

ISSN 0004-4822

Asociación Geológica Argentina

REVISTA



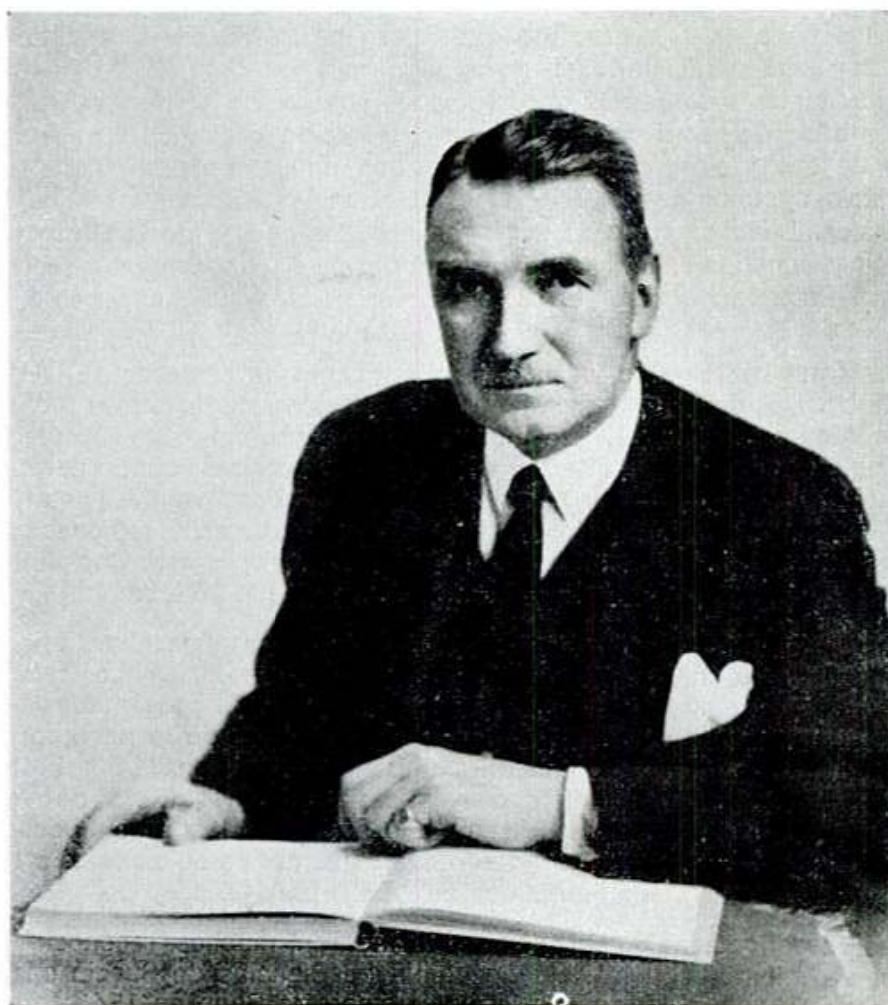
Tomo XXXVI - N° 1

Enero - Marzo

Buenos Aires 1981

Homenaje al DOCTOR PERCY DUDGEON QUENSEL

MIEMBRO HONORARIO DE LA A.G.A.



El fallecimiento del doctor Quensel, acaecido en Estocolmo el 3 de marzo de 1966, pasó desapercibido para la mayor parte de los miembros de nuestra comunidad. Es por ello, que por resolución de la Comisión Directiva, se ha decidido rendirle este homenaje en el 15º aniversario de su desaparición.

Este brillante geólogo sueco había nacido el 8 de setiembre de 1881. Cursó sus estudios en la Universidad de Upsala bajo la dirección del profesor:

A. G. Högbom, graduándose en 1905 como mineralogista y geólogo. Continuó sus estudios geológicos en Alemania, Austria e Italia, realizando sus trabajos de investigación en los Institutos de Doelter y Rosenbusch.

En 1907 integra la tercera expedición sueca a la Patagonia y Tierra del Fuego, bajo la dirección del profesor Carl Skottsberg, como geólogo y petrógrafo de la comisión. Sus investigaciones geológicas en los Andes Patagónicos Fueguinos, se convierten así en un hito importante en el conocimiento petrográfico de sus series eruptivas. Recorre la región fueguina, donde analiza la composición geológica de la Cordillera de Darwin, continuando sus observaciones por el Seno de Skyring y el cerro Payne. Se interna en la margen sur del Lago Argentino, recorriendo la cordillera entre los Lagos San Martín y Belgrano. Además de estudiar las características petrográficas y la extensión del batolito patagónico y sus apófisis terciarias, como las de los cerros Payne, Fitz Roy y San Lorenzo, entre otros, dedica especial atención a las series efusivas. Sus numerosos análisis petrográficos y químicos, permiten caracterizar las rocas alcalinas del sector subandino, destacándose entre ellos su estudio de las Essexitas del Río Carbón. Atraviesa la Cordillera Patagónica a las latitudes de Aysen, río Frías (hoy Cisnes) y Cholila, complementando sus propias observaciones con las de Steffen y Krüger. En esos dos años de sacrificada e intensa exploración geológica reúne un gran cúmulo de datos e interpretaciones que con minuciosa prolijidad presenta en su tesis doctoral de 1911, sobre la Geología y Petrología de los Andes Patagónicos. Diversos trabajos de esos años dan cuenta de sus importantes hallazgos y constituyen un punto de partida en el conocimiento de nuestra Cordillera Patagónica. Compila así el primer mapa geológico de este sector de Los Andes.

Sus contribuciones le valen el nombramiento de profesor de la Universidad de Upsala, realizando en esa época su clásico estudio de las rocas alcalinas de Almunge en 1914. Ese mismo año se hace cargo de la cátedra de Mineralogía y Petrografía de la Universidad de Estocolmo, donde permaneció hasta su retiro como Profesor Emérito en 1948. En esos treinta y cuatro años realiza importantes levantamientos y estudios de diversas regiones montañosas de Suecia, parcialmente en cooperación con el profesor Backlund, otro pionero del estudio de nuestra Cordillera del norte del Neuquén.

Su principal trabajo de investigación es en esos años el estudio de la pegmatita de Varuträsk y su inusual composición mineralógica. Los resultados de sus pacientes esfuerzos y numerosos análisis fueron presentados en una serie de cuarenta publicaciones, incluyendo su síntesis de la paragénesis de 1956. Su última contribución científica fue publicada en 1962. Entre sus aportes se destacan su análisis de las series charnoquíticas de Varberg (1951) y el de las sienitas de Vaggeryd (1960) en el sur de Suecia; y el retorno a los temas de su juventud con sus comentarios adicionales a la geología de las islas de Juan Fernández en 1952.

Sus investigaciones geológicas le brindaron muchos reconocimientos. Fue elegido miembro de la Real Academia de Ciencias de Suecia en 1939; nombrado Doctor en Ciencias de la Universidad de Bonn en 1943; miembro honorario de la Sociedad de Mineralogía de Gran Bretaña (1930), de Alemania (1950) y de Austria (1953), además de miembro correspondiente de numerosas sociedades geológicas y mineralógicas.

Nuestra Asociación le brindó el 31 de julio de 1964 un "acto de justiciero reconocimiento al eximio investigador de nuestra Cordillera Patagónica" al aceptar por unanimidad la ponencia del doctor B. Quartino, para incorporarlo como miembro honorario de la Asociación Geológica Argentina.

Como lo puntualizara el doctor H. von Eckermann en 1967, con su deceso las ciencias geológicas perdieron uno de sus más representativos y

distinguidos mineralogistas con un conocimiento verdaderamente excepcional, que brindara a nuestra Cordillera años de juventud y sacrificio en esas recónditas y aun indómitas regiones de nuestra Patagonia y Tierra del Fuego.

LA COMISION DIRECTIVA

ALGUNAS OBRAS DEL **Dr. QUENSEL** SOBRE PATAGONIA
Y TIERRA DEL FUEGO

- 1910 — **On the influence of the ice age on the continental watershed of Patagonia**, Bull. Geol. Inst. Uppsala, IX:60-92, Uppsala.
- 1910 — **Beiträge zur Geologie der patagonischen Cordillera**, Geol. Rundschau, I:297-302, Leipzig.
- 1910 — **On the igneous rocks of the Patagonian Cordillera**, XI Congr. Geol. Intern., Sweden, 2:905-907, Stockholm.
- 1912 — **Geologische - Petrographische Studien in der Patagonischen Cordillera**, Bull. Geol. Inst. Uppsala, XI:1-114, Uppsala.
- 1914 — **Die Quarzporphyr und Porphyroidformation in Südpatagonien und Feuerland**, Bull. Geol. Inst. Uppsala, XII:9-40, Uppsala.

LA MAGNÉTOESTRATIGRAFIA DEL ENSENADENSE DE LA CIUDAD DE BUENOS AIRES: SU SIGNIFICADO GEOLOGICO

P. E. NABEL Y D. A. VALENCIO

Resumen

Se presentan los resultados del estudio paleomagnético de dos secciones del Ensenadense muestreadas en sendas excavaciones realizadas en la Avenida del Libertador y Cerrito y Avenida Leandro N. Alem y Viamonte.

En la primera de estas excavaciones se obtuvieron 119 muestras de una secuencia del Ensenadense de unos 10 m de espesor, entre las cotas -1 m y -11 m por debajo del nivel de la calle. La polaridad del magnetismo remanente estable de esas muestras permitió definir los cambios de polaridad del campo magnético terrestre (magnetoestratigrafía) ocurridos durante el lapso en que se acumuló la secuencia estudiada. Esta magnetoestratigrafía indica que los sedimentos del Ensenadense muestreados tienen una edad mayor que 700.000 años (mayor que Pleistoceno medio) y sugiere, teniendo en cuenta la edad geológica de los mismos, dos posibles correlaciones de la secuencia con la cronología de las reversiones de polaridad del campo magnético terrestre. La primera de estas interpretaciones sugiere que la secuencia se formó en el lapso 1,86-2,84 m.a. (Plioceno tardío) con una velocidad de acumulación constante; la segunda interpretación sugiere que las sedimentitas se acumularon en el lapso 0,70-1,90 m.a. (Pleistoceno medio-Plioceno más tardío), con un ritmo de acumulación más rápido en la base de la secuencia que en el techo.

En la excavación de Avenida Leandro N. Alem se extrajeron 10 muestras de una sección del Ensenadense de 2 m de espesor, entre las cotas -9 m y -11 m, por debajo del nivel de la calle. La comparación de la magnetoestratigrafía de esta secuencia con la de la Avenida del Libertador permite establecer la correlación existente entre ambas, la que está avalada por la litología y las cotas topográficas; ello muestra que el paleomagnetismo puede ser una técnica útil para correlacionar secuencias de sedimentos de edad cuartaria y terciaria tardía de la Ciudad y Provincia de Buenos Aires.

1. — Introducción

La edad más probable y valedera de una Formación por lo general surge de una solución de compromiso entre evidencias de distinto tipo. Los estudios paleomagnéticos permitieron definir la cronología de las re-

Abstract

The results of the palaeomagnetic study of two sections of the Ensenadense sampled at two excavations carried out at Avenida del Libertador and Cerrito and Avenida Leandro N. Alem and Viamonte, are reported.

One hundred and nineteen samples were collected from a sequence of Ensenadense sediments of about 10 m, in between the topographic levels -1 m and -11 m, in the excavation of Avenida del Libertador; the polarity of the stable remanent magnetization of these samples defines the changes of the polarity of the geomagnetic field (magnetostratigraphy) occurred during the time elapsed by the accumulation of the sequence. This magnetostratigraphy indicates that the age of the Ensenadense is older than 0.7 m.y. (older than middle Pleistocene) in this site. It also suggests, in accordance to the geologic data, two possible correlations of the sequence with the chronology of the reversals of the geomagnetic field. One of these interpretations suggests that the sequence accumulated within the lapse 1.86-2.84 m.y. (late Pliocene) with a constant accumulation rate. The second one suggests that the sediments accumulate within the lapse 0.70-1.90 m.y. (middle Pleistocene-late Pliocene) with a faster accumulation rate in the base than in the top of the sequence.

