderadamente compacta; maciza.	1,80 m	Arenisca, gris azulado claro (5B 7/1), gruesa a muy gruesa, con escasos vitroclastos; parte inferior conglomerádica y matriz paratufítica, con rodados de vulcanitas y pumita blanquecina (< 5 mm); estratificación entrecruzada y estructura de corte y relleno.
1,90 m	Arenisca, gris claro moderado (Nº 6) con tinte azulino, muy fina a muy gruesa, con muy escasos vitroclastos, friable; maciza.	5,45 m	Areniscas, gris claro (Nº 7) con tinte azulino, muy finas a muy gruesas, con escasos vitroclastos, muy friables, interestratificadas con ortotufitas, gris amarillento (5Y 7/2), muy finas a finas, algo pelíticas, con pumita blanquecina (< 1 mm), friables; maciza.	0,30 m	Ortotufita, gris claro (Nº 7), mediana a muy gruesa, con abundante pumita blanquecina (< 2 mm), muy friable; estratificación entrecruzada.
0,30 m	Arenisca, gris claro moderado (Nº 6) a gris amarillento (5Y 7/2), muy fina a muy gruesa, con escasos vitroclastos; intercalaciones finamente conglomerádicas de rodados volcánicos (< 4 mm), algo pelítica, disgregable; estratificación entrecruzada.	0,30 m	Paratufita, gris claro moderado (Nº 6), muy fina a mediana, con pumita blanquecina (< 2 mm), muy friable; maciza.	0,50 m	Pelita, gris rosado (5YR 8/1), chonítica, con escasos frústulos de diatomeas (<i>Melosira</i> sp.) y delgados canaliculos radiformes recubiertos por material carbonoso, fragmentosa; finas intercalaciones de ortotufita, gris claro (Nº 7) muy fina, friable; maciza.
1,20 m	Ortotufita, gris claro (Nº 7), muy fina a fina, disgregable; maciza.	0,35 m	Pelita, gris amarillento (5Y 7/2), chonítica, con diminutos canaliculos radiformes rellenos por material carbonoso, fragmentosa; maciza.	0,50 m	Ortotufita, gris claro (Nº 7) ligeramente castaño, muy fina a fina, con pumita blanquecina (< 3 mm), disgregable; maciza.
0,70 m	Pelita, gris amarillento (5Y 8/1), tufítica muy fina, fragmentosa; maciza.	1,40 m	Paratufita, gris claro (Nº 7), muy fina a fina, con pumita blanquecina (< 2 mm), algo pelítica, disgregable; intercalaciones de pelita similar a la suprayacente, con escasos frústulos de diatomeas (<i>Melosira</i> sp. y <i>Navicula</i> sp.), fragmentosa; maciza.	0,50 m	Pelita, gris rosado (5YR 8/1), chonítica, escasamente tufítica muy fina, con escasos frústulos de diatomeas (<i>Melosira</i> sp.), células síliceas de gramíneas y canaliculos radiformes compuestos por material carbonoso, fragmentosa; maciza.
1,40 m	Pelita, gris rosado (5YR 8/1), algo arcillosa, fragmentosa; maciza.	2,00 m	Paratufita, gris amarillento (5Y 7/2), muy fina a fina, muy pelítica, con escasos frústulos de diatomeas (<i>Melosira</i> sp. y <i>Navicula</i> sp.), fragmentosa; maciza.	0,80 m	Pelita, castaño amarillento pálido (10YR 6/2), tufítica muy fina, con pumita blanquecina (< 2 mm) y canaliculos radiformes constituidos por material carbonoso, fragmentosa; maciza.
18,00 m	Talud	0,50 m	Paratufita, gris claro (Nº 7), muy fina a mediana, con pumita blanquecina (< 1 mm), escasamente pelítica; maciza.	0,50 m	Conglomerado con rodados de vulcanitas (< 100 mm) y matriz paratufítica, muy fina a muy gruesa, gris amarillento (5Y 7/2), Ortotufita, gris amarillento (5Y 7/2), muy fina a fina, algo pelítica, con partículas carbonosas, disgregable; maciza.
12,00 m	Ortotufitas, gris claro (Nº 7), muy finas a muy gruesas, con abundante pumita blanquecina (< 3 mm) e intercalaciones finamente conglomerádicas con rodados de vulcanitas (< 8 mm), disgregables; estratificación normal.	0,30 m	Pelita, gris amarillento (5Y 7/2), chonítica, escasamente tufítica muy fina, con pumita blanquecina (< 1 mm), fragmentosa; maciza.	0,30 m	Ortotufita, gris amarillento (5Y 7/2), muy fina a fina, algo pelítica, con partículas carbonosas, disgregable; maciza.
8,00 m	Pelitas, gris rosado (5YR 8/1), escasamente tufíticas, choníticas, con pumita blanquecina (< 15 mm), disgregables; macizas. Pesaje a ortotufita, de color similar, muy fina a fina, algo pelítica, disgregable, maciza.	1,10 m	Paratufita, gris amarillento (5Y 7/2), muy fina a fina, con pumita blanquecina (< 1 mm), escasamente pelítica, disgregable; maciza.	0,45 m	Ortotufita, gris amarillento (5Y 7/2), muy fina a fina, algo pelítica, con partículas carbonosas y canaliculos radiformes tapizados de material carbonoso, disgregable; maciza.
0,70 m	Ortotufita, gris amarillento (5Y 7/2), muy fina a fina, friable, maciza.	5,00 m	Paratufita, gris claro moderado (Nº 6), muy fina a muy gruesa, con pumita blanquecina (< 2 mm), en partes finamente conglomerádica con rodados de vulcanitas (< 10 mm), y pelitas, gris amarillento (5Y 7/2), fragmentosa; estratificación entrecruzada a maciza, lenticular.	0,40 m	Pelita, gris rosado (5YR 8/1), tufítica muy fina, con muy escasos cuerpos esféricos espinados (20 micrones) y gulas blanquecinas arcillosas (raíces?), fragmentosa; maciza.
1,30 m	Pelita, gris rosado (5YR 8/1), chonítica, arcillosa, fragmentosa; maciza.	7,00 m	Paratufita, gris claro (Nº 7), fina a gruesa, con pumita blanquecina (< 5 mm), en partes finamente conglomerádica con rodados de vulcanitas y pumita amarillenta (< 40 mm), muy friable; estratificación entrecruzada.	0,50 m	Paratufita, gris claro (Nº 7), muy fina a gruesa, con abundante pumita gris rosado (< 3 mm) y partículas carbonosas, friable; estratificación entrecruzada.
0,10 m	Paratufita, anaranjado grisáceo (10YR 7/4), muy fina a muy gruesa, arcillosa, compacta, maciza.	1,00 m	Paratufita, gris azulado claro (5B 7/1), muy fina a muy gruesa, con pumita blanquecina (< 1 mm), en partes finamente conglomerádicas con rodados de vulcanitas (< 50 mm), muy friable; estratificación entrecruzada.	0,30 m	Pelita, gris rosado (5YR 8/1), chonítica, con abundantes partículas carbonosas, fragmentosa, e intercalaciones delgadas de paratufita, gris claro, muy fina, disgregable; maciza.
2,00 m	Paratufita, gris amarillento (5Y 7/2), muy fina a muy gruesa, en partes escasamente conglomerádica con rodados pequeños de vulcanitas (< 5 mm), compacta; maciza.	0,80 m	Paratufita, gris azulado claro		Base oculta: planicie de inundación del río Caleufu.
2,20 m	Paratufita, gris oliva claro (5Y 6/1) a gris claro (Nº 7) con tinte azulino, gruesa a muy gruesa, en partes finamente conglomerádica con rodados pequeños de vulcanitas y pumita amarillenta (< 2 mm), friable; estratificación entrecruzada.				
0,35 m	Ortotufita, gris amarillento (5Y				

Lista de trabajos citados en el texto

- CAGNONI, M. C., 1983. Geología y geocronología de la quebrada de las Buitreras, Departamento Collón Cura, provincia de Neuquén. Fac. Cs. Exc. y Nat. (UBA), Dpto. Cs. Geológicas, Trabajo final de licenciatura, (inéd.), Buenos Aires.
- CAZAU, L., 1972. Cuena de Ñirihuau-Norquínco-Cushman en Geología Regional Argentina, ed. A. F. Leanza. Acad. Nac. Cienc., 727-740, Córdoba.
- DE FERRARIIS, C. I. C., 1966. Estudio estratigráfico de la Formación Río Negro de la Provincia de Buenos Aires. Sus relaciones con la región patagónica. An. Com. Invest. Cient. Prov. Bs. As., VII: 85-166, La Plata.
- DESSANTI, P. N., 1972. Andes Patagónicos septentrionales, en Geología Regional Argentina, ed. A. F. Leanza. Acad. Nac. Cienc., 655-687, Córdoba.
- FLINT, R. F. y F. FIDALGO, 1968. Drift glacial al este de los Andes entre Bariloche y Esquel. Inst. Nac. Geol. y Min., Bol. 119, 14 pág., Buenos Aires.
- FRENGUELLI, J., 1936. El banco verde de Paso Niemann del río Chico en el Chubut y sus diatomeas. Rev. Mus. La Plata (N. Serie), I, Geol. 1, 3-65, La Plata.
- GALLI, C. A., 1969. Descripción geológica de la Hoja 38c, Piedra del Águila, Prov. del Neuquén y Río Negro. Dir. Nac. Geol. Min. Bol., 111, 65 pág., Buenos Aires.
- GEOTECNIA CIENTÍFICA S.A., 1973. Aprovechamiento hidroeléctrico. Alicura (Hidronor).
- GONZALEZ, O. y M. VERGARA, 1962. Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° de latitud sur. Univ. Chile. Inst. Geol., Publ. 24: 20-108, Santiago de Chile.
- GONZALEZ BONORINO, F., 1973. Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Liao-Liao, Prov. de Río Negro. Fund. Bariloche, Dep. Rec. Nat. Energ. Publ. 16, 53 pág., San Carlos de Bariloche.
- GONZALEZ DIAZ, E. F., 1978. Estratigrafía del área de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 40° 30' y 41° de latitud sur (Prov. del Neuquén). VII^o Congr. Geol. Arg. (Neuquén), Actas, I: 525-537, Buenos Aires.
- _____, 1980. Mapa geológico a escala 1:100.000 de la Hoja 39a (Portezuelo de Puyehue), provincia del Neuquén. Serv. Geol. Nac., (inéd.).
- _____, 1982. Mapa geológico preliminar escala 1:100.000 de la Hoja 39b (Lago Traful) de las provincias de Neuquén y Río Negro. Serv. Geol. Nac., (inéd.).
- _____, 1983. Mapa geológico preliminar escala 1:100.000 de la Hoja 38b (San Martín de los Andes), provincia del Neuquén. Serv. Geol. Nac., (inéd.).
- _____, y F. E. NULLO, 1980. Cordillera Neuquina, en Geología Regional Argentina, ed. J. C. Turner. Acad. Nac. Cienc., II: 1099-1147, Córdoba.
- _____, y J. C. RIGGI, 1984. La Formación Chimehuin: su correspondencia con las Formaciones Collón Cura y Río Negro, Valle del Collón Cura, provincia del Neuquén. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXIX (1-2): 94-106, Buenos Aires.
- GRACIA, R., 1958. Informe geológico de las Cartas Paso Flores y Traful. Secret. Ejérc. Direc. Gral. Ing., (inéd.), Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1 Hoja, Chos Malal. Soc. Geol. Arg., Rev., I (3): 177-208, Buenos Aires.
- _____, 1947a. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 2 Hojas, Sosneado y Maipo. Soc. Geol. Arg., Rev., II (2): 141-176, Buenos Aires.
- _____, 1947b. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 3 Hojas, Domuyo, Mari-Mahuida, Huarhar Co y parte de Epu Lauken. Soc. Geol. Arg., Rev., II (4): 348-433, Buenos Aires.
- _____, 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29°30'. Rev. Inst. Nac. Invest. Cienc. Nat. Museo Arg. Cienc. Nat. B. Rivadavia, C. Geol. I (S): 1-352, Buenos Aires.
- _____, 1955. Anotaciones sobre el Cretácico, Supracretácico, Paleoceno, Eoceno y Cuartario. Asoc. Geol. Arg., Rev., X (4): 234-262, Buenos Aires.
- HALLER, M. J., 1974. Relevamiento geológico expeditivo en las cercanías de Paso Flores, provincia de Río Negro y Neuquén. Fac. Cienc. Exac. y Nat., Trabajo final de licenciatura, (inéd.), Buenos Aires.
- LAPIDO, O., 1974. Geología de la región comprendida al sur y oeste de la confluencia de los ríos Limay y Pichileufu. Provincia de Río Negro. Fac. Cienc. Exact. y Nat., Trabajo final de licenciatura, (inéd.), Buenos Aires.
- MORENO ROA, H., 1979. Características petrológicas del volcanismo cenozoico superior en las áreas del sur de Chile (39° y 41°30'). VI^o Congr. Geol. Arg. (Bahía Blanca), Actas, II: 131-148, Buenos Aires.
- NULLO, F. E., 1979. Descripción geológica de la Hoja 39c, Paso Flores. Serv. Geol. Nac., Bol. 167, 73 pág., Buenos Aires.
- OSTERA, H., 1983. Geología y geocronología de la quebrada de El Manzano, Departamento Collón Cura, provincia de Neuquén. Fac. Cienc. Exac. y Nat. (UBA), Dto. Cienc. Geol., Trabajo final de licenciatura (inéd.), Buenos Aires.
- PADULA, E., 1951. Informe preliminar del levantamiento de la zona Auca Mahuida y Bajo de Añelo. Y.P.F., (inéd.), Buenos Aires.
- PITCHER, W. S., 1979. The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. J. Geol. Soc. London, 136: 627-663.
- POMAR, H. B. de, 1980. Análisis comparativo de silicobolitos de diversos sedimentos continentales argentinos. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXV (4): 546-556, Buenos Aires.
- RABASSA, J., 1974. Geología de la región Pilcaniyeu-Comallo. Fund. Bariloche, Dpto. Recur. Nat. Energ., Public. 17, 128 pág., San Carlos de Bariloche.
- RAMOS, E. D. y V. A. RAMOS, 1978. Los ciclos magmáticos de la República Argentina. VII^o Congr. Geol. Arg. (Neuquén), Actas I: 771-786, Buenos Aires.
- RAMOS, V., 1978. Estructura, en: Geología y Recursos Naturales del Neuquén. VII^o Congr. Geol. Arg. (Neuquén), Relatorio: 99-119, Buenos Aires.
- _____, y J. M. CORTES, 1984. Estructura e interpretación tectónica, en: Geología y Recursos Naturales Prov. Río Negro. IX^o Congr. Geol. Argentino (San Carlos de Bariloche), Relatorio, I-12, 317-346, Buenos Aires.
- ROTH, S., 1899. Reconocimiento de la región andina de la República Argentina. Apuntes sobre la geología y paleontología de los territorios de Río Negro y Neuquén. Rev. Museo de La Plata, IX: 141-197, La Plata.
- SCHUMM, S. A., 1960. Shape of alluvial channels in relation to sediment type. U. S. Geol. Survey. Paper, 352 - B: 17-30.
- _____, 1963. Sinuosity of alluvial plains on the Great Plains. Geol. Soc. Amer., Bull., 74: 1089-1100.
- _____, y H. R. KHAN, 1972. Experimental study of channel patterns. Geol. Soc. Amer., Bull., 83: 1755-1770.
- TERUGGI, M. E., M. M. MAZZONI, L. A. SPALLETTI, R. R. ANDREIS, 1978. Rocas piroclásticas. Interpretación y sistemática. Asoc. Geol. Arg., Rev., Publ. esp., Serie "B" (Didac. y Compl.), N^o 5, 36 pág., Buenos Aires.
- THIELE, R. y Y. KATSUI, 1969. Contribución al conocimiento del volcanismo post Miocénico de los Andes en la Provincia de Santiago. Univ. Chile, Dpto. Geol. Publ., 35: 1-23, Santiago de Chile.
- TURNER, J. C. M., 1973. Descripción geológica de la Hoja 37a-b, Junín de los Andes, Prov. del Neuquén. Serv. Nac. Min. Geol., Bol. 138, 86 pág., Buenos Aires.
- _____, 1976. Descripción geológica de la Hoja 36a, Aluminé, Prov. del Neuquén. Serv. Geol. Nac., Bol. 145, 77 pág., Buenos Aires.
- ULIANA, M. A., 1978. Estratigrafía del Terciario. VII^o Congr. Geol. Arg. (Neuquén), Relatorio: 67-84, Buenos Aires.
- VERGARA, M., 1970. Rocas volcánicas y sedimentario-volcánicas mesozoicas y cenozoicas en la latitud 34°30' Chile. Univ. Chile, Dpto. Geol., Publ. 32: 1-36, Santiago de Chile.
- _____, 1972. Note on the zonation of Upper Cenozoic Volcanism of the Andean area of Central-South Chile and Argentina. Upper Mantle Symposium, 381-397, Buenos Aires.
- _____, y F. MUNIZAGA, 1974. Age and evolution of Upper Cenozoic Andesitic volcanism in Central-South Chile. Geol. Soc. Amer. Bull., 85: 603-606, Boulder.
- WENTWORTH, C. K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. Jour. Geol., 30: 377-392,

Chicago.

WICHMANN, R., 1918. Sobre la constitución geológica del Territorio de Río Negro y la región vecina, especialmente de la parte oriental entre Río Negro y Valcheta. Primera Reunión Nac. Soc. Arg. Cienc. Nat., 1, Geol. Geogr.: 90-107, Tucumán.

_____, 1928. Contribución a la geología de los Departamentos Chical C6 y Puelén, de la parte occidental de la Pampa Central. Dir. Gral. Min. Geol. Hidrog., Publ. 40, 33 pág., Buenos Aires.

_____, 1934. Contribución al conocimiento geológico de los Territorios del Neuquén y del Río Negro. Dir. Min. Geol., Bol 39, 27 pág., Buenos Aires.

Recibido: 19 de diciembre, 1984

Aceptado: 17 de mayo, 1986

EMILIO F. GONZALEZ DIAZ

LUIS FAUQUE

Servicio Geológico Nacional
Av. Santa Fe 1548, p. 13^a
(1606) Buenos Aires

JUAN C. RIGGI

CONICET
Servicio Geológico Nacional
Av. Santa Fe 1548 - p. 13^a
(1606) Buenos Aires

TURBIDITAS EN LA SECCION BASAL DE LA FORMACION ANSILTA, PALEOZOICO SUPERIOR DE LA PRECORDILLERA OCCIDENTAL, PROVINCIA DE SAN JUAN

OSCAR LOPEZ GAMUNDI

Resumen

La sección basal de la Formación Ansilta (Paleozoico superior, cuenca Calingasta-Uspallata) muestra una gran variedad de depósitos originados en corrientes de turbidez. Se han reconocido a lo largo de la secuencia cuatro facies: facies 1: areniscas finas, fangolitas, lutitas y calizas lentiformes subordinadas; facies 2: areniscas medias a guijosas, a menudo macizas, ocasionalmente con estratificación plana, estructura en plato y amalgamiento; facies 3: conglomerados desorganizados, normal e inversamente gradados; facies 4: diamictitas con abundante matriz fangolítica.

Estas rocas representan corrientes de turbidez diluidas y sedimentación hemipelágica (facies 1), corrientes de turbidez de alta densidad (facies 2 y 3) y flujo de detritos (facies 4).

Las areniscas y conglomerados de las facies 2 y 3 son interpretados como lóbulos progradantes de supra-abanico. Las secuencias estratocrecientes de turbiditas "clásicas" son consideradas como depósitos de margen de canal. Dentro de las diamictitas (facies 4) pudieron ser distinguidas variedades proximales y distales de flujos de detritos. Estos flujos estuvieron probablemente asociados con tills glaciocósmicos del Gondwana.

La presencia de calizas lentiformes intercaladas con areniscas finas y pelitas confirma que la secuencia ha sido depositada por encima de la profundidad de compensación de calcita.

A través del análisis de cadenas markovianas se han definido dos asociaciones faciales: a) facies 1 + facies 4, que representa corrientes de turbidez de baja densidad, sedimentación por suspensión y flujos de detritos; y b) facies 2 + facies 3, que abarca corrientes de turbidez de arena-grava.

Abstract

The basal section of the Ansilta Formation (Late Paleozoic, Calingasta-Uspallata basin) shows a great variety of turbidity currents-induced deposits.

Throughout the sequence, four facies have been recognized: facies 1: fine sandstones, mudstones, shales and subordinate lenses of limestones; facies 2: medium to pebbly sandstones, often massive, occasionally with flat lamination, dish structures and amalgamation; facies 3: desorganized, normally and inverse graded conglomerates; facies 4: muddy matrix-rich diamictites.

These rocks represent dilute turbidity currents and hemipelagic sedimentation (facies 1), high density turbidity currents (facies 2 and 3) and debris flows (facies 4).

Sandstones and conglomerates (facies 2 and 3) are interpreted as prograding suprafan lobes. Thickening upwards sequences of classical turbidites are considered as channel margin deposits. Within the diamictites (facies 4) proximal and distal debris flows could be distinguished. These flows were probably associated with Gondwana glaciocósmic tills.

The presence of lens-like limestones interbedded with fine sandstones and pelites confirms that the sequence has been laid down above the carbonate compensation depth (CCD).

Two facies associations have been defined from Markov chain analysis: a) facies 1 + facies 4, representing low density turbidity currents, sedimentation by suspension and debris flows; b) facies 2 + facies 3, comprising sand-gravel channelized turbidity currents.

Introducción

Las secuencias asignadas al Paleozoico superior de la cuenca Calingasta-Uspallata poseen desde el punto de vista litológico

características comunes; una de las más llamativas es la presencia de rocas diamictíticas intercaladas preferentemente en los tramos inferiores de estas secuencias (Amos y Roller, 1965). Estas diamictitas

han sido revisadas y reconsideradas en función de su posible conexión con los episodios de glaciación que afectaron al supercontinente de Gondwana por diversos autores tanto en forma general (Frakes y Crowell, 1969; Frakes et al., 1969; Amos y López Gamundi, 1980; 1981 a, b) como particular para algunas de las unidades litoestratigráficas involucradas (López Gamundi, 1983; 1984).

Es intención de este trabajo presentar el análisis litofacial y paleoambiental de una de las secciones portadoras de diamictitas que corresponde desde el punto de vista litoestratigráfico a la Formación Ansilta (Harrington, 1971). Esta unidad, junto con las Formaciones Leoncito, Majaditas y Hoyada Verde, constituye un conjunto de secuencias del Paleozoico superior aflorantes en las cercanías de la localidad de Barreal y del Observatorio Astronómico "Félix Aguilar" y ubicadas en el flanco occidental de la precordillera sanjuanina (figura 1).

La Formación Ansilta aflora en el noroeste del cordón del Naranjo y al oeste de la Sierra de Ansilta, sobre el sector oriental del valle Calingasta-Uspallata (figura 1). Los afloramientos estudiados corresponden al extremo septentrional del Cordón del Naranjo.

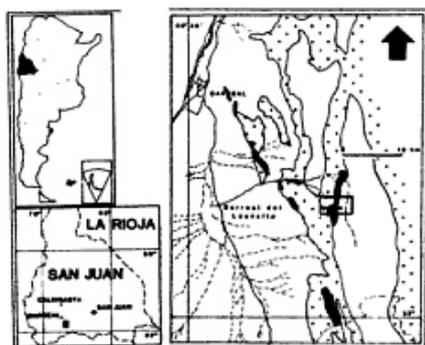


Fig. 1: Ubicación de los afloramientos; en negro: Formación Ansilta; punteado: afloramientos de rocas precarbónicas

Trabajos anteriores

Harrington (1971), al realizar la descripción regional de la Hoja 22 c, Ramblón, caracterizó a la unidad estudiada. Por otro lado, Csaky (1963) mapeó la zona del cordón del Naranjo y definió las relaciones estratigráficas y rasgos estructurales del área. Amos y Rolleri (1965) subdividieron litológicamente a la unidad y mencionaron la presencia de invertebrados marinos fósiles. Posteriormente, Amos y López Gamundi (1980; 1981a, b) han revisado los tramos diamictíticos de la formación.

Geología regional y estructura

La Formación Ansilta apoya discordantemente sobre la Formación Cabeceras del Paleozoico inferior, la cual corresponde regionalmente al denominado "Pretilítico" de Zöllner (1950). El cordón del Naranjo, y su continuación, la sierra de Ansilta, forma una estructura sinclinal con eje de rumbo aproximado norte-sur de tal manera que, al realizarse los estudios sobre el flanco occidental, la sucesión carbónica aparece inclinada hacia el este formando una estructura relativamente simple, cruzada por algunas fallas oblicuas al eje del sinclinal. Estas fallas son de poco rechazo y fácil reconocimiento en el campo.

Amos y Rolleri (1965) consideraron a la Formación Ansilta correlacionable con la Formación Mono Verde (Grupo San Eduardo, Mésigos, 1953) y de edad carbónica superior por la presencia de *Quadranetes* sp hallado por Csaky (1963) cerca del arroyo de las Cabeceras. Amos (1981) considera a la parte inferior de la Formación Ansilta como de edad carbónica media-superior, mientras que la parte superior correspondería al Pérmico inferior.

Análisis litoestratigráfico

Amos y Rolleri (1965) han subdividido en tres secciones a la Formación Ansilta de la siguiente manera:

sección superior: areniscas macizas finas intercaladas con cuarcitas moteadas gris verdosas y lutitas verdes: 400 m

sección media: lutitas y limolitas verdes estratificadas con areniscas cuarcíticas y lentes conglomerádicas: 200 m

sección inferior: areniscas moradas en bancos gruesos con intercalaciones conglomerádicas: 150 m

De esta columna, ha sido estudiada su parte basal en un perfil de 300 m aproximadamente que incluye la sección inferior y parte de la media. La columna analizada incluye los niveles diamictíticos de la formación.

Facies sedimentarias

a) Introducción

Se ha realizado un perfil detallado en escala original 1:100 en la sección tipo de la formación. Se han definido las diversas facies sedimentarias o litofacies en función de sus características principales (litologías predominantes, estructuras sedimentarias, geometría de los cuerpos, contenido fosilífero, etc.) siguiendo los criterios enunciados por Selley (1970a). Posteriormente se han agrupado las diferentes facies en asocia-

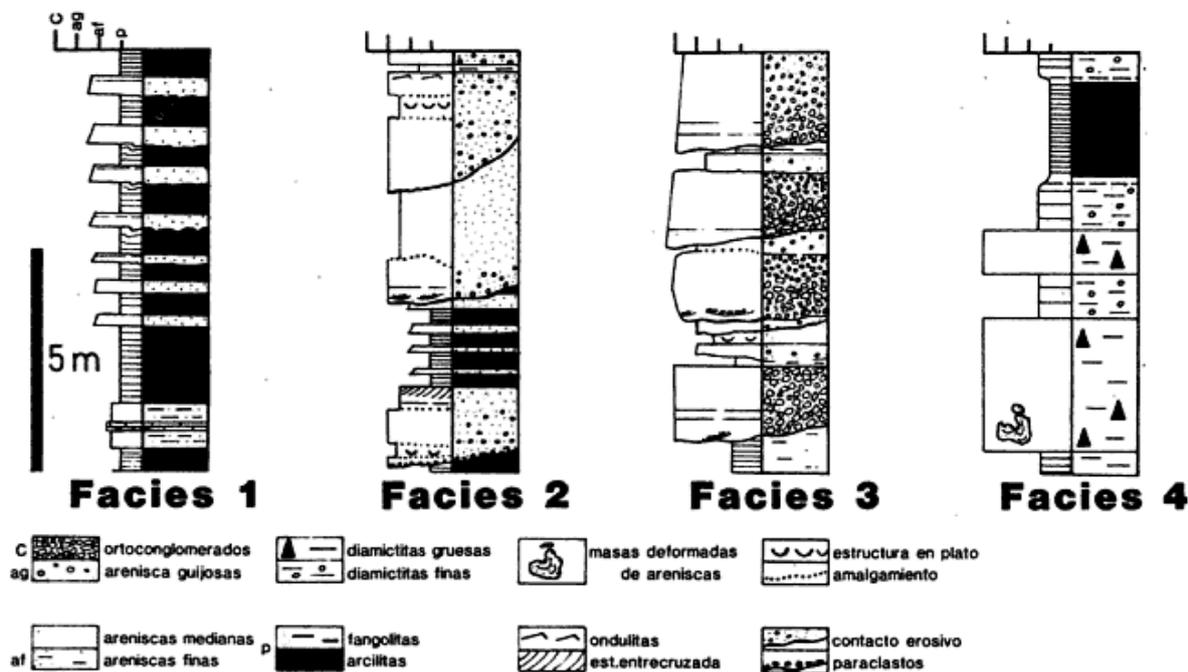


Fig. 2: Características generales de las facies sedimentarias de la Formación Ansilta.

ciones faciales que facilitaron la construcción de un modelo de sedimentación. Las cuatro facies definidas, cuyas características principales pueden observarse en la figura 2, y sus porcentajes de representación en la columna estudiada son los siguientes:

- Facies 1: facies de pelitas y areniscas finas alternantes (28 %)
- Facies 2: facies de areniscas medianas macizas y guijosas (40 %)
- Facies 3: facies de ortococonglomerados con matriz arenosa (7 %)
- Facies 4: facies de diamictitas (25 %)

b) descripción e interpretación de las facies

Facies 1: facies de pelitas y areniscas finas alternantes

Descripción

Esta facies está compuesta por bancos tabulares de a) pelitas, mayormente arcillitas con fangolitas subordinadas, verde grisáceo oscuras, y laminadas, y b) areniscas finas a medianas alternantes con arcillitas y fangolitas macizas a laminadas. Esporádicamente aparecen niveles lentiformes calcáreos de espesores reducidos (10-20 cm).

El conjunto de areniscas y pelitas alternantes aparecen como secuencias repetidas de bancos de 0,2 a 0,3 m de espesor de areniscas gradadas hasta fangolitas; los bancos presentan escasos turboglifos y abundantes calcos de carga (posiblemente turbo-

glifos deformados por carga) en sus bases. Los calcos se asocian a veces con laminación convoluta en el sector arenoso, el cual pasa gradualmente a fangolitas y arcillitas generalmente laminadas. Estas secuencias arenoso-pelíticas se hacen claramente estrato y granocrecientes (intervalo 150-156 m y 235-245 m, figura 3), culminando con niveles canalizados de areniscas guijosas (facies 2) con contacto levemente erosivo o deformados por carga en algunas oportunidades. Teniendo en cuenta la proporción arenisca/pelita, las secuencias estrato y granocrecientes han sido definidas por el pasaje de tramos inferiores con proporción arenisca/pelita (A/P) menor a 1, medios con A/P cercanos a 1 culminando con sectores superiores cercanos a los depósitos arenosos de la facies 2 con A/P claramente superior a 1.

Se ha podido constatar por otro lado el pasaje vertical entre pelitas de esta facies y diamictitas finas (fangolitas guijosas a guijarrosas) de la facies 4 a través de contactos generalmente transicionales.

Interpretación

La abundancia de material fino y buen desarrollo de estratificación y laminación interna de los bancos pelíticos de esta facies sugieren que los mismos se han acumulado bajo condiciones de sedimentación en aguas tranquilas por decantación.

Las secuencias de pelitas y areniscas alternantes pueden ser interpretadas de acuerdo con el ciclo propuesto por Bouma (1962) como términos T_{b-e} con T_c en general ausentes. Suspensiones diluidas constituidas por corrientes de turbidez de muy baja densidad y flujos de tipo nefeloide (nepheloid or turbid layer underflows) han sido los agentes responsables de la presencia de los términos superiores de las turbiditas. Las pelitas con laminación ubicadas hacia los tramos superiores de las turbiditas inducen a asignar el término cuspidal del ciclo de Bouma (T_e) como producto de lluvia hemipelágica.

Las pelitas laminadas se asocian genéticamente con las secuencias exclusivamente pelíticas; juntas representan condiciones de sedimentación hemipelágica por decantación.

Facies 2: facies de areniscas medianas macizas y guijosas

Descripción

Las rocas de esta facies corresponden a depósitos lentiformes y subordinadamente tabulares a nivel de afloramiento, de areniscas medianas a gruesas agrupadas en bancos de 0,5 a 2 m de espesor en general amalgamados, con escasas intercalaciones finas. Las estructuras sedimentarias presentes son la estratificación plana, escasos niveles ondulíticos, en su mayoría ubicados hacia el techo de los bancos y estructura en plato (dish structure Stauffer, 1967); en algunos niveles se han reconocido estratificación entrecruzada en artesa de pequeña a mediana escala con sets de 7 a 10 cm. Cabe aclarar, sin embargo, que los bancos en su mayoría son macizos internamente. Los contactos entre bancos son difíciles de distinguir debido al amalgamiento ya citado; en efecto, en algunas ocasiones se ha verificado el contacto entre areniscas medianas y guijosas. Estos contactos generalmente son irregulares. Es frecuente observar deformación por carga cuando los bancos arenosos de esta facies se apoyan sobre material pelítico.

Interpretación

El amalgamiento común entre los bancos, su carácter interno mayormente macizo, las estructuras en plato, la deformación por carga y geometrías mayormente lenticulares ubican a estos depósitos dentro de formas encauzadas de flujos gravitatorios de alta densidad o corrientes de turbidez de alta densidad (Lowe, 1982). Los diversos flujos arenosos pueden soldarse, como en este caso, y producir una serie de niveles múltiples amalgamados (Walker, 1979). La estructura en plato ha sido discutida por varios autores (Stauffer, 1967; Lowe y

LoPiccolo, 1974; Lowe, 1975) y originada en escape de fluidos (en este caso agua) por los espacios intergranulares. Las consecuencias de este proceso sumado a licuefacción son la homogeneización interna de los bancos y contactos soldados.

La asociación de areniscas macizas y con estructuras de escape de fluidos es típica de depósitos originados en flujos suspensivos o corrientes de turbidez de alta densidad (flujos arenosos). Ciertas estructuras tractivas presentes (estratificación plana y entrecruzada, niveles ondulíticos) confirman la evolución de mecanismos suspensivos a tractivos hacia los períodos finales, teniendo en cuenta la decreciente concentración de granos (Howell y McLean, 1976; Howell y Normark, 1983). Dentro de los períodos con predominio de régimen tractivo existieron condiciones de alto régimen de flujo representadas por estratificación plana y de bajo régimen por estratificación entrecruzada y ondulitas.

Facies 3: facies de ortoconglomerados

Descripción

Esta facies está compuesta por cuerpos lentiformes (cóncavo-planos y cóncavo-convexos) de conglomerados con escasa matriz arenosa mediana a gruesa y abundantes clastos de fracción pesada de hasta 50 cm. El carácter clasto-sostén de estos depósitos los ubica dentro de los ortoconglomerados. Dentro de algunos bancos se observaron superficies erosivas internas y niveles con estratificación plana. Los cuerpos conglomerádicos se intercalan con areniscas guijosas de la facies 2 formando litosomas compuestos. En las bases erosivas de algunos bancos de ortoconglomerados se observaron paraclastos de pelitas formando niveles de espesor máximo de 30 cm. A lo largo del perfil realizado se pudieron reconocer variedades de conglomerados desorganizados, los más abundantes, y escasos conglomerados gradados inversamente (104-106 m, figura 3) y normalmente (171-174 m, figura 3).

Interpretación

La asociación de este tipo de conglomerados con secuencias turbidíticas "clásicas" (facies 1) sugiere la ubicación de los mismos adentro del grupo de conglomerados resedimentados propuesto por Walker (1975, 1977). Dentro de este grupo han sido distinguidas las variedades desorganizadas, normal e inversamente gradadas. Los depósitos conglomerádicos con secuencias inversamente gradadas representan carpetas de tracción (traction carpet, S_2 de Lowe, 1982) originadas en presión dispersiva entre partículas (Bagnold, 1956). Tanto la presión dispersiva resultante de la colisión entre

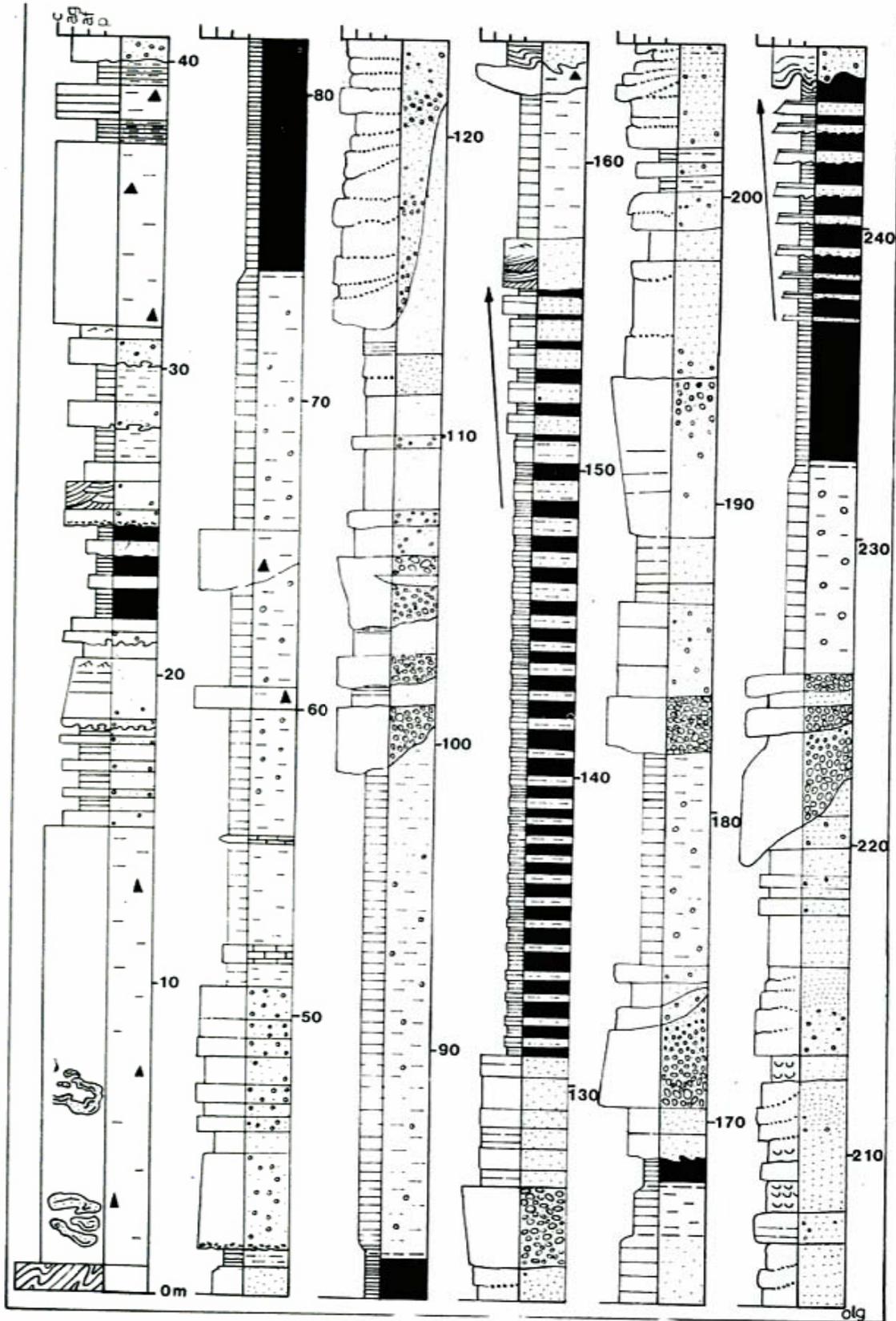


Fig. 3: Perfil de la sección basal de la Formación Ansilta. Obsérvese la presencia dominante de diamictitas (facies 4) en el sector inferior de la columna y de secuencias turbidíticas (facies 1) estrato y granocrecientes (150-156 m; 235-245 m) asociadas a paleocanales arenosos y conglomerádicos (facies 2 y 3).

granos en flujos de grava como la decantación obstruida (*hindered settling*) en los arenosos parecen ser no sólo los dos mecanismos principales para el soporte de partículas en corrientes de turbidez de alta densidad con concentraciones de granos de más de 30 % sino también, junto con el enfriamiento friccional (*frictional freezing*, Lowe, 1982), las causas para la formación de la gradación inversa.

Estos depósitos conglomerádicos pueden haberse originado en flujos gravitatorios siendo los probables mecanismos de soporte de material la interacción de granos y el flujo intergranular en estadios finales de depositación (Middleton y Hampton, 1973).

Facies 4: facies de diamictitas

Descripción

En este trabajo se utiliza el término descriptivo, no genético, de diamictita para todas las rocas psefíticas -psamíticas que contienen mezcla de componentes finos y gruesos en proporciones variables (Flint, 1960; Harland et al., 1966; Teruggi, 1982). Spaletti (1980) restringe el término a las variedades "con abundante matriz detrítica de textura pelítica" (sic), criterio que en la práctica engloba a la mayoría de las diamictitas.

Tomando en cuenta la variación de la relación clastos/matriz (C/M), pudieron distinguirse dos principales variedades diamictíticas:

a) diamictitas gruesas (C/M alta) o paraconglomerados según la clasificación de Spaletti (1980) con los tamaños de clastos máximos de toda la secuencia en bancos generalmente tabulares a nivel de afloramiento y macizos internamente.

b) diamictitas finas (C/M baja) o fangolitas guijarrosas, con tamaños máximos de clastos menores que para las diamictitas gruesas, estratificadas en bancos tabulares a nivel de afloramiento.

Las diamictitas presentan colores verdes oscuros con porcentajes de clastos variables (25 % o C/M = 0,25 para las variedades gruesas y 10 % o C/M = 0,1 para las finas). La matriz para ambas variedades es fangolítica. En las diamictitas gruesas el desarrollo de estratificación es pobre a nulo. Se han reconocido masas de areniscas replegadas de color ocre dentro de los litosomas diamictíticos; estas masas varían entre 1,5 y 2 m de longitud, poseen bordes redondeados y penetración de material diamictítico. En algunos sectores se ha podido constatar la presencia de clastos intraformacionales de areniscas de hasta 50 cm y otros menores de fangolitas.

Las diamictitas gruesas se apoyan generalmente sobre depósitos correspondientes a otras facies con contactos netos planos e irregulares sin evidencias mayores de erosión.

Las variedades diamictíticas finas poseen contactos transicionales con rocas de la facies 1. Los contactos de las rocas diamictíticas con los depósitos arenosos y conglomerádicos (facies 2 y 3) se resuelven generalmente en forma neta erosiva.

Interpretación

La presencia de material de tamaño guija y guijarro junto con abundante fracción pelítica sugiere condiciones de transporte de alta competencia y alta viscosidad. A su vez, el tamaño máximo del clasto que aparece sostenido dentro de la matriz define la competencia de la mezcla (Hampton, 1975). Una suspensión de alta concentración de fango, por lo tanto, es el mecanismo más apropiado para explicar la presencia de clastos de hasta 20 cm.

El estado de deformación interna de las masas de areniscas corresponde a un estado de flujo plástico consistente con depósitos de flujos de detritos. El mecanismo de soporte propuesto es el de resistencia o fuerza de matriz (Middleton y Hampton, 1973), característico de rocas de baja relación C/M donde los clastos "flotan" en una matriz de elevada densidad relativa. Además en casos de flujos subácueos como el propuesto aquí se debe agregar el efecto de presión de ascenso (*buoyancy*) en el aumento de la competencia de la mezcla (Hampton, 1979), además del ya mencionado fuerza de matriz.

Por otro lado, la falta de rasgos erosivos en los contactos inferiores de las diamictitas sugiere condiciones de flujo laminar al menos en los estados finales de transporte.

Estas evidencias sugieren que las diamictitas gruesas, con escaso o nulo desarrollo de estratificación y tamaños máximos de clastos para toda la secuencia, representan los sectores proximales de flujos de detritos; en contraposición, las variedades finas comprenden los tramos distales, cuando los flujos fueron disminuyendo su concentración de granos perdiendo progresivamente competencia.

Asociaciones faciales

Si bien la distribución de las facies muestra un predominio de las areniscas y guijosas de la facies 2 (40 %), seguido por las pelitas y areniscas finas de la facies 1 (28 %), las diamictitas de la facies 4 (25 %) y los ortoconglomerados de la facies

3 (7 %), se ha creído necesario discriminar estas proporciones en función de la ubicación estratigráfica en el perfil. Por lo tanto en la figura 4 se han graficado las proporciones de las diferentes facies sedimentarias expresando su representación en intervalos de 10 m de espesor; allí se observa claramente que el porcentaje de representación de diamictitas disminuye considerablemente hacia los términos superiores del perfil concentrándose en los sectores basales de la F. Ansilta. Esta característica de presentar los depósitos diamictíticos en las partes inferiores de las unidades es común a todas las secuencias portadoras de estas rocas que están comprendidas en la cuenca Calingasta-Uspallata (López Gamundi y Amos, en prensa). Por otro lado, es interesante remarcar que los bancos arenosos se superponen entre sí y con los niveles conglomerádicos formando secuencias compuestas con escasa a nula participación de intercalaciones finas y particularmente notables en la mitad superior del perfil analizado (figuras 3 y 4).

Este análisis ha contribuido a proponer que las facies analizadas se distribuyen según asociaciones faciales características de ambientes submarinos con predominio de flujos gravitatorios y sedimentación por decantación en zonas de aguas tranquilas.

Las pelitas laminadas de la facies 1 se han originado en condiciones de sedimentación hemipelágica y aparecen asociadas en pasaje tanto vertical como lateral con turbiditas clásicas T_{b-e} según el esquema de Bouma (1962). Las pelitas se corresponden con los depósitos de la facies G de sedimentación hemipelágica de Mutti y Ricci Luchi (1975), mientras que las secuencias bitemáticas areno-pelíticas son asignadas en forma general a la facies D de los mismos autores; dentro de esta facies, en función de la proporción arenisca/pelita (A/P), se han podido diferenciar tres subfacies:

- subfacies D_1 con $A/P > 1$
- subfacies D_2 con $A/P = 1$
- subfacies D_3 con $A/P < 1$

Esta diferenciación está claramente asociada a la ubicación de estos depósitos turbidíticos con respecto a los litosomas canalizados areno-conglomerádicos ya que las secuencias con $A/P > 1$ (subfacies D_1) se ubican en zonas marginales a los canales (albornos) mientras que aquellas que presentan predominio de material fino ($A/P < 1$) son asignadas a áreas de intercanal.

Los conglomerados de la facies 3 se presentan desorganizados internamente, con casos subordinados con gradación inversa o normal que representan diferentes tipos de conglomerados resedimentados. Walker

(1975, 1977) sugiere que los conglomerados con gradación normal, inversa y desorganizados son de carácter más proximal que los de gradación-estratificación (*graded-stratified model*). Las variedades presentes en la facies 3 corresponden a la facies A, subfacies A_1 (desorganizados) y A_2 (organizados) de Walker y Mutti (1973).

Las areniscas medianas y guijosas amalgamadas, macizas o con estructura en plato corresponden a la facies B de Walker y Mutti (1973) y Mutti y Ricci Luchi (1972, 1975) y a la facies de areniscas macizas (*massive sandstones*) y areniscas guijosas (*pebbly sandstones*) de Walker (1978). Debe considerarse que la estructura en plato es indicativa de un abundante escape de flujos durante la sedimentación y que ello no implica que estos flujos arenosos se movieran desde su zona de origen hasta la de depositación como un flujo fluidizado sino que corrientes de turbidez arenosas pasaron por un período de flujo fluidizado durante las etapas finales de transporte y/o tempranas de sedimentación (Walker, 1978).

Consideradas en su conjunto, las secuencias conglomerádicas y arenas representan corrientes de turbidez de alta densidad (Lowe, 1982) que involucran intervalos de transportes y sedimentación por tracción y suspensión. Los sectores basales son superficiales erosivas internas corresponden al estado trectivo (S_1 de Lowe, 1982) mientras que los sectores macizos y con estructura en plato sugieren transporte por suspensión (S_3 del mismo autor); algunos tramos superiores con estructuras tractivas (estratificación entrecruzada y ondulitas) representarían depósitos residuales de corrientes de turbidez de baja densidad (T_1 de Lowe, 1982). Estas corrientes de turbidez de alta densidad han pasado por sedimentación progresiva del material más grueso a corrientes de turbidez de baja densidad. Estas últimas están representadas por las secuencias arenoso-pelíticas de la facies 1.

Las diamictitas de la facies 4 originadas en flujos de detritos corresponden a grandes rasgos a la facies F de Walker y Mutti (1973) y Mutti y Ricci-Luchi (1972, 1975).

De esta manera quedan definidas dos asociaciones faciales: asociación facial A que agrupa las facies 2 y 3 cuyos depósitos aparecen en cuerpos canalizados, y asociación facial B que agrupa las rocas de las facies 1 y 4 aflorantes en cuerpos tabulares a nivel de afloramiento. Estas dos asociaciones faciales aparecen relacionadas en forma secuencial según el ciclo propuesto en la figura 5. Para obtener este resultado se han diferenciado cinco estados: cuatro de ellos corresponden a las facies definidas

y el quinto agrupa a los eventos erosivos mayores detectados a lo largo de la sección. Este análisis de ciclicidad se basa en que la secuencia estudiada se comporta de manera tal que la probabilidad de un suceso dependa de la probabilidad de otros sucesos anteriores; en otras palabras, se basa en la memoria markoviana de los sucesos, estados o elementos definidos. De esta manera, las cadenas de Markov de primer orden brindan la posibilidad de ponderar en término de probabilidades el ordenamiento vertical de los estados definidos. En este caso, se ha optado por la metodología propuesta por Selley (1970b) para la determinación de ciclos sintéticos. En esta ocasión se han descartado las transiciones dentro de cada elemento o estado definido (pasajes multipiso de Carr et al., 1966), quedando así determinadas sólo las transiciones que involucran cambios entre los estados; en términos matemáticos lo anterior puede expresarse como que los elementos de la diagonal principal de la matriz de transiciones reales son iguales a cero (embedded Markov chain de Krumbain y Dacey, 1969).

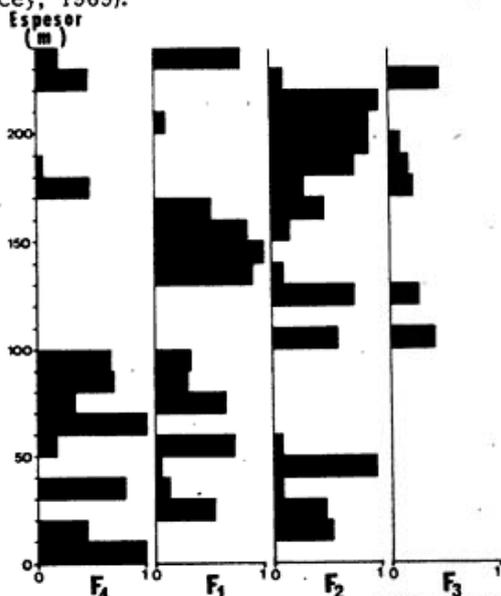


Fig. 4: Distribución relativa de proporciones de las facies sedimentarias en el perfil estudiado.

Los detalles del análisis de ciclicidad quedan resumidos en la figura 6 donde pueden observarse las matrices de transiciones reales, teóricas y de diferencias junto con el ciclo propuesto. Para la confección de éste último se han tomado los valores mayores de 1 dentro de los valores positivos de la matriz de diferencias.

Este modelo de ciclicidad propuesto reafirma la definición de las asociaciones faciales descriptas anteriormente; por un lado los depósitos que representan corrientes de turbidez diluidas o de baja densidad y

sedimentación hemipelágica (facies 1) y flujos de detritos (facies 4), por otro lado aparecen relacionadas entre sí las facies representadas en cuerpos canalizados originados en corrientes de turbidez de alta densidad (facies 2 y 3). Estos cuerpos arenosos y conglomerádicos se superponen mediante contactos erosivos importantes a depósitos de las facies 1 y 4 (figura 5). Generalmente los cuerpos arenoso-conglomerádicos quedan rodeados por material más fino con contactos basales (erosivos) y superiores planos. Este modelo además muestra la tendencia general de las corrientes de turbidez de alta densidad de pasar de flujos de grava (F_3) a flujos arenosos (F_2) para finalmente gradar a corrientes de turbidez de baja densidad y sedimentación por decantación (F_1).

Modelo sedimentario y discusión

La abundancia de conglomerados y areniscas sugiere condiciones de sedimentación rápida de material grueso; en tales condiciones, asociaciones típicas de suprabanco (Normark, 1970) pueden combinar características de abanico medio y externo (Mutti, 1974). La presencia combinada de complejos arenosos en el abanico medio con secuencias estrato y granocrecientes, indicativas de progradación de lóbulos de material arenoso en zonas de abanico externo, harían factible esta posibilidad. Las rocas finas de la facies 1 representan zonas de sedimentación de margen de canal y de intercanal. Algunos bancos de areniscas finas a medias con ondulitas sugieren condiciones de sedimentación en zonas de margen de canal (Mutti, 1977; Ingersoll, 1978; Pickering, 1982; Howell y Normark, 1983). La presencia de lentes de caliza permite inferir que la sedimentación ha tenido lugar por encima de la profundidad de compensación de calcita (carbonate compensation depth o CCD), que representa el nivel al cual el aporte de material calcáreo proveniente de la superficie se compensa por disolución.

La presencia abundante de diamictitas en áreas asignadas mayormente a abanico medio sugiere que los flujos de detritos, clásicamente frecuentes en zonas de abanico interno, han tenido, en este caso, una distribución más amplia. Su abundancia parecería estar regulada parcialmente por factores externos ya que, en zonas cercanas y penecontemporáneamente, semejantes depósitos aparecen directa o indirectamente asociados con procesos glaciales (López Gamundi, 1983; 1984). Estos procesos enmascaran y modifican sustancialmente la distribución vertical predecible dentro de un complejo de abanico submarino con una tasa de sedimentación mayor que la de sub-

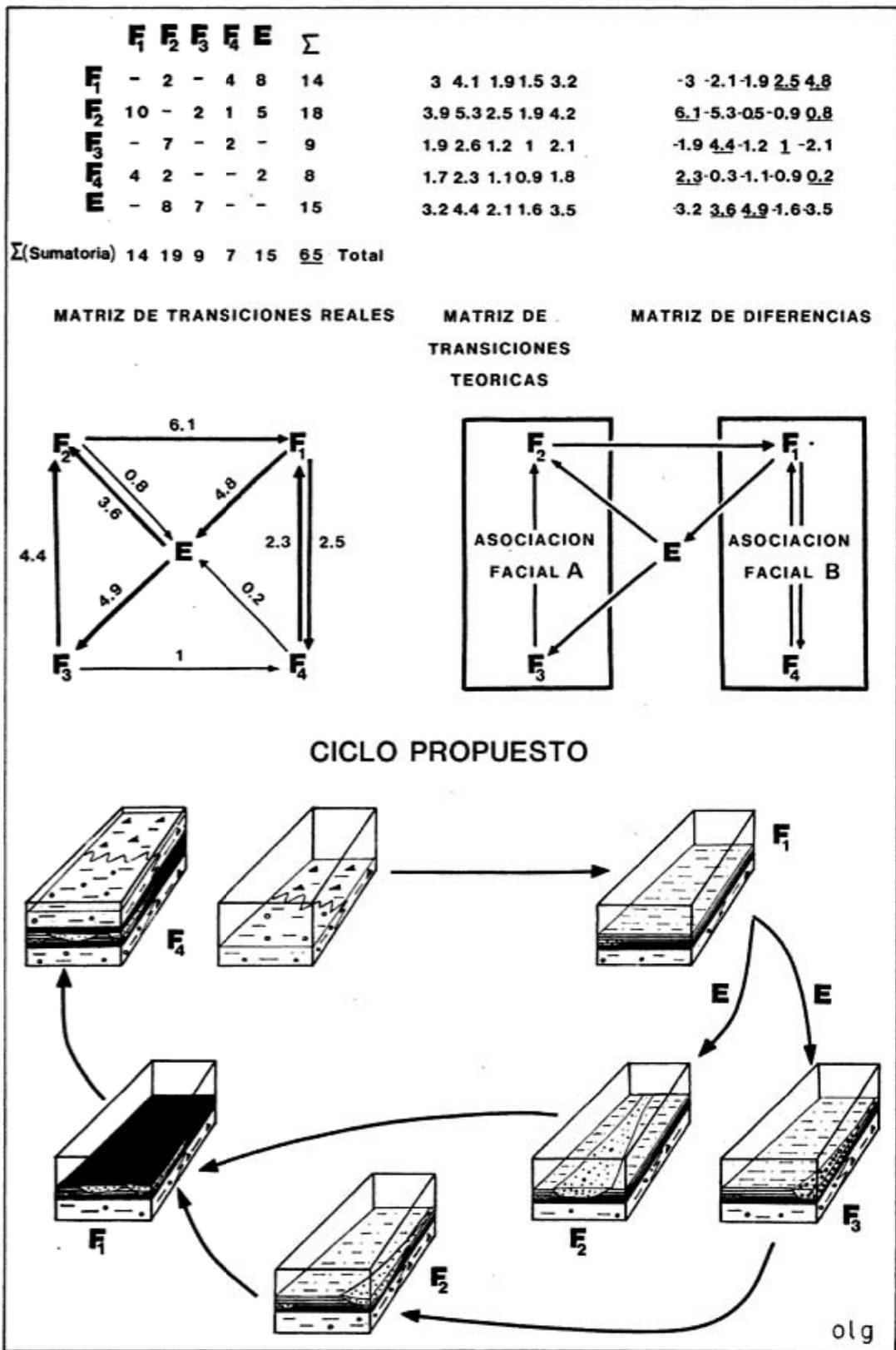


Fig. 5: Análisis de ciclicidad: asociaciones faciales y ciclo propuesto para la sección basal de la Formación Ansilta. Estados definidos, F₁: facies 1, F₂: facies 2, F₃: facies 3, F₄: facies 4 y E: eventos erosivos mayores.

sidencia, ya que dificulta la definición de la secuencia de progradación turbidítica (Walker, 1978) de primer orden. Sin embargo las secuencias de orden menor, como el caso de las estrato y granocrecientes, han podido ser definidas. Este tipo de secuencias es considerada como típica de la parte externa del abanico medio o de abanico externo por diversos autores (Mutti y Ricci-Luchi, 1972, 1975; Walker y Mutti, 1973; Nelson y Nilsen, 1974; Walker, 1978; Ghibaudo, 1980), asociadas a la progradación de lóbulos deposicionales. Por otro lado, es factible que, si bien pueden distinguirse algunas asociaciones faciales menores similares a las encontradas en ciertos sectores de abanicos submarinos, exista un modelo sedimentario alternativo correspondiente a un manto submarino (submarine apron) originado en fenómenos de remoción en masa subcúneos. Las facies principales de este ambiente son tres: a) fango hemipelágico y turbiditas de baja densidad, b) secuencias turbidíticas completas con depósitos arenosos y conglomerádicos canalizados y c) depósitos caóticos derivados de flujos de detritos (Galloway y Hobday, 1983). Este modelo deposicional posee dos características distintivas: 1) una provisión de material no necesariamente localizada puntualmente como en los abanicos submarinos sino más bien concebible como una zona amplia de provisión, y 2) una organización interna errática de las tres facies mencionadas. Estas dos características aparecen en la secuencia analizada, en particular la prime-

ra surge como razón para explicar la abundancia de rocas diamictíticas derivadas muy probablemente de condiciones glaciáricas presentes en este sector de la cuenca (López Gamundi, 1983). Este modelo alternativo explicaría algunas de las características presentes en la columna analizada aunque debe remarcar que la principal diferencia entre ambos modelos (manto submarino y abanico submarino) reside principalmente en la geometría y distribución de los depósitos y no en las propiedades de las facies sedimentarias.