Ten samples were collected from a sequence of Ensenadense sediments of about 2 m (in between -9 m and -11 m) in the excavation of Avenida Leandro N. Alem. The comparison of the magnetostratigraphy for this sequence with that for the Avenida Libertador indicates the correlation of the two sequences; this correlation is consistent with the lithology and the topographic levels of samples and shows that palaeomagnetism is an useful technique to correlate sequences of Quaternary and late Tertiary sediments from the City and Province of Buenos Aires.

versiones de polaridad del campo magnético en tiempos recientes. Esta cronología, definida básicamente a partir del estudio paleomagnético-radimétrico combinado de rocas ígneas, puede utilizarse como un patrón más

para definir la edad más probable de rocas de edad Cenozoica tardía. Aplicaciones de los parámetros paleomagnéticos para acotar la edad más probable de vulcanitas Cuaternarias y Terciarias tardías de la Argentina y Brasil pueden hallarse en Valencio (1965), Valencio y Creer (1968), Valencio y Fourcade (1969), Valencio *et al.* (1969), Creer y Valencio (1969), Valencio *et al.* (1970), Pacca y Valencio (1972), Valencio y Mendía (1974), Valencio *et al.* (1975), Valencio *et al.* (1979) y Sinito (1980).

Pero, la cronología de las reversiones de polaridad del campo magnético terrestre también puede utilizarse para valorar la edad de sedimentos asignados al Cenozoico más tardío. Quizás, la aplicación más difundida de esta técnica es la presentada por Opdyke *et al.* (1966), para sedimentos extraídos del fondo del mar en las inmediaciones de la Antártida. En nuestro país, Núñez (1979) empleó una técnica similar para valorar la edad de sedimentos marinos cenozoicos tardíos de la Plataforma Malvinas. Asimismo, uno de los programas de investigación del Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Buenos Aires, contempla el estudio paleomagnético de sedimentos asignados al Cuaternario de la Ciudad y Provincia de Buenos Aires, con miras a aportar al conocimiento de su edad y establecer su

posible correlación. En este trabajo se presentan los resultados obtenidos del estudio paleomagnético de dos secuencias de sedimentos de edad Cenozoica tardía de la Ciudad de Buenos Aires. Dichas secuencias se muestrearon sobre las paredes de excavaciones realizadas para construir las fundaciones de dos edificios. De acuerdo al conocimiento de los autores, es ésta la primera vez en el mundo que se recurre a un muestreo de tal naturaleza para un estudio paleomagnético, hecho que obligó a la realización de numerosos ensayos para lograr un método de extracción de muestras adecuado y eficiente.

Como se verá en los ítems siguientes los resultados obtenidos brindaron un nuevo elemento de juicio para asignar edad a los sedimentos estudiados y establecer su posible correlación. Ello conduce a esperar resultados promisorios del estudio paleomagnético de secuencias de sedimentos, asignados al Cuaternario y al Terciario tardío, aflorantes en la Provincia de Buenos Aires.

2. — Antecedentes geológicos y lugares de muestreo

El aporte más fundamentado del paleomagnetismo a la valoración de la edad y el establecimiento de la posible correlación de rocas cuaternarias (o de cualquier otra edad) surge de estudios realizados con muestras recogidas de posiciones estratigráficas diferentes, conocidas, lo que permite confeccionar un perfil magnetoestratigráfico para la Formación estudiada. Ello conduce a una comparación más fundamentada de los resultados obtenidos con la cronología de las reversiones de polaridad del campo magnético terrestre conocida para el intervalo durante el cual se formaron las rocas en cuestión. Lo ideal es recoger las muestras a intervalos constantes a lo largo de una secuencia accesible de dichas rocas. La naturaleza de los sedimentos asignados al Cuaternario y Terciario tardío, en el área de la Ciudad de Buenos Aires, obligó a buscar un medio artificial para lograr un muestreo que reúna tales condiciones. Se decidió entonces utilizar las excavaciones que se realizan en la Ciudad para construir las fundaciones de obras ingenieriles de distinto tipo. Para ello se eligieron cuatro excavaciones en ejecución en el lapso 1978-1979. Dos de estas excavaciones (Avenida del Libertador y Cerrito y Avenida Leandro N. Alem y Viamonte) fueron realizadas en terrenos cuya cota super-

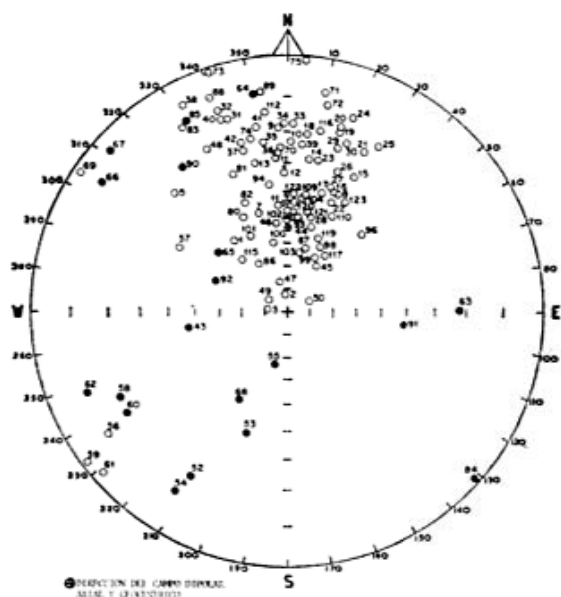


Fig. 1. — Avenida del Libertador y Cerrito; dirección del magnetismo remanente natural (m.r.n.) de las muestras recogidas en esta excavación; O, inclinación negativa; ●, inclinación positiva; +, dirección del campo magnético terrestre.

ficial es equivalente a la de los terrenos ribereños situados al pie de la barranca que caracteriza a esa zona de la Ciudad; las otras dos se efectuaron en una posición topográfica más alta, correspondiente al tope de la barranca en cuestión. En este trabajo se presentan y discuten los resultados obtenidos de los muestreos realizados en las dos primeras de estas excavaciones.

Las excavaciones que nos ocupan pusieron al descubierto sedimentos asignados al Ensenadense, según la acepción dada a este término por Frenguelli (1957). El Ensenadense, definido por Ameghino (1889) en la localidad de Ensenada, conjuntamente con el Pre-ensenadense infrayacente (Ameghino, 1909) representan los primeros términos del Pampeano. Según el citado autor los sedimentos del Pampeano inferior (Sedimentos Pampeanos según Fidalgo *et al.*, 1975) se apoyan por encima de las arenas del Puelchense, a las que asigna edad miocena. Por su parte Frenguelli (1957) sugiere una edad pliocena para dichas arenas.

Frenguelli (1957) hizo una reclasificación de los sedimentos asignados por Ameghino al Ensenadense y Pre-ensenadense incluyendo la parte superior de éstos en la base del Ensenadense; esta clasificación es la adoptada en el presente trabajo. En la citada obra el autor presenta una descripción detallada del Ensenadense, la cual se transcribe parcialmente: “. . . está constituido por un espeso horizonte de limos loessoides de color pardo, con tintes amarillentos, grisáceos, rojizos y a veces verdosos. Su base generalmente se estratifica en capas irregulares, lenticulares e imbricadas, arenosas, arcillosas o conglomerádicas. Más arriba pierde todo vestigio de estratificación y se compone de un limo más o menos conglomerádico, cuyos elementos psefíticos son fragmentos de toscas loessoides, a veces calcaríferas. Más arriba aún estos desaparecen, el limo se hace cada vez menos arenoso, hasta que la parte más alta asume gradualmente el aspecto de un verdadero loess. En la mayor parte de su espesor a menudo abundan gruesas tosquillas calcáreas irregularmente nodulares o radiciformes a veces reunidas en niveles estratiformes. . .”.

Varios autores, entre otros Kraglievich (1952) y Frenguelli (1957), han indicado que los Sedimentos Pampeanos, a los cuales asignan una edad cuaternaria, están separados por una discordancia erosiva de aquéllos infrapuestos, asignados al Terciario. Por el contrario, González Bonorino (1965) no ha

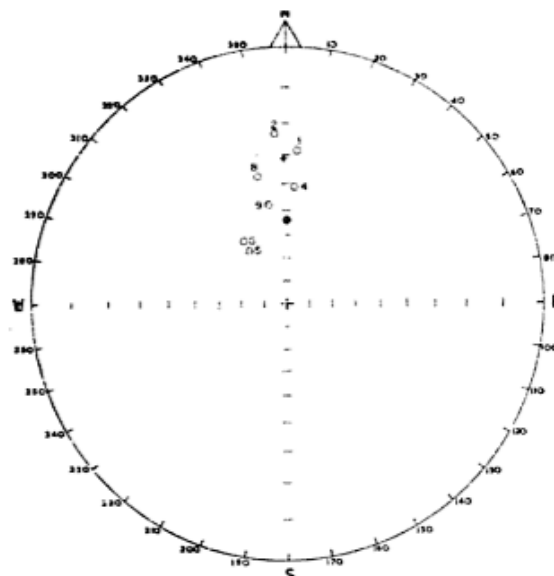


Fig. 2. — Avenida Leandro N. Alem y Viamonte; dirección del m. r. n. de las muestras recogidas. Referencia para los símbolos igual que en la figura 1.

observado evidencias de dicha discordancia. Fidalgo *et al.* (1975) han indicado que desde el punto de vista geológico resulta por ahora imposible diferenciar todas las unidades que van del Plioceno bajo hasta el Pleistoceno alto, aunque han observado la presencia de discordancias entre sedimentos asignados al Terciario y Cuaternario.

En cuanto a la edad de los sedimentos incluidos en el Ensenadense existen varias opiniones las cuales, si bien difieren, coinciden en asignarlos al Cenozoico tardío, cerca del límite Terciario-Cuaternario. Ameghino (1889), sobre la base de su contenido fósil asigna a estos sedimentos al Plioceno. Rovereto (1914), por su parte incluye a los sedimentos del Pampeano inferior en la base del Cuaternario, mientras que Frenguelli (1957) asigna a los sedimentos del Ensenadense una edad pleistocena. Pascual *et al.* (1965) encuentran que la edad Ensenadense se caracteriza por un mayor número de mamíferos de origen holártico y, asumiendo que la materialización de un puente entre América del Sur y América del Norte ocurrió durante el Plioceno y de una manera efectiva en el Plioceno superior, la correlacionan con el Pleistoceno medio. Sin embargo, los mismos autores indican que existen dudas acerca de la edad de la formación del puente, sugiriendo que la misma pudo haberse producido con anterioridad.

Por último es de mencionar aquí, pues como se verá oportunamente está relacionado

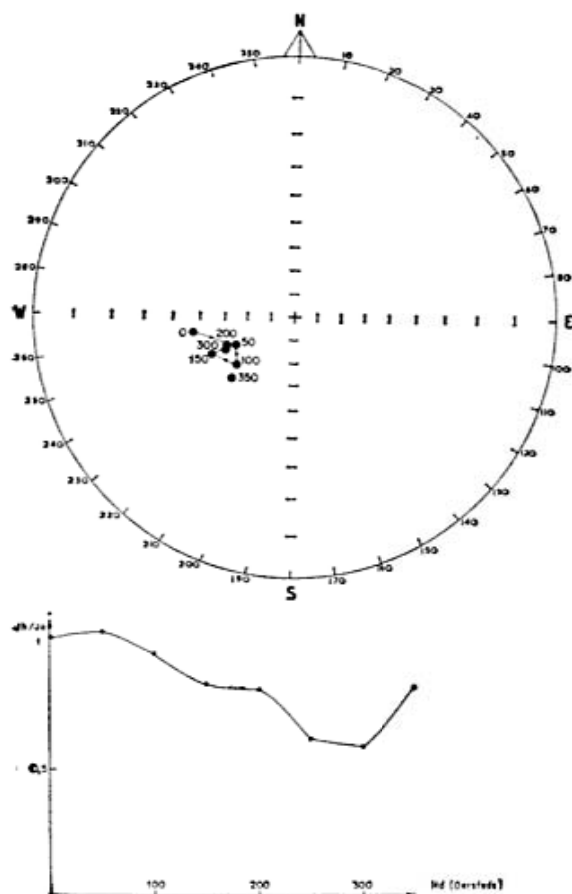


Fig. 3. — Avenida del Libertador. Cambios en la dirección e intensidad del magnetismo remanente (m. r.), después de las distintas etapas de lavado de una muestra (# 43) poseedora de una remanencia dura. Símbolos igual que en la figura 1.

con la interpretación dada a los datos paleomagnéticos obtenidos, que Pascual *et al.* (1965), al objetar la presencia de Arenas Puelches en las barrancas de la Ciudad de Paraná informada por González Bonorino (1965), esgrimen que por encima de ellas aparecen sedimentos del tipo limos loessoides del Pampeano de donde se exhumaron restos de mamíferos de edad pliocena.