Considerando la Formación Ansilta en su totalidad, se verifica el pasaje de depósitos relativamente profundos en la parte inferior a sedimentitas de ambientes someros (litorales) hacia la parte superior de la unidad. Esta transición parece ser una constante para las secuencias diamictíticas del Paleozoico superior de la cuenca Calingasta-Uspallata.

Agradecimientos

El autor desea expresar su agradecimiento al Dr. A. Amos por su ayuda en las tareas de campo y por el interesante intercambio de ideas y lectura crítica del manuscrito; a la Lic. I. Espejo por su colaboración y apoyo durante la confección final del trabajo y al jurado por las sugerencias que mejoraron el texto final.

Lista de trabajos citados en el texto

- AMOS, A. J., 1981. Correlación entre las Formaciones Carbónicas Marinas de Argentina. *An. Acad. Brasil. Cienc.*, 53 (2): 347-356, Sao Paulo.
- _____ y O. LOPEZ GAMUNDI, 1980. Las rocas glaciáricas del Paleozoico superior de Argentina. Reunión Nacional El Paleozoico de Argentina. *Acta Geol. Lilloana*, t. 14 (supl.): 111-113, Tucumán.
- _____ y _____, 1981a. Las diamictitas del Paleozoico superior de la República Argentina: su edad e interpretación. VIII^o Congr. Geol. Arg., San Luis, Actas III: 41-58, Buenos Aires.
- _____ y _____, 1981b. Late Paleozoic tillites and diamictites of the Calingasta-Uspallata and Paganzo basins, San Juan and Mendoza provinces, western Argentina. En: M. Hambrey y W. Harland (ed.) "Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record". Cambridge University Press: 859-868, Cambridge.
- _____ y _____, 1985. El Carbónico marino en el valle Calingasta-Uspallata, San Juan-Mendoza. *Bol. Inf. Petrol.*, 368: 1-21, Buenos Aires.
- BAGNOLD, R., 1956. The flow of cohesionless grains in fluids. *Phil. Trans. Royal. Soc., Ser. A*, v: 225: 49-63, Londres.
- BOUMA, A. H., 1962. *Sedimentology of some Flysch deposits*. Elsevier, 168 p., Amsterdam.
- CARR, D., A. HOROWITZ, S. HRABAR, R. ROONEY, T. STRAW, W. WEBB y P. POTTER, 1966. Stratigraphic sections, bedding sequences and random processes. *Science*, v. 154, 3753: 1162-64, Washington.
- CSAKY, A., 1963. Geología de la zona situada al norte del cordón del Naranjo y sur del Cerro Cabeceras, departamento Calingasta, San Juan. *Trab. Final Lic., Fac. Cs. Exactas y Nat., Univ. de Bs. As.*, 43 p., Buenos Aires.
- FLINT, R., J. SANDERS y J. RODGERS, 1960. Diamictite, a substitute term of symmictite. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 71: 1809, Boulder.
- FRAKES, L., A. J. AMOS y J. CROWELL, 1969. Origin and stratigraphy of Late Paleozoic diamictites in Argentina and Bolivia. En: A. Amos (ed.) "Gondwana Stratigraphy". IUGS Symposium, UNESCO, 2: 821-843, Paris.
- _____ y J. CROWELL, 1969. Late Paleozoic Glaciation: I. South America. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80: 1007-1042, Boulder.
- GALLOWAY, W. E. y D. K. HOBDAI, 1983. *Terrigenous Clastic Depositional Systems*. Springer Verlag, 423 p., Nueva York.
- GHIBAUDDO, G., 1980. Deep-sea fan deposits in the Macigno Formation (Middle Upper Oligocene) of the Gordana Valley, Northern Appenines, Italy. *Jour. Sed. Petrol.*, 50: 723-742, Tulsa.
- HAMPTON, M., 1975. Competence of fine-grained debris flows. *Jour. Sed. Petrol.* 45: 834-844, Tulsa.
- _____, 1979. Buoyancy in debris flows. *Jour. Sed. Petrol.*, 49: 753-758, Tulsa.
- HARLAND, W., K. HEROD y D. KRINSLEY, 1966. The definition and identification of tills and tillites. *Earth Sci. Rev.*, 2: 225-256, Amsterdam.

- HARRINGTON, H., 1971. Hoja Rambión. Dir. Nac. Minería, 110 p., Buenos Aires.
- HOWELL, D., y H. MCLEAN, 1976. Middle Miocene paleogeography, Santa Cruz and Santa Rosa Islands. En: D. Howell (ed) "Aspects of the geologic history of California continental borderland". Am. Assoc. Petrol. Geol., Pacific Section, Misc. Pub., 24: 266-293, Tulsa.
- _____, y W. NORMARK, 1982. Sedimentology of submarine fans. En: P. Scholle y D. Spearing (ed.) "Sandstone Depositional Environments". Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoir 31, 365-404, Tulsa.
- INGERSOLL, R., 1977. Submarine fan facies of the Upper Cretaceous Great Valley sequence, northern and central California. *Sed. Geology*, 21: 205-230, Amsterdam.
- KRUMBEIN, W. C. y M. DACEY, 1969. Markov chains and embedded Markov chains in geology. *Jour. Geology*, 74: 764-785, Chicago.
- LOPEZ GAMUNDI, O., 1983. Modelo de sedimentación glacimarina para la Formación Hoyada Verde, Paleozoico superior de la provincia de San Juan. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXVIII (1): 60-72, Buenos Aires.
- _____, 1984. Origen y sedimentología de las diamictitas del Paleozoico superior de la República Argentina (con especial referencia a la cuenca Calingasta-Uspallata). Tesis doctoral, Fac. Cs. Ex. y Nat., Univ. de Bs. As., 261 p., Buenos Aires.
- _____, y _____, 1985. Características paleoambientales de las secuencias carbónicas del sector precordillerano de la cuenca Calingasta-Uspallata, San Juan y Mendoza. *Primeras Jornadas de la Precordillera* (en prensa).
- LOWE, D., 1975. Water scape structure in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, 22: 157-204, Oxford.
- _____, 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Jour. Sed. Petrol.*, 52 (1): 279-297, Tulsa.
- _____, y R. LOPICCOLO, 1974. The characteristics and origins of dish and pillar structures. *Jour. Sed. Petrol.*, 44: 484-501, Tulsa.
- MESIGOS, M. G., 1953. El Paleozoico superior de Barreal y su continuación austral "Sierra de Barreal" (provincia de San Juan). *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, VIII (2): 65-100, Buenos Aires.
- MIDDLETON, G. V. y M. A. HAMPTON, 1973. Sediment gravity flows mechanisms of flow and deposition. En: G. V. Middleton y A. Bouma (editores) *Turbidites and Deep Water Sedimentation*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Pacific Section, Short Course, Anaheim, Tulsa.
- MUTTI, E., 1974. Examples of ancient deep sea fan deposits from circum-Mediterranean geosynclines. En: R. H. Dott Jr. y R. H. Shaver (editores) *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 19: 92-105, Tulsa.
- _____, 1977. Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South central Pyrenees, Spain). *Sedimentology*, 24: 107-131, Oxford.
- _____, y R. RICCI LUCHI, 1972. Le turbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. *Sp. Geol. Italiana Mem.*, 11: 161-199, Roma.
- _____, y _____, 1975. Turbidite facies and facies associations. En: *Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of the northern Apennines: field trip guidebook, A-11. IX^o Int. Congress Sedimentology*, 21-36, Niza.
- NELSON, C. y T. NIELSEN, 1974. Depositional trends of modern and ancient deep-sea fans. En: R. H. Dott Jr. y R. H. Shaver (editores) *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation*. Soc. Econ. Mineral. Spec. Pub., Nº 19, 69-81, Tulsa.
- NORMARK, W., 1970. Growth patterns of deep-sea fans. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 54: 2170-2195, Tulsa.
- SELLEY, R., 1970a. *Ancient Sedimentary Environments*. Science Paperbacks, Chapman & Hall, 2ª ed., 287 p., Londres.
- _____, 1970b. Studies of sequences in sediments using a simple device. *Jour. Geol. Soc. London*, 125 p., Londres.
- SPALLETTI, L., 1980. Paleoaambientes sedimentarios en secuencias silicoclásticas. Serie "B", Didáctica y Complementaria, Nº 8, *Asoc. Geol. Arg.*, 175 p., Buenos Aires.
- STAUFFER, P. H., 1967. Grain-flow deposits and their implications, Santa Ynez Mountains, California. *Jour. Sed. Petrol.*, 37: 487-508, Tulsa.
- TERUGGI, M., 1982. *Diccionario Sedimentológico. Volumen I, Rocas clásticas y piroclásticas*. Ed. Científicas Argentinas Librart (ECAL), 104 p., Buenos Aires.
- WALKER, R. G., 1975. Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86: 737-748, Boulder.
- _____, 1977. Deposition of upper Mesozoic resedimented conglomerate and associated turbidites in southwestern Oregon. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88: 273-285, Boulder.
- _____, 1978. Deep water sandstone facies and ancient submarine fans models for exploration for stratigraphic traps. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 62 (6): 932-966, Tulsa.
- _____, 1979. Turbidites and associated coarse clastic deposits. En: R. G. Walker (editor) *Facies Models*, Geoscience Canada. Reprint Series 91-104, Toronto.
- _____, y E. MUTTI, 1973. Turbidite facies and facies associations. En: G. V. Middleton y A. Bouma (editores) *Turbidites and Deep Water Sedimentation*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Pacific Section. Short Course. Anaheim, Tulsa.
- ZOLLNER, W., 1950. Observaciones tectónicas en la Precordillera Sanjuanina. Zona de Barreal. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, V (3): 111-126, Buenos Aires.

Recibido: 26 de febrero, 1985

Aceptado: 16 de noviembre, 1985

OSCAR LOPEZ GAMUNDI

CONICET

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

GEOLOGIA DE LOS CERROS TORNQUIST Y RECREO, SIERRA DE LA VENTANA, PROVINCIA DE BUENOS AIRES

EDUARDO MIGUEL LEONE

Resumen

El área estudiada en el presente trabajo, se encuentra ubicada en el ámbito de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires, en los denominados cerros de Tornquist.

El aporte más importante de esta contribución se refiere al aspecto estructural, donde se analiza el esquema deformacional de las cuarcitas del Grupo Curamalal, en las Formaciones Mascota y Trocadero. Se describe una disposición en pequeñas escamas (de unos 200 a 250 m de espesor) originadas por cuatro fallas inversas, puestas en evidencia por la presencia de fajas de milonitas de unos 3 a 15 m de potencia, de rumbo coincidente con el de la estratificación (N320°) e inclinación de unos 50° a 70° al sudoeste.

En lo referente al esquema estratigráfico, se mantienen los conceptos elaborados por Harrington (1947), con la salvedad de que para una mejor interpretación se separa a la Formación Mascota en dos sectores de afloramientos, uno oriental plegado y otro occidental fallado.

Abstract

This paper deals with structural aspects of an area located at Cerro Tornquist, Sierras Australes, Buenos Aires province. The deformational pattern of Curamalal Group quartzites is analysed, in the Mascota and Trocadero Formations. Small tectonic slices (200-250 m thick) are described here. They were originated by four reverse faults, clearly marked by the presence of mylonite strips of 3-15 m thick, which present a N320° trend, coincident with the stratification, and dipping 50° to 70° southwestwards.

The Harrington's (1947) stratigraphic schema is supported, except that, for the sake of a better interpretation, the Mascota Formation is divided into two outcrops sections, an eastern folded one and a western faulted one.

Introducción

La presente contribución es una síntesis del trabajo Final de Licenciatura que el autor presentó en la Facultad de Ciencias Exactas y Museo de La Plata (Leone, 1984).

La zona estudiada se ubica en el ámbito de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires, en el partido de Tornquist, inmediatamente al este de la localidad homónima (véase figura 1).

Los objetivos fundamentales de este trabajo fueron el levantamiento geológico del sector, de aproximadamente 44 km² y su correspondiente interpretación estructural.

Para la realización de las tareas se contó con apoyo fotográfico de pares estereoscópicos a escala aproximada 1:35.000 y mo-

saicos fotográficos 1:20.000. La base topográfica utilizada es la de la Hoja 3963-5-2 Tornquist, editada por el Instituto Geográfico Militar, a escala 1:50.000.

En el sector se destacan como unidades positivas de relieve los cerros Tornquist (591,4 m s.n.m.), Recreo (615 m s.n.m.), y Filoso (475 m s.n.m.), alcanzando la llanura circundante las curvas de nivel de hasta 350 m s.n.m. Por lo tanto los desniveles máximos son de tan solo unos 260 m, aunque las formas de relieve son bastante abruptas.

Antecedentes

Los primeros trabajos importantes sobre la geología de las Sierras Australes, fueron realizados por Keidel (1916), Du Toit (1927)

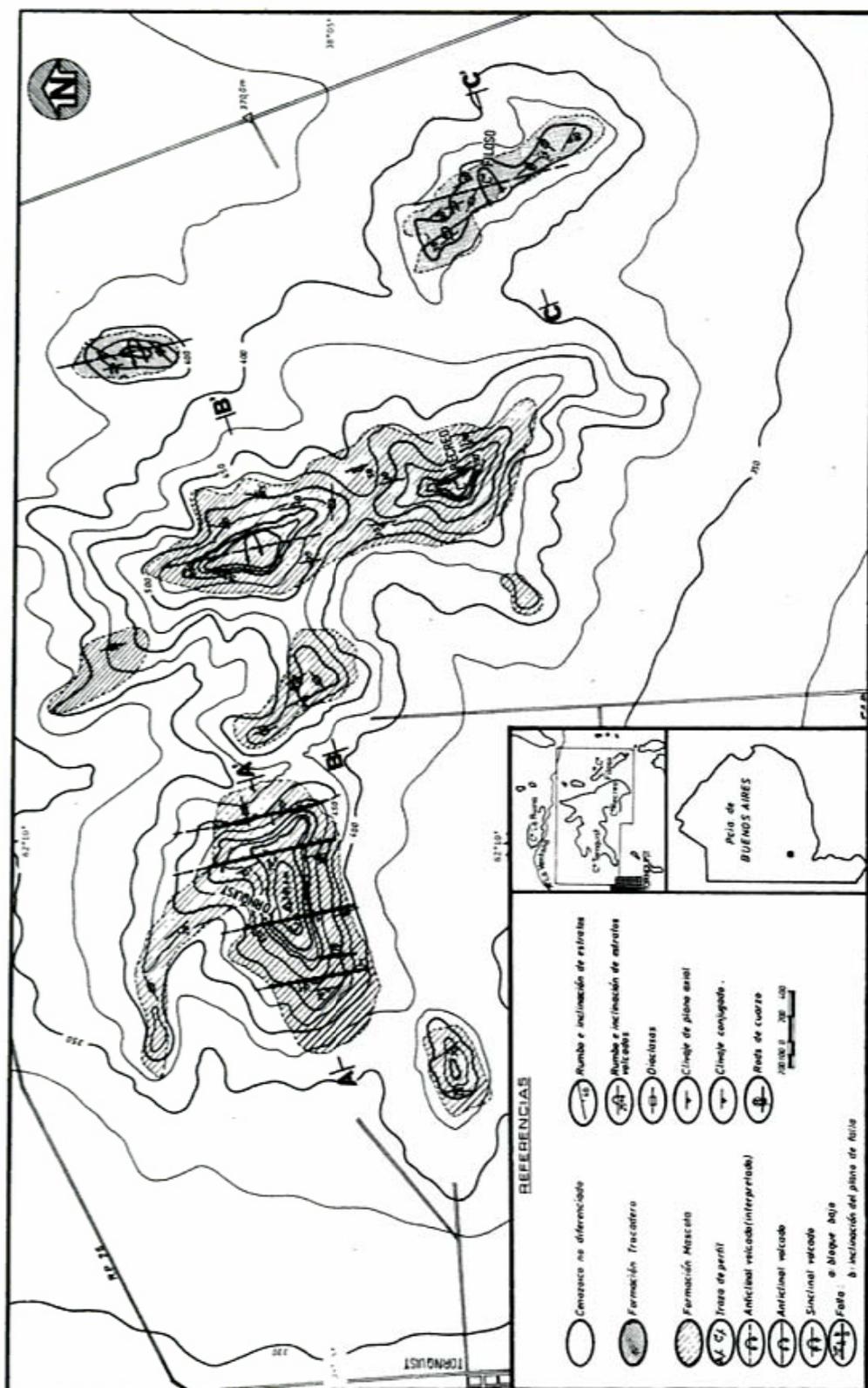


Fig. 1: Mapa geológico del área.

y Schiller (1930). Con posterioridad Harrington (1947) se ocupó extensamente de la geología de Ventania, llegando a la integración del esquema estratigráfico más detallado de la comarca; años más tarde el mismo autor (Harrington, 1970) ofreció una interpretación geotectónica a lo anteriormente elaborado definiéndola como cadena aulacogénica compuesta.

Suero (1957, 1961a, 1961b, 1972) por su parte ha efectuado numerosas publicaciones al respecto, destacándose las concernientes a la geología de las sierras de las Tunas y de Pillahuincó, y en lo referente al aspecto regional contribuyó con el levantamiento de perfiles a escala 1:10.000, uno de los cuales involucra directamente la zona aquí tratada, siendo este el único antecedente con que se cuenta, en lo que hace al conocimiento estructural del sector.

Posteriormente Cuerda (1967) realizó un análisis sobre estructuras pseudofosilíferas en el cerro Filoso, que resultaban de importancia para la ubicación cronoestratigráfica de la Formación Trocadero, y por ende de todo el Grupo Caramalal.

Finalmente cabe destacar los trabajos realizados por Kilmurray (1975), Llambías y Prozzi (1975), Ramos (1984), Rosello y Massabie (1981) y Varela (1978), que aportaron nuevas interpretaciones tanto en el aspecto estructural como en el estratigráfico.

Geología

A - Estratigrafía

Los afloramientos de la zona estudiada ofrecen a la observación pocas variaciones litológicas que conduzcan al reconocimiento de unidades formacionales. El conjunto consiste en rocas cuarcíticas, que no obstante presentan algunos cambios en cuanto a su granulometría y estructura sedimentaria. Se destaca la homogeneidad de color de las masas cuarcíticas y la ausencia de horizontes o estratos guías que faciliten la tarea geológica. Por igual resulta un obstáculo la complejidad estructural de un estilo compresivo que condujo a un marcado plegamiento y aún ruptura con fallamiento de cierta importancia, como se verá más adelante.

Los terrenos aflorantes han sido asignados por Harrington (1947) a la Serie de Curamalal, la cual en su zona tipo abarca los Grupos La Lola, Mascota, Trocadero e Hinojo, en sentido de edad decreciente. En el área de los cerros de Tornquist afloran exclusivamente las Formaciones Mascota y Trocadero. Aún así y de acuerdo con los trabajos de Suero (1961b) existen dificultades para la separación de dichas unidades, por lo que este autor introduce lo que de-

nominó Subgrupo Tornquist, involucrando en el mismo a la totalidad del paquete allí aflorante.

Formación Mascota

Los trabajos realizados permitieron diferenciar, dentro de esta Formación, dos sectores, uno occidental que involucra al cerro Tornquist y sus inmediaciones y otro oriental, de mayor desarrollo, que abarca al cerro Recreo y su prolongación hacia el noroeste en elevaciones menores.

En la zona occidental, la Formación Mascota, se compone de ortocuarzitas de grano grueso hasta sabulítico, que alternan con capas de grano medio a fino. El espesor individual de los estratos oscila entre 1 y 5 m. La coloración dominante es gris verdosa a gris blanquecina, tomando en algunos niveles una tonalidad rojiza por impregnaciones ferruginosas. Las capas se disponen con rumbo variable entre N320° y N340°, con inclinación exclusiva hacia el sudoeste con ángulos de entre 15° y 35°. Son características de este sector las estructuras sedimentarias tales como laminación entrecruzada, de tipo tangencial simple, en láminas de 5 a 20 cm de espesor, de rumbo medio N300° y una inclinación que varía entre 15° y 45° al sudoeste. Cabe destacar también la presencia de paleocanales con dimensiones de 2 a 5-10 m de ancho, que provocan truncamientos bruscos de las estructuras sedimentarias subyacentes; es un rasgo distintivo la ausencia de ondulitas de corriente.

Se destaca en esta zona, la presencia de gruesas fajas miloníticas, en donde las cuarcitas se encuentran fuertemente trituradas. Estas fajas, de 3 a 15 m de potencia, se disponen en el terreno coincidiendo con depresiones y sillars, presentándose con un rumbo paralelo al de la estratificación. También fueron observadas brechas asociadas a estas zonas de molienda, con litoclastos de cuarcita de 0,5 a 2 cm de tamaño, que ocasionalmente están cementadas por material hematítico.

En los afloramientos del sector oriental, la Formación Mascota, se compone de ortocuarzitas de grano fino a muy fino, en estratos de 5 a 50 cm de espesor, entre los que circunstancialmente se intercalan algunos de hasta 2 m de potencia. La disposición de estas capas, es de rumbo similar a la de los afloramientos del sector occidental, con valores variables entre N320° y N340° e inclinación, que de acuerdo con el estilo estructural, se dispone tanto hacia el sudoeste como al noreste. La coloración dominante es en general de tonalidades claras, desde gris blanquecina a gris verdosa. La estratificación entrecruzada, en esta

zona, está menos desarrollada, y cuando ocurre se dispone en delgadas láminas frontales, de 0,5 a 5 cm de potencia, inclinando hacia el sudoeste. No se observan paleocanales como en la zona anterior, pero sí es característica la presencia de ondulitas, que pueden ser tanto simétricas como asimétricas.

Otro rasgo que caracteriza a las sedimentitas de la Formación Mascota en el sector oriental, es la presencia de pequeñas lentes de tonalidades oscuras compuestas por material arcilloso-micáceo, dispuestas paralelamente a los planos de estratificación y que Harrington (op. cit.) denominara "clay galls". Estas lentecillas tienen dimensiones de 0,5 a 2 cm de espesor y de 5 a 10 cm según el plano mayor; mediante el análisis por difracción de rayos X se determinó que están compuestas por sericita-illita.

Tanto en una como en otra zona de afloramientos las sedimentitas de la Formación Mascota están atravesadas por venillas de cuarzo lechoso, de unos 2 a 8 cm de espesor. Las mismas tienen en algunos casos un carácter pre o sintectónico, ya que se encuentran deformadas e incluso replegadas concordantemente con el plegamiento regional. En otras oportunidades se disponen en varillas aproximadamente cilíndricas, de unos 3 a 15 cm de diámetro, cuyos ejes tienen rumbo coincidente con el de la estratificación (noroeste) y buzamiento de unos pocos grados (5 a 10°) hacia el noroeste. Estas venillas están emplazadas en fajas de cuarcitas con fuerte cataclasis; según Wilson (1978) su génesis se vincularía a la intrusión de venas sobre planos que fueron sometidos a esfuerzo, lo que provocó el enrollamiento de éstas y que son descritas como *rods* o *mullions*. Las venas de tipo postectónico se presentan como relleno de diaclasas, con un espesor de 1 a 5 cm y orientadas según los distintos juegos presentes.

En lo referente al espesor de esta formación, se hace extremadamente dificultosa su medición, debido a la ausencia de un horizonte guía, y al complejo estilo de deformación que afecta a estos afloramientos. No obstante y para la zona tipo, Harrington (op. cit.) propone una potencia de 200 m; en el sector analizado en el presente trabajo, la potencia estratigráfica se estima en unos 250 a 300 m. Tanto la base como el techo de la Formación Mascota, en este sector, no están expuestos a la observación, lo que constituye un impedimento más en la determinación del espesor formacional.

Formación Trocadero

Los afloramientos correspondientes a esta formación se distribuyen en una angosta

ta faja que se desarrolla paralelamente al cuerpo principal de las sierras, abarcando los afloramientos los cerros Filoso y del Medio.

Los afloramientos correspondientes a esta Formación se distribuyen en una angosta faja que se desarrolla paralelamente al cuerpo principal de las sierras, abarcando los afloramientos los cerros Filoso y del Medio.

Las rocas aflorantes están constituidas por cuarcitas de granometría fina a muy fina. El análisis microscópico reveló la presencia de abundante material pelítico en la matriz de estas rocas, apareciendo como más "sucias" en relación con las de la Formación Mascota. La coloración es gris blanquecina, gris verdosa y gris pardo clara.

Las capas de la Formación Trocadero tienen un espesor variable entre 0,5 y 1,5 m; no se observaron en estos afloramientos estructuras sedimentarias, excepción hecha de la estratificación, que es muy conspicua.

En estos afloramientos es común la presencia de pequeñas oquedades, que Harrington (op. cit.) y Andreis (1964) interpretaron separadamente como moldes externos de braquiópodos; los mismos son pequeños y numerosos, y están distribuidos sobre los planos de estratificación, donde estos son intersectados por los planos de clivaje; en estos puntos de debilidad ocurren fenómenos de disolución del material cuarcítico, lo que provocaría la similitud con estructuras de origen orgánico (Cuerda, 1967).

En lo referente a la venulación cuarzosa, estas se presentan, generalmente, como relleno de diaclasas, también fueron encontradas rellenando los planos interestratales, así mismo se pueden presentar como *rods* o *mullions*.

El espesor de la formación no pudo ser determinado ya que no se encuentran expuestos a la observación ni base ni techo; Harrington (op. cit.) propone, para la zona tipo, un espesor de 700 a 800 m.

B - Estructura

Este sector de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires presenta, como ya se ha dicho, un pobre desarrollo estratigráfico con muy pocas variaciones litológicas; no ocurre lo mismo en el campo estructural, donde se pueden observar distintas estructuras bien expuestas y definidas. Las mismas consisten en: ejes de pliegue, planos axiales de pliegue, fajas de corte, clivaje, diaclasas y lineaciones dadas por *rods* de cuarzo.

En la comarca es manifiesta la presencia de dos áreas de comportamiento y estilo

estructural diferente, una occidental, en las inmediaciones del cerro Tornquist y la otra oriental, abarcando los cerros Recreo, Filoso y del Medio (véase figura 1.2)

La zona occidental presenta un estilo tectónico particular, que ciertamente se aleja bastante de los modelos estructurales concebidos para las Sierras Australes. Desde el extremo sudoeste del cerro Tornquist y en dirección al naciente es evidente la ausencia de plegamiento; solo son apreciables pequeñas flexuras, de carácter estrictamente local, que provocan variaciones de unos pocos grados en la inclinación de los potentes bancos de cuarcitas. En este sector es notoria la presencia de niveles de cuarcitas con fuerte cataclisis, de unos 3 a 10 m de espesor, con abundancia de material fino recristalizado de tipo sericita-illita. Estos niveles, tenidos como fajas de corte (shear zones), son friables y coinciden en el relieve con el desarrollo de sillars, que alternan con afloramientos de cuarcitas más tenaces en elevaciones y morros. Estos niveles miloníticos tienen una geometría tabular y se disponen con rumbo paralelo al de la estratificación, e inclinación hacia el sudoeste con ángulos variables entre 50° y 70°.

El clivaje, en este sector, es de tipo de fractura y varía en densidad, ya que en cuarcitas macizas llega a espaciarse hasta 3-5 cm, llegando en las variedades de sedimentitas con mayor abundancia de matriz a un espaciamiento de sólo unos pocos milímetros, provocando orientaciones de los minerales constitutivos por achatación y alargamiento, aunque sin que lleguen a desaparecer totalmente las estructuras sedimentarias primarias, como ocurre en las fajas de corte; puede decirse que la orientación general de estos planos, es de rumbo N350° e inclinación de 75° al sudoeste (véase figura 2).

La zona oriental, se caracteriza por la deformación a través de plegamiento; en dirección suroeste a noreste, y según

las mesoestructuras presentes, se pueden diferenciar tres tramos de comportamiento desigual (véase figura 2). Se muestra entre el faldeo nororiental del cerro Tornquist y el faldeo sudoccidental del cerro Recreo. Aquí se hace evidente, la existencia de un plegamiento bien desarrollado, de iguales características al impreso en los Grupos Curamalal y Ventana para otras localidades (Harrington, op. cit. y Suero, op. cit.). Este estilo deformacional está dado por pliegues volcados hacia el noreste, con flanco occidental en posición normal y flanco oriental con capas invertidas. El plano axial de estos pliegues inclina unos 20° al sudoeste y el rumbo general de ejes de pliegue es N340°, subhorizontal. Algunas de las mesoestructuras observadas muestran engrosamientos en las charnelas, donde se produce un replegamiento de orden menor. Los pliegues de este primer tramo corresponden a plegamiento de tipo concéntrico, con replegamiento en las charnelas ocasionado por disarmonía; esta puede definirse según Aubouin et al. (1980) como un plegamiento diferencial de una capa respecto a otra por medio de deslizamientos a lo largo de los planos de estratificación; por lo tanto es la causa misma del desarrollo de los pliegues concéntricos.

El segundo de los tramos diferenciados se extiende por el faldeo noreste del cerro Recreo, donde se observan los bancos de cuarcitas en una disposición homoclinal, con estratos flexurados de rumbo N350° a N50°, inclinando entre 30° y 60° hacia el noreste y estsureste. Las flexuras que afectan a las capas, son de una longitud de onda que varían entre 1 y 5 m y amplitud de unos 0,5 a 2 m.

En el tercer tramo, coincidente con los afloramientos de la Formación Trocadero y correspondiente con la elevación del cerro Filoso, se repite, aunque con algunas diferencias, el esquema de plegamiento descrito para el primero de los tramos considerados. Aquí el rumbo de ejes de pliegues es N320°, con buzamiento de unos 10° al noroeste. En el plano geométrico podrían

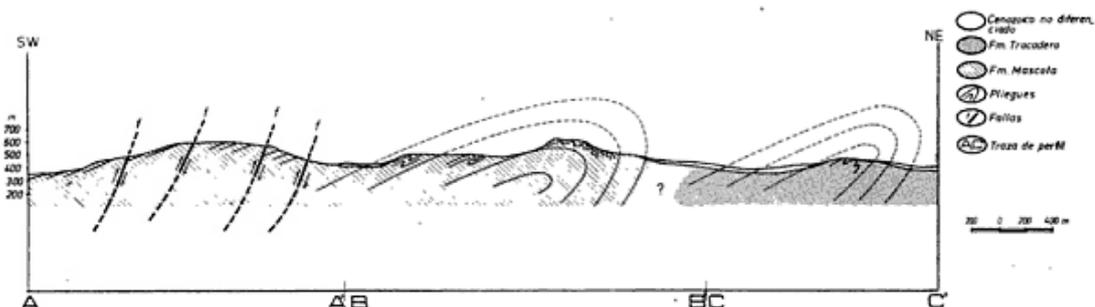


Fig. 2: Cerros de Tornquist-perfil transversal integrado A-C'.

agruparse dentro del plegamiento en rodilla o tumbado (Mattauer, 1976). En el plano genético este plegamiento puede considerarse de tipo concéntrico, pero a diferencia de lo que ocurre en los afloramientos de la Formación Mascota, este no presenta disarmonías o replegamientos de ningún tipo, en ningún sector del pliegue; tampoco existen engrosamientos marcados.

Las estructuras planares de la zona oriental están representadas por planos de diaclasas y de clivaje de fractura. Como se desprende del análisis estadístico de diaclasas realizado para la Formación Mascota, el juego dominante se presenta con un azimut N40° a N50°, marcadamente vertical, destacándose por la magnitud de los planos que quedan determinados, los que se distinguen claramente en las fotografías aéreas; genéticamente corresponden a diaclasas de tipo tensional. Un juego de menor importancia es el de azimut N70° a N80° también marcadamente vertical. Por último se destaca un juego de menor importancia, con azimut variable entre N280° y N330°, de posición vertical hasta unos 40° a 50° hacia el noroeste y sudeste.

En lo referente al diaclasamiento de la Formación Trocadero, el juego más destacable es el de azimut N40° a N60°; el mismo es de posición vertical o subvertical, hasta unos 65° al sudeste si bien es menos conspicuo que el diaclasamiento de la Formación Mascota, es mucho más denso. Un segundo juego de marcada verticalidad, pero de menor importancia, corresponde a las diaclasas de azimut N80° a N100°. Finalmente se observan dos juegos de menor importancia, uno de azimut N325° a N345° de posición vertical; otro de azimut N300° y que inclina entre 50° y 85° hacia el noreste.

Con respecto al clivaje, éste puede ser, desde el punto de vista geométrico, ubicado dentro del campo del clivaje de plano axial, dado que presenta una disposición paralela al plano axial de los pliegues existentes; genéticamente corresponden al tipo de fractura. El rumbo general de estas estructuras es N310° a 350°, la inclinación varía entre 15° y 45° al sudoeste. En este sector de los cerros de Tornquist se encontró también un juego conjugado o antitético, de igual rumbo que el anterior, pero con inclinación de 10° a 50° al noreste; este segundo juego se encuentra muy subordinado, en importancia, al anterior. La densidad del espaciamiento de los planos de clivaje está controlada por las características litológicas de las rocas afectadas; en las cuarcitas de grano más fino el espaciamiento es de unos 0,5 a 1 cm (esto también ocurre en las variedades con un mayor contenido de material sericitico), en las cuarcitas más pu-

ras, macizas, el espaciamiento es de unos 5 a 10 cm.

La integración de la información estructural obtenida, puede ser interpretada, en una escala semirregional, de la siguiente forma:

A) Para el sector occidental se propone la existencia de fallas inversas de rumbo aproximada N350°, inclinando unos 75° al suroeste; este fallamiento estaría superponiendo paquetes de unos 200 a 300 m de potencia; debido a la homogeneidad litológica y a la ausencia de capas que sirvan como guía, no pudo determinarse con certeza la magnitud de los rechazos, los que no obstante se consideran de cierta importancia, quizás del orden de varias decenas de metros. Esto explicaría también la ausencia de deformación de los bancos de cuarcitas, fuera de la sufrida en las fajas de corte, que conservan prácticamente intactas las estructuras sedimentarias, tales como estratificación entrecruzada y laminación. Este esquema nos lleva a pensar en pequeñas escamas que se imbrican en dirección al noreste (véanse figuras 1 y 2).

B) Para el sector oriental, la megaestructura responde, según lo interpretado en este trabajo, al esquema de un anticlinal de gran amplitud de onda, de unos 600 a 1000 m; y de semilongitud de onda de unos 2500 m. El rumbo de esta estructura es aproximadamente nornoroeste. Donde los afloramientos del pie occidental del cerro Recreo conformarían el flanco tendido, de posición normal; por su parte los del flanco oriental de dicho cerro, constituirían la charnela de la megaestructura, replegada por la acción de la disarmonía. Si bien no está expuesto a la observación del núcleo de la estructura, se interpreta que esta se encuentra dentro del tipo de pliegue volcado, en este caso hacia el noreste (véanse figuras 1 y 2).

C) Teniendo en cuenta que en la zona del cerro Filoso se repite, con cierta similitud, el esquema propuesto para el sector occidental del cerro Recreo, con pliegues megascópicos volcados hacia el noreste, se puede interpretar que estos forman parte del flanco occidental de otra megaestructura que se desarrollaría hacia el naciente y de la que actualmente no se conservan otros afloramientos (véanse figuras 1 y 2).

Conclusiones

De acuerdo con lo señalado precedentemente se arriba a las siguientes conclusiones:

1) En lo referente a la estratigrafía no se introducen cambios en el esquema elaborado por Harrington (op. cit.); no obs-

tante la homogeneidad litológica del sector, que hace muy difícil la separación entre formaciones, existen evidencias estructurales y topográficas que conducen a convalidar, para dicha área, la existencia de las Formaciones Mascota y Trocadero.

2) Para facilitar el análisis estructural se divide a los afloramientos de la Formación Mascota en dos sectores, uno occidental y otro oriental.

El esquema deformacional elaborado para el sector occidental de los afloramientos consiste en el fallamiento del paquete; las fallas son de tipo inverso y de rumbo N350° e inclinan unos 70° al sudoeste, superponiendo tres escamas de unos 200 a 300 m de potencia, quedando evidenciadas por la presencia de fajas de milonitas de unos 3 a 15 m de espesor.

Para el sector oriental de los afloramientos de la Formación Mascota y para

la totalidad de los de la Formación Trocadero, el esquema planteado consiste en el plegamiento con pliegues asimétricos y volcados al noreste, con rumbo de los ejes N320° a N350° y buzamiento de unos 10° al noroeste.

Agradecimientos

El autor desea expresar su agradecimiento al Dr. Carlos A. Cingolani, por la lectura crítica del original. A todas las personas que integran el equipo de trabajo del Centro de Investigaciones Geológicas, sin cuya colaboración no hubiera sido posible la realización de la presente contribución. Asimismo quisiera expresar mi agradecimiento al jurado por la valiosa y anónima crítica realizada. Finalmente el más profundo agradecimiento al Dr. Ricardo Varela, por la dirección de este trabajo y por su constante ejemplo y desinterés.

Lista de trabajos citados en el texto

- ANDREIS, R., 1964. Petrología del grupo Eodevónico de Lolén, Sierras Australes (provincia de Buenos Aires). *Com. Inv. Cient. An. 5: 79-124*, La Plata.
- AUBOUIN, J., R. BROUSSE, J. P. LEHMAN, 1980. Tratado de Geología, Tomo II, Tectónica, Tectonofísica y Morfología. Ed. Omega, Barcelona.
- CUERDA, A. J., 1967. Niveles fosilíferos y estructuras pseudofosilíferas del Paleozoico Preantarcótico de las Sierras Australes. Provincia de Buenos Aires. *Com. Inv. Cient., Notas V (4)*, La Plata.
- DU TOIT, A., 1927. A geological comparison of South America with South Africa. With a paleontological contribution by F. Cowper Reed. *Carnegie. Inst. Wash. Publ. 381*, Washington.
- HARRINGTON, H. J., 1947. Explicación de las Hojas geológicas 33m (Sierra de Curamalal) y 34m (Sierra de la Ventana). Provincia de Buenos Aires. *Dir. Min. y Geol., Bol. 61*, Buenos Aires.
- _____, 1970. Las Sierras Australes de Buenos Aires, República Argentina: Cadena aulacogenica. *Asoc. Geol. Arg., Rev., XXV (2): 151-181*, Buenos Aires.
- KEIDEL, J., 1916. La geología de las Sierras de la Provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las montañas del Cabo y los Andes. *Min. Agric. Nac., An., Dir. Nac. Geol. Min., IX (3)*, Buenos Aires.
- KILMURRAY, J. O., 1975. Las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Las fases de deformación y nueva interpretación estratigráfica. *Asoc. Geol. Arg., Rev., XXX (4): 331-338*, Buenos Aires.
- LLAMBIAS, E. y C. E. PROZZI, 1975. Ventania. VIº *Congr. Geol. Arg., Relatorio, 79-101*, Buenos Aires.
- MATTAUER, M., 1976. Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre. Ed. Omega, Barcelona.
- RAMOS, V. A., 1984. Patagonia: Un continente Paleozoico a la deriva?. IXº *Congr. Geol. Arg., S. C. de Bariloche, Actas II: 311-325*, Buenos Aires.
- ROSELLO, E. A., y C. A. MASSABIE, 1981. Micro y mesoestructura en las Formaciones Lolén y Sauce Grande y sus implicaciones tectónicas. Sierras Australes de Buenos Aires. *Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVI (3): 272-284*, Buenos Aires.
- SCHILLER, W., 1930. Investigaciones geológicas en las montañas del Sudoeste de la Provincia de Buenos Aires. *Mus. La Plata, An. 4 (serie 2)*, La Plata.
- SJERO, T., 1957. Geología de la Sierra de Pillahuincó (Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires). *M.O.P., LEMIT, Prov. de Bs. As., Serie II, 74*, La Plata.
- _____, 1961a. Investigaciones geológicas de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. *M.O.P., LEMIT, Serie 2 (216) Prov. Bs. As., La Plata*.
- _____, 1972c. Perfiles geológicos de las Sierras Australes de la Provincia de Bs. As. *M.O.P., LEMIT, Serie 2 (236) Prov. Bs. As., La Plata*.
- VARELA, R., 1978. Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires: Hipótesis de trabajo sobre su composición geológica y rasgos tectónicos salientes. *Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXIII (1): 52-62*, Buenos Aires.
- WILSON, G., 1978. Significado geológico de las estructuras menores y su importancia para el geólogo de campo. Ed. Omega, Barcelona.

Recibido: 11 de marzo, 1985

Aceptado: 5 de noviembre, 1985

EDUARDO MIGUEL LEONE

C.I.C. Prov. de Buenos Aires
Facultad de Ciencias Naturales y Museo
de La Plata
Paseo del Bosque s/n - La Plata

EL PERFIL DE LA QUEBRADA LA DELFINA, PROVINCIA DE SAN JUAN

EDUARDO G. OTTONE Y CARLOS L. AZCUY

Resumen

El perfil de la quebrada La Delfina, provincia de San Juan, Argentina. Es presentado el estudio de esta sección que incluye las formaciones Guandacol, Tupe y "Patquía". Han sido reconocidas en ella siete facies sedimentarias: I) Facies de pelitas oscuras con cadilitos, II) Facies de psamitas claras, III) Facies de pelitas y psamitas alternantes, IV) Facies de psamitas y pelitas con carbón, V) Facies de arcillitas coquinoides, VI) Facies de psamitas gruesas y pelitas rojizas, VII) Facies de psamitas finas y pelitas rojizas.

Estudios palinológicos revelan que los granos monosacados son frecuentes en la Formación Guandacol. En la suprayacente Formación Tupe es reconocida la zona *Nothorhacopteris argentina* - *Botrychiopsis weissiana*. También fue hallada una fauna conteniendo "Neilsonia" y ?*Peruvispira* mencionados por primera vez en esta unidad. Los fósiles que han sido encontrados en la sección representan un lapso que abarca desde el Carbónico medio al límite Carbónico - Pérmico aproximadamente.

Abstract

Geologic section of the La Delfina creek San Juan Province. The results of the study of this section which includes Guandacol, Tupe and "Patquía" formations, are presented. Seven sedimentary facies have been recognized in it: I) Dark mudstones with dropstones facies, II) Light sandstones facies, III) Alternating mudstones and sandstones facies, IV) Sandstones and mudstones with coal facies, V) Coquinoid claystones facies, VI) Coarse sandstones and reddish mudstones facies, VII) Fine sandstones and reddish mudstones facies.

Palinological studies revealed that monosaccate grains are frequent in Guandacol Formation. In the overlying Tupe Formation the *Nothorhacopteris argentina* - *Botrychiopsis weissiana* zone is recognized. A fauna containing "Neilsonia" and ?*Peruvispira* was also recognized for the first time. The fossils found in the section represent a time span from middle Carboniferous to Carboniferous - Permian boundary, approximately.

Introducción

La sección de la quebrada La Delfina se halla en la Precordillera Sanjuanina, en un ámbito donde ya han sido levantados otros perfiles de detalle como el de la Cuesta de Huaco y el de la Ciénaga del Vallecito (Bossi y Andreis, 1985). Su especial interés resulta de aspectos paleontológicos no mencionados en las secciones antes citadas, como son la presencia de un nivel marino en la Formación Tupe y el hallazgo de miosporas en la Formación Guandacol (Azcuay y Ottone, 1983), unidad ésta de la que sólo se conocían icnofósiles. En la misma sucesión, la suprayacente Formación Tupe brindó restos fósiles de mega y micro-

floras y de faunas marinas. Asimismo las facies sedimentarias reconocidas en la sección (Ottone, 1983), contribuyen a la interpretación paleoambiental durante el lapso que representan las unidades litológicas descritas. Finalmente se suma a estas características la ventaja de su relativo fácil acceso.

Trabajos anteriores y metodología de estudio

Si bien el Paleozoico superior de la zona de Huaco ha sido motivo de tempranos estudios por geólogos alemanes pioneros en esta disciplina (Stelzner, 1885; Bodenbender, 1896, 1902 y 1911; Stappenbeck, 1910), sólo a partir de la década del cuarenta fueron

realizados estudios detallados (Frenguelli, 1946; Braccacini, 1946; Heim, 1947 y 1952; Rodríguez, 1962; Borrello y Cuerda, 1967; Di Paola y Marchese, 1973; Furque, 1979 y Bossi y Andreis, 1985), en los cuales se trataron diversos aspectos paleontológicos y sedimentológicos. Específicamente el sector de la mina La Delfina en cambio, fue sólo reconocido por geólogos de YCF (Ramaccioni, 1947 y Luengas, 1954) quienes se ocuparon principalmente del aspecto geológico económico de las labores.

El perfil de la quebrada La Delfina fue levantado en detalle, observando en cada una de sus unidades litología, color, texturas, estructuras sedimentarias, contenido fosilífero, geometría y forma de yacencia de los bancos. También fue reconocida la continuidad lateral de las unidades entre las minas La Delfina y Algarrobo (esta última aproximadamente 1,5 km al sur de la anterior). Las sedimentitas clásticas fueron clasificadas según la nomenclatura de Dott (1964) y las carbonáticas según la nomenclatura de Dunham (1962). Para referir el espesor de los estratos se utilizó la escala propuesta por Ingram (1954). Las siete facies sedimentarias reconocidas, se hallan representadas en columnas dibujadas en escala 1:1000, siguiendo los criterios de Shelley (1972).

Localización geográfica y geológica del perfil

La quebrada La Delfina dista 29 km de la ciudad de San José de Jáchal, 25 de los cuales se recorren por la ruta nacional 40 hasta la localidad de Ciénaga del Vallecito. Desde allí se cruza el río Huaco por el Rincón de las Viudas y se continúa unos 4 km hacia el norte por el cauce del río Seco hasta alcanzar las labores de la mina La Delfina (figura 1).

La sucesión levantada comprende sedimentitas del Paleozoico superior del sector precordillerano de la Cuenca Paganzo (Azcuy y Morelli, 1970), las cuales iniciaron su depositación a consecuencia de los movimientos intracarbónicos de la fase principal Malimánica (Aceñolaza y Toselli, 1981; Azcuy, 1985). Las capas carbónicas descansan en discordancia sobre las calizas ordovícicas y se separan en dos unidades litoestratigráficas: la Formación Guandacol (basal) y la Formación Tupe (Cuerda, 1965), apoyada en concordancia sobre la anterior. Sobre esta última y en concordancia se disponen capas rojizas mencionadas como "Formación Patquía"(1) las cuales corresponden muy probablemente al Pérmico inferior o al límite Carbónico - Pérmico.

(1) La utilización del nombre Formación Patquía resulta inadecuada (véase Morelli et al., 1984), por lo cual aquí se menciona entre comillas.

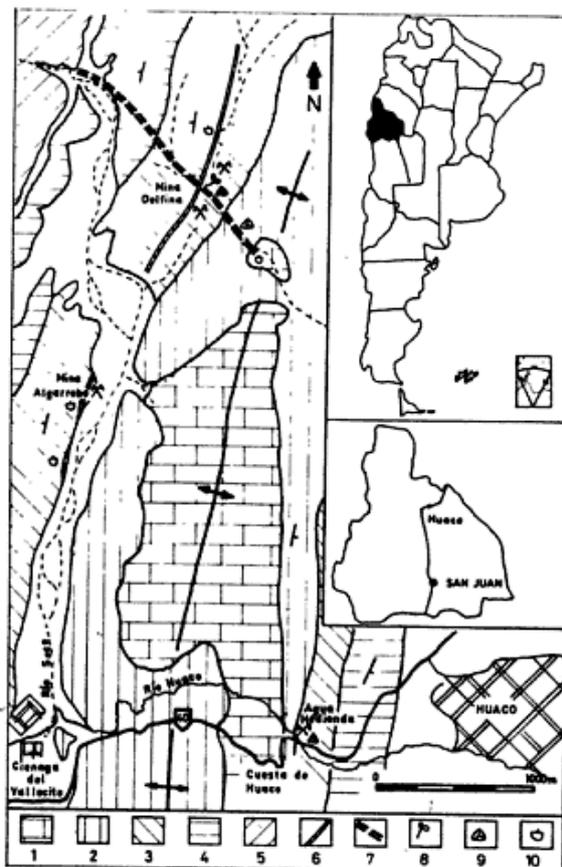


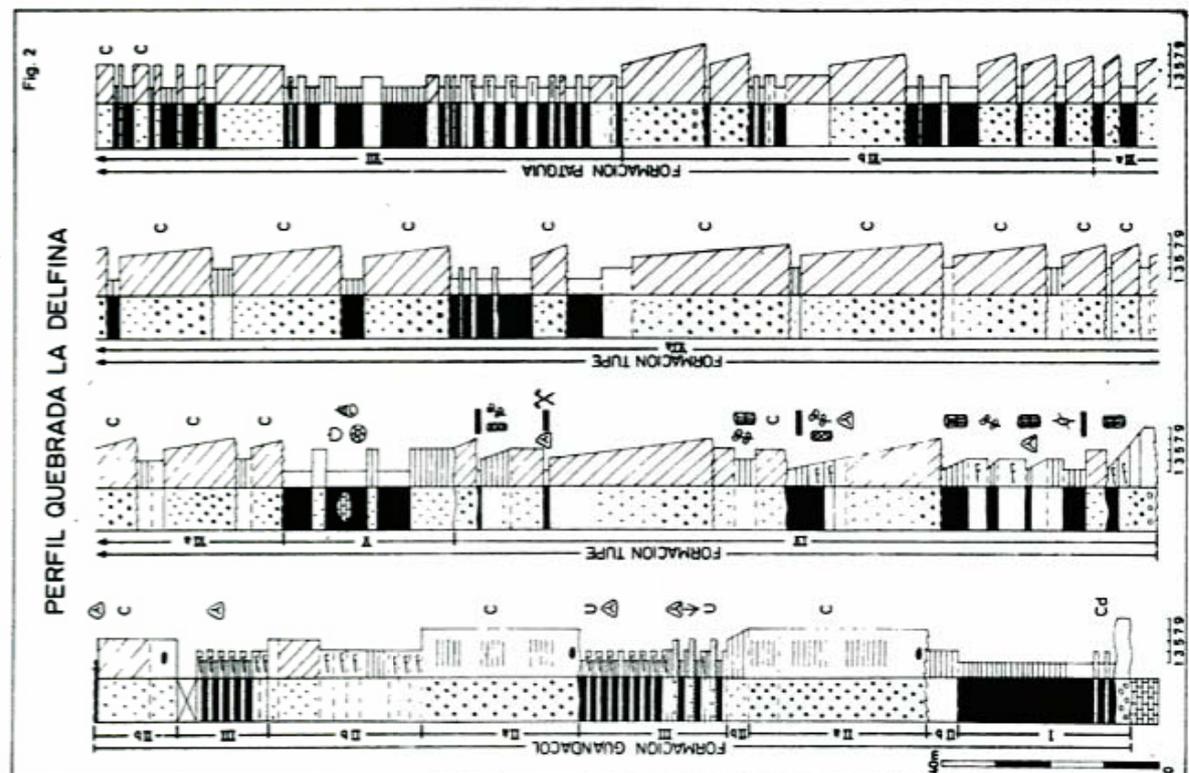
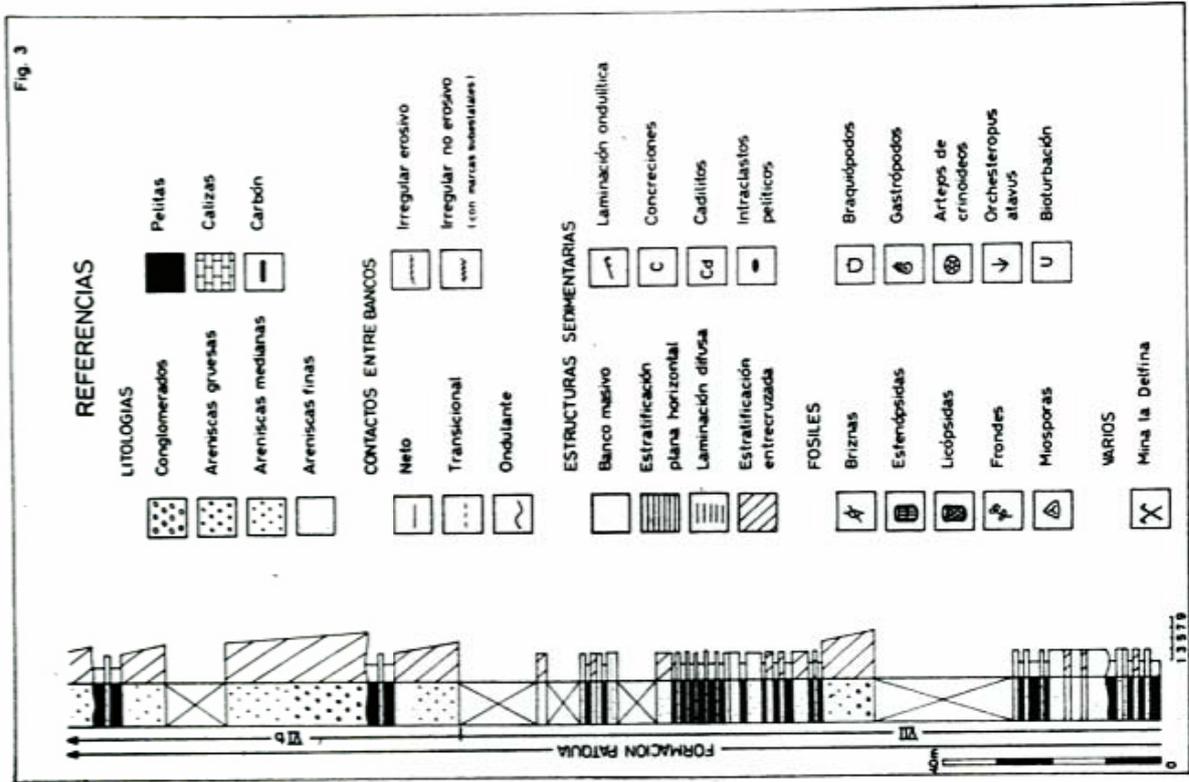
Figura 1: 1, Caliza San Juan; 2, Formación Guandacol; 3, Formación Tupe; 4, Formación "Patquía"; 5, Grupo Río Huaco; 6, nivel marino; 7, traza del perfil; 8, flora; 9, miosporas; 10, fauna.

Descripción sistemática del perfil

Se han reconocido siete facies sedimentarias a lo largo de toda la sección, las cuales se describen a continuación de abajo hacia arriba (figuras 2 y 3).

I - Facies de pelitas oscuras con cadilitos

Descripción: Se reconoce en la base del perfil y se compone principalmente de pelitas (88 %), conglomerados (11 %) y areniscas finas (1 %) subordinadas. El espesor medido alcanza los 27 m y el color dominante es gris oscuro. Descansa en discordancia sobre las calizas de la Formación San Juan y se separa de la facies II mediante contacto transicional.



Las pelitas son gris oscuras hasta negras con fina laminación plana horizontal. Hacia la base se presentan masivas y alternan con delgados bancos tabulares de areniscas finas. Los contactos son netos y se observan ocasionales cadilitos (**drop-stones**) de hasta 7 cm. Hacia el tope gradan a las areniscas finas de la base de la facies II.

Los conglomerados se localizan en la base constituyendo un banco de espesor variable entre 0 y 4 metros. Se trata de ortoconglomerados polimícticos de color castaño, internamente masivos, caóticos, cuyos contactos son ondulantes y netos. Los clastos son desde bloques hasta sábulos (tamaño medio guijarro), subangulosos a subredondeados, de forma irregular y composición principalmente calcárea, con escasos clastos de arenisca y granito; la matriz es arena fina calcárea.

Contenido fosilífero: Sólo han sido reconocidos abundantes restos orgánicos microscópicos como traqueidas y otros tejidos vegetales varios no clasificables.

Ambiente de sedimentación: Se interpreta esta facies como depósitos subácueos profundos por las finas intercalaciones pelítico-psamíticas, comunes a este tipo de depósitos.

El conglomerado de la base puede interpretarse como resultado de coladas fangosas (**debris flows**), las cuales suelen estar asociadas a procesos deposicionales turbidíticos. El origen de los cadilitos parece relacionado a condiciones periglaciales como lo sugieren otras evidencias paleoambientales derivadas de estudios paleomagnéticos (Vilas y Valencio, 1982).

II - Facies de psamitas claras

Descripción: Esta facies es recurrente, y se caracteriza por el predominio de psamitas gris blanquecinas con pelitas subordinadas. El espesor total es de 132 m, presenta contactos verticales netos o transicionales y lateralmente desaparece o es reemplazada por la facies III. La facies II se subdivide en dos subfacies: IIa y IIb.

La primera, mejor representada en el tramo inferior, está compuesta por areniscas gruesas (**wackes**) de colores claros (100 %) y se presenta en grandes cuerpos lentiformes con límites netos, internamente masivos o con difusa laminación plana horizontal. También se reconocen sectores con concentraciones de minerales micáceos, concreciones de óxido de hierro e intraclastos pelíticos.

La segunda, se halla desarrollada en el tramo superior y está compuesta por psamitas (98 %) y pelitas (2 %). Las areniscas son principalmente finas a medianas,

blanquecinas, estratificadas en bancos medianos a gruesos, tabulares a irregulares. Internamente presentan laminación ondulítica fuera de fase y en menor medida se observan estratos masivos, con laminación entrecruzada tabular planar y laminación ondulítica en fase. Las pelitas son oscuras y se disponen en bancos medianos, tabulares, con laminación plana horizontal. Son comunes los límites transicionales entre estratos.

Contenido fosilífero: En el tramo superior se han reconocido escasos restos vegetales microscópicos no determinables.

Ambiente de sedimentación: Esta secuencia se interpreta como depositada en un ambiente de sedimentación litoral, caracterizado por la presencia de planicies subácueas poco profundas y de escaso gradiente. Las psamitas de la subfacies IIa representarían canales distributarios implantados en este medio, en tanto que la subfacies IIb mostraría típicos depósitos de planicies subácueas subhorizontales, afectadas por oleaje o corriente.

III - Facies de pelitas y psamitas alternantes

Descripción: Esta facies también es recurrente y está caracterizada por la alternancia de pelitas (56 %) y psamitas (44 %) con un espesor total de 44 m. Las pelitas son gris oscuras, principalmente lutitas y limolitas con fangolitas subordinadas, en tanto que las areniscas son finas a medianas con tonalidades gris castaño claras.