La equiparación de los sedimentos expuestos en las excavaciones estudiadas con el Ensenadense está basada sobre la opinión previa de autores que trabajaron en los alrededores de las mismas (Ameghino, 1909; Wanish, 1938; Rusconi, 1938; Frenguelli, 1957, y González Bonorino, 1965) y en la comparación de los terrenos descubiertos con los descritos en la literatura, ya mencionada, para el Ensenadense. Así, por ejemplo, Frenguelli indicó que la mitad del grosor del Ensenadense se halla a la cota — 8,50 m por debajo de la Avenida Leandro N. Alem

y González Bonorino informó de sedimentos del Pre-ensenadense (Ensenadense según Frenguelli) y Ensenadense en una perforación realizada en la intersección de la Avenida del Libertador y Esmeralda. Los perfiles litológicos de las secciones muestreadas en las excavaciones de Avenida del Libertador y Cerrito y Avenida Leandro N. Alem y Viamonte están bosquejados en las figuras 7 y 8, respectivamente. En el primero de estos perfiles, la parte más baja del mismo, aquella definida entre los niveles de los cuales fueron extraídas las muestras 1 a 21, corresponde a la base del Ensenadense de Frenguelli. Iguales consideraciones conducen a ubicar el perfil muestreado en la segunda de las excavaciones en el Ensenadense basal.

3. — Técnica de muestreo

Las muestras que integran los dos perfiles estudiados fueron extraídas de las paredes verticales de las excavaciones ya citadas. Particular atención se prestó, antes de efectuar la recolección de las muestras, de limpiar esas paredes, para evitar toda la contaminación magnética que pudo haberse producido durante la excavación.

En aquellos niveles en que los sedimentos presentaban mayor proporción de arcilla y eran plásticos, el muestreo se realizó introduciendo cápsulas de forma cilíndrica de 0,025 m de diámetro por 0,03 m de alto, construidas de material plástico, directamente en la pared de la excavación. En los niveles que, por su dureza, eso no era posible, se recurrió al empleo de sacabocados de bronce para extraer muestras de sedimento, traspasando luego el material así recogido a las cápsulas de plástico. En ambos casos se tomaron las providencias del caso para orientar las muestras extraídas respecto al Norte y el plano horizontal.

En la excavación de Avenida del Libertador fue muestreada una sección del orden de los 10 m, entre las cotas — 11 m y — 1 m, por debajo del nivel de la calle. En total se recogieron 119 muestras, con una equidistancia vertical promedio de unos 0,07 m; solamente en la parte más baja de esta excavación (arcilla verde-amarillenta), fue posible extraer las muestras sin utilizar el sacabocados. Siete de las muestras recogidas se rompieron al ser traspasadas a las cápsulas de plástico.

En la excavación de la Avenida Leandro N. Alem sólo fue posible muestrear una sec-

ción del orden de los 2 m entre las cotas — 11 m y — 9 m por debajo del nivel de la misma. Se obtuvieron 10 muestras, con una equidistancia vertical de 0,20 m, de las cuales 3 se inutilizaron durante su traspaso a las cápsulas.

4. — El estudio paleomagnético

La dirección y la intensidad del magnetismo remanente natural (m. r. n.) de las muestras fueron medidas utilizando un magnetómetro rotativo de alta sensibilidad y bajo número de revoluciones (Vilas, 1980), adecuado al carácter friable de las mismas. En las figuras 1 y 2 están graficadas las direcciones del m. r. n. de las muestras obtenidas en las excavaciones de las Avenidas del Libertador y Leandro N. Alem, respectivamente; en las figuras 7 y 8 están representados los perfiles de la intensidad del m. r. n. en función de la posición de las muestras en las secciones muestreadas en cada una de dichas excavaciones.

La estabilidad del m. r. n. de las muestras fue analizada empleando la técnica de desmagnetización (lavado) por medio de campos magnéticos alternos decrecientes (Valencio, 1956 b). Para ello las muestras fueron sometidas a la acción de campos magnéticos alternos de hasta 300 Oerstedes (400 Oerstedes para algunas muestras de Avenida Libertador) de valor pico, en etapas sucesivas en cada una de las cuales se incrementó el campo en un valor de 50 Oerstedes. Luego de cada etapa de lavado se midió el magnetismo remanente residual en cada muestra utilizando el magnetómetro rotativo de alta sensibilidad. Las muestras que presentaron un m. r. n. más estable fueron las individualizadas por los números 43 a 55 del perfil muestreado en la Avenida del Libertador. En la figura 3 están representados los cambios en la dirección e intensidad del m. r. n. de una de estas muestras luego de cada una de las etapas de lavado. En general, estas muestras se caracterizan por poseer magnetizaciones estables con fuerzas coercitivas superiores a los 350 Oerstedes. El resto de las muestras poseen un m. r. n. compuesto (figura 4), con una componente de magnetización blanda, con fuerzas coercitivas del orden de los 50 Oerstedes, y otra componente dura, con fuerzas coercitivas de más de 350 Oerstedes. Para estas muestras el campo alterno desmagnetizante óptimo, aquél que define mejor la dirección del

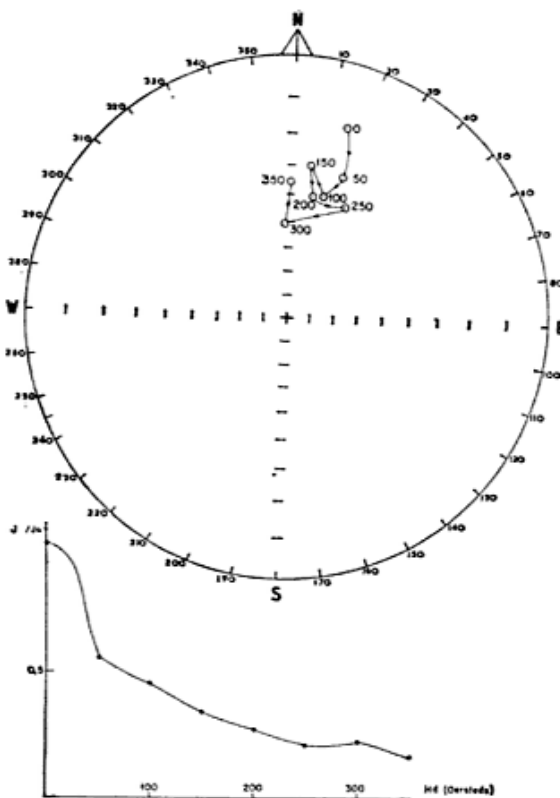


Fig. 4. — Avenida del Libertador. Cambios en la dirección e intensidad del m. r., después de las diferentes etapas de lavado, de una muestra (# 20) con m. r. compuesta. Símbolos igual que en la figura 1.

m. r. n. duro o estable (m. r. e.), es del orden de los 200 Oerstedes. Las direcciones del m. r. e. aislado en las muestras recogidas en la excavación de Avenida del Libertador están graficadas en la figura 5; las de las muestras de Avenida Leandro N. Alem en la figura 6.

Un polo geomagnético virtual (P. G. V.) fue calculado para cada una de las muestras estudiadas empleando la dirección de su m. r. e. Para cada una de las excavaciones se calculó la posición promedio de todos sus P. G. V. La distancia angular definida entre la posición del P. G. V. de una muestra y la del polo promedio fue utilizada para clasificar la polaridad del m. r. e. de la misma (Valencio *et al.*, 1977). Las muestras cuyos m. r. e. definen P. G. V. con distancias angulares oscilantes entre 0° y 40° de la posición polar promedio, fueron clasificados como de polaridad normal (igual polaridad a la del campo magnético terrestre actual); aquéllas que definen distancias angulares comprendidas entre 140° y 180°, fueron consideradas como poseedoras de una m. r. e. de polaridad reversa (opuesta a la del campo actual).

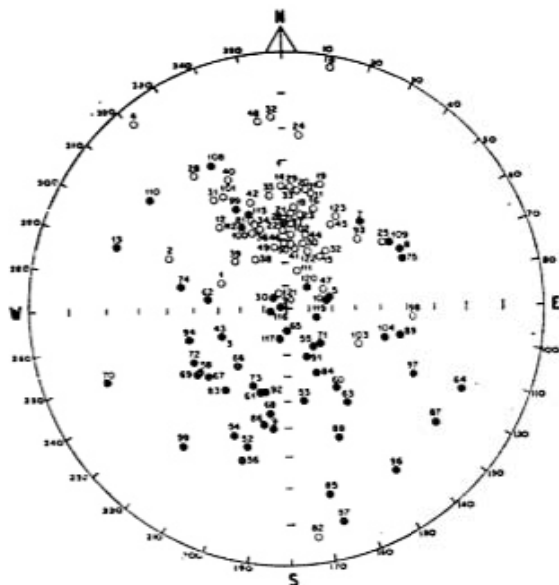


Fig. 5. — Avenida del Libertador. Direcciones de la magnetización remanente estable (m. r. n.) aislada en las muestras de esta excavación en el proceso de desmagnetización por campos alternos decrecientes. Referencias en la figura 1.

Las muestras cuyos P. G. V. distan entre 40° y 140° de la posición polar promedio fueron clasificadas como de polaridad intermedia. En las figuras 7 y 8 se han graficado las distancias angulares (apartamiento polar), definidas para cada una de las muestras analizadas, en función de su posición (cota) en cada una de las secuencias de las excavaciones de las Avenidas del Libertador y Leandro N. Alem, respectivamente. En cada una de las figuras también se han graficado los perfiles de la Declinación e Inclinación del m. r. e. y el perfil litológico respectivo.

La posición promedio de todos los P. G. V. de polaridad normal y reversa (con distancias angulares menores de 40°) de la Avenida del Libertador es: $281,6^\circ$ E $88,4^\circ$ S ($A_{95} = 6,6^\circ$, $k = 7,4$, $N = 70$); la de Avenida Leandro N. Alem es: $280,2^\circ$ E $80,6^\circ$ S ($A_{95} = 18,5^\circ$, $k = 14$, $N = 6$).

5. — La cronología de las reversiones de polaridad del campo magnético terrestre en el Cuaternario y Terciario tardío

La interpretación de los resultados del estudio paleomagnético sintetizados en el ítem anterior, surge de la comparación de la magnetoestratigrafía definida (figuras 7 y 8)

con la cronología de las reversiones de polaridad del campo magnético terrestre en el Cuaternario y el Terciario más tardío. Un esquema de esta cronología fue presentado por Valencio *et al.* (1975 y 1979), construido sobre la base de la evidencia discutida por Valencio (1980). Desde entonces el principal aporte para definir esta cronología surgió de una serie de trabajos que coinciden en indicar que en la base de la Epoca Reversa de Matuyama se define por lo menos un evento de polaridad normal. Así, estudios paleomagnéticos realizados en secuencias de sedimentos han sugerido la existencia de eventos de polaridad normal a los 2,32 m.a. (Brown *et al.*, 1978) y a los 2,13 y 2,30 m.a. (Kochegura y Zubakov, 1978). Estos resultados son coherentes con la presencia del Evento de Polaridad Normal Neuquén (Valencio *et al.*, 1975) en la base de Matuyama, el cual sería coincidente con el evento de polaridad normal sugerido por la anomalía magnética X registrada sobre algunas cordilleras suboceánicas activas (Heirtzler *et al.*, 1968) (algunos autores llaman a este evento, precisamente, X). Por otra parte Kristjansson *et al.* (1980) han indicado que la transición Epoca Normal Gauss-Epoca Reversa Matuyama es compleja y que es de esperar direcciones transicionales normales en la base del Matuyama.

La cronología de las reversiones de polaridad del campo magnético terrestre para el

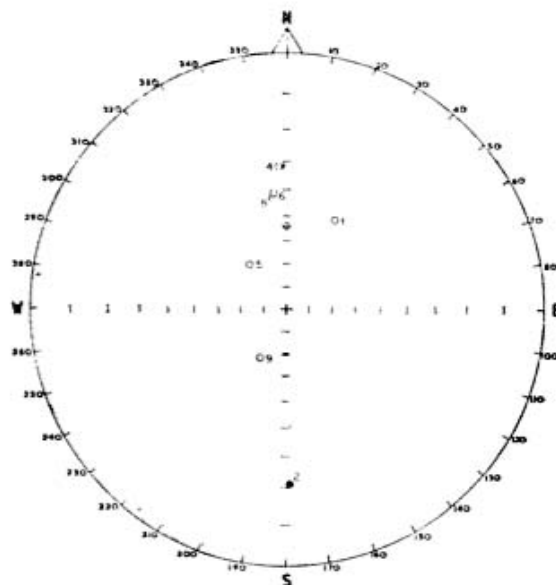


Fig. 6. — Avenida Leandro N. Alem. Direcciones de la m. r. e. de las muestras recogidas de esta excavación. Referencias a los símbolos, en figura 1.