Esta alternancia se compone de bancos tabulares medianos a muy finos, que muestran gran persistencia lateral. Los contactos verticales se dan con la facies II, siendo transicionales los inferiores y neto el superior.

Esta facies, en el tramo inferior del perfil, presenta ciclicidad con bancos de las siguientes características:

A - bancos areniscosos granodecrecientes, principalmente de arena mediana a fina, internamente masivos, más raramente con laminación ondulítica fuera de fase. Sus bases son irregulares, comunmente con abundantes marcas subestratales (calcos de carga, de flujo, de roce, de punzamiento y estrías).

B - bancos de arenisca fina o limolita con laminación paralela. Sus bases son netas o con pasaje transicional desde A o en menor medida desde C. El techo es neto o transicional hacia D.

C - bancos de arenisca fina o limolita, con laminación ondulítica fuera de fase (tipo III y ocasionalmente tipo II de Walker, 1963); base neta o con pasaje transicional

desde A y techo neto o transicional hacia D.

D - bancos pelíticos con fina laminación plana horizontal, raramente masivos. Comúnmente bioturbados en su superficie y portadores de microflora en buen estado de preservación. Sus bases son transicionales o netas desde B o C y el techo lo delimita una superficie neta o erosiva con estratos suprayacentes del tipo A.

Comúnmente se reconocen ciclos de sedimentación caracterizados por la alternancia de bancos de los siguientes tipos, en orden de importancia: A - B - D ; A - B ; C - D ; B - D.

El tramo superior de esta facies también está caracterizado por la alternancia de bancos areniscosos y pelíticos.

Los bancos areniscosos presentan el tamaño de grano uniformemente distribuido en todo el estrato. Internamente poseen laminación ondulítica fuera de fase de tipo III y ocasionalmente tipo II de Walker (1963), laminación microentrecruzada y muy rara laminación ondulítica en fase. La base de los bancos es neta y rara vez irregular.

Los bancos pelíticos presentan laminación plana horizontal fina a muy fina, ocasionalmente son masivos, escasamente bioturbados y con microflora en buen estado de conservación.

Contenido fosilífero: En esta facies se hallan restos vegetales que constituyen el primer hallazgo de palinomorfos en la Formación Guandacol. Las miosporas que se mencionan más adelante, se hallan en los mismos niveles donde se colectaron icnitas atribuidas a *Orcheteropus atavus* y evidencias de bioturbación designadas como "Tipo Paranois".

Ambiente de sedimentación: Representa la típica sedimentación de lóbulos turbidíticos (Mutti y Ricci Lucchi, 1975 y 1978), sobre todo en sus tramos inferiores, con ciclos de Bouma (1962) incompletos en secuencias psamo-pelíticas con buen desarrollo del intervalo inicial granodecreciente. Esta facies tendría su origen en corrientes de turbidez que en el caso de los tramos basales serían más densas que en los tramos superiores (facies C y D de Mutti y Ricci Lucchi, 1978).

IV - Facies de psamitas y pelitas con carbón

Descripción: Está caracterizada por la presencia de ciclos granodecrecientes compuestos por bancos principalmente psamíticos (82 %) y pelíticos (17 %) con psefitas subordinadas (1 %). El espesor total de la facies es de 117 m y sus contactos vertica-

les son: no observable con la facies III y neto con la facies V.

Las areniscas son areniscas feldespáticas medianas a gruesas de colores grisáceos, gris verdosos y blanquecinos. Los bancos son tabulares de espesores muy gruesos con bases netas o erosivas y techos también netos o transicionales hacia bancos limolíticos o lutíticos. Internamente los bancos presentan estratificación entrecruzada tangencial y tabular planar y con menor frecuencia laminación ondulítica fuera de fase.

Las pelitas son limolitas (81 %) y arcillitas carbonosas (19 %) de color oscuro a negro. La forma de los bancos es tabular con espesores en general gruesos y bases netas o transicionales desde psamitas. Sus techos son comúnmente superficies erosivas. El contenido orgánico de estos estratos está representado por una abundante mega y microflora bien preservada. Los restos de la primera aparecen con frecuencia flotados y ocasionalmente en posición de vida.

Las psefitas se hallan representadas por un ortoconglomerado polimictico de color grisáceo, muy consolidado, de unos dos metros de potencia que se presenta en bancos tabulares gruesos internamente masivos. Los clastos son en promedio guijarros de formas proladas a ecuanes, subredondeados a subangulosos, de composición calcáreo-cuarzosa y en menor grado vulcanítica, con matriz arenosa.

Contenido fosilífero: Algunos bancos son ricos en megafiora principalmente compuesta por esfenópsidas, las cuales se hallan asociadas con elementos de afinidad progimnospermópsida y en menor cantidad con licópsidas. La microflora se halla en los mismos niveles y se compone de esporas trilete y granos de polen mono y bisacados.

Ambiente de sedimentación: Las secuencias psamo-pelíticas características de esta facies evidencian un ambiente de sedimentación fluvial de ríos meandriformes de alta sinuosidad y estarían representando típicos depósitos de barra en espalón-llanura de inundación. Coronando los ciclos hay pelitas de tonalidades oscuras ricas en materia carbonosa, con abundantes restos vegetales a veces en posición de crecimiento, que indicarían la presencia de depósitos palustres y clima húmedo.

V - Facies de arcillitas coquinoides

Descripción: Está caracterizada por la alternancia de arcillitas masivas (76 %) de color borraño, verde claro y amarillento y areniscas medianas (24 %) de color oscuro a verdoso. Su espesor es de 21 m en la quebrada La Delfina, aunque varía en localidades vecinas.

Las arcillas son de composición illítica con caolín subordinado y engloban lentes de mudstones con frecuencia no más potentes que 10 cm. También hay coquinas compuestas principalmente por restos de gasterópodos y braquiópodos. Las psamitas se presentan en bancos tabulares gruesos, de base y techo netos, internamente con estratificación plana paralela en la mayoría de ellos.

Contenido fosilífero: Se ha observado la presencia de abundantes restos de braquiópodos y gasterópodos, con escasos artejos de crinoideos.

Ambiente de sedimentación: Esta facies representa una corta ingresión marina caracterizada por sedimentos, cuyos rasgos litológicos y contenidos fosilífero, parecen indicar depósitos marinos litorales poco profundos. La presencia de lentes de mudstones intercalados en la secuencia, serían evidencias de clima templado cálido.

VI - Facies de psamitas gruesas y pelitas rojizas

Descripción: Está caracterizada por la presencia de ciclos granodecrecientes psamíticos hasta psamo-pelíticos subordinados, de colores blanquecinos a rojizos y de gran continuidad lateral. Se componen por areniscas gruesas a sabulíticas, ocasionalmente conglomerádicas (75 %), que gradan a areniscas finas a medianas (9 %), limolitas (15 %) y fangolitas (1 %). El espesor total es de 390 m.

Las areniscas gruesas y sabulíticas son blanquecinas hasta moradas y muestran cavidades por erosión diferencial. Son arenitas feldespáticas o ílticas, poseen selección moderada y clastos redondeados a subangulosos de forma variable; el material aglutinante es carbonático, silíceo u óxido de hierro. A veces en la base o dentro de los estratos se encuentran lentes o lechos conglomerádicos de 0,5 a 3 m de potencia. Los clastos en promedio no superan los 2 cm y su composición es cuarzosa, feldespática y areniscosa. Los bancos son tabulares, muy gruesos, con frecuente base erosiva y techo neto o transicional hacia psamitas finas o pelitas. Internamente muestran estratificación entrecruzada tangencial y tabular plana, siendo poco frecuente la presencia de artesas. En estas capas son abundantes las concreciones de óxido de hierro.

Las areniscas finas a medianas son blanquecinas a rojizas y están estratificadas en bancos tabulares gruesos. Sus bases y techos son netos o transicionales desde areniscas gruesas y hacia pelitas respectivamente. Internamente presentan estratificación entrecruzada plana horizontal, son

masivos o con laminación ondulítica fuera de fase.

Las pelitas son limolitas rojizas a blanquecinas y fangolitas de color rojo ladrillo. Se presentan en bancos tabulares gruesos a muy gruesos, de base neta y techo con frecuencia definido por superficies erosivas. Internamente las limolitas muestran laminación plana horizontal, mientras que las fangolitas son siempre masivas.

Sus características litológicas permiten establecer dos subfacies. La inferior (VIa) muestra contacto basal erosivo con la facies V, y en ella los ciclos granodecrecientes culminan con areniscas finas y limolitas blanquecinas hasta rojizas. En las areniscas gruesas el hierro se presenta como pequeñas concreciones o parches aislados en el cemento.

La superior (VIb) es recurrente en el perfil y sus contactos verticales son transicionales con la subfacies VIa y con la facies VII. Los ciclos granodecrecientes culminan normalmente con fangolitas de color rojo ladrillo. En las psamitas, el hierro se presenta en el cemento formando pátinas que rodean los granos, rellenando pequeñas fracturas, o como parches, mientras que en las pelitas aparece diseminado tiñendo toda la roca.

Contenido fosilífero: No se han hallado restos orgánicos, aunque se conocen menciones de madera silicificada (Furque, 1979) para esta facies, en las cercanías de La Ciénaga del Vallecito.

Ambiente de sedimentación: Los estratos que caracterizan esta facies son interpretados como depósitos de barra en espaldón - llanura de inundación, característicos de un ambiente fluvial de ríos meandriformes de alta sinuosidad.

El alto contenido de psamitas gruesas estaría indicando una mayor energía del medio con relación a lo observado en la facies IV. Por otra parte el incremento paulatino de óxido férrico y la desaparición de niveles carbonosos ricos en fósiles vegetales y materia orgánica, sugieren una aridización del clima, la cual es más evidente en la subfacies VIb. Las capas rojas son interpretadas como producidas en clima templado árido con lluvias estacionales, el cual favorece la oxidación.

VII - Facies de psamitas finas y pelitas rojizas

Descripción: Se caracteriza por la alternancia de psamitas (61 %) y pelitas (39 %) con un espesor aproximado de 300 metros. Sus límites verticales son transicionales con la subfacies VIb.

Las areniscas son generalmente finas, de tonalidades rojizas, blanquecinas o gris verdosas. Se trata de arenitas feldespáticas y líticas cuyo material aglutinante presenta óxido férrico como componente característico. Están estratificadas en bancos gruesos con base y techo netos. Estos últimos suelen presentar ondulitas asimétricas fuera de fase con crestas continuas. Internamente muestran estratificación y laminación entrecruzada tangencial, tabular planar, estratificación plana horizontal o se presentan masivos. Ocasionalmente se observan concreciones de óxido de hierro y de tipo pseudomarlekor.

Las pelitas son principalmente limolitas rojas y se presentan desde friables hasta consolidadas. Se hallan estratificadas en bancos tabulares medianos a gruesos sin ordenamiento interno o con laminación plana horizontal.

Contenido fosilífero: En esta secuencia no se hallaron restos fósiles.

Ambiente de sedimentación: La alternancia psamita-pelita, caracteriza un típico ambiente de llanura de inundación con depósitos de albardón y derrame, en un medio de sedimentación fluvial con ríos meandri-formes.

Paleontología de las unidades

Las facies portadoras de fósiles son la III, IV y V, la primera de las cuales corresponde a la Formación Guandacol y las dos restantes a la Formación Tupe.

Teniendo en cuenta que la Formación Guandacol había brindado hasta la fecha, sólo la presencia de icnitas descritas como *Orcheteropus atavus* Frenguelli (1950) y un resto precariamente preservado de licópsida citada como *Lepidodendropsis sekondiensis* Mensah y Chaloner (Arrondo & Petriella, 1978), el hallazgo de palinomorfos bien preservados en las turbiditas de la facies III proporciona nuevos elementos de juicio para interpretar la antigüedad y el paleoambiente de esta formación.

A la primera noticia sobre el hallazgo de miosporas en esta unidad (Azcuy y Ottonne, 1983), sigue ahora la ilustración de algunos de sus elementos (lámina 1), cuyo listado es el siguiente:

Plicatipollenites malabarensis (Potonié y Sah) Foster

Cannanoropollis densus (Lele) Bose y Maheshwari

Cannanoropollis cf. janakii Potonié y Sah

Crucisaccites cf. C. monoletus Maithy

Caheniasaccites cf. C. ovatus Bose y Maheshwari

?*Striomonosaccites* sp.

Calamospora hartungiana Schopf, Wilson y Bentall

Kraeuselisporites sp

Si bien el estudio sistemático completo de esta microflora se halla aún en ejecución, el pequeño conjunto de granos de polen monosacados aquí ilustrado permite formular algunas consideraciones sobre su antigüedad.

La asociación se integra con granos monosacados reiteradamente citados en el Carbónico superior (y Pérmico inferior) de Argentina y particularmente en el Pérmico inferior de la India y Australia. Asimismo por su posición estratigráfica debajo de la Formación Tupe la cual contiene (entre otras) buena parte de estas especies, se podría suponer que se trata de formas relativamente longevas las cuales habrían tenido su origen durante el Carbónico medio (Westfaliano) o quizás en la parte baja del Carbónico superior (Estefaniano).

Sobre la base de la carencia de biota marina se ha sugerido un paleoambiente lacustre para las turbiditas de la Formación Guandacol (Bossi y Andreis, 1985). Este criterio se ve ahora reforzado por la ausencia de acritarcas en esta microflora, cuyo importante contenido de granos de polen parece sugerir que el paleoambiente no sólo fue lacustre sino de grandes dimensiones como lo indica el carácter alóctono de los granos de polen y la alta relación polen/esporas.

De la facies IV correspondiente a la parte inferior de la Formación Tupe, se han obtenido restos de megafloora carbónica correspondientes a la fitozona *Nothorhacopteris argentinica* - *Botrychiopsis weissiana*. Esta zona fue recientemente reubicada en el Carbónico superior/Carbónico medio alto sobre la base de su relación con asociaciones polínicas (Archangelsky y Azcuy, 1985; Azcuy y Gutiérrez, 1984; Azcuy, 1984). Muestras palinológicas recogidas en los mismos bancos también resultaron fértiles y los resultados de su estudio se darán a conocer próximamente. La lista de los principales elementos megafloresticos reconocidos en la quebrada La Delfina (lámina 2) incluye:

Nothorhacopteris argentinica (Geinitz) Archangelsky

Botrychiopsis weissiana Kurtz

Fedekurtzia argentina (Kurtz) Archangelsky

?*Bumbudendron* sp.

?*Paracalamites* sp.

Licópsida fructificada

De esta asociación dos elementos son citados por primera vez para la Formación Tupe: *Fedekurtzia argentina* y *Bumbudendron* sp. Los ejemplares obtenidos de esta última especie son fragmentos de pequeños tallos. También fueron hallados en esta facies, restos de licofitas fértiles de aspecto herbáceo.

La facies V representa un corto episodio marino dentro de la Cuenca Paganzo del cual estas sedimentitas constituyen su evidencia más oriental. Salvo la mención de *Syringothyris keideli* Harrington (Borrello, 1956), las capas marinas de la Formación Tupe en la mina La Delfina no habían provisto hasta la fecha otros restos fósiles. Durante el levantamiento de este perfil fueron reconocidos los siguientes elementos que se ilustran en la lámina 3:

Lissochonetes jachalensis (Leanza)
Septosyringothyris sp.
?Peruvispira sp.

"Neilsonia" sp.

Artejos de crinoideos

De capas equivalentes a la facies V, que afloran en la vecina quebrada de la Herradura (conocida por los lugareños como quebrada del Agua de los Burros) ubicada un poco al noroeste de la aquí estudiada, fue descripta por Leanza (1945) una pequeña fauna compuesta por: *Streptorhynchus inaequornatus* Leanza, *Lissochonetes jachalensis* (Leanza), *Spirifer pericoensis* Leanza y *Syringothyris keideli* Harrington, a la que Frenguelli (1945) agregó *Carbonicola promissa* Frenguelli.

Del material aquí presentado resulta novedosa la presencia de los gasterópodos

Lista de trabajos citados en el texto

- ACENOLAZA, F. G. y A. J. TOSELLI, 1981. Geología del Noroeste Argentino. Publ. Esp. Fac. Cienc. Nat., Univ. Nac. Tucumán 1287: 1-212, Tucumán.
- ARCHANGELSKY, S. y C. L. AZCUY, 1985. Carboniferous Palaeobotany and Palynology in Argentina. C. R. Xº Congr. Int. Strat. Géol. Carbonif., 4: 267-280, (1983), Madrid.
- ARRONDO, O. y B. PETRIELLA, 1978. El género "Lepidodendropsis" Lutz del Carbonico inferior de Argentina. Ameghiniana, Asoc. Paleont. Arg., Rev., XV (3-4): 440-444, Buenos Aires.
- AZCUY, C. L., 1984. Estado de las investigaciones palinológicas y paleobotánicas en el Neopaleozoico de Argentina. Bol. Proy. 211, IGCP, 1: 9-13, San Carlos de Bariloche.
- _____, 1985. Paleogeography and Stratigraphy on Late Carboniferous of Argentina. C. R. Xº Congr. Int. Strat. Géol. Carbonif. 4: 281-293, (1983), Madrid.
- _____, y P. R. GUTIERREZ, 1984. Miosporas seleccionadas de algunas Secuencias Carbónicas de Argentina. IIIº Congr. Arg. de Paleontología: 47-52, Corrientes.
- _____, y J. R. MORELLI, 1970. The Paganzo Basin. Tectonic and Sedimentary Characteristics of the Gondwana Sequences in North Western Argentina. IIº Gond-

?Peruvispira y "Neilsonia", los cuales son citados por primera vez en la Formación Tupe. Esta fauna de características propias, en la cual no han sido registradas las especies diagnósticas de las zonas *Levipustula* y *Cancrinella*, parece corresponder a una posición estratigráfica intermedia entre las zonas antes mencionadas (González, 1985).

Consideraciones finales

El perfil de la quebrada La Delfina muestra una sucesión concordante a través de las siete facies sedimentarias que integran las formaciones Guandacol, Tupe y "Patqufa". Los depósitos comienzan como resultado de los movimientos intracarbónicos (fase Malimánica) y se interrumpen por los efectos de la Fase Sanrafaélica.

Los fósiles ilustrados de las formaciones Guandacol y Tupe (incluyendo las secuencias continental y marina de esta última) se hallan en un mismo perfil y representan un lapso aproximado que se extiende entre el Carbónico medio y el límite Carbónico-Pérmico.

Los indicadores litológicos y biológicos muestran inicialmente un ambiente lacustre relacionado a fenómenos periglaciares (Formación Guandacol). Este evoluciona en condiciones de clima húmedo a un sistema deltaico en el que abundan pantanos con alto contenido orgánico (Formación Tupe parte inferior). El ciclo se interrumpe mediante una corta transgresión marina, para retornar a condiciones fluviales de extensas llanuras de inundación acompañado de una paulatina estacionalidad y aridización del clima (Formación Tupe parte superior y Formación "Patqufa").

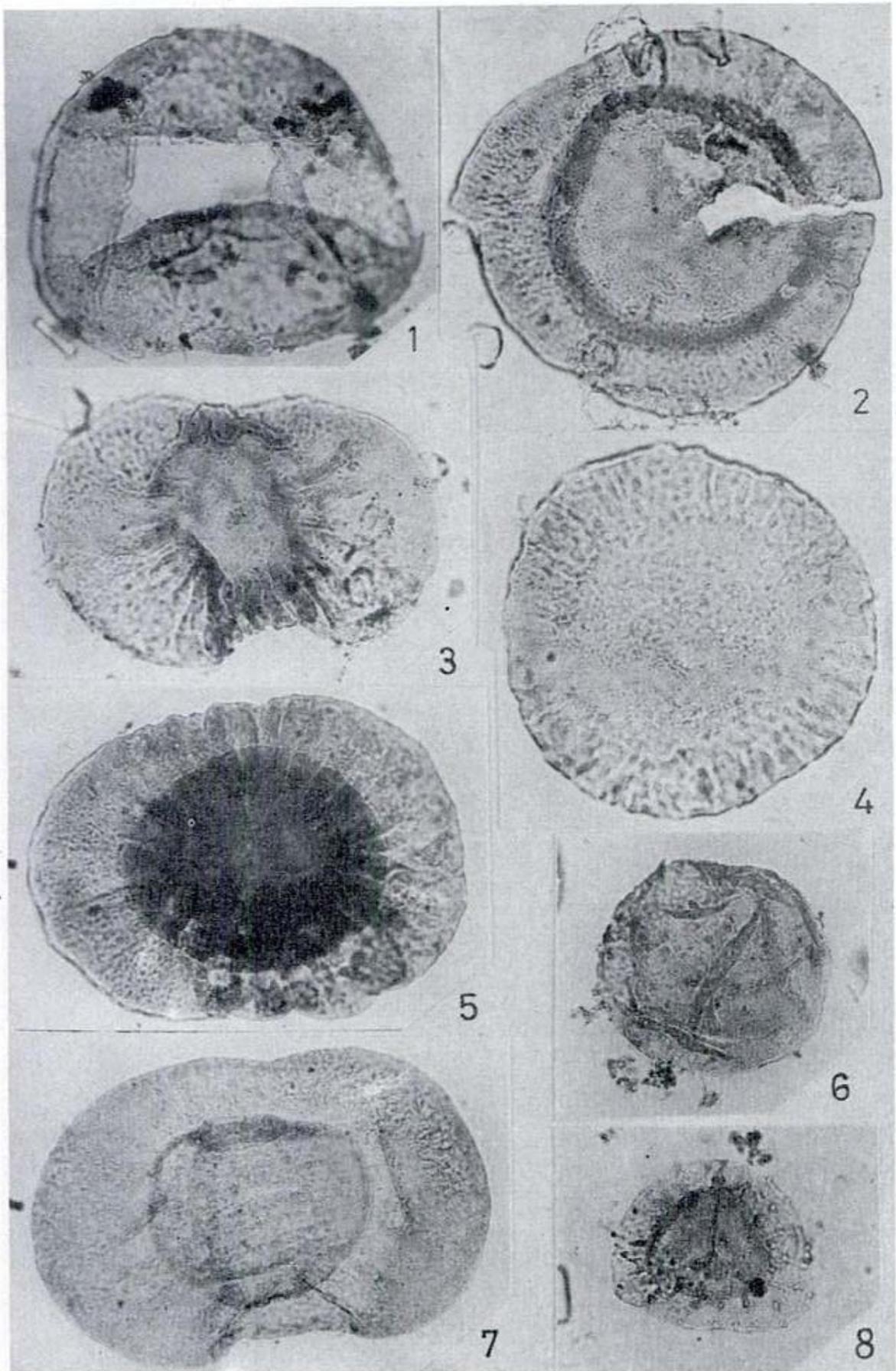
- wana Symposium Proceedings and Papers: 241-247, Pretoria.
- _____, y E. G. OTTONE, 1983. Hallazgo de palinomorfos en la Formación Guandacol, Qda. La Delfina, Cuenca Paganzo. Vº Simp. Arg. Paleobot. Palin.: 21 (Res.), La Plata.
- BODENBENDER, G., 1896. Devono y Gondwana en la República Argentina. Acad. Nac. Cienc., Bol. XV (1): 201-252, Córdoba.
- _____, 1902. Contribución al conocimiento de la Precordillera de San Juan, de Mendoza y de las Sierras Centrales de la República Argentina. Acad. Nac. Cienc., Bol. XVII (1): 203-261, Córdoba.
- _____, 1911. Constitución Geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes. Acad. Nac. Cienc., Bol. XIX (1): 5-220, Córdoba.
- BORRELLO, A. V., 1956. Recursos minerales de la República Argentina - Combustibles Sólidos. Inst. Nac. Inv. Cien. Nat. Mus. B. Rivad. - Cienc. Geol., Rev., V: 1-641, Buenos Aires.
- _____, y A. J. CUERDA, 1967. Sobre la evolución estructural del Geosinclinal Paleozoico de la Precordillera - tramo montañoso Jejeños, Jachal, San Juan. Mus. La Plata, Rev., Nva. Serie, VI (Geol. 43): 111-124, La

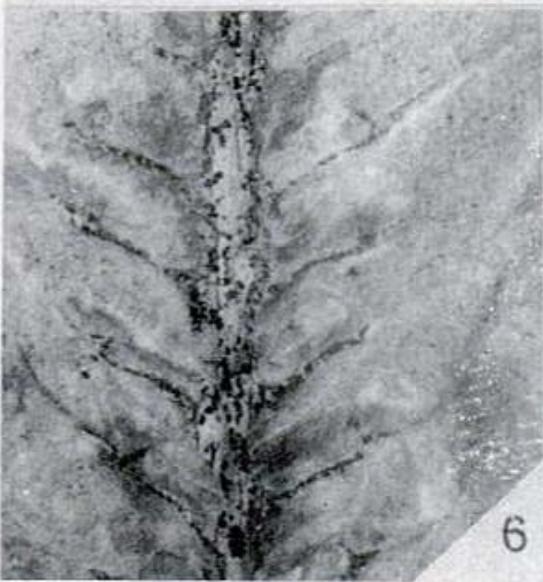
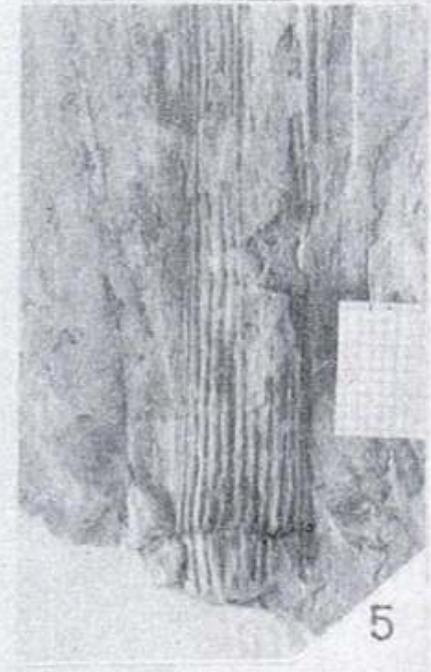
EXPLICACION DE LAS LAMINAS

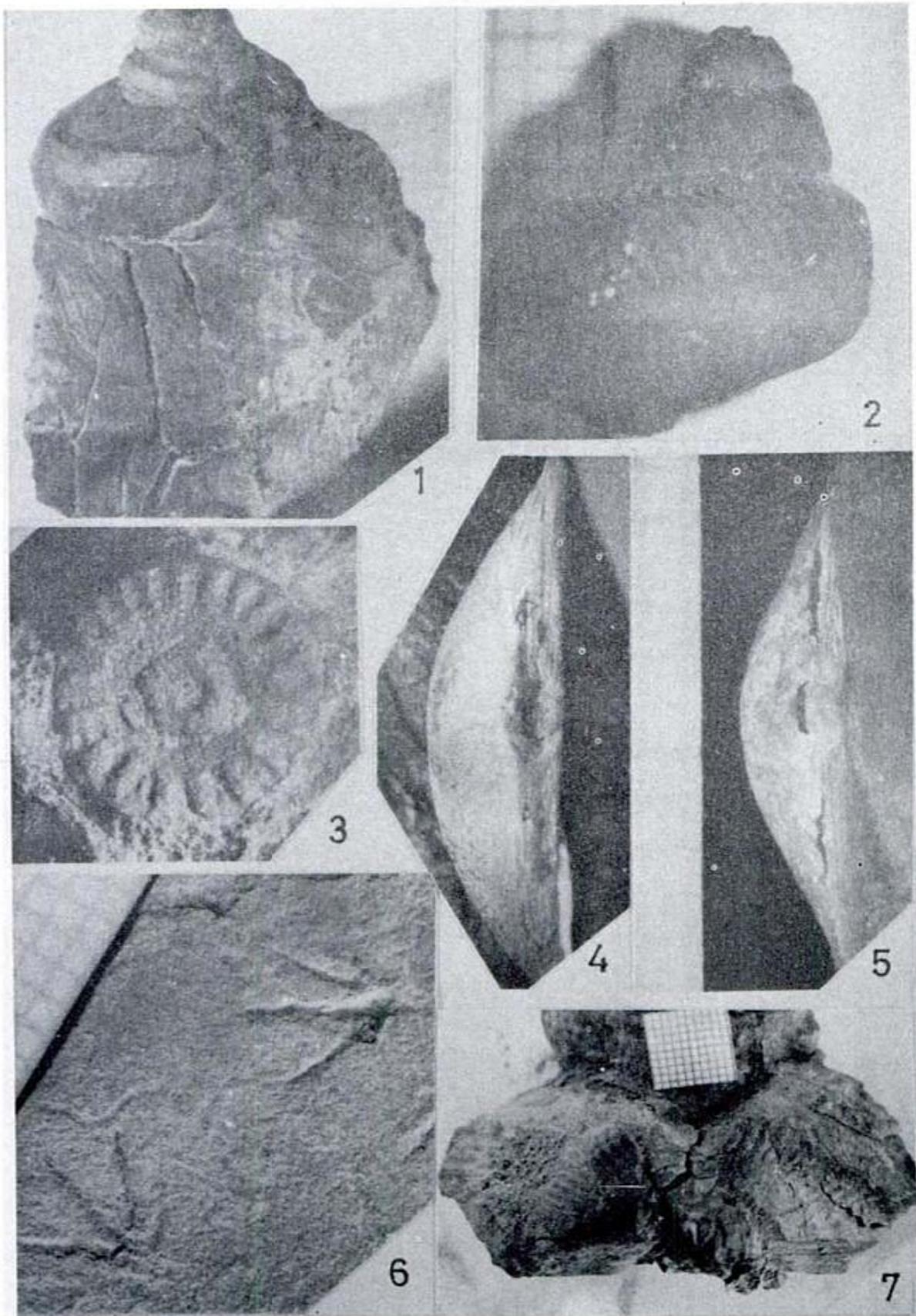
Lámina 1: 1, *Crucisaccites* cf. *C. monoletus* Maithy, Prep. 305 (4) 38/93,2; 2, *Plicatipollenites malabarensis* (Potonié & Sah) Foster, Prep. 309 (4) 55/113,5; 3, *Caheniasaccites* cf. *C. ovatus* Bose & Maheshwari, Prep. 309 (4) 49/106,5; 4, *Cannanoropollis* cf. *C. janakii* Potonié & Sah, Prep. 309 (1) 52/107; 5, *Cannanoropollis densus* (Lele) Bose & Maheshwari, Prep. 309 (1) 48,3/96; 6, *Calamospora hartungiana* Scopf, Wilson & Bentall, Prep. 305 (3) 46/102,5; 7, ?*Striomonosaccites* sp., Prep. 309 (1) 46/101; 8, *Krauselisporites* sp., Prep. 305 (4) 41/105,5 (Todas x 500).

Lámina 2: 1, *Fedekurtzia argentina* Archangelsky, BAFCPb 12685, x 1; 2, *Botrychiopsis weissiana* Kurtz, BAFCPb 12692, x 1; 3, *Nothorhacopteris argentinica* (Geinitz) Archangelsky, BAFCPb 12711, x 2; 4 y 6, *Licópsida* fructificada, BAFCPb 13040: 6, x 7 y 4, detalle del mismo ejemplar x 14; 5, ?*Paracalamites* sp., BAFCPb 12723, x 1,5; 7, ?*Bumbudendron* sp., BAFCPb 12699, x 4.

Lámina 3: 1, ?*Peruvispira* sp., CPBA 12760, x 3; 2, "*Neilsonia*" sp., CPBA 12756, x 5; 3, *Artejos de Crinoideos* CPBA 12757, x 13; 4 y 5, *Lissochonetes jachalensis* (Leanza), CPBA 12754, x 8; 6, *Orchesteropus atavus* Frenguelli, CPBA 12772, x 5; *Septosyringothyris* sp., CPBA 12753, x 1,3.







Plata.

- BOSSI, G. E. y R. R. ANDREIS, 1985. Secuencias delticas y lacustres del Carbónico del centro oeste argentino. Xº Congr. Int. Strat. Geol. Carbonif. 3: 285-309, (1983), Madrid.
- BOUMA, A., 1962. Sedimentology of some fliisch deposit - A graphic approach to facies interpretation. Elsevier Publ. Co., 1-168, Amsterdam.
- BRACACCINI, O., 1946. Contribución al conocimiento Geológico de la Precordillera Sanjuanina - Mendocina (Primera parte). Bol. Inf. Petroleras, 258: 81-105, Buenos Aires.
- CUERDA, A., 1965. Estratigrafía de los depósitos Neopaleozoicos de la Sierra de Maz (provincia de La Rioja). Acta Geológica Lilloana, VII: 79-94, Tucumán.
- DI PAOLA, E. C. y H. G. MARCHESE, 1973. Petrología y litoestratigrafía de las sedimentitas paleozoicas de Huaco, San Juan, República Argentina. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXVIII (4): 369-381, Buenos Aires.
- DOTT, R. H., Jr., 1964. Wacke, Graywacke and matrix, what approach to immature sandstone classification. Jour. Sed. Petrol. 34 (3): 625-632, Los Angeles.
- DUNHAM, R. J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in: Classification of Carbonate Rocks. (W. F. Ham edition). Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1: 108-121, Tulsa.
- FRENGUELLI, J., 1945. Moluscos continentales en el Paleozoico superior y en el Triásico de la Argentina. Museo La Plata, Notas, X: 181-205, La Plata.
- _____, 1946. Consideraciones acerca de la Serie de Paganzo en las provincias de San Juan y La Rioja. Mus. La Plata, Rev., nva. serie, II (Geología, 18): 313-376, La Plata.
- _____, 1950. Ichnites en el Paleozoico superior del oeste Argentino. Asoc. Geol. Arg., Rev., V (3): 185-199, Buenos Aires.
- FURQUE, G., 1979. Descripción geológica de la Hoja 18 c, Jáchal, provincia de San Juan. Dir. Nac. Geol. Min. Bol. 164: 1-79, Buenos Aires.
- GONZALEZ, C. R., 1985. Esquema bioestratigráfico del Paleozoico superior marino de la Cuenca Uspallata - Iglesia, República Argentina. Acta Geol. Lilloana, 16: 231-244, Tucumán.
- HEIM, A., 1947. El carbón del río Haco (provincia de San Juan) y su posición tectónica. Dir. Nac. Geol. y Min. Bol. 62: 1-18, Buenos Aires.
- _____, 1952. Estudios tectónicos en la Precordillera de San Juan: los ríos San Juan, Jáchal y Huaco. Asoc. Geol. Arg., Rev., VII (1): 11-70, Buenos Aires.
- INGRAM, P. L., 1954. Terminology for the thickness of stratification and parting units in sedimentary rocks. Geol. Soc. Am. Bull., 65: 937-938, Boulder.
- LEANZA, A. F., 1945. Braquiópodos carboníferos de la Quebrada de la Herradura, al noreste de Jáchal, San Juan. Museo La Plata, Notas, X: 277-314, La Plata.
- LUENGAS, L. M., 1954. Informe sobre las minas de carbón ubicadas en las cercanías de la localidad de Jáchal (San Juan). YCF, (inéd.), Bol. 781: 1-15, Buenos Aires.
- MORELLI, J. R., C. L. AZCUY, M. HUNICKEN, C. LIMARINO y M. PENSA, 1984. El grupo Paganzo en los Colorados de Patquía, provincia de La Rioja. Asoc. Arg. Mineral. Petrol. Sedimentol. XV (3-4): 67-80, Buenos Aires.
- MUTTI, E. y F. RICCI-LUCCHI, 1975. Turbidite facies and facies associations. In: Exemples of turbidites facies and facies associations from selected formations of the Northern Appennines (by E. Mutti, C. C. Parea, F. Ricci-Lucchi, M. Sagri, G. Ghibaudo and S. Jaccarino). IXº Int. Congr. Sedim. (Nice, 1975) Field trip. All: 21-36.
- _____, y F. RICCI-LUCCHI, 1978. Turbidites of the Northern Appennines: Introduction to facies analysis. AGI Reprint Series 3 - Int. Geol. Rev., 20 (2): 125-166, Virginia.
- OTTONE, E. G., 1983. Consideraciones paleontológicas y paleoambientales del perfil de la Quebrada la Delfina, provincia de San Juan. Trab. fin. licen., Univ. de Buenos Aires, (inéd.): 1-330, Buenos Aires.
- RAMACCIONI, D., 1947. Inspección a la mina Delfina (provincia de San Juan). YCF, Bol. (inéd.), 567: 1-2, Buenos Aires.
- RODRIGUEZ, E. J., 1962. Interpretación geológico-estructural de un yacimiento de Uranio, Jáchal, San Juan. 1º Jor. Geol. Arg., An. III: 329-342, Buenos Aires.
- SELLEY, R. C., 1972. Medios sedimentarios antiguos. H. Blume ed., 1-251, Madrid.
- STAPPENBECK, R., 1910. La Precordillera de San Juan y Mendoza. An. Min. Agr. Secc. Geol., 4 (3): 1-187, Buenos Aires.
- STELZNER, A., 1885. Beiträge zur geologie und paleontologie der Argentinischen Republik. Geologisches Theil: 1-275, Berlin.
- VILAS, J. F. A. y D. A. VALENCIO, 1982. Implicancias geodinámicas de los resultados paleomagnéticos de formaciones asignadas al Paleozoico tardío - Mesozoico temprano del centro oeste argentino. Vº Congr. Lat. Geol., Actas, III: 743-758, Buenos Aires.
- WALKER, R. G., 1963. Distinctive Types of ripple-drift cross-lamination. Sedimentology, 2: 173-188, Oxford.

Contribución al Proy. 211 IGCP - IUGS

Recibido: 11 de mayo, 1985

Aceptado: 30 de junio, 1986

EDUARDO G. OTTONE

CARLOS L. AZCUY

Departamento Cs. Geológicas
Universidad de Buenos Aires
CONICET
Ciudad Universitaria - Pab. 2
(1428) Buenos Aires

GEOLOGIA Y EVOLUCION TECTONICA DE LAS ISLAS BARNEVELT, ATLANTICO SUR

VICTOR A. RAMOS, MIGUEL J. HALLER Y FRANCISCO BUTRON

Resumen

Las islas Barnevelt están ubicadas en el extremo sudoccidental del océano Atlántico Sur, frente al cabo de Hornos. Su estudio geológico permitió reconocer una secuencia volcánica calcoalcalina del Cretácico inferior intruída por basaltos tholeíticos neocretácicos y cuerpos graníticos de edad similar. Su estructura denota la acción de importantes sistemas de fallamiento por desgarre de orientación aproximada este-oeste. Se integra la geología local con el marco regional tectónico característico de este sector del Arco del Scotia, interpretándose las islas Barnevelt como relictos de un arco magmático activo durante el Cretácico inferior.

Abstract

The Barnevelt islands are situated in the southwestern extreme of the South Atlantic ocean, east of Cabo de Hornos. The geological study permitted to recognize a calcalkalic volcanic sequence of Early Cretaceous age intruded by Late Cretaceous tholeiitic basalts and granitic bodies of similar age. The structure is characterized by important wrench fault systems of east-west approximate trend. The local geology is integrated to the regional tectonic framework of this sector of the Scotia Arc, being interpreted the Barnevelt islands as a remnant of an Early Cretaceous magmatic arc.

Introducción

El presente estudio tuvo como objetivo el conocimiento geológico de las islas Barnevelt, no sólo para establecer sus características geológicas y su potencial económico (véase Ramos y Butrón, 1979), sino también como efectivo ejercicio de nuestra soberanía en estas islas del Atlántico Sur, inspirados en aquellas sabias palabras del Dr. Martín Doello Jurado "el conocimiento científico del suelo en que se ha nacido es uno de los tesoros de la civilización de un pueblo y forma, en cierto modo, el substrato físico de la nacionalidad" (Doello Jurado, 1939).

El apoyo logístico necesario fue brindado por la Armada Argentina, a través del comando de Operaciones del Area Austral. El estudio geológico efectuado fue parte de los levantamientos geológicos regulares para la carta geológica-económica del país,

que viene efectuando el Servicio Geológico Nacional y de las tareas de prospección minera a través del Plan Patagonia-Comahue que realiza el Servicio Minero Nacional de la Secretaría de Estado de Minería.

Ubicación de las islas

Las islas Barnevelt están situadas en el Atlántico Sur y pertenecen al grupo de las islas Hermite o Cabo de Hornos. Están a nueve millas náuticas al este del cabo Austin de las islas Deceit y a doce millas al este sudeste del cabo Scourfield de las islas Freycinet.

Sus coordenadas geográficas de acuerdo con la carta H 419B del Servicio de Hidrografía Naval son 55°49'S lat. y 66°48'O long. Los mapas de las figuras 1 y 2 ilustran la ubicación de las Islas en el Atlántico Sur(1).

(1) Si bien el presente estudio se realizó cuando Argentina estaba en posesión de las Islas, en la figura 1 se ha ilustrado el actual límite de acuerdo al convenio oportunamente firmado a través de la mediación papal, que otorga las islas a Chile.

Antecedentes

Desde su descubrimiento acaecido entre el 25 y el 29 de enero de 1616, por la escuadra holandesa a cargo de los capitanes Jaques Le Maire y Will Schouten, poco es lo que se ha avanzado en el conocimiento físico de las islas. Se registra como único antecedente geológico su reconocimiento por buscadores de oro a fines del siglo pasado. La Armada Argentina durante años efectuó en forma periódica tareas de balizamiento y reconocimiento hidrográfico de las islas.

A diferencia de otras islas del archipiélago fueguino, que han sido estudiadas desde hace varias décadas por diferentes misiones científicas, de éstas se desconocía su composición geológica. El presente reconocimiento geológico se ha convertido así en el primer estudio de las islas Barnevelt.

Características fisiográficas

La isla principal consiste en una meseta sobreelevada entre 50 y 150 m s.n.m. Está rodeada en todo su perímetro por abruptos acantilados. Estos en líneas generales son más bajos en el borde occidental de la isla, aumentando su elevación hacia el este, siendo la costa oriental mucho más alta.

La Loma Alta, es la elevación principal con ap. 150 m s.n.m., siguiéndole el cerro Pingüinera con 120 m y otra de inferior altura, donde está instalada la baliza.

La red de avenamiento es sólo incipiente, siendo el chorrillo de la Cascada, junto con el de La Baliza y Pingüinera, los más caudalosos. Hay numerosas lagunas menores en la parte alta de la meseta.

La hidrografía del sector costero es compleja, habiendo numerosas islas pequeñas y bajofondos, siendo la bahía Sobral la que presenta costas más definidas y de rápida profundización. No hay playas de arenas en todo el perímetro de la isla.

Geología

Estratigrafía

Las rocas aflorantes en las islas Barnevelt pertenecen a dos unidades volcánicas asignables al Cretácico inferior, sobre las que se apoyan en marcada discordancia rocas basálticas de edad neo-cretácica. Este conjunto de rocas es atravesado por intrusivos graníticos de reducido tamaño. Los depósitos cuaternarios forman una delgada cubierta que se presenta en la parte superior de la isla. El cuadro 1 y la figura 3 ilustran la secuencia estratigráfica y las



Figura 1: Mapa de ubicación de las islas en el Atlántico Sur, con la delimitación del actual límite con Chile (basado en mapa geográfico de la República Argentina del IGM, 1986).

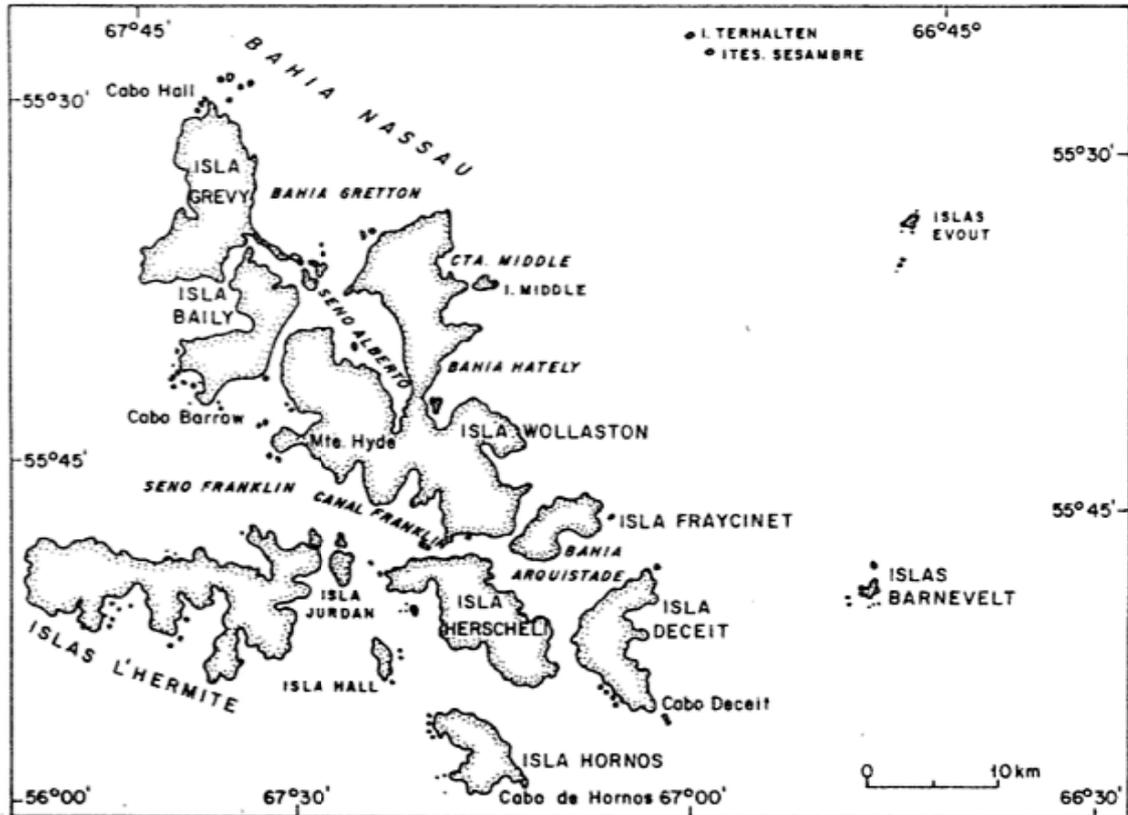


Figura 2: Ubicación relativa de las Islas Barnevelt con el grupo de Islas del Cabo de Hornos, Atlántico Sur.

relaciones entre las diferentes unidades.

a) Vulcanitas Barnevelt

Esta unidad comprende dos conjuntos de rocas volcánicas y volcanoclásticas de diferente composición, una andesítica y otra riolítica.

- **Facies andesítica:** Las rocas pertenecientes a estas facies son las más antiguas reconocidas en el ámbito de la isla. Se hallan bien expuestas en la Bahía de la Cascada y de allí al este en la caleta Baliza, y entre punta sudeste y la caleta Pinguinera. Constituye gran parte de la punta Norte, tanto en su flanco oriental como occidental.

Las rocas mejor expuestas están en la Bahía de la Cascada donde se ha integrado el perfil de la figura 4.

La base de la secuencia se inicia con brechas andesíticas de color gris oscuro, ligeramente verdoso, con colores parduzcos por alteración, con clastos de 5 a 6 cm de diámetro, aglutinados en una matriz volcánica. Presenta formas subcirculares por devitrificación de hasta 50 a 60 cm de diámetro. Se interponen lentes de tobas arenosas gruesas de hasta 50 cm de potencia que se destacan de la brecha por su estratificación.

Sobre las mismas se apoyan lavas andesíticas de color gris verdoso oscuro con notable estructura almohadillada. Estas forman mamelones de hasta un metro de diámetro visibles no sólo en planta sino en secciones transversales por el desarrollo de una disyunción catafilar concéntrica.

La roca está compuesta por una andesita con fenocristales de 2 a 7 mm de plagioclasa, cuyos fémicos se hallan alterados formando una pátina ferruginosa. Al microscopio se observa que se trata de una andesita piroxénica propilitizada, con textura intersertal a intergranular, con microlitos de oligoclasa y menos frecuentes de clinopiroxeno. La clorita (pennina) es abundante, así como los óxidos de hierro en impregnaciones, junto con venillas de carbonato (Sacomani, 1984).

Por encima se apoyan lavas andesíticas con textura amigdaloidal a vesicular, interpuestas con niveles de tobas de igual composición. La secuencia remata con brechas andesíticas similares a las de la base.

Hacia el este de la bahía de La Cascada, predominan en forma exclusiva las brechas andesíticas. En la punta Sudeste las brechas son de color gris oscuro, con escasa estratificación y presentan una marcada pero imperfecta disyunción columnar.

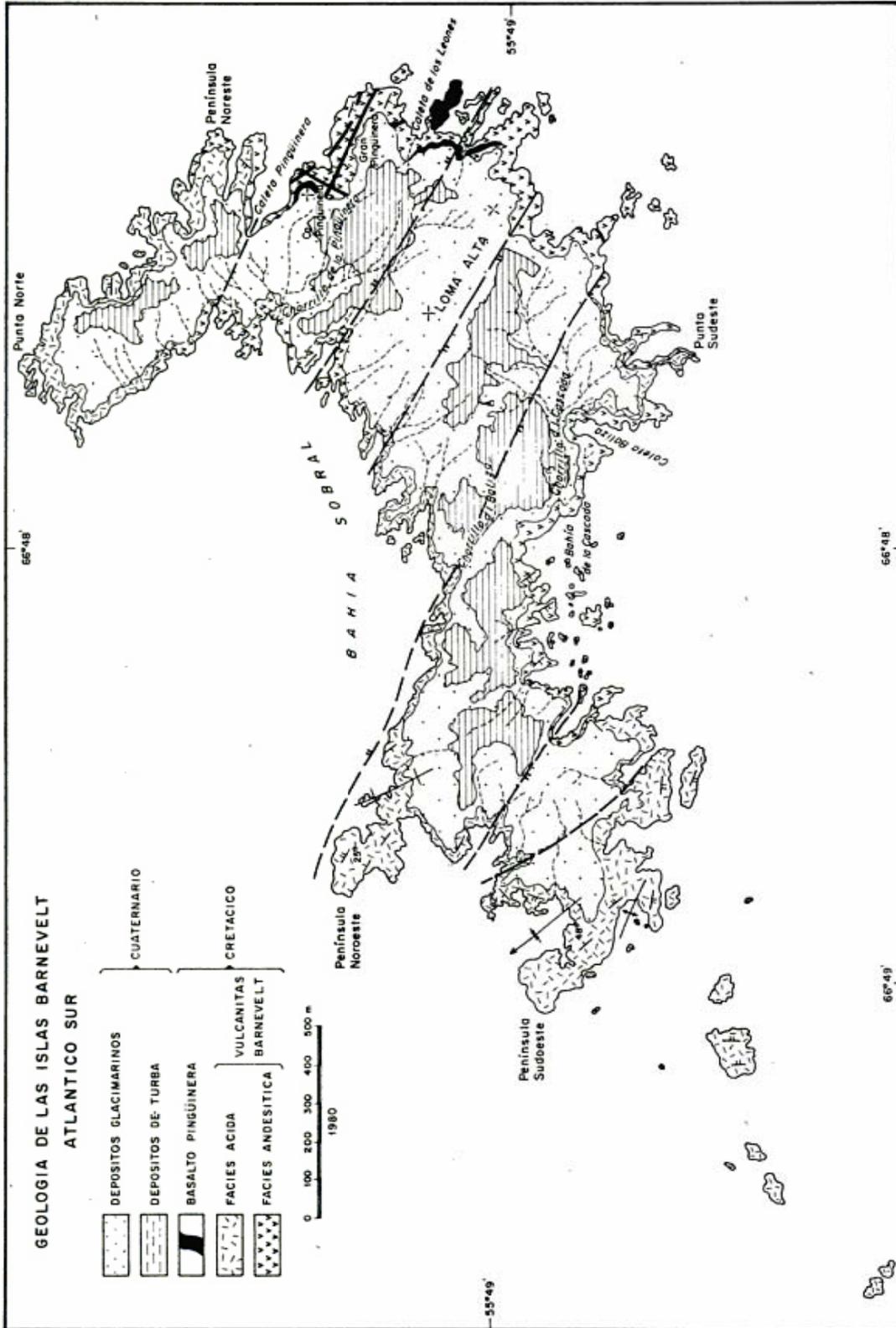


Figura 3: Mapa geológico de las Islas Barnevelt, Atlántico Sur.

UNIDAD	LITOLOGIA	EDAD
Depósitos de playa	Gravas y arenas	Holoceno
Depósitos glacimarininos	Limos y paraconglomerados	Pleistoceno
Intrusivos graníticos	Granitoides	Neocretácico
Basalto Pingüinera	Lavas y diques basálticos	Neocretácico

discordancia angular

Vulcanitas Barnevelt	Facies ácidas: tobas fluidales y silicificadas, brechas ácidas y bancos psefíticos.	Cretácico inferior
	disc. erosiva Facies andesítica: lavas almohadilladas, tobas y brechas.	

Cuadro I: Secuencia Estratigráfica local

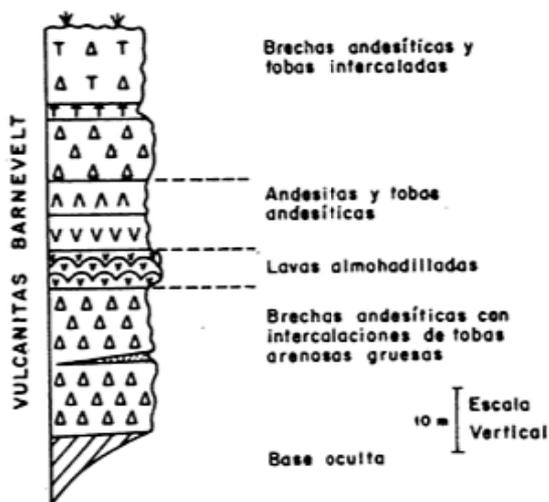


Figura 4: Perfil de las Vulcanitas Barnevelt en la bahía de la Cascada.

Más hacia el este, predominan las brechas andesíticas con una leve estratificación. Son de color gris oscuro, pardo rojizo por meteorización, con clastos subangulosos de andesita de 4 a 5 cm en una matriz volcánica de igual composición.

En el sector occidental de la punta Norte las brechas andesíticas dan lugar a una toba gris oscura, mesosilíceas con cristoclastos de plagioclasa de 2 a 4 cm. en una matriz afanítica oscura. Presenta una laminación irregular.

En las adyacencias de la caleta de Los Leones se han observado clastos de una roca de color rosado claro con algunas pátinas limoníticas de textura granosa mediana. Al microscopio se verifica que es una roca granodiorítica con plagioclasa subhedral (50 %) maclada, núcleos sericíticos arcillosos y bordes arcillosos. El cuarzo (25 %) es anhedral y muy alterado a un material arcilloso ferruginoso. Los minerales máficos están completamente alterados permitiendo reconocer al mineral original como biotita altamente cloritizada. La alteración de la muestra es argílica-sericítica suave a propilítica incompleta y leve.

La presencia de intrusivos granodioríticos si bien no se constató en los afloramientos es conocida en diversas localidades en las islas aledañas hacia el oeste. Rocas similares han sido observadas como cuerpos diqueiformes de pórfido granítico en el extremo sudoeste de la península de Ushuaia, cuya edad es cretácica superior (77 ± 3 Ma, véase cuadro II).

Es interesante destacar el metamorfismo observado en la sección basal con lavas almohadilladas el que según Stern y Elthon (1979) es común en las lavas almohadilladas del sector chileno. Este metamorfismo está relacionado con fenómenos térmicos asociados a las emisiones submarinas, en una zona de anormal gradiente geotérmico, como el que existe en las proximidades de áreas divergentes.

Es así que en los términos inferiores de la secuencia volcánica aflorante en la margen oriental de la bahía de la Cascada se han detectado rocas carneanas, de aspec-

to afanítico, en las que se distinguen algunas amígdulas redondeadas y elipsoidales cuyo diámetro varía entre 1 y 5 mm. Al microscopio la roca está formada por un agregado granoblástico grueso de epidoto, carbonato y clinopiroxeno, cuarzo y clorita. El epidoto es una pistacita de buen desarrollo y pleocroismo variable, asociada a zoisita y clinozoisita. El carbonato se presenta rellenando amígdulas, en venillas gruesas y parches asociados a prehnita. El clinopiroxeno está asociado a cristales idioblásticos zonales aislados, con un $\gamma:c$ que varía entre 37 y 45°. El cuarzo está en cristales xenoblásticos, muy poikiloblásticos por las inclusiones de epidoto, clorita, clinopiroxeno y carbonato. La clorita es escasa y rellena huecos.

La isla Barnevelt Chica, ubicada al norte del sector mapeado, está compuesta por brechas andesíticas con disyunción columnar.

El máximo espesor aflorante varía entre 80 y 90 m siendo éste parcial, dado que los diferentes bloques en que se halla segmentada la isla impide integrar un perfil completo de las vulcanitas mesosilíceas.

- **Facies ácidas:** Estas rocas alcanzan su mejor desarrollo en el sector occidental de la isla. Sin embargo aflora también entre la caleta Baliza y la punta Sudeste, así como en la península Noreste y punta Norte. Constituye asimismo gran parte de la costa de la bahía Sobral.

Su base está bien expuesta en la caleta ubicada al este de la punta Sudeste. En marcada discordancia erosiva se apoya una secuencia bien estratificada de tobas ácidas de color pardo amarillento sobre las brechas andesíticas de color gris oscuro. El paleo-relieve existente entre ambas unidades y observable en la superficie de discordancia es de 3 a 5 m. El espesor de la facies ácida en este sector es de 8 a 10 metros.

Más hacia el oeste, en especial entre las penínsulas Sudoeste y Noroeste, se observa un buen desarrollo de esta secuencia. Se inicia con una serie de tobas blanquecino amarillentas, silicificadas, en bancos de 15 a 20 cm y presenta niveles ocráceos por alteración con una notable fluidalidad. Hacia arriba se interponen unas tobas brechosas finas, pardo amarillentas cuyos litoclastos se destacan por su alteración ferruginosa. Estas tobas alcanzan en total menos de 15 m de espesor. Al microscopio estas tobas presentan litoclastos volcánicos, escasos cristaloclastos, en una textura pumíctica y vitroclástica, obliteradas por una intensa devitrificación y recristalización. Los fragmentos de pómez (0,4 - 1,4 mm) son numerosos; las trizas son menos frecuentes y están reemplazadas por cuarzo

microcristalino y por un material silíceo criptocristalino, con impregnaciones de óxido de hierro (Sacomani, 1984).

Por encima se apoyan unos mantos de tobas de brechas ácidas, de color gris parduzco amarillento con clastos subangulosos de 4 a 8 cm, ocasionalmente de hasta 25 cm de vulcanitas blanquecinas en una matriz tobácea. La roca presenta en conjunto una alteración arcillosa, que facilita su rápida meteorización. Observada al microscopio esta toba lapillítica ácida presenta un 40-45 % de cristaloclastos angulosos de cuarzo, plagioclasa y algunos escasos de ortosa, junto con escasos litoclastos de pumicita, en una matriz intensamente devitrificada (Sacomani, 1984).