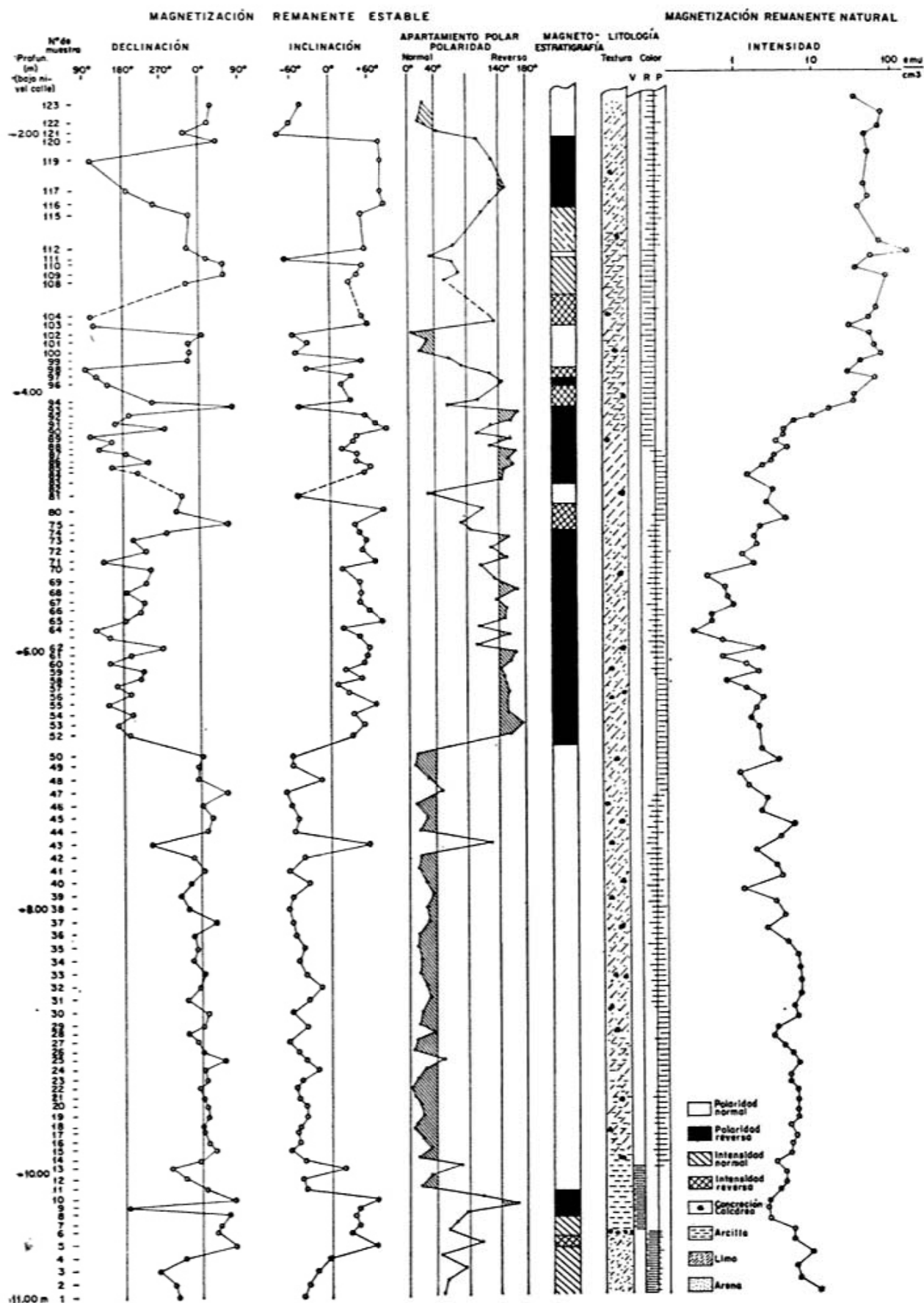


Fig. 7. — Avenida del Libertador. Perfiles de la declinación y polaridad (magnetoestratigrafía) del m. r. e., de la intensidad del m. r. n. y de la litología para la secuencia estudiada. V: verde; R: rojo; P: pardo.

Cuaternario y fines del Terciario está indicada en la figura 9. En este esquema se ha adoptado para definir las edades K/Ar, sobre la base de las cuales fueron definidas las diferentes transiciones de polaridad, las constantes de decaimiento ^{40}K propuestas por Aldrich y Wetherill (citado en Mc Dougall, 1977). Esta es la principal diferencia con respecto al esquema presentado con anterioridad (Valencio *et al.*, 1975 y 1979). Además de ello, para valorar una de las posibles interpretaciones de los datos logrados (ítem 6 i), se ha agregado, tentativamente, siguiendo a McDougall (1977), el Evento Normal Gilsa como un evento independiente, el cual anteriormente se lo consideró como incluido dentro del Evento Normal Olduvai. Sin embargo es de indicar que no existen nuevas evidencias en favor de esta segunda interpretación.

6. — Discusión e interpretación

i. — Avenida del Libertador y Cerrito

Fue posible aislar m. r. e. en casi la totalidad de las muestras. La dirección promedio de esta m. r. e. ($359,0^\circ - 51,2^\circ$, $k = 11, \alpha_{95} = 5,3^\circ$ $N = 70$) es coincidente con la del campo dipolar axial geocéntrico en la Ciudad de Buenos Aires. El agrupamiento alrededor de esta dirección es más notable para las muestras con polaridad normal (fi-

gura 5); las direcciones de la m. r. e. de las muestras con polaridad reversa son más dispersas. La magnetoestratigrafía definida (figura 7) indica que el campo magnético terrestre experimentó varios cambios en su polaridad durante el lapso que demandó la acumulación de la sección de sedimentos estudiada. Sensu lato, puede decirse que la mitad inferior de la sección (muestras 1 a 50) se caracteriza por poseer una m. r. e. de polaridad predominante normal; la mitad superior, por el contrario, se caracteriza por una predominancia de m. r. e. de polaridad reversa.

La comparación de la magnetoestratigrafía obtenida para todo el perfil con la cronología de las reversiones de polaridad del campo magnético terrestre (figura 9), indica una edad más antigua que 700.000 años para la casi totalidad de la sección muestreada en esta excavación, lo que es coherente con la edad asignada al Ensenadense sobre la base de la evidencia paleontológica y estratigráfica (ítem 2). Esto, que equivale a correlacionar, en primera aproximación, la sección de polaridad predominantemente reversa del perfil con la Epoca Reversa Matuyama, es coherente, además, con las oscilaciones registradas en la m. r. e. de las muestras de dicha sección (polaridades intermedias), pues ello es una característica de la citada Epoca; particularmente, Creer (comunicación personal) encontró las mismas características en la m. r. e. de sedimen-

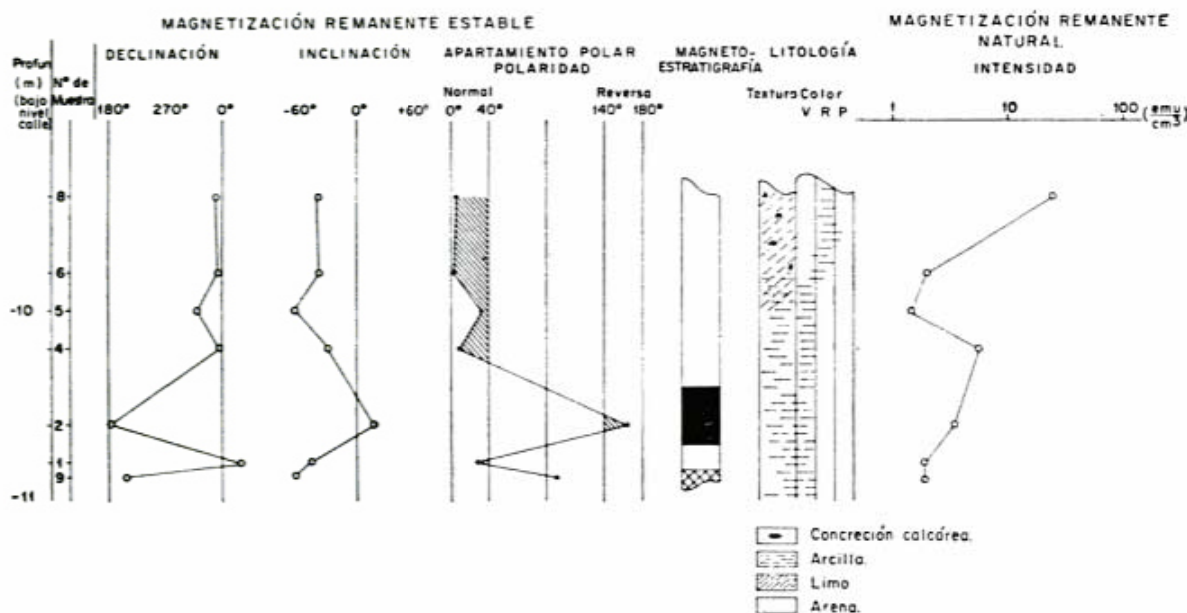


Fig. 8. — Avenida Leandro N. Alem. Perfiles de la declinación, inclinación y polaridad del m.r.e., de la intensidad del m.r.n. y de la litología. Más referencias en ítem 4. Símbolos, igual que en la figura 7.

tos de edad Matuyama de Italia. Pero los datos paleomagnéticos pueden sugerir, además, una correlación más ajustada de todo el perfil con la Epoca Reversa Matuyama o las Epocas Reversa Matuyama y Normal Gauss. Para ello hay que buscar el mejor ajuste de los distintos tramos de una polaridad determinada del perfil con la cronología de reversiones de polaridad del campo magnético terrestre para esas épocas. Para lograrlo es de observar que en el perfil se define un tramo de polaridad normal de unos 3,30 m de longitud, en la parte inferior del mismo. Este es un buen elemento de enganche con la cronología de reversiones del campo, pues dicho tramo debe correlacionarse con un lapso de duración apreciable en el cual el campo magnético terrestre tuvo polaridad normal durante o inmediatamente antes de la Epoca Reversa Matuyama. La observación de la figura 9 muestra que hay dos posibilidades: a) que el tramo se correlacione con el lapso de polaridad normal definido al fin de la Epoca Normal Gauss, y b) que se correlacione con el Evento Normal Olduvai. Analicemos ambas posibles interpretaciones.

La primera interpretación (a) implica que el tramo de predominante polaridad reversa, situado por encima del tramo de polaridad normal que sirvió de elemento de enganche, debe correlacionarse, de no haber habido algún hiatus (lo que se admite en todos los razonamientos que siguen), con la parte inferior de la Epoca Reversa Matuyama. Esto es bastante lógico pues es allí donde se presenta el mayor número de eventos breves de polaridad normal dentro de esa Epoca, lo que explicaría los eventos de polaridad normal observados y las direcciones de polaridad intermedia registrados en el perfil. La correlación así establecida entre la magnetoestratigrafía observada y la cronología de las reversiones de polaridad del campo magnético terrestre está indicada en la figura 10 a. Los puntos definidos se alinean, llamativamente, a lo largo de una recta; de aceptarse esta interpretación, ello indicaría que la acumulación de sedimentos se mantuvo notablemente constante a través del lapso en que se formó la sección estudiada. Es decir que la resultante entre depositación y la posible erosión de estos sedimentos continentales fue notablemente constante durante todo dicho lapso. La pendiente de dicha recta de la velocidad media de acumulación: 8,4 mm cada 1.000 años. En síntesis esta interpretación sugiere que la sección del Ensenadense estudiada cubre, aproximadamen-

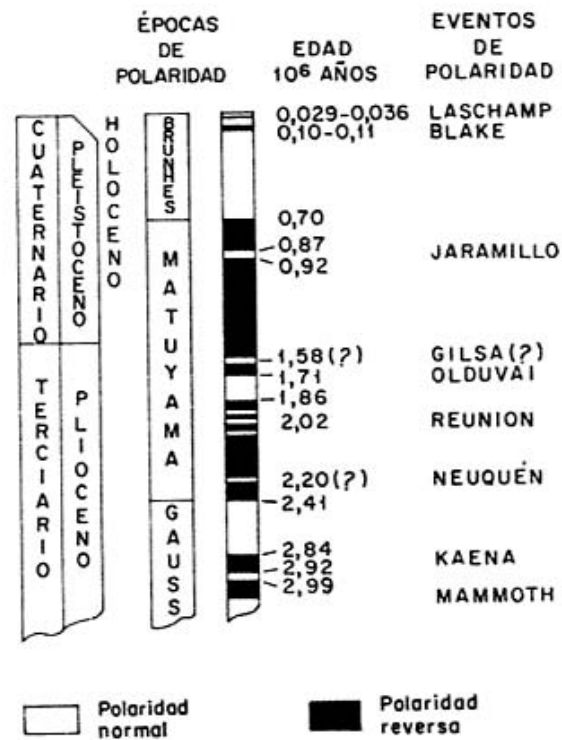


Fig. 9. — Cronología de las reversiones de polaridad del campo magnético terrestre en los últimos 3,0 m. a.

te, el lapso 1,86 — 2,84 m.a. (Plioceno Tardío, Van Eysinga, 1978).