Una muestra procedente de la sección inferior de color gris verdoso con típicas pátinas limonitas pardorrojizas y finamente bandeada, analizada al microscopio presenta las siguientes características. Es una roca de textura vitroclástica en la cual se identifican abundantes trizas bien definidas, inmersas en una base arcillosa por devitrificación. Este proceso produce un agregado microcristalino, con microlitas de feldespato, escasas esferulitas y cuarzo. El bandeamiento está indicado por variaciones en el grano de los cristales devitrificados y su proporción de cuarzo. Hay una escasa cantidad de clorita. Estas características permiten reconocerla como una toba vítrea devitrificada (Pezzutti et al., 1980).

Otra muestra procedente de los términos brechosos superiores presenta un color gris claro con pátinas limoníticas y clastos angulosos, con incipiente orientación. Sus tamaños varían entre 2 y 7 mm y componen el 25 % de la roca, siendo su matriz afanítica.

Sus características petrográficas son similares a la muestra anterior, diferenciándose por los escasos cristaloclastos de cuarzo y litoclastos de tabillitas de feldespato en base vítrea fluidal devitrificada con tinción limonítica y fragmentos de vidrio devitrificado en un material cripto a microcristalino. No presenta fluidalidad y sería una toba ácida brechosa (Pezzutti et al., 1980).

Hacia bahía Sobral las brechas gradan a aglomerados ácidos, interpuestos con niveles pumícticos. Estos se presentan en bancos de hasta 80 cm a un metro, de color gris blanquecino, levemente verdosos, con clastos de vulcanitas ácidas con pobre selección y subredondeados en una matriz tobácea.

En el sector noreste de la isla las tobas ácidas se hallan cubriendo las brechas andesíticas, pero debido a lo inaccesible de sus acantilados no pudieron ser examinadas

en detalle.

El espesor en conjunto de las facies ácidas es menor de 40 metros, siendo menos potente que las rocas mesosilíceas.

Edad y correlación

Rocas similares a las descritas han sido reconocidas al sur del canal Ballenero en territorio chileno por Suárez et al. (1979), así como en las islas Wollastone y Hoste, en especial la península Hardy.

Las Vulcanitas Barnevelt pueden ser así homologadas a la secuencia volcánica de la Formación Hardy descritas por Suárez y Pettigrew (1976).

Si bien no se cuenta con edades radiométricas de estas rocas, por su posición infra-yacente mediante discordancia angular con el Basalto Pingüinera, cuya edad K/Ar es de 87 Ma, se puede afirmar que las mismas son pre-coniacianas.

Los estudios recientes de la fauna contenida en esta unidad en la península Hardy, donde se ha registrado la presencia de *Belemnopsis madagascariensis* (Desairie), y bivalvos no determinables, permitirían asignar a estas rocas una edad suprajurásica a cretácica inferior, probablemente volanginiana a hauteriviana (Suárez et al., 1979; Aguirre Urreta y Suárez, 1985).

Las características litológicas de estas rocas permiten reconocer su formación en un ambiente submarino, para los términos inferiores, a subaéreos, probablemente dentro de un sistema de islas volcánicas activas, que desarrollaron posibles estratovolcanes (Suárez et al., 1979). Las mismas registran un importante período de erosión que marcaría el cambio entre las efusiones mesosilíceas y las más ácidas.

b) Basalto Pingüinera

Esta unidad se halla restringida a la mitad oriental de la isla. Se presenta en neta discordancia angular sobre las brechas andesíticas o intruyendo a las facies ácidas o mesosilíceas de las Vulcanitas Barnevelt.

Su mejor desarrollo se constata en la costa sur de la caleta de Los Leones donde alcanza unos 50 m de espesor.

Está caracterizado por un basalto gris oscuro, ligeramente verdoso, microgranoso, sin fenocristales visibles, con una conspicua disyunción columnar en prismas de 20 a 25 cm. Cubre en forma irregular a las vulcanitas previamente descritas. Otro asomo se observa en el cerro Pingüinera al sur de la caleta homónima, constituyendo una serie de coladas basálticas de unos 20 m de potencia estimada. Al microscopio estas coladas presentan muy escasos fenocristales,

en una pasta de textura intergranular a intersertal. Está compuesta de oligoclasa básica a andesina ácida, pigeonita y clorita con epidoto intergranular (Sacomani, 1984)

A su vez estos basaltos constituyen filones peneconcordantes y diques discordantes que atraviesan las Vulcanitas Barnevelt. La potencia de estos diques varía entre 80 cm y 1 metro, presentan una longitud de hasta varios centenares de metros. En sectores se observan enjambres de diques de 40 a 50 cm de potencia. La dirección dominante de estos diques basálticos es N85°E, aunque hay diques menores de variable orientación. El sector más al oeste donde se observan estas rocas basálticas es al sur de la Loma Alta y al naciente de la punta Sudeste.

Una muestra representativa de estos diques basálticos presenta al microscopio una textura amigdaloides con microlitos de plagioclasa parcialmente sericitizados, acompañados por pequeños prismas de clinopiroxeno, inmersos en cloritas y un mineral de cristalización incipiente pardo rojizo. Las amígdulas están rellenas de carbonato, analcima, clorita y ceolita fibrosa. La matriz es de grano muy fino, formada por clorita, probables minerales de titanio, ceolitas, carbonatos y minerales opacos diseminados (Pezzutti et al., 1980).

Además se observan cuellos volcánicos con disyunción columnar compuestos por un basalto de oligoclasa, con escasos microfeno-cristales de feldespato y pseudomorfismos de olivina por carbonato, y algunas láminas anhedrales de pigeonita que engloban ofiticamente al feldespato. La roca se halla intensamente propilitizada (Sacomani, 1984).

Edad y correlación

El único criterio para asignar edad a estos basaltos es la menor deformación tectónica que presentan en relación a las Vulcanitas Barnevelt, dado que son posteriores al diastrófismo principal patagónico (Dalziel y Palmer, 1979; Halpern, 1973). Basaltos de características similares reconocidos al sur de la Bahía Nassau fueron asignados tentativamente al Cenozoico (Dalziel y Elliot 1973, Suárez et al., 1979).

Los escasos datos geocronológicos que se han podido extraer de las muestras obtenidas son ilustrados en el cuadro II. El valor obtenido para el Basalto Pingüinera permite circunscribir la edad de estas rocas al Coniaciano. Si bien esta es una edad que debe ser considerada como mínima, si se tiene en cuenta la edad establecida por correlación estratigráfica a las Vulcanitas Barnevelt, la misma no puede ser significativamente diferente, por lo que se la interpreta como una edad de cristaliza-

ción. Los diversos análisis isotópicos desarrollados sobre las Vulcanitas Barnevelt arrojaron resultados negativos debido a la alteración que presentaban las muestras.

Se ha interpretado la génesis de estos

basaltos como relacionada a fracturas de alivio ocurridas en relación con el fallamiento transcurrente al que estuvo sometido el Archipiélago Fueguino con posterioridad a la fase Patagónica principal (Camino et al., 1981).

LOC.	INGEIS Nº	K %	K ⁴⁰ mol/g	K ⁴⁰ rad mol/g	Ar ⁴⁰ atm %	Edad (Ma)
01	2381	0,44	1,313 x 10 ⁻⁸	0,681 x 10 ⁻¹⁰	55,6	87±5
02	2395	1,19	3,537 x 10 ⁻⁸	1,618 x 10 ⁻¹⁰	18,4	77±3
03	2382	2,66	7,928 x 10 ⁻⁸	2,546 x 10 ⁻¹⁰	73,0	54±5

Localidad 01: Basalto, Cerro Pingüinera, Islas Barnevelt.

Localidad 02: Pórfido granítico, extremo sudoeste de la península de Ushuaia.

Localidad 03: Toba riolítica, ladera norte de la Sierra de Valdivieso.

(*) Realizados sobre roca total en el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica, INGEIS, Buenos Aires.

Cuadro II: Datos analíticos de las dataciones K/Ar (*)

c) Depósitos glaciarios

Estos se hallan cubriendo todo el relieve previo de la isla y quedan pobremente expuestos en la parte superior de los acantilados. La densa vegetación oblitera en su mayor parte sus características litológicas. En algunas cicatrices de soliflucción es posible observar el predominio de sedimentos pelíticos, que sólo en escasos lugares engloban en forma de matriz clastos subredondeados de esqueleto abierto. La variación entre la zona de turba y pajonales, está localizada no sólo controlada por la localización geomórfica de estos últimos en valles fluviales, sino que en la parte alta de la meseta obedecería a diferencias litológicas del sustrato glaciario.

No hay criterios que permitan definir su edad dentro del Pleistoceno.

d) Depósitos de playa

Estos se hallan bien desarrollados casi exclusivamente en el sector occidental y en algunas playas de la Bahía Sobral. Están compuestos por pefitas de variables dimensiones, con clastos de vulcanitas de 8 a 10 cm de promedio y ocasionalmente de 15 a 20 cm. Son subredondeados a redondeados y muestran una baja esfericidad. La fracción arena es casi inexistente en las diversas playas de la isla.

Rasgos geoquímicos

Con el objeto de determinar la distribución de los elementos mayoritarios y trazas, para poder así comparar las unidades volcánicas de las islas Barnevelt entre sí, y con otras unidades de similar naturaleza de la Cordillera Patagónica Fueguina, se analizaron muestras representativas y cuidadosamente seleccionadas de cada una de las unidades anteriormente descritas.

Los análisis fueron realizados en la Universidad de Montreal, mediante espectrometría de fluorescencia de rayos X, de acuerdo a la metodología señalada por Schroeder et al. (1980). La precisión fue cotejada usando los patrones internacionales G-2, BCR-1, PCC-1, GSP-1, JB-1, W-1, AGV-1, AN-G y BR, obteniéndose resultados aceptables con valores recomendados por Abbey (1980). Los datos obtenidos, así como la composición normativa, son presentados en el cuadro III, así como un resumen de los rasgos petrográficos de las muestras analizadas.

Los datos geoquímicos del Basalto Pingüinera muestran que esta unidad está constituida por basaltos cuyos tenores de Si₂O son de 42,25 %; sus contenidos de K₂O y Na₂O son similares a algunos basaltos de la Cordillera Centro-Atlántica (e.g. Walker et al., 1985) y a ciertos basaltos de las ofiolitas de Terranova (e.g. Kean y

	Vulc. Barnevelt Facies andes.			Basalto Pingüinera			Vulc. Barnevelt Facies ácida		
	58	59	62	55	56	57	60	61	63
% Oxidos									
SiO ₂	80,37	76,26	75,92	46,25	46,20	46,28	50,33	53,16	52,23
TiO ₂	0,15	0,10	0,34	0,84	0,83	1,07	0,83	0,84	1,03
Al ₂ O ₃	10,60	11,18	13,49	17,14	15,90	18,01	15,97	15,25	16,13
Fe ₂ O ₃ *	2,10	0,39	3,79	8,58	8,65	11,80	10,76	9,28	11,81
MnO	0,03	0,01	0,06	0,15	0,19	0,22	0,20	0,19	0,15
MgO	0,71	0,19	0,78	5,49	5,93	8,86	7,33	5,67	6,66
CaO	0,13	0,07	2,74	18,42	16,94	8,97	8,86	8,65	6,83
Na ₂ O	2,97	4,79	5,37	2,60	3,27	2,94	3,74	5,04	4,46
K ₂ O	2,40	1,64	0,07	0,04	0,08	0,86	0,59	0,04	0,09
P ₂ O ₅	0,07	0,00	0,07	0,27	0,26	0,20	0,17	0,18	0,21
Total	99,53	94,63	102,63	99,78	98,25	99,21	98,78	98,30	99,60
Elementos trazas (ppm)									
Nb	9	9	8	4	4	5	4	4	4
Zr	171	210	142	70	67	78	87	82	87
Y	42	31	29	20	22	25	24	23	25
Rb	34	18	2	0	4	12	10	0	2
Sr	40	16	293	47	72	161	245	110	105 ²
Normas CIPW									
q	52,11	43,93	35,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
or	14,25	10,24	0,40	0,24	0,48	5,12	3,53	0,24	0,53
ab	25,25	42,83	44,28	5,31	7,95	23,25	32,04	43,39	37,89
an	0,19	0,37	12,19	35,07	28,99	33,68	25,37	19,21	23,83
ne	0,00	0,00	0,00	9,07	10,95	0,94	0,00	0,00	0,00
c	3,06	1,48	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
di-wo	0,00	0,00	0,26	22,70	22,89	4,11	7,52	9,71	3,68
di-en	0,00	0,00	0,09	13,70	14,05	2,59	4,57	5,74	2,13
di-fs	0,00	0,00	0,17	7,77	7,00	1,27	2,53	3,48	1,38
wo	0,00	0,00	0,00	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
hy-en	1,78	0,50	1,80	0,00	0,00	0,00	4,68	4,55	12,19
hy-fs	1,99	0,27	3,21	0,00	0,00	0,00	2,59	2,76	7,92
ol-fo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,69	13,77	6,47	2,85	1,64
ol-fa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,41	7,45	3,95	1,90	1,17
mt	0,76	0,15	1,34	3,11	3,18	4,30	3,93	3,41	4,29
il	0,29	0,20	0,63	1,60	1,61	2,05	1,60	1,62	1,97
ap	0,16	0,00	0,16	0,62	0,61	0,46	0,40	0,42	0,49

Clasificación fenomodal, texturas, mineralogía y alteración:

Basalto Pingüinera

M. 55: Basalto piroxénico. Texturaáfica, intersertal a intergranular. Microlitos de oli-

goclasa, clinopiroxeno y olivina. Sericitización, cloritización, carbonatación.

M. 56: **Basalto piroxénico.** Textura affrica. Oligoclasa, clinopiroxeno, pseudomorfos de olivina. Sericitización, carbonatación.

M. 57: **Basalto propilitizado.** Textura intersertal. Clinopiroxeno y pseudomorfos de olivina. Litoclastos. Argilitización y sericitización.

Vulcanitas Barnevelt:

facies ácida

M. 58: **Toba.** Textura pumicítica y vitroclástica. Litoclastos, cristaloclastos, trizas. Devitrificación, argilitización.

M. 59: **Toba ácida.** Textura pumicítica. Litoclastos y trizas. Devitrificación, argilitización.

M. 62: **Toba lapillítica.** Textura cristaloclástica. Litoclastos y trizas. Devitrificación, argilitización.

facies andesítica

M. 60: **Basalto.** Textura intersertal. Oligoclasa y clinopiroxeno. Argilitización, sericitización.

M. 61: **Andesita.** Textura intergranular, intersertal. Oligoclasa y clinopiroxeno. Argilitización, cloritización, opacos.

M. 63: **Andesita porfirica.** Textura intergranular a intersertal. Oligoclasa cálcica - andesina sódica, clinopiroxeno. Argilitización, cloritización, opacos.

Cuadro III: Composición química de las vulcanitas de las islas Barnevelt

Strong, 1975). Por otro lado, las concentraciones de TiO_2 son menores que las típicas de basaltos del Océano Atlántico, pero similares a basaltos de Terranova (Gale, 1973) y de Chipre (Smewing y Pott, 1976). Entre los elementos traza, los tenores de Zn son similares y los de Sr menores, a las concentraciones presentes en los basaltos de la Cordillera Centro-Atlántica (Walker et al., 1985).

Los resultados de los análisis químicos de las Vulcanitas Barnevelt muestran un agrupamiento bimodal, coincidente con las dos facies diferenciadas en el trabajo de campo. Las facies ácidas son de composición riolítica, como se puede observar en la figura 5 según Zanettin (1984), con concentraciones de SiO_2 mayores al 75 % en peso. Las rocas piroclásticas tienen altas concentraciones de Al_2O_3 , que determinan la presencia de corindón normativo y tenores de TiO_2 , K_2O y relaciones de K_2O/Na_2O comparables con piroclásticas riolíticas de otros sectores de la Patagonia Andina (Bruhn et al., 1978). Entre los elementos traza, los contenidos de Zr son relativamente altos, si se los compara con piroclásticas de igual tenor de sílice de Nueva Zelanda (Eward et al., 1968) y de la Patagonia (Bruhn et al., 1978).

Las andesitas basálticas de las secuencias inferiores tienen tenores de sílice cercanos al 52 % y sus contenidos de Sr, Zr,

Nb e Y son menores al de las lavas máficas incluidas en la Formación Lemaire (Bruhn et al., 1978).

El diagrama AFM de la figura 6 muestra la distribución de las rocas analizadas, así como los campos correspondientes a las tonalitas y granodioritas del cabo de Hornos (Suárez, 1977). Puede apreciarse que las rocas de la facies ácida de las Vulcanitas Barnevelt constituyen los términos más diferenciados de la comarca. Por su parte, éstas tanto como las de la facies andesítica, tienen características calcoalcalinas, mientras que el Basalto Pingüinera más joven tiene afinidades tholeíticas. El carácter tholeítico está remarcado en el diagrama SiO_2 vs. FeO^*/Mg (véase figura 7).

El gráfico K_2O vs. SiO_2 (figura 8) muestra un enriquecimiento relativo de potasio de las rocas de la facies ácida, respecto a las lavas inferiores de las Vulcanitas Barnevelt. Dos de las muestras del Basalto Pingüinera tienen un contenido de K_2O más bajo que las rocas más máficas de las Vulcanitas Barnevelt.

Es posible discernir el emplazamiento tectónico en el cual se originaron los magmas que dieron lugar a las diferentes vulcanitas básicas de las islas, en función del contenido en elementos de escasa movilidad como Zr, Ti, Y y Sr, de acuerdo a Pearce y Cann (1973). En la figura 9, un diagrama ternario Zr, Ti e Y, las muestras caen en

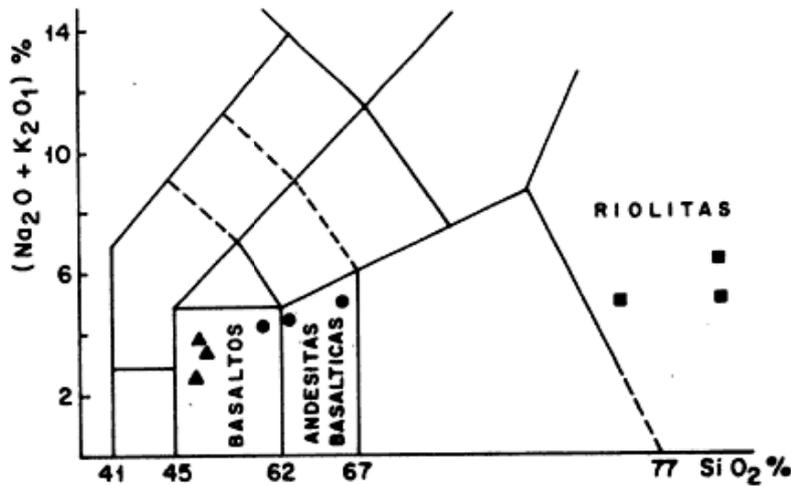


Figura 5: Diagrama álcalis total vs. sílice de las rocas volcánicas de las islas Barnevelt. Triángulos: Basalto Pingüinera; círculos: facies andesítica y cuadrados facies ácidas de las Vulcanitas Barnevelt. Clasificación química según Zanettin (1984).

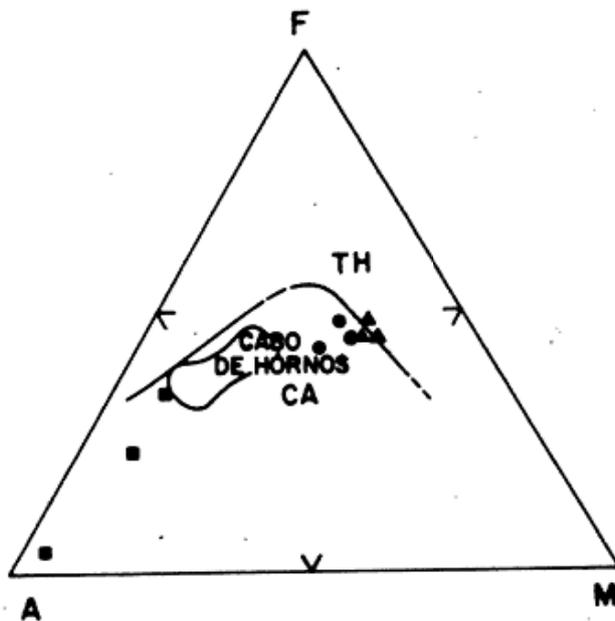


Figura 6: Diagrama AFM de las rocas volcánicas de las islas Barnevelt. Referencias como en la figura 5. El límite discriminatorio TH-CA está basado en Irvine y Baragar (1972) A=Na₂O+K₂O; F=Fe₂O₃ (como Fe total) y M=MgO.

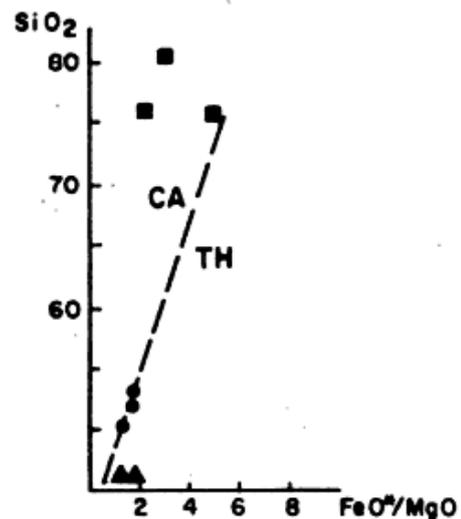


Figura 7: Gráfico SiO₂ vs FeO*/MgO de las rocas volcánicas de las islas Barnevelt. Referencias como en la figura 5. CA: calcoalcalino; TH: tholeítico. Límite discriminatorio según Miyashiro (1978).

los campos correspondientes a los basaltos de fondos oceánicos, al de las tholeitas de bajo contenido potásico y a los basaltos calcoalcalinos. Por su parte la figura 10 muestra que en el diagrama Zr, Ti y Sr, las rocas volcánicas tienen su distribución en el campo de los basaltos de los fondos oceánicos, con una muestra de las Vulcanitas Barnevelt, en el campo de los basaltos

calcoalcalinos. En el diagrama de TiO₂ v. Zr (figura 11), que permite diferenciar mejor las muestras que presentan alteración hidrotermal, como es el caso de las muestras aquí consideradas, se puede apreciar que las rocas del Basalto Pingüinera caen en el campo de los basaltos de los fondos oceánicos, mientras que las Vulcanitas Barnevelt lo hacen en el campo de los basaltos calcoalcalinos.

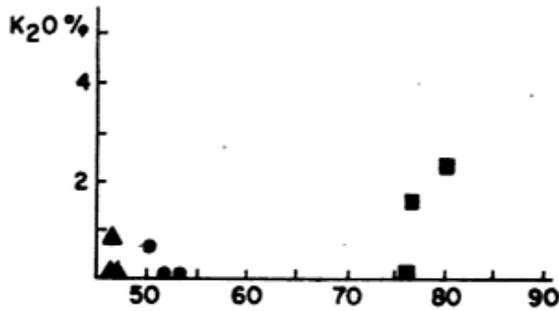


Figura 8: Gráfico K_2O vs. SiO_2 de las rocas volcánicas de las islas Barnevelt. Referencias como en la figura 5.

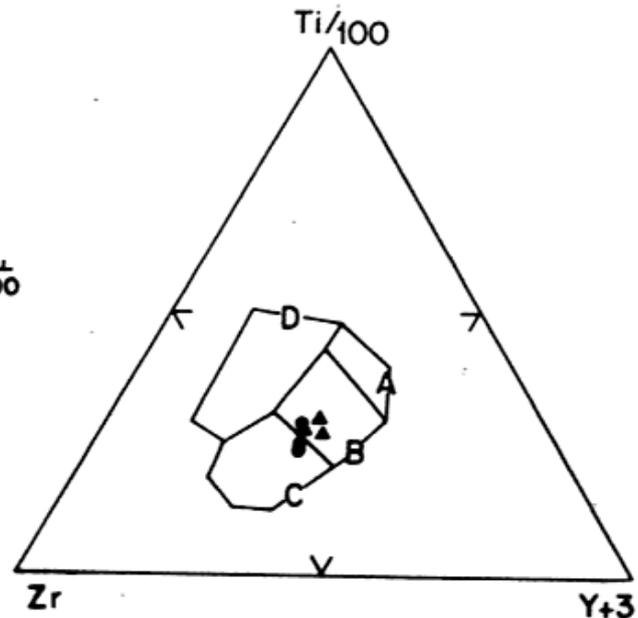


Figura 9: Diagrama Zr, Ti e Y (Pearce y Cann, 1973). Referencias como en la figura 5. A y B tholeitas de bajo tenor potásico; B y C basaltos calcoalcalinos y D basaltos de intraplaca.

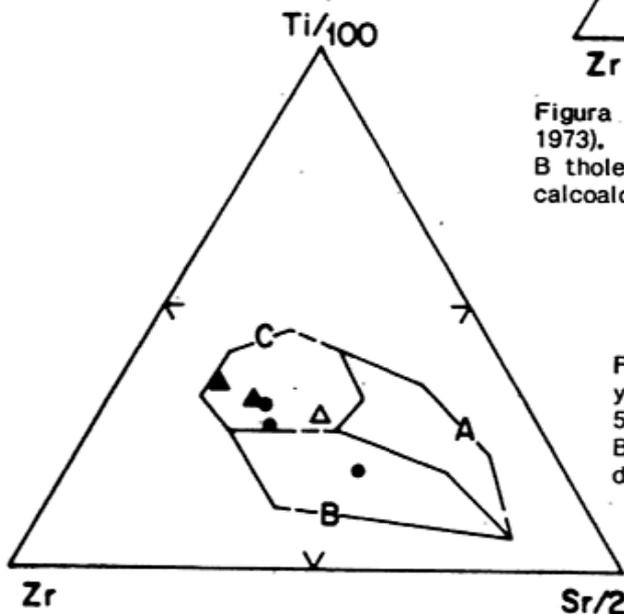


Figura 10: Diagrama Zr, Ti y Sr (Pearce y Cann, 1973). Referencias como en la figura 5. A: tholeitas de bajo tenor potásico, B: basaltos calcoalcalinos y C: basaltos de fondos oceánicos.

Los resultados geoquímicos aquí presentados, permiten extraer algunas conclusiones preliminares dado el escaso número de muestras analizadas, sobre los procesos tectónicos que controlaron los procesos magmáticos responsables de la formación de las vulcanitas presentes en las islas Barnevelt. Estos datos ubicados dentro del contexto regional permiten postular las siguientes hipótesis.

- Las Vulcanitas Barnevelt pertenecen a una secuencia calcoalcalina bimodal, constituida por basaltos, andesitas basálticas y riolitas, similar a otras suites orogénicas reconocidas en márgenes activos de la Cordillera Patagónica Fuegoina (Baker et al., 1981). Este régimen de arco volcánico calcoalcalino vigente durante el Cretácico inferior, cambia a uno de naturaleza tholeítica durante el Cretácico superior. Este podría estar relacionado al intenso fractura-

miento que sufrió el área después del cierre de la cuenca marginal mediante importantes fallas transcurrentes. Este fallamiento favoreció el rápido ascenso de los magmas que condicionó la efusión de basaltos menos evolucionados, casi de naturaleza oceánica, como los que caracterizan al Basalto Pingüinera.

Estructura

La configuración tectónica de las islas Barnevelt está controlada por un conspicuo sistema de fallas de rumbo oeste-noroeste, que segmenta a éstas en diversos bloques. Asociado a este fracturamiento principal se observa un sistema de plegamiento en el que se reconocen dos órdenes de plegamiento. La figura 12 presenta en forma esquemática una sección estructural de las islas que ilustra las relaciones generales entre sus diferentes bloques.

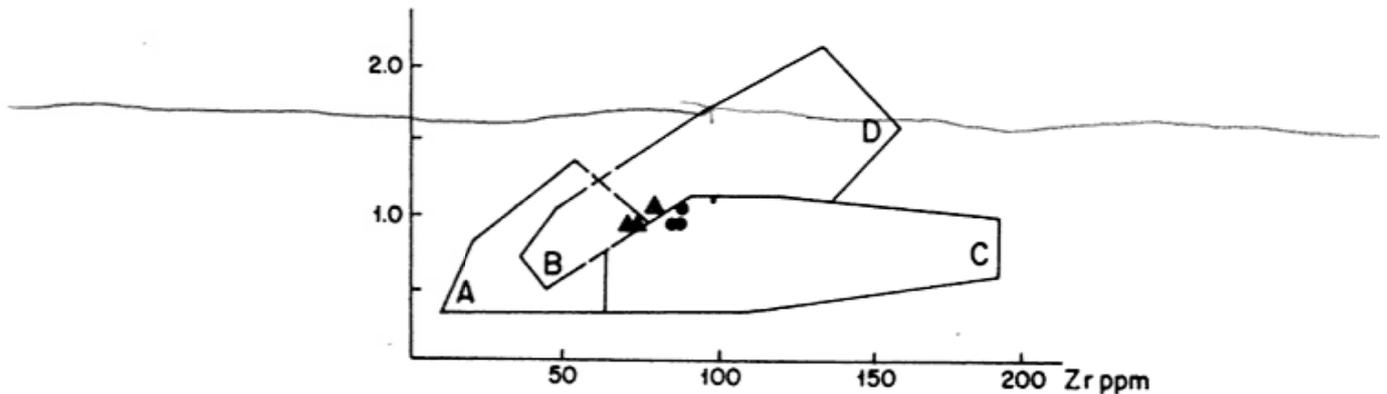


Figura 11: Diagrama TiO_2 vs. Zr (Pearce y Cann, 1973). Referencias como en figura 5. D y B: basaltos de fondos oceánicos; A y B: tholeitas de bajo tenor potásico y C y B: basaltos calcoalcalinos.

a) El sistema de fallas

El rumbo dominante del sistema de fallas principal es $N60^{\circ}O$, observándose variaciones entre $N55^{\circ}$ y $65^{\circ}O$, aunque con un marcado paralelismo entre las diferentes fracturas. En el extremo occidental se observa una falla secundaria de rumbo $N35^{\circ}O$. Las fallas presentan un rechazo vertical de varias decenas de metros, lo que produce un escalamiento de los bloques, siendo el más elevado topográficamente y estructuralmente el correspondiente a la Loma Alta. Hacia el sudoeste y el noroeste los bloques se hundieron, lo que es corroborado por la presencia de las facies ácidas hacia ambos extremos. El bloque de la Loma Alta está constituido exclusivamente por la facies andesítica más antigua.

A pesar del conspicuo rechazo vertical, este desplazamiento es subordinado con respecto a la importante componente horizontal de estas fallas. La interpretación del sentido de desgarre horizontal no es conclu-

yente. Si se acepta que la dirección de extensión dominante coincide con la de los filones basálticos ($N85^{\circ}O$), el movimiento debería ser dextrógiro. El ángulo entre la falla que origina la cupla y el sistema de diques es de 25° , lo que indicaría una deformación lateral incipiente a moderada (Thomas, 1972). En concordancia con este desplazamiento se podrían interpretar como pliegues de arrastre levógiro los relacionados con la falla del chorrillo de la Baliza. Sin embargo los ejes de plegamiento detectados en el sector occidental de orientación $N70^{\circ}O$, parecieran indicar un ajuste dextrógiro.

Además de estas fallas se encuentran pequeñas fracturas inversas en el sector occidental que corroboran por su orientación, la naturaleza transcurrente del sistema $N60^{\circ}O$.

b) El plegamiento

Este no está homogéneamente distribuido alrededor de la isla. El sector occidental

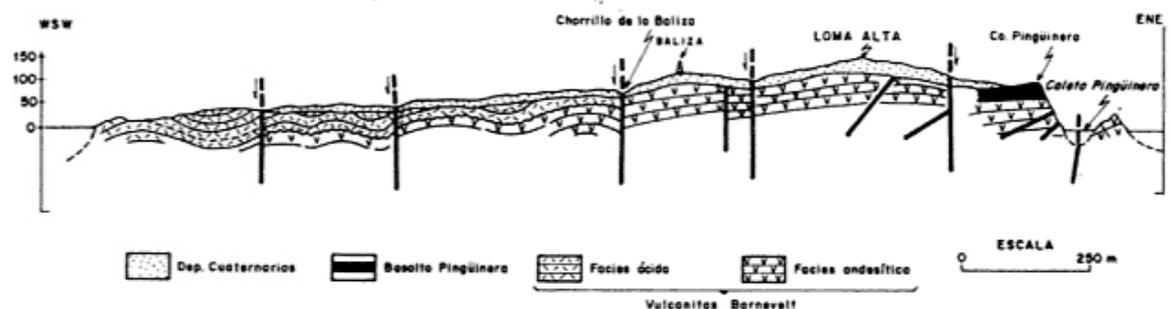


Figura 12: Perfil esquemático de la estructura de las Islas Barnevelt, Atlántico Sur.

es el más plegado, mientras que en el sector oriental los bancos se hallan levemente basculados, 10 a 15° al sudoeste.

En la península Sudoeste los bancos se hallan inclinados de 42 a 48° en diferentes orientaciones, definiendo ejes de rumbo variable entre N30 a 70°O. El plegamiento es del tipo paralelo y su geometría se halla fuertemente controlada por la configuración de los bloques. Su intensidad aumenta en la proximidad de las fallas. Se reconoce un orden principal de longitud variable entre 200 y 300 m y uno menor con longitudes de onda entre 1 y 2 metros. Este último se halla asociado a pequeñas fallas inversas.

No se ha observado desarrollo de clivaje o esquistosidad en las vulcanitas. El diaclasamiento que presenta es poco denso y forma una serie de paralelepípedos espaciados.

La edad de la deformación principal se puede inferir sobre la base de la datación del Basalto Pingüinera, la cual es acorde con la previamente establecida en la región fueguina por diversos autores. Esta se ubicaría entre el Cretácico temprano y el tardío, aunque la actual estructura de las islas podría haber sido significativamente modificada por reactivaciones del fallamiento principal durante el Cenozoico (de Wit, 1977; Dalziel y Palmer, 1979).

Interpretación tectónica

Las asociaciones litológicas y el estilo estructural de las rocas aflorantes en las islas Barnevelt indican la existencia de dos ambientes tectónicos sobrepuestos.

El primero de ellos desarrollado durante el Cretácico inferior presenta un predominio de rocas volcánicas y volcanoclásticas de composición andesítica y riolítica, y que pertenecen a las Vulcanitas Barnevelt. Estas rocas junto con los pequeños cuerpos de pórfidos graníticos que las intruyeron, permiten reconstruir una típica asociación petrotectónica de un arco magmático calcoalcalino.

El segundo ambiente tectónico, generado en el Cretácico superior después de los movimientos patagónicos principales, está caracterizado por una intensa deformación por transcurrencia, que segmenta y pliega por arrastre a las rocas previas. El desarrollo de estas estructuras estuvo relacionado a derrames basálticos y al emplazamiento de diques básicos, ambos en marcada discordancia angular sobre las rocas anteriores. Su naturaleza geoquímica indica que la corteza sílica anterior debe haberse atenuado considerablemente por este fallamiento, dada las afinidades oceánicas que presentan estos basaltos tholeiíticos. El desplazamiento de rumbo es interpretado con reservas como dextrógiro, sobre la base de evidencias indirectas.

Es interesante para comprender la evolución de estos ambientes, ubicarlos espacial y temporalmente dentro del marco de evolución geotectónica de la Cordillera Fueguina y su adyacente Archipiélago Fueguino (véase figura 13).

Es evidente que la deformación por transcurrencia que presenta las islas Barnevelt pudo haber producido un conspicuo desplazamiento relativo de estas islas en rela-

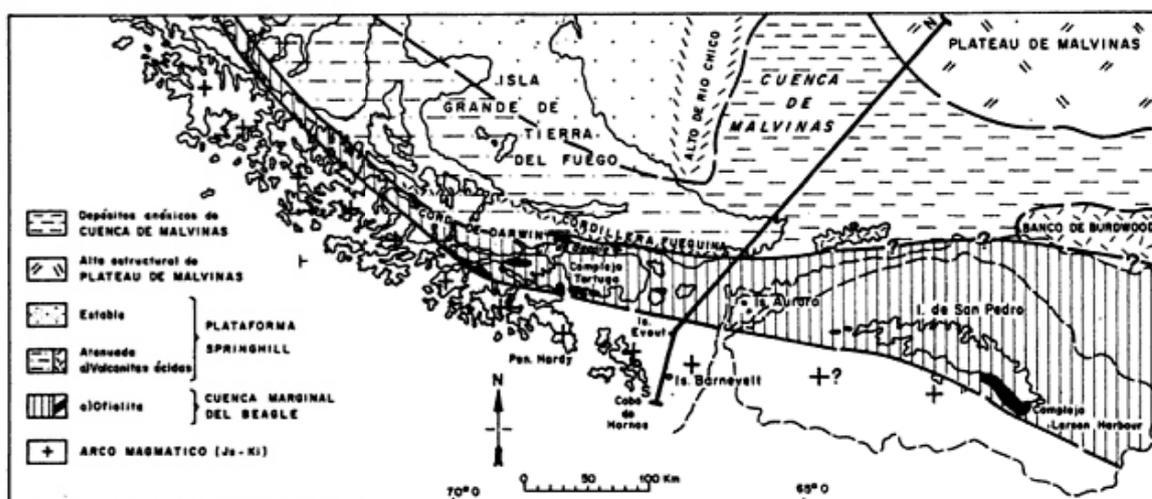


Figura 13: Mapa geotectónico del sector norte del Arco del Scotia con la ubicación de las Islas Barnevelt, Atlántico Sur (Basado en Dalziel, 1981, Turic et al., 1980).

ción a sus similares del archipiélago. Sus características litológicas permiten reconstruir su posición junto al grupo de Cabo de Hornos, al que deberían haber estado quizás más próximas en el momento de su formación.

Se estaría ante un cambio en el nivel estructural y por lo tanto del nivel de erosión entre las islas del Cabo de Hornos y las Barnevelt. Hacia el oeste aflorarían las raíces del arco, mientras que en las Barnevelt se observaría una asociación volcánica de niveles más superficiales del arco cretácico inferior. Este cambio indicaría una componente vertical importante de la falla que separaría ambos grupos de islas.

Las islas del grupo Cabo de Hornos han sido interpretadas como pertenecientes a las raíces de un arco magmático, dado el

desarrollo que tienen en éstas los granitoides cretácicos (Dalziel y Elliott, 1973, Suárez y Pettigrew, 1976, Suárez, 1977).

Cuando se analiza la edad de estos granitoides se observa que el arco magmático habría migrado desde su posición más austral durante el Cretácico inferior, hacia el norte ubicándose en la isla Navarino entre los 92 y 81 Ma (Suárez et al., 1982, 1985b) y hacia el norte del canal de Beagle aproximadamente a los 77 Ma (véase Cuadro II).

Si se analiza en un perfil norte sur la relación de las islas Barnevelt y Evout con la Cordillera Fueguina se pueden reconocer los siguientes elementos tectónicos durante el Cretácico inferior, enumerados de norte a sur (véase figuras 14 y 15).

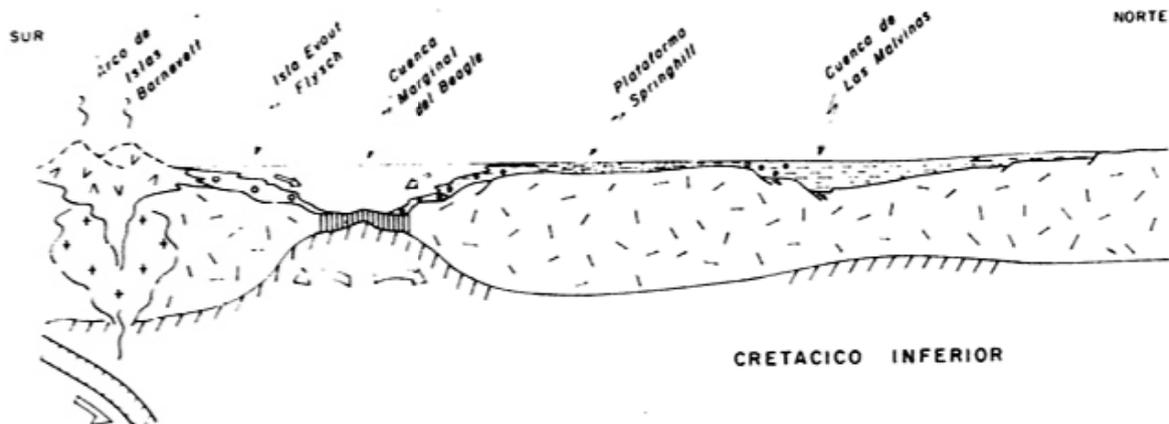


Figura 14: Reconstrucción tectónica esquemática con la ubicación relativa de las Islas Barnevelt y Evout. Régimen traccional durante el Jurásico superior - Cretácico inferior con el desarrollo de un arco magmático, una cuenca marginal, la plataforma Springhill y la cuenca de las Malvinas (basado en Dalziel et al., 1974; Suárez y Pettigrew, 1976; Robles, 1982; Caminos et al., 1981; Uliana et al., 1986).

a) Jurásico superior - Cretácico inferior

Durante este período se desarrolla bajo la acción de un régimen traccional generalizado, como es evidenciado por las facies de rift iniciales halladas en los depocentros de las Cuencas Austral y de Malvinas (Uliana et al., 1986). Estos presentan una rápida subsidencia acompañada de un relleno de depósitos continentales de relativa alta energía. Como consecuencia de este régimen se desarrolla en el sector más austral la cuenca marginal de trasarco del Beagle (Dalziel et al., 1974; Stern et al., 1976; Caminos et al., 1981; Dalziel, 1981). Esta presenta la formación de una corteza cuasioceánica u oceánica incipiente en el fondo de una cuenca profunda, la que es rellenada por flujos turbidíticos volcanoclásticos procedentes del sector austral (Suárez et al.,

1985a) y mayormente epiclásticos los procedentes del sector septentrional (Caminos et al., 1981). En estos son frecuentes los niveles de chert y radiolaritas (Kranck, 1931). Al sur de esta cuenca estaban ubicadas las islas Barnevelt, en las que se ha reconstruido la presencia de un arco magmático que produjo la erupción de importantes series volcánicas calcoalcalinas.

Hacia el norte de la cuenca marginal en un ambiente de plataforma, quizás parcialmente expuesto, como lo denota la reconstrucción paleogeográfica de la Formación Springhill (véase Robles, 1982), separaría esta cuenca marginal, de las Malvinas. Esta presenta un relleno inicial de baja energía durante el Aptiano, cuando un mar anóxico de escasa circulación, es responsable de la sedimentación de potentes espeso-

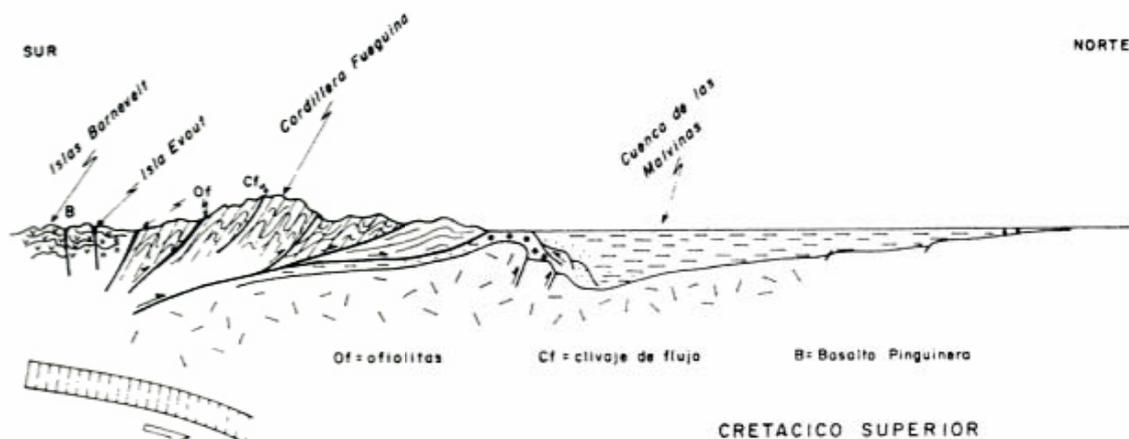


Figura 15: Reconstrucción tectónica esquemática con la ubicación relativa de las islas Barnevelt y Evout. Deformación de la fase Patagónica principal (app. 98 Ma) en el Cretácico superior con el desarrollo de fracturas transcurrentes en las islas Barnevelt y Evout y sus manifestaciones basálticas posteriores; intensa deformación con metamorfismo dinámico con desarrollo de clivaje de plano axial, asociado a plegamientos y corrimientos en la Cordillera Fueguina y reactivación de la cuenca de las Malvinas como una cuenca de antepaís con subsidencia controlada por la carga tectónica de la faja plegada y corrida (basado en Bruhn, 1979; Turic et al., 1980; Dalziel, 1981 y Bianchi y Barbitta, 1982).

res de lutitas negras. (Turic et al., 1980; Urien, 1981 y Bianchi y Barbitta, 1982).

Esta cuenca se habría producido casi simultáneamente con la apertura de la cuenca marginal y de los primeros estadios de subsidencia que generaron el proto-océano del Atlántico Sur (Burke, 1976). El régimen de subsidencia de estas cuencas, luego de la ruptura inicial está controlado por la subsidencia térmica (Uliana, et al., 1986), no produciéndose estructuración alguna durante este período.

b) Cretácico superior

La fase Patagónica principal, a la que se asocia el cierre de la cuenca marginal (Caminos et al., 1981) produce el metamorfismo dinámico y la estructuración de las secuencias sedimentarias de la Cordillera Fueguina (Bruhn, 1979; Caminos et al., 1981). La región del arco magmático eocretácico es afectada por fallamiento transcurrente y plegamiento subordinado como se puede observar en las islas Barnevelt. Estos procesos podrían estar relacionados a mecanismos de subducción oblicua o transducción generados por los cambios en geometría de la zona de convergencia, como los postulados por Wit (1977).

El arco magmático se desplazaría hacia el norte del arco volcánico eocretácico, indicando posiblemente un cambio en la geometría de la zona de Benioff. Este cambio en forma concomitante con el apilamiento tectónico de la región cordillerana

sería responsable de una nueva etapa de subsidencia, ahora controlada por la carga tectónica de la faja plegada y corrida, en la cuenca de las Malvinas, mediante mecanismos similares a los propuestos por Beaumont (1981) y Jordan (1981).

Este régimen compresivo con variaciones en intensidad, queda atestiguado en las curvas de subsidencia de los pozos El Fondo-1 y Manzano-7 de la cuenca Austral, los que denotan un incremento de la subsidencia en forma acorde con el apilamiento tectónico producido en la base del Cretácico superior (Biddle et al., 1986). El apilamiento tectónico vuelve a ser notorio en el Terciario inferior como lo denota la curva de subsidencia del pozo Evans-1. La compresión sigue siendo activa hasta el presente y controlaría en gran parte la subsidencia de las secuencias cenozoicas de la cuenca Austral.

La actual configuración geométrica del Archipiélago y Cordillera Fueguinas, en relación con la placa Antártica, originaría importantes fenómenos de transcurrancia (Fuenzalida, 1976), que habrían sido activos desde por lo menos la fase incaica (Caminos, et al., 1981). Esta reactivación incaica es en parte confirmada por las edades eocenas obtenidas de las vulcanitas jurásicas (véase cuadro II).

Conclusiones

El estudio geológico realizado ha permitido extraer las siguientes conclusiones:

- Las islas Barnevelt han pertenecido a un arco volcánico calcoalcalino activo durante el Jurásico superior - Cretácico inferior, con efusión de lavas basálticas, andesíticas y riolíticas y sus rocas piroclásticas asociadas.

- Un sistema de fallamiento transcurrente con plegamiento de arrastre subordinado, deformó las rocas previas y fue responsable de la erupción posterior del Basalto Pingüinera a los 87 Ma. Esta erupción de naturaleza tholeítica estuvo controlada aparentemente por un fuerte fracturamiento del substrato.

- El sector estudiado junto con la isla Evout permiten reconstruir, cuando se los integra con la Cordillera Fueguina, la existencia de un margen activo durante el desarrollo del ciclo magmático patagónico.

Agradecimientos

Los autores desean expresar su recono-

cimiento a las autoridades del Comando Naval Austral, por el excelente apoyo logístico recibido, así como a los diversos colegas de los Servicios Geológico y Minero Nacionales, por su colaboración en las campañas realizadas en la Cordillera Fueguina. Estas permitieron enriquecer indirectamente las conclusiones alcanzadas en el presente estudio. La Lic. Sacomani participó activamente en el estudio y discusión de las muestras obtenidas. El reconocimiento se hace extensivo al doctor J. N. Ludden por su introducción a las técnicas de espectrometría por fluorescencia de rayos X, así como a la Universidad de Montreal, en cuyo laboratorio de geoquímica se realizaron los análisis químicos. Los trabajos en Canadá de uno de los autores fue cubierto por el Grant N° 436072 del IDRC.

Los autores expresan su agradecimiento a los doctores Carlos Cingolani y Carlos Rapela por sus comentarios y críticas efectuadas durante el arbitraje del presente trabajo.

Lista de trabajos citados en el texto

- ABBEY, S., 1980. Studies in "standard samples" for use in the general analysis of silicate rocks and minerals. Part 6: 1979 edition of "usable values". *Can. Geol. Surv. Paper*, 80 (14): 1-30, Toronto.
- AGUIRRE URRETA, M. B. y M. SUAREZ, 1985. Belemnites de una secuencia turbidítica volcanoclástica de la Formación Yahgón - Titiánico-Cretácico inferior del extremo sur de Chile. IV^o Congr. Geol. Chileno, Actas, 1 (1): 1-16, Antofagasta.
- BAKER, P. E., N. J. REA, J. SKARMETA, R. CAMINOS y D. C. REX, 1981. Igneous history of the Andean Cordillera and Patagonian Plateau around latitude 46°S. *Philos. Trans. Royal Soc. London*, A303: 105-149, London.
- BEAUMONT, CH., 1981. Foreland basins. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 65: 291-329, London.
- BIANCHI, J. L. y J. V. BARBITTA, 1982. Evolución geológica de la cuenca sedimentaria Malvinas Oriental - Océano Atlántico Sudoccidental (República Argentina). I^o Congr. Nac. Hidrocarburos, Exploración: 31-47, Buenos Aires.
- BIDDLE, K. T., M. A. ULIANA, R. M. MITCHUM, M. G. FITZGERALD y R. C. WRIGHT, 1986. The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes basin, Southern South America. En *Foreland Basins Symposium. Intern. Assoc. Sediment.* (en prensa).
- BRUHN, R. L., 1979. Rock structures formed during backarc basin deformation in the Andes of Tierra del Fuego. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 90: 998-1012, Boulder.
- _____, C. R. STERN y M. J. DE WIT, 1978. Field and geochemical data bearing on the development of a Mesozoic volcanotectonic and back arc basin in Southernmost South America. *Earth Planet. Sci. Letters*, 41: 32-46, Amsterdam.
- BURKE, K., 1976. Development of graben associated with the initial ruptures of the Atlantic Ocean. *Tectonophysics*, 36: 93-112, Amsterdam.
- CAMINOS, R., M. A. HALLER, O. LAPIDO, A. LIZUAIN, R. PAGE y V. A. RAMOS, 1981. Reconocimiento geológico de los Andes Fueguinos. Territorio Nacional de Tierra del Fuego. VIII^o Congr. Geol. Arg., Actas III: 759-786, Buenos Aires.
- DALZIEL, I. N. D., 1981. Back-arc extension in the southern Andes: a review and critical reappraisal. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A 300: 319-335, London.
- _____, y D. H. ELLIOT, 1973. The Scotia Arc and Antarctic Margin. En Nairn et al. eds. *The Ocean basin and margins: I The South Atlantic*, Plenum Press, 171-245, New York.
- _____, y K. F. PALMER, 1979. Progressive deformation and orogenic uplift at the southern extremity of the Andes. *Geol. Soc. Am. Bull.* 90 (1): 259-280, Boulder.
- _____, M. F. de WIT y K. F. PALMER, 1974. Fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature*, 250 (5464): 291-294, London.
- de WIT, M. J., 1977. The evolution of the Scotia Arc as a key to the reconstruction of southwestern Gondwanaland. *Tectonophysics*, 37: 53-81, Amsterdam.
- EWART, A., S. R. TAYLOR y A. C. CAPP, 1968. Trace and minor element geochemistry of the rhyolitic volcanic rocks, Centra North Island, New Zealand. *Contr. Miner. Petr.* 18: 76-104, Berlin.
- FUENZALIDA, P. R., 1976. The Magellan Fault Zone. En O. González Ferrán ed. *Symposium on Andean and Antarctic Volcanology Problems. Intern. Assoc. Volcan. Chem. Earth's Interior, Spec. Ser.*, 1976: 373-391, Nápoles.
- GALE, G. H., 1973. Paleozoic basaltic komatite and ocean floor type basalts from Northeastern Newfoundland. *Earth Planet. Sci. Letters*, 18: 22-28, Amsterdam.
- HALPERN, M., 1973. Regional geochronology of Chile South of 50° Latitude. *Geol. Soc. Am., Bull.* 84: 2407-2421, Boulder.
- JORDAN, T. E., 1981. Thrust Loads and foreland basin evolution. Cretaceous, Western United States. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull.* 65 (12): 2506-2520, Tulsa.
- KEAN, B. F. y D. F. STRONG, 1975. Geochemical evolution of an Ordovician island arc of the Central Newfoundland Appalachians. *Amer. Jour. Sci.* 275: 97-118, New Haven.
- KRANCK, E. H., 1932. Geological Investigations in the Cordillera of Tierra del Fuego. *Acta Geogr. (Soc. Geogr. Fenniae)*, 4 (2): 1-231, Helsinki.
- PEARCE, J. A. y J. CANN, 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Letters*, 19: 290-300, Amsterdam.
- PEZZUTTI, N., M. GODEAS y M. COVARO, 1980. Descripciones petrográficas de proyecto Islas Barnevelt, Atlántico Sur. *Plan Patagonia Comahue (inféd.)*, Comodoro Rivadavia.
- RAMOS, V. A. y F. BUTRON (1979). Evaluación geológico-minera de las Islas Barnevelt (Atlántico Sur). *Servicio Geológico Nacional (inféd.)*, Buenos Aires.
- ROBLES, D., 1982. El desarrollo de la Formación Springhill en la cuenca de Magallanes. I^o Congr. Nac. Hidrocarburos, Exploración: 293-312, Buenos Aires.
- SCHROEDER, B., G. THOMPSON, M. SULANOWSKA y J. N. LUDDEN, 1980. Analysis of geological material using an automated X-ray fluorescence system. *X-ray Spectrometry*, 9 (4): 198-205.
- SMEWING, J. D. y P. J. POTTS, 1976. Rare earth abundances in basalts and metabasalts from the Troodos Massif, Cyprus. *Contr. Miner. Petr.*, 57: 245-258.
- STERN, CH. y D. ELTHON, 1979. Vertical variations in the effects of hydrothermal metamorphism in Chilean ophiolites: their implication for ocean floor metamorphism. *Tectonophysics* 55: 179-213, Amsterdam.
- _____, M. J. de WIT y J. R. LAWRENCE, 1976. Igneous and metamorphic processes associated with the formation of Chilean ophiolites and their implications for ocean floor metamorphism, seismic layering, and magmatism. *J. Geophys. Res.*, 81: 4370-4380, Washington.
- SUAREZ, M., 1976. Plate tectonic model for Southern Antarctica Peninsula and its relation to Southern Andes. *Geology*, 4: 211-214, Washington.
- _____, 1977. Notas geoquímicas preliminares del batolito patagónico al sur de Tierra del Fuego, Chile. *Rev. Geol. Chile*, 4: 15-33, Santiago.
- _____, 1978. Geología de la región al sur del Canal de Beagle, Chile, E. 1:500.000, Carta Geológica de Chile. *Inst. Invest. Geol. Chile, Carta 36*, Santiago.

_____ y T. H. PETTIGREW, 1976. An upper Mesozoic Island arc back-arc system in the Southern Andes and South Georgia. *Geol. Magazine*, 113: 305-400, London.

_____, A. PUIG y M. HERVE, 1985a. Depósitos de un abanico submarino de tras-arco del Mesozoico superior: Formación Yahgán, Islas Hoste y Navarino. IV^o Congr. Geol. Chileno, Actas I (1): 534-545, Antofagasta.

_____, M. HERVE y A. PUIG, 1985b. Plutonismo diapírico del Cretácico en Isla Navarino. IV^o Congr. Geol. Chileno, Actas, III (4): 549-563, Antofagasta.

_____, _____ y P. URIBE, 1982. El Complejo Plutónico Santa Rosa, Isla Navarino: emplazamiento sintectónico y/o diapírico. III^o Congr. Geol. Chileno, Actas, III (F): 197-202, Concepción.

_____, A. PUIG, M. HERVE, R. PIRACES y A. CEPEDA, 1979. Geología de la región al sur de los canales Beagle y Ballenero, Andes del Sur, Chile, Nota Preliminar. II^o Congr. Geol. Chileno, Actas, IV (J): 19-28, Arica.

SACOMANI, L., 1984. Descripciones petrográficas de la Hoja 68 ab, Islas Barnevelt (Territorio Nacional de

Tierra del Fuego, Antártida e Islas del Atlántico Sur). *Serv. Geol. Nac. (Inéd.)*, Buenos Aires.

TURIC, M., E. MAINARDI, S. HOGG y R. STOBELJ, 1980. Malvinas Basin - Offshore Argentina. 12^o Annual Ocean. Tech. Conf.: 575-577, Houston.

ULIANA, M. A., D. A. GUST, K. T. BIDDLE y D. W. PHELPS, 1986. Volcanismo y extensión jurásica media a superior en el extremo austral de América del Sur. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XL (3-4): 231-253, Buenos Aires.

URIEN, C. M., 1981. The basins of Southeastern South America (Southern Brazil, Uruguay & Eastern Argentina) including the Malvinas Plateau and Southern Atlantic Paleogeographic Evolution. En W. Volkheimer y E. Musacchio, eds. *Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*, I: 45-126, Buenos Aires.

WALKER, J. A., P. J. C. RYALL y M. ZENTILLI, 1984. The origin of compositional variation in basalts from Mt. Gloscap, Mid Atlantic Ridge at 36°25'N: successful use of a submarine drill. *Canad. Journ. Earth Sci. (en prensa)*, Toronto.

ZANETTIN, B., 1984. Proposed new chemical classification of volcanic rocks. *Episodes*, 7 (4): 19-20, Ottawa.

Recibido: 21 de marzo, 1985

Aceptado: 26 de mayo, 1986

VICTOR A. RAMOS

Servicio Geológico Nacional
Av. Santa Fe 1548 - p. 13^o
(1060) - Buenos Aires

MIGUEL J. HALLER

CENPAT - CONICET
28 de Julio 28
(9120) - Puerto Madryn

FRANCISCO BUTRON

Plan Patagonia Comahue
Barrio Don Bosco - km 8
(9003) - Comodoro Rivadavia