La segunda de las interpretaciones (b) surge de correlacionar el tramo de neta polaridad normal registrado con el Evento Normal Olduvai. Procediendo luego a correlacionar, sistemáticamente, las otras zonas de polaridad del perfil con la cronología de reversiones de polaridad del campo terrestre, asumiendo, como ya se expresó, que no ha habido un hiatus en la depositación, se obtiene el gráfico de la figura 10 b. Obsérvese que esta interpretación correlaciona el perfil con el Matuyama superior, época en la cual se define un número menor de eventos normales de breve duración que en el Matuyama inferior (figura 9). Tal es esto así que para equiparar todos los tramos de polaridad normal definidos en el perfil dentro de la zona de polaridad predominantemente reversa con eventos de polaridad normal del campo terrestre, es necesario admitir la presencia del Evento Normal Gilsa, cuya existencia ha sido cuestionada por algunos autores (ítem 5); de otra manera no hubiese sido posible establecer una comparación uno a uno entre los eventos normales definidos en el perfil y los del cuadro patrón. Obsérvese además que en la comparación se ha hecho coincidir el tramo de polaridad intermedia

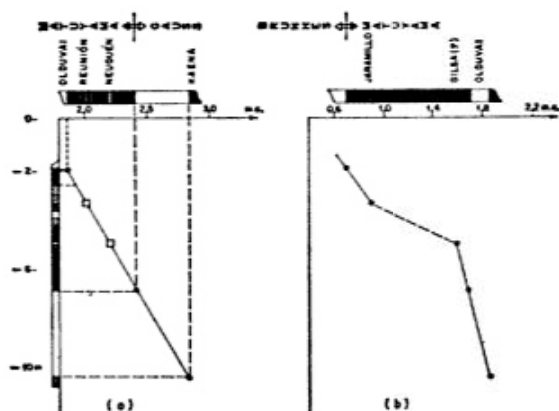


Fig. 10. — Comparación de la magnetoestratigrafía definida para la sección del Ensenadense muestreada en Avenida del Libertador y Cerrito con la cronología de las reversiones de polaridad del campo magnético terrestre en el Cenozoico tardío.

predominantemente normal definido entre las muestras 98 y 115, con los dos eventos breves de polaridad normal incluidos en él, con el Evento Normal Jaramillo; al respecto es de indicar que no se ha informado de la posibilidad de más de un evento normal del campo magnético terrestre para ese entonces. En la figura 10 b se definen dos rectas que serían representativas de dos velocidades de acumulación de sedimento diferentes: 20 mm cada 1.000 años en la base del perfil y 7 mm cada 1.000 años en el techo. Para el tramo intermedio podría haber distintas interpretaciones, las que no se considera oportuno discutir aquí. En el perfil litológico, en el tramo en que se presentaría el cambio en la velocidad de acumulación no se define una variación clara en la granulometría; sólo se observa un cambio en el color del sedimento de pardo a rojizo. Esta interpretación, no tan directa y simple como la anterior, sugiere, para la sección del Ensenadense estudiada una edad comprendida entre 0,7 m.a. (Pleistoceno medio) y 1,90 m.a. (Plioceno tardío).

Al presente no es posible decir cual de las dos interpretaciones precedentes es más correcta; la mencionada en primer término es más simple, menos controvertida, pero ello no implica que sea más valedera. La respuesta podría surgir del estudio paleomagnético de una secuencia más completa, que se extienda hasta el Pleistoceno superior (Época Normal Brunhes).

La comparación del perfil litológico con el de la intensidad del m.r.n. (figura 7), indica que desde el nivel correspondiente a la muestra 91 hacia el techo de la secuencia se manifiestan, simultáneamente, un cambio en la coloración del sedimento hacia el rojo y un aumento en la intensidad de la m.r.n. Ello sugiere que durante el lapso de la deposición de dichos sedimentos hubo un mayor aporte de minerales ferromagnéticos (básicamente hematita).

ii. — Avenida Leandro N. Alem y Viamonte

La dirección media de la m.r.e. ($357,0^\circ \pm 41,8^\circ, k = 16,4\alpha_{95} = 17^\circ, N = 6$) de este perfil es también coincidente con la del campo dipolar axial geocéntrico en la Ciudad de Buenos Aires.

En la parte superior de este perfil se define una m. r. n. de neta polaridad normal; por debajo de la misma se observa una alternancia de polaridad reversa, normal e intermedia (figura 8). Esta magnetoestratigrafía es similar a la definida en la base del perfil estudiado en la Avenida del Libertador (figura 7). Luego, la cota topográfica, la litología y la magnetoestratigrafía coinciden en indicar la correlación del perfil del Ensenadense de Avenida Leandro N. Alem con la base del perfil muestreado en Avenida del Libertador. Ello valora la utilidad de la magnetoestratigrafía como elemento para establecer la correlación de secuencias de rocas asignadas al Cenozoico tardío. Particularmente en el caso que nos ocupa, la magnetoestratigrafía, indica que los sedimentos del Ensenadense de la cota $-10,30$ m por debajo de Avenida Leandro N. Alem se correlacionan con los sedimentos de la cota $-10,20$ m por debajo de Avenida Libertador, lo que ejemplifica el poder de resolución que puede ofrecer esta técnica.

Agradecimientos

Los autores agradecen la ayuda, de diferente índole, recibida de la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, la Universidad de Buenos Aires y el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, los que permitieron la realización del presente trabajo.

Lista de trabajos citados en el texto

- Ameghino, F., 1889. *Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina*, Acad. Nac. Ciencias, VI: 1-1027. Córdoba.
- 1909. *Le Diprothomo platensis, un précurseur de l'Homme du Pliocene inferier de Buenos Aires*. An. Mus. Nac. Bs. As., XIX (Ser. III, XII): 107-209.
- Brown, F. H., R. T. Shuey y M. K. Croes, 1978. *Magnetostratigraphy of the Shungura and Usno Formations, southwestern Ethiopia: new data and comprehensive reanalysis*. Geophys. J. Roy. astr. Soc., 54: 519-538.
- Creer, K. M. y D. A. Valencio, 1969. *Paleomagnetic and Rock magnetic studies on the Cenozoic basalts from western Argentina*. Geophys. J. Roy. astr. Soc., 19 (2): 113-146.
- Fidalgo, F., F. DeFrancesco y R. Pascual, 1975. *Geología superficial de la llanura bonaerense*. Relatorio V Cong. Geol. Arg.: 103-138.
- Frenguelli, J., 1957. *Neozoico en Geografía de la República Argentina*. GAEA, 3: 1-218. Bs. As.
- González Bonorino, F., 1965. *Mineralogía de las fracciones arcilla y limo del Pampeano en el área de la Ciudad de Buenos Aires y su significado estratigráfico y sedimentológico*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XX (1): 67-150.
- Heirtzler, R., G. O. Dikson, D. M. Herron, W. C. Pitman y X. Le Pichon, 1968. *Magnetic anomalies, geomagnetic reversals and motions of the ocean floor and continents*. J. Geophys. Res. 73 (6): 2119-2136.
- Kochegura, V. V. y V. A. Zubakov, 1978. *Paleomagnetic time scale of the Ponto-Caspian Plio-Pleistocene deposits*. Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeoec. 23: 151-160.
- Kraglievich, J. L., 1952. *El perfil geológico de Chapadmalal y Miramar, provincia de Buenos Aires*. Rev. Mus. Munic. Cienc. Nat. y Trad., I (1): 8-37. Mar del Plata.
- Kristjansson, L., I. B. Fridleifson y N. D. Watkins, 1980. *Stratigraphy and Palaeomagnetism of the Esja, Eyraffjall and Akrafjall Mountains, SW-Iceland*. Jour. Geoph., 47 (1-3): 3-42.
- Mc Dougall, I., 1977. *The present status of the geomagnetic polarity time scale*. Res. Sc. Earth Sc., A. N. U., Pub. 1288: 1-34.
- Núñez, J. H., 1979. *Estudio paleomagnético y micropaleontológico de sedimentos cenozoicos marinos*. Dep. Ciencias Geol., Univ. de Buenos Aires. Tesis inédita.
- Opdyke, N. D., B. Glass, J. D. Hays y J. Foster, 1966. *Palaeomagnetic study of Antarctic deep-sea cores*. Science, 154: 349-357.
- Pacca, I. G. y D. A. Valencio, 1972. *Preliminary palaeomagnetic study of igneous rocks from Abrolhos Islands, Brazil*. Nature, 240: 163-164.
- Pascual, R., E. J. Ortega Hinojosa, D. Gondar y E. Tonni, 1965. *Las edades del Cenozoico mamífero de la Argentina, con especial atención a aquellas del territorio bonaerense*. An. Com. Invest. Cient. Prov. Bs. As., I, VI: 165-193.
- Rovereto, C., 1914. *Los estratos araucanos y sus fósiles*. An. Mus. Nac. Hist. Nat. Bs. As., XXV: 1-247.
- Rusconi, C., 1938. *Contribución al conocimiento de la Geología de la Ciudad de Buenos Aires y sus alrededores y referencia de su fauna*. Act. Acad. Nac. Ciencias, X (3 y 4). Córdoba.
- Sinito, A. M., 1980. *Edades geológicas, radimétricas y magnéticas de algunas vulcanitas cenozoicas de las provincias de Santa Cruz y Chubut*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXV, 3, 332-339.
- Valencio, D. A., 1965 a. *Estudio paleomagnético de Basalto de edad Suprapliocena de la Pampa de Zapala, provincia del Neuquén*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XX (2): 185-198.
- 1965 b. *Resultado preliminares del estudio paleomagnético del basalto de la Barda Negra*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XX: 7-28.
- 1980. *El magnetismo en las rocas*. EUDEBA, 1-351.
- Valencio, D. A. y K. M. Creer, 1968. *El paleomagnetismo de algunas lavas cenozoicas de la República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIII (4): 255-278.
- Valencio, D. A. y N. Fourcade, 1969. *Estudio paleomagnético y petrográfico de algunas formaciones cenozoicas de las islas Shetland del Sur*. Contrib. Inst. Antar. Arg., 125: 1-25.
- Valencio, D. A. y J. E. Mendía, 1974. *Palaeomagnetism and K-Ar ages of some igneous rocks of the Trindade Complex and the Valado Formation from Trindade Island, Brazil*. Rev. Bras. Geo. 4 (2): 124-132.
- Valencio, D. A., E. Linares y K. M. Creer, 1969. *Paleomagnetismo y edades geológicas de algunos basaltos Terciarios y Cuaternarios de Mendoza y Neuquén*. IV Jorn. Geol. Arg., Actas II: 397-415.
- 1970. *Palaeomagnetism and K-Ar ages of Cenozoic Basalts from Argentina*. Geophys. J. astr. Soc., 19 (2): 147-164.
- Valencio, D. A., J. F. Vilas y J. E. Mendía, 1975. *Palaeomagnetism of Quaternary rocks from South America*. An. Acad. Brasil. Cienc., 47 (suplemento): 21-32.
- 1977. *Palaeomagnetism of a sequence of red beds of the Middle and Upper Sections of the Paganzo Group (Argentina) and the correlation of Upper Palaeozoic-Lower Mesozoic rocks*. Geophys. J. Roy. astr., 51 (1): 59-74.

- Valencio, D. A., E. Linares, J. F. Vilas y P. Nabel, 1979. *Edades Magnéticas y radimétricas de algunas magmatitas Cenozoicas de las provincias de Neuquén y Mendoza*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIV (1): 36-41.
- Van Eysinga, 1978. *Geological Time Table*. Elsevier Scientific Publishing Company; 3ra. edición.
- Vilas, J. F., 1980. *El magnetómetro U.B.A. 8 Hz y su aplicación en los estudios paleomagnéticos*. Dep. Ciencias Fis., Univ. Bs. As. Tesis doctoral inédita.
- Wanish, E., 1938. *Naturaleza geológica del terreno de la Capital Federal y a que edad corresponde*. Dir. Min. y Geol. Informe inédito.

Recibido: Noviembre 4, 1980.

P. E. NABEL
Com. Invest. Cient. Prov. Buenos Aires

D. A. VALENCIO
Univ. Buenos Aires y CONICET
Departamento de Ciencias Geológicas,
Ciudad Universitaria, Pabellón 2
1428 Buenos Aires.

SINOPSIS ESTRATIGRAFICA DE LA REGION DE "EL BOLSON", PROVINCIA DE RIO NEGRO

OSVALDO M. DIEZ^o y MARIO A. ZUBIA

Resumen

La región estudiada forma parte de la morfoestructura de la Cordillera Patagónica, en su sector septentrional, entre los paralelos 41° 30' y 42° 00'. El límite oriental de la misma lo conforman el meridiano 71° 30' y el río Quemquemtrey y aquél occidental es la línea fronteriza argentino-chilena.

Las entidades reconocidas muestran en general una amplia distribución. La más antigua se corresponde con el Grupo Huemul (Jurásico), habiéndose distinguido su sector inferior, predominantemente volcánico o Formación Huemul y aquél superior Formación Millaqueo, de un carácter casi exclusivamente sedimentario. Este conjunto es intruido por granitoides provisoriamente asignados al Cretácico. Depósitos volcánicos de general composición mesosilícica (Formación Cerro Bastión), cubren discordantemente a dichas plutonitas. Han sido correlacionados temporalmente, con las Vulcanitas Nahuel Huapi (Terciario inferior). Desvinculados estratigráficamente de la unidad anterior, se observan los depósitos marino-continuales de las Sedimentitas Terciarias s.l. Aunque presumiblemente posteriores a la Formación Cerro Bastión, su edad es un tanto incierta (Terciario inferior?).

El Cuaternario, en esta zona, se caracteriza por la modificación de la morfología fluvial previa, por la acción glaciaria y sus depósitos correspondientes.

Introducción

Dado que el estudio petrográfico, radimétrico y paleontológico de numerosas muestras, aún no se ha concluido, ésta presentación tiene sólo el propósito de dar a conocer los resultados preliminares del estudio geológico de una área de la Cordillera Nordpatagónica, que al presente carece de información. Las conclusiones aquí expuestas, son consecuencia de los estudios de pros-

^o Con posterioridad a la finalización del manuscrito el Geólogo O. M. Diez, sufrió un lamentable accidente, perdiendo la vida en cumplimiento de tareas geológicas, mientras ascendía el flanco norte del cerro Diente de Perro, en la zona del río Manso inferior.

Abstract

The area under study belongs to the Patagonian Cordillera's morphostructure, in its northern section, between lat. 41° 30' and 42° 00'. The eastern boundary is given by the 71° 30' meridian and the Quemquemtrey River; the western, by the Argentine-Chile frontier.

The recognized units show, in general, a widespread distribution. The oldest is correlated with the Huemul Group (Jurassic); two facies are identified: the lower, mainly volcanic, or Huemul Formation, and the upper, of a mostly sedimentary nature, or Millaqueo Formation. This complex is intruded by granitoids, tentatively assigned to the Cretaceous. The mentioned plutonites are discordantly covered by volcanic deposits, of generally mesosilicic composition (Cerro Bastión Formation). This formation has been correlated with the Nahuel Huapi Vulcanites (Lower Tertiary). The marine-continental deposits of the Tertiary Sedimentites s.l., appear with no stratigraphic vinculation to the Cerro Bastion; its age is rather uncertain (Lower Tertiary?). In this zone, the Quaternary is characterized by a modification of the previous fluvial morphology, owing to glacial action and its corresponding deposits.

pección geológico-minera, que a través del Programa Patagonia-Comahue, lleva a cabo el Servicio Minero Nacional, dependiente de la Subsecretaría de Estado de Minería, en la extensa región patagónica.

La zona en general presenta graves dificultades de acceso y tránsito, de resultas de la densa cobertura vegetal (80 % del área), que se desarrolla en especial sobre los faldeos montañosos hasta una altura aproximada de 1.700 m. Por encima de este límite el reconocimiento de las entidades geológicas y sus relaciones, se torna una tarea normal, a pesar de lo abrupto del relieve. Conviene aclarar que por todo esto, la mayoría

CUADRO ESTRATIGRAFICO

CENOZOICO	CUARTARIO	HOLOCENO	Sedimentos aluviales	
			Sedimentos aterrizados	
		PLEISTOCENO	Drift Glaciario.	Depósitos Glaciarios y glaci-fluviales
				Bloques Grava Arena Arcilla
CENOZOICO	TERCIARIO		Sedimentitas Terciarias s.l.	Sedimentitas Clásticas
			Formación Cerro Bastión.	Lavas, tobas y aglomerados predominantemente andesíticos
MESOZOICO	CRETACICO		Plutonitas	Tonalitas Granodioritas Granitos
MESOZOICO	JURASICO			F. Millaqueo
			Grupo Huemul	Pelitas Areniscas Conglomerados
				F. Huemul.
				Riodacitas, andesitas y sus tobas.

de los contactos establecidos en el mapa adjunto, tienen un carácter aproximativo en las zonas cubiertas por bosques. Dichos contactos se han trazado tomando como base, principalmente la aparición de afloramientos esporádicos y los lineamientos morfológicos. Pese a considerar riesgoso este procedimiento, los autores han adoptado esta posición, con el propósito de favorecer la presentación de un panorama geológico general integrado, antes que una distribución discontinua de los afloramientos.

Antecedentes

Escasos son los antecedentes que concretamente se refieren al área. Estudios que incluyen parcialmente la zona son aquellos de Petersen y González Bonorino (1947), Piatnitzky (1944) y Herrero (1977). El primero de ellos es de carácter regional y cubre la región más próxima a la localidad de El Bolsón; el segundo es de carácter minero, referido a depósitos carbonosos aflorantes en las márgenes del río Azul; el último es un informe geológico-minero sobre el área de los lagos Steffen y Martín. Recientemente González Bonorino (1979), esquematiza la geología de la Cordillera Nord-

patagónica, incluyendo el área motivo de este trabajo.

MESOZOICO

JURASICO

Grupo Huemul

En la zona, esta entidad compuesta por vulcanitas y sedimentitas, muestra una amplia distribución areal, disponiéndose en forma casi continua sobre el borde oriental del área montañosa.

Del mismo modo que el propuesto por González Bonorino (1974), se ha podido diferenciar en este Grupo, un tramo inferior del complejo lávico-sedimentario equivalente a la Formación Huemul y otro superior correspondiente a la Formación Millaqueo. Es común el reconocimiento de rocas hornofelizadas por la acción térmica de los granitoides cretácicos.

1. Formación Huemul

Constituye la parte lávico-piroclástica del Grupo; exhibe la mayor representatividad

areal. Los tipos composicionales principales corresponden a riocacitas y andesitas, predominando las lavas. Las primeras se caracterizan por presentar textura porfírica, con fenocristales de cuarzo, plagioclasas y feldespato potásico, en una base afanítica gris oscura y verdosa. Las lavas andesíticas son también de carácter porfírico, aun que no tan notorio. Otros tipos texturales menos comunes de aquellas composiciones, son brechas, aglomerados y tobas. Estas últimas (piroclastitas), se hallan ubicadas generalmente en la parte superior de los afloramientos.

Es imposible distinguir claramente en sus facies lávicas la secuencia en este conjunto, puesto que carece por completo de estratificación, lineamientos u otra estructura que facilite alguna diferenciación. Es así que sus afloramientos se presentan homogéneos, macizos, con notoria coloración verde oscura. Un carácter saliente es una fina, a veces errática, disseminación de pirita. Este aspecto ya ha sido señalado por González Díaz (1974; 1978, para la Formación Montes de Oca, cuya sección inferior considera equivalente a la facies lávica del Grupo Huemul. Aparentemente, el ordenamiento en la sucesión de la Formación Huemul, pareciera corresponder a lavas riocacíticas en la base (como se observa en la margen derecha del lago Escondido), rocas andesíticas cubriendo a las anteriores y hacia arriba, interdigitadas con éstas, los términos piroclásticos.

La tendencia general de la unidad, es disponerse en forma de enormes "enclaves" (roof-pendants) en las partes superiores de los cuerpos graníticos cretácicos.

Un desarrollo que se considera tipo para la Formación, es aquel que aparece extendido desde la base hasta las cercanías de la cima del cerro Perito Moreno.

2. Formación Millaqueo

Tiene una muy reducida expresión areal, respecto a la Formación Huemul. Su mayor desarrollo se observa sobre ambos márgenes de los lagos Martín y Steffen. Constituye la parte superior de los cerros Montura del Foyel y Sierra Negra, e integra un pequeño asomo al oeste del cerro Buitrera.

Su carácter es esencialmente sedimentario, constituido principalmente por pelitas, areniscas y escasos conglomerados. Las primeras, dominantes en la parte superior, gene-

ralmente son oscuras, negruzcas, duras y en general poco fisiles; sin embargo se ha observado fisilidad marcada en los afloramientos del cerro Montura del Foyel.

Las areniscas son en general de grano fino y sus colores varían desde el negruzco a verdoso. Los conglomerados, exclusivamente observados en las inmediaciones del cerro Buitrera, poseen clastos redondeados de vulcanitas pertenecientes a la Formación Huemul y otros de naturaleza cuarzosa; los tamaños de los mismos oscilan entre 0,5 y 5 cm; su matriz arenosa fina, o cemento silíceo, son de color gris oscuro. Los tres tipos litológicos descritos anteriormente, se caracterizan por su alto grado de diagénesis; no debemos descartar la acción sobre ellos, de procesos termometamórficos.

La restringida y localizada presencia de conglomerados en esta unidad, hace que los autores, por el momento, no consideren la posibilidad de que representen una importante discordancia de erosión entre las dos formaciones que integran el Grupo. La realización de nuevos perfiles permitirán valorar su importancia; su presencia también es indicada por González Díaz (1974; 1978).

La Formación Millaqueo se dispone por encima de las lavas y piroclastitas de la Formación Huemul, sin embargo, existen evidencias de interdigitaciones de esta última, dentro del tramo inferior de las sedimentitas. Así es dable observar vulcanitas ácidas (riocacitas?), intercaladas en las pelitas de las partes altas del cerro Montura del Foyel y de andesitas intercaladas en areniscas pobremente estratificadas, en la cumbre del cerro Dedo Gordo.

El máximo espesor visible de la unidad es de 50 m en el cerro Montura del Foyel.

La disposición estructural regional de la unidad concuerda en todos sus afloramientos con un rumbo noreste-suroeste con baja inclinación al este.

Relaciones, edad y correlaciones

El complejo volcánico-sedimentario aquí descrito es correlacionable con el Grupo Huemul propuesto por González Bonorino (1974), para asomos de la península Huemul y otras localidades vecinas vista su similitud litológica y continuidad física. Otras unidades de correlación directa, son la Formación Montes de Oca (González Díaz, 1974; 1978) y la Formación Piltri-

quitrón (sensu Lizuaín, 1980), La Formación Millaqueo perteneciente a este Grupo, es equivalente a la Formación Cerro El Fuerte (Greco, 1975).

Integrando regionalmente la distribución de esta entidad en la Cordillera Nord-Patagónica resulta notable la continuidad de sus exposiciones. Sumando estas observaciones a aquellas de González Díaz (1974), González Díaz y Nullo (1980), Marín (1979) y de Lizuaín (1980), se obtiene un cuadro geológico donde el Grupo Huemul (en su totalidad o en forma parcial), se extiende ininterrumpidamente desde el paralelo 40° 30' hasta más al sur del 42° 00', a través de unos 200 km aproximadamente.

En nuestro trabajo de campo sólo se ha podido comprobar una relación de intrusividad de los granitoides mesozoicos con el Grupo Huemul y una relación discordante e infrayacente de éste respecto de aquellas sedimentitas del Terciario inferior s.l., halladas en el cerro Buitrera, arroyo Lindo, etc.

En lo concerniente a su edad, González Bonorino (1974) al definir el Grupo, le atribuye tentativamente una edad "Prejurásica (suprapaleozoica)". Greco (1975) diferencia como Formación Cerro el Fuerte, un conjunto sedimentario (como hemos dicho) equivalente a la Formación Millaqueo, que se extiende meridianamente por toda el área de la Hoja 40 a, Monte Tronador, y le asigna una edad liásica "por el amplio desarrollo que presentan las sedimentitas de esa edad en zonas vecinas". Los depósitos más próximos, atribuidos provisionalmente al Jurásico, son los de la Formación Piltriquitrón (sensu González Bonorino, 1974). Ahora bien: estas sedimentitas no poseen una real similitud, con aquellas descritas aquí como Formación Millaqueo; además la edad de las mismas ha sido modificada, en base a registros paleobotánicos localizados en el cerro Piltriquitrón (González Díaz y Zubia, 1980 b), Sierra Chata (González Díaz y Zubia, 1980 a) y en el cerro Plataforma (Lizuaín, 1979), sitios considerados típicos hasta entonces para aquella entidad.

Lizuaín (1980) acompañado por uno de los autores (M.Z.), ha recogido fósiles marinos en la facies sedimentaria, de un complejo en un todo análogo al Grupo Huemul, que aflora en la cumbre y ladera oriental del cerro Piltriquitrón. El análisis de dicha fauna, le han permitido asignar una edad jurásica a la misma, posición que evidentemente debemos extender a nuestro trabajo.

CRETACICO

Plutonitas (Cretácico superior)

Bajo esta denominación se han agrupado los granitoides, con hornblenda y biotita, que afloran en el área. En conjunto, constituyen la unidad de mayor representación areal. Asoman de norte a sur sin solución de continuidad y por el oeste de la gran falla del río Azul; trasponen el límite argentino-chileno.

Las tonalitas forman por lo menos el 80 % de la masa batolítica; los granitos y granodioritas parecen intruirlas, pero se hace muy difícil asegurar esta relación sin estudios detallados. Resulta prácticamente imposible a esta escala, mapear en forma distintiva los diferentes tipos litológicos.

Aparentemente la mayor parte del batolito pertenece a un mismo evento magmático, desarrollado en varios pulsos. Sin embargo no hay que descartar por completo la aparición de cuerpos más antiguos o más modernos, de idéntica naturaleza. Esta probable situación ha sido comprobada al norte y al sur del área por otros autores, Ljünger (1931), González Díaz (1974), Greco (1975), González Díaz y Nullo (1980), González Díaz (1978), González Díaz y Valvano (1978), Lizuaín (com. pers.).

Estos cuerpos intrusivos se ven surcados en numerosísimas oportunidades por diques de composición mesosilícica o básica, de color verde oscuro, macizos, con espesores variables entre 1 y 5 metros. A veces se presentan formando "enjambres", como por ejemplo en las inmediaciones del refugio del Club Andino en el Cerro Lindo o en las cabecezas del arroyo El Alerzal (afluente del arroyo Motoco). Suelen presentar diseminación o venillas de piritita y calcopiritita (esta última siempre en muy baja proporción) además de fenómenos de epidotización en sus contactos. Raras son las veces que incluyen trozos de roca de caja, visibles a ojo desnudo o a lupa. Estos cuerpos hipabisales probablemente sean una manifestación póstuma de la intrusión ácida, dado que no se los ha podido vincular genéticamente con ningún otro evento magmático. Su aparición ha sido constatada por los autores en las mismas condiciones de yacencia, desde la latitud del lago Lolog (Neuquén) hasta el límite de las provincias del Río Negro y Chubut; probablemente continúen aún más al sur.

Relaciones y edad

Las rocas graníticas intruyen al Grupo Huemul, habiéndose sólo observado la relación intrusiva con las vulcanitas de la Formación Huemul (cerros Perito Moreno, Lindo, Dedo Gordo, Hielo Azul, Escondido, Negro); indirectamente se hace extensiva esta relación a la Formación Millaqueo, parte superior del Grupo Huemul. Son cubiertas discordantemente, por los elementos piroclásticos de la Formación Cerro Bastión y las Sedimentitas Terciarias s.l.

Al igual que en el caso del Grupo Huemul, las nuevas investigaciones del área Nord-Patagónica, permiten establecer una notoria continuidad meridional de las exposiciones de estos granitoides. Se les reconoce en el área de la Hoja 40 a (Greco, 1975), en las Hojas 39 a y 39 b (González Díaz, 1974; 1976), donde son distinguidos como Formación Los Machis (González Díaz y Nullo, 1980); hacia el sur Lizuain (1979) ha obtenido valores radimétricos en rocas graníticas, coincidentes con edades cretácicas; González Díaz y Valvano (1978) confirman con numerosos análisis isotópicos dicha edad.

En razón de dicha continuidad física y su evidente posterioridad al Grupo Huemul (Jurásico), se considera del Mesozoico superior (Cretácico), la edad del emplazamiento del mayor volumen de estas plutonitas, en tanto no se cuente con la totalidad de los valores radimétricos de las muestras enviadas al INGEIS.

Es necesario aclarar aquí que esta presunción de edad cretácica, está avalada por varios análisis radimétricos coincidentes para granitoides del área. Sin embargo también se han obtenido dos valores disímiles: uno de 53 ± 5 m.a. a partir de un granitoide ubicado en el borde del lago Martín, lo que nos indicaría, junto con otros valores similares obtenidos algo más al norte, la presencia de un cuerpo terciario de considerables dimensiones¹. El otro es un valor aislado de 150 ± 10 m.a. que deberemos cotejar con más información de esta naturaleza, ya que valores similares (Jurásico) han sido obtenidos sobre magmatitas de la Hoja 42 a-b (Marín y Lizuain, com. pers.).

¹ Cuerpos similares del Terciario superior son distinguidos por González Díaz (1974; 1978) y González Díaz y Nullo (1980) como Formación Coluco, entre el lago Gallardo y la sierra Nevada. Serían equivalentes temporales de los cuerpos graníticos del cerro Catedral y del "Alto Río Villegas".

CENOZOICO

TERCIARIO

Formación Cerro Bastión

Esta unidad aflora en el cerro homónimo y en las nacientes de los ríos Azul y Raquel.

Dadas sus características litológicas y un particular diaclasamiento vertical, sus asomos se muestran como "paredones" de gran pendiente, prácticamente verticales, sobre todo en su sección inferior; esto hace imposible con los medios normales, realizar un perfil detallado del conjunto.

Está compuesto por elementos principalmente piroclásticos, cuerpos mantiformes y diques de naturaleza andesítica a basáltica.

Tiene un espesor aproximado de 1.000 m, constituido en la base por aglomerados volcánicos de composición andesítica, algo caolinizados, los que a medida que se asciende se van transformando en tobas areniscosas con un grado de caolinización algo mayor. La columna muestra, en los términos superiores, intercalaciones de lavas andesíticas o basálticas, de espesores variables que alcanzan un máximo de 150-200 m y numerosísimos diques de similar litología (de hasta 15 m de espesor).

La disposición de las capas es esencialmente horizontal, aunque se observan aquellas modificaciones estructurales propias de las acumulaciones volcánicas, que se apartan de la homogeneidad señalada. La estratificación del conjunto es en general, poco marcada y gruesa; esto último especialmente en las capas aglomerádicas inferiores, en las que se ha llegado a medir bancos de hasta 30 m de espesor.

Relaciones - Edad

La única relación observable es su sobreyacencia, discordancia erosiva de por medio, respecto de los afloramientos de plutonitas cretácicas.

Tentativamente y hasta tanto no se tengan los datos radimétricos solicitados, se correlaciona esta unidad con el evento magmático que caracteriza al Terciario inferior de la región, antiguamente conocido como "Serie Andesítica", y que Cazau (1972) ha distinguido como "Vulcanitas del Nahuel Huapi". Sería además equivalente a la facies volcánica de la Formación Ventana del Grupo Nahuel Huapi (González Bonorino,

1973), para la que González Díaz (1979) propone una edad eocena, con un climax en el Eoceno medio a superior.

Sedimentitas Terciarias s.l.

A los efectos de la presente descripción, se reúne bajo esta denominación un conjunto sedimentario marino-continental presente principalmente en la depresión de El Bolsón y cuyos afloramientos continúan algo hacia el sur, y hacia el norte, por lo menos hasta el Destacamento Puente Villegas, de Gendarmería Nacional. Hacia el este continúan en el valle del río Foyel. Sus exposiciones se disponen con rumbo norte-sur y conforman en ésta dirección, una faja cuyo ancho oscila entre 10 y 3 km (al norte y sur, respectivamente). Los rumbos de las capas, son en general paralelos a la dirección del eje de la depresión de El Bolsón. Las inclinaciones, varían entre 10° al este (en la costa del río Azul), hasta llegar la verticalidad (cementerio de El Bolsón) y aún parecen inclinar al oeste en el extremo sur de la Loma del Medio y en las proximidades del puesto de A. Festa. Esta última dirección de inclinación no ha podido ser verificada, dado que las capas de la unidad se encuentran completamente enmascaradas por sedimentos glacifluviales y vegetación. Sin embargo, la pendiente más tendida inclina hacia el oeste, lo que conjuntamente con el análisis de la fotografía aérea, parece avalar la suposición. De confirmarse dicha tesis, estaríamos en presencia de un sinclinal, cuya nariz se ubicaría en las proximidades del extremo sur de Loma del Medio y su eje buzará al norte.

Este conjunto sedimentario presenta disparejas características al considerar los afloramientos próximos a la localidad de El Bolsón y los del valle del río Foyel.

1) Afloramientos de la zona de El Bolsón

Estos presentan dos secciones. La inferior, de carácter marino, está integrada por un conglomerado basal, polimíctico, con matriz arenosa y cemento calcáreo; sus clastos, son derivados de la destrucción de las rocas básicas de la Formación Huemul (y Cerro Bastión?) y de rocas graníticas; el espesor es variable entre 5 m (arroyo Lindo) y 20 m (cerro Buitrera). Siguen hacia arriba pelitas y areniscas finas alternantes, amarillentas,

grises verdosas, blanquecinas, portadoras de una fauna de gasterópodos, pelecípodos y equinodermos aún no determinada. Se encuentran también saltuariamente en esta columna, niveles de granulometría mayor (sablitas). Las capas tienen muy buena estratificación (hasta laminación) y sus espesores individuales oscilan entre 0,80 y 10 m. El espesor del conjunto es de 150 m medidos sobre el río Azul, 2 km aguas arriba del arroyo de Teno. El banco portador de la mayoría de las especies recogidas, es una arenisca fina, gris verdosa, que se encuentra 10 m por encima del conglomerado basal, cuyo espesor varía entre 8 y 10 metros.

La sección superior cubre transicionalmente a la anterior. La misma en la base es de naturaleza palustre (y lacustre), lo que queda demostrado por la abundante presencia de materia carbonosa en las pelitas y areniscas que componen los primeros 170 metros. Hacia arriba el ambiente se hace decididamente continental, con aparición de areniscas, pelitas, conglomerados, tobas y tufitas intercaladas. El máximo espesor medido es de 500 m en la latitud de la Cascada Escondida.

Es de hacer notar que sobre ambas márgenes del arroyo Blanco, a 300 m al oeste del puesto de I. Tillería, se observa una intrusión básica en forma de cuerpo subvolcánico, que pasa lateralmente a filón capa. Este cuerpo intruye las capas inferiores de la unidad sobre la zona de transición de ambas secciones. Una situación similar se observa en el vecino cerro Piltriquitrón, al norte del refugio (González Díaz y Zubia, 1980 b).

2) Afloramientos del valle del Río Foyel

Estos también pueden ser divididos en dos secciones, una inferior de ambiente continental de casi 700 m de espesor, donde predominan conglomerados, areniscas gruesas y finas y sabulitas, en bancos de estratificación gruesa y marcada, a veces portadores de hiladas carbonosas. La otra sección prosigue ininterrumpidamente la secuencia, pero marca un cambio en el régimen de acumulación. Tiene un espesor de más de 500 m, constituidos por pelitas y areniscas muy finas, de colores grises y marrones, muchas veces concrecionales, con estratificación enmascarada por la naturaleza "fragmentosa" de las mismas. Los 300 m inferiores de ésta sección superior son portadores de una rica

fauna de gasterópodos, pelecípodos y equinodermos; es común encontrar también dentro de las concreciones, restos completos de cangrejos. Parte del perfil descripto está ubicado en el ámbito de la Hoja 41 b-Río Foyel (González Bonorino, 1944).

Los afloramientos de ambas zonas no pueden ser directamente correlacionados dada la espesa cobertura de material proveniente del acarreo glacial, existente entre las mismas. Dicha correlación deberá intentarse luego de un minucioso estudio comparativo de las micro y mega faunas y de los contenidos palinológicos correspondientes.

Relaciones, edad y correlaciones

Las sedimentitas descritas se apoyan discordantemente sobre las rocas del Grupo Huemul o bien sobre rocas graníticas atribuidas al Cretácico. Son cubiertas por sedimentos de origen glacial y glacialfluvial.

Su edad fue inicialmente adjudicada al Eoceno inferior o medio, por Pöthe de Baldis (1979), en base al análisis de la paleoflora recogida por uno de los autores (M.Z.) en la Loma del Medio. Posteriormente Pöthe de Baldis (González Díaz, com. pers.) la atribuye al Terciario inferior s.l., concordando con los resultados obtenidos de análisis microfaunísticos por Bertels (1979) para sus "Lutitas del Río Foyel", asimilables a lo aquí incluido en la sección superior de los afloramientos del valle del río Foyel.

Probablemente esta unidad pueda ser homologable a las Formaciones Rincón de Cholila y Norquinco, definidas por Cazau (1972) y parcialmente con la Formación Nirihuau de González Bonorino (1973). No se descarta la alternativa que las sedimentitas marinas que se sitúan por encima de depósitos continentales en el ámbito del río Foyel, correspondan realmente a un episodio transgresional más moderno que aquellas observadas en las cercanías de El Bolsón y que son cubiertas por depósitos lacustres, palustres, continentales.

CUARTARIO

Drift Glaciarío

En el marco que nos ocupa; podemos encontrar dos variedades de drift: estratificado

y no estratificado (till). Este último raras veces puede ser observado en cortes apropiados, pero su presencia puede inferirse de acuerdo a las formas particulares de sus depósitos (morenas). Su granulometría es muy heterogénea, desde tamaño arcilla hasta bloques de 2 m de diámetro. La litología de los mismos es granítica (y gneísica) en gran proporción, aunque también son comunes los provenientes de las otras unidades aflorantes en el área. Estos depósitos superan en algunos sectores los 100 m de espesor (norte de la estancia E. Soria) y se disponen en forma de "arcos" más o menos retrabajados por la acción fluvial posterior. No se ha podido determinar si los distintos "arcos" se vinculan con diferentes episodios glaciares o por el contrario corresponden a uno solo, siendo expresiones de distintas posiciones del término glaciario ("morenas de retroceso"). Las definiciones al respecto, tal vez merezcan la atención de especialistas en el tema.

El drift estratificado está ejemplificado por los extensos depósitos de planicies glacialfluviales que cubren el fondo de la depresión de El Bolsón. Cortes naturales de los mismos pueden observarse flanqueando los cursos de los ríos actuales. El mejor ejemplo sin embargo, se halla ubicado fuera de la zona de trabajo, en un corto artificial sobre la ruta n° 258, un kilómetro al sur del desvío hacia El Maitén. Se observan allí más de 70 m expuestos (base cubierta), de bloques, gravas, arena y lentes de arcilla, perfectamente estratificados, en bancos de espesor variable entre 1 y 3 m; en general presentan escasa diagénesis. Resulta evidente que estos afloramientos formaron en el Pleistoceno, una planicie agradacional continua, extendida entre el Cordón Serrucho-Cerro Piltriquitrón por un lado, y los contrafuertes montañosos occidentales por el otro, que cubrió por completo la Loma del Medio y el paraje de Mallín Ahogado. Esta gran planicie ha sido retrabajada y destruida casi por completo por la red de avenamiento actual. Otra gran planicie glacialfluvial, menos remodelada por la erosión que la anterior, es aquella observada en el curso del río Foyel.

Se observaron sedimentos varvados en la desembocadura del arroyo Lindo y en la zona inmediatamente al sur del mismo; también se los encuentra sobre la Loma del Medio (Cascada Escondida).

La información recogida no permite correlacionar estas acumulaciones con aquellas del área de San Carlos de Bariloche o Esquel (Flint y Fidalgo, 1968). Se supone que corresponden al último estadio glacial.

Sedimentos aterrazados

En las márgenes del río Quemquemtreu se observan por lo menos dos niveles aterrazados, localizados respectivamente a 2 y 8 m sobre el nivel del curso del río. Sobre el inferior, se levanta la ciudad de El Bolsón.

Estos niveles se hacen bien notables inmediatamente al norte de la estación de Salmonicultura y se pueden seguir hasta el nacimiento del río o aún más, por el curso del arroyo Los Repollos, ya fuera de la zona.

La granulometría oscila entre bloques y partículas, con predominio de los tamaños grava y arena; no se han podido referir los mismos a depósitos aluviales o glaciales.

Sedimentos aluviales

Se agrupan aquí los depositados por la acción del agua y que ocupan las planicies de inundación de los valles y márgenes de los lagos (deltas).

La granulometría de éstos sedimentos es muy variable, desde bloque hasta limo, pasando por los de granulometría intermedia.

Los sedimentos finos son más notorios en aquellos cursos donde la corriente de agua es menos activa: ríos Manso, Foyel, etc. Las granulometrías gruesas predominan en los cursos afluentes de los anteriores, que bajan de las cumbres aledañas, donde la competencia de las aguas es mayor.

Agradecimientos

Los autores agradecen al Dr. E. F. González Díaz por la lectura crítica del manuscrito, por su amplio apoyo y experimentado consejo.

Lista de trabajos citados en el texto

- Bertels, A., 1979. *Foraminíferos (Protozoa) y ostracodos (Arthropoda) de las "Lutitas del Río Foyel" (Oligoceno) de la cuenca de Niriuhau, provincia de Río Negro, República Argentina*. Inédito.
- Cazau, L., 1972. *Cuenca de Niriuhau-Norquinco-Cushamen*. En: Geología Regional Argentina, ed. A. F. Leanza. Acad. Nac. Ciencias Córdoba: 727-740. Córdoba.
- Flint, R. F. y F. Fidalgo, 1968. *Drift Glacial al este de los Andes, entre Bariloche y Esquel*. Inst. Nac. Geol. Minería, Bol. N° 119. Buenos Aires.
- González Bonorino, F., 1944. *Descripción geológica y petrográfica de la Hoja Geológica 41 b, Río Foyel (Río Negro)*. Dir. Min. Geol. Hidrog., Bol. N° 56. Buenos Aires.
- 1973. *Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Llao-Llao*. Fund. Bariloche, Dpto. Rec. Nat. Energ., Publ. N° 16. Buenos Aires.
- 1974. *La Formación Millaqueo y la "Serie Porfirítica" de la Cordillera Nordpatagónica: Nota preliminar*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXIX (2): 145-154. Buenos Aires.
- 1979. *Esquema de la evolución geológica de la Cordillera Nordpatagónica*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXXIV (3): 184-202. Buenos Aires.
- González Díaz, E. F., 1974. *Informe preliminar de la Hoja Geológica 39 a (Portezuelo de Puyehue), provincia de Neuquén*. Serv. Geol. Nac. (Inédito).
- 1976. *Hoja 39 b (Lago Traful), mapa geológico escala 1: 100.000*. Serv. Geol. Nac. (Inédito).
- 1978. *Estratigrafía del área de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 40°30' y 41° de latitud Sur (provincia de Neuquén)*. VII Cong. Geol. Arg. (Neuquén), Actas I: 525-537. Buenos Aires.
- 1979. *La edad de la Formación Ventana en el área al norte y al este del Lago Nahuel Huapi*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXXIV (2): 113-124. Buenos Aires.
- González Díaz E. F. y F. Nullo, 1980. *Cordillera Neuquina*. En: Geología Regional Argentina, II, Acad. Nac. Ciencias Córdoba, 1090-1147, Córdoba.
- González Díaz, E. F. y J. V. Valvano, 1978. *Plutonitas graníticas cretácicas y neoterciarias entre el sector norte del Lago Nahuel Huapi y el Lago Traful (provincia de Neuquén)*. VII Cong. Geol. Arg. (Neuquén), Actas I: 227-242. Buenos Aires.
- González Díaz, E. F. y M. A. Zubia, 1980 a. *La supuesta "Serie del Piltriquitrón" de la Sierra Chata: su edad y la de sus "plutonitas asociadas"*. Rev. Soc. Geol. Arg., XXXV (2): 183-186. Buenos Aires.
- 1980 b. *Un nuevo afloramiento del Terciario inferior continental (= Formación Norquinco) en el Cerro Pitriquirón, suroeste de Río Negro*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXXV (2): 203-207. Buenos Aires.
- Greco, R., 1975. *Descripción geológica de la Hoja 40 a- Monte Tronador, provincias del Neuquén y Río Negro*. Serv. Geol. Nac., Sector Docum. (Inédito).
- Herrero, J. C., 1977. *Informe preliminar de parte de los mosaicos 4172-IV-B1, B2, C1, C2. Proyecto 15 AL Lago Mascardi y 15 AM El Bolsón*. Serv. Min. Nac., Plan. Patagonia-Comahue. Inédito.

- Lizuain, A., 1979. *La edad de las sedimentitas del cerro Plataforma, provincia del Chubut*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXXIV (1): 69-72. Buenos Aires.
- 1980. *Las Formaciones Suprapaleozoicas y Jurásicas de la Cordillera Patagónica. Provincias de Río Negro y Chubut*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXXV (2): 174-182. Buenos Aires.
- Marin, G., 1979. *Geología del Cerro Pirque, provincia del Chubut*. Fac. Cs. Exact. Nat., Dpto. Cs. Geol., tema Licenciatura. Inédito.
- Ljünger, E., 1930-32. *Geologische Aufnahmen in der Patagonischen-Kordillera*. Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, XXIII: 203-242. Upsala.
- Petersen, C. y F. González Bonorino, 1947. *Observaciones geológicas en el Chubut Occidental*. Rev. Asoc. Geol. Arg., II (3): 177-227. Buenos Aires.
- Piatnitzky, A., 1944. *Reconocimientos geológicos efectuados durante el tercer año de exploración carbonífera en la zona Bariloche-Esquel*. Ciencias Geol. N° 1, Nota N° 901, Yac. Carb. Fiscales. Inédito.
- Pothe de Baldis, D., 1979. *Estudio palinológico del Proyecto 15 AM (El Bolsón), provincia de Río Negro*. Serv. Geol. Nac., Sector Documentación, Carpeta N° 982, Inédito.

Recibido: 4 diciembre, 1980.

MARIO ZUBIA

Servicio Minero Nacional
Plan Patagonia - Comahue
Comodoro Rivadavia

EL BASAMENTO DE LA ISLA MARTIN GARCIA RIO DE LA PLATA

LUIS DALLA SALDA

Resumen

El trabajo constituye una caracterización petrológica del basamento cristalino aflorante en la isla Martín García (Río de la Plata superior). Se dan a conocer nuevas edades radiométricas y un esquema evolutivo del Precámbrico allí presente.

Introducción

El presente trabajo tiene como finalidad contribuir al conocimiento de la petrología y edad del basamento cristalino aflorante en la isla Martín García (Río de la Plata superior). Es esta región, conjuntamente con Tandilia, donde aflora el conjunto de rocas más antiguas del país, motivo de distintos estudios geológicos desde la época de Darwin y D'Orbigny.

Es de destacar que se estudió la geología de la isla por considerarla importante, debido a su posición geográfica, para futuras interpretaciones regionales del basamento cristalino argentino y sus vinculaciones tectonotérmicas con el resto de la Plataforma Sudamericana y otras masas sialicas antes ligadas a ella.

Cabe señalarse que este trabajo constituye un resumen del capítulo dedicado al basamento de la isla Martín García del trabajo "Geología y petrología del basamento cristalino en las áreas del cerro El Cristo e isla Martín García" que fuera presentado como Tesis doctoral en 1975 en la Universidad Nacional de La Plata.

Trabajos previos realizados

Han sido pocas las contribuciones efectuadas al conocimiento de la isla Martín García, son Heusser y Claraz (1863) quienes hacen una de las primeras referencias de la existencia de basamento cristalino en

Abstract

In this paper an attempt has been made to characterize the petrological features of the crystalline basement of Martín García Island (upper La Plata River). New radiometric data is presented as well as the evolutive tecto-metamorphic schedule of the precambrian rocks of the island.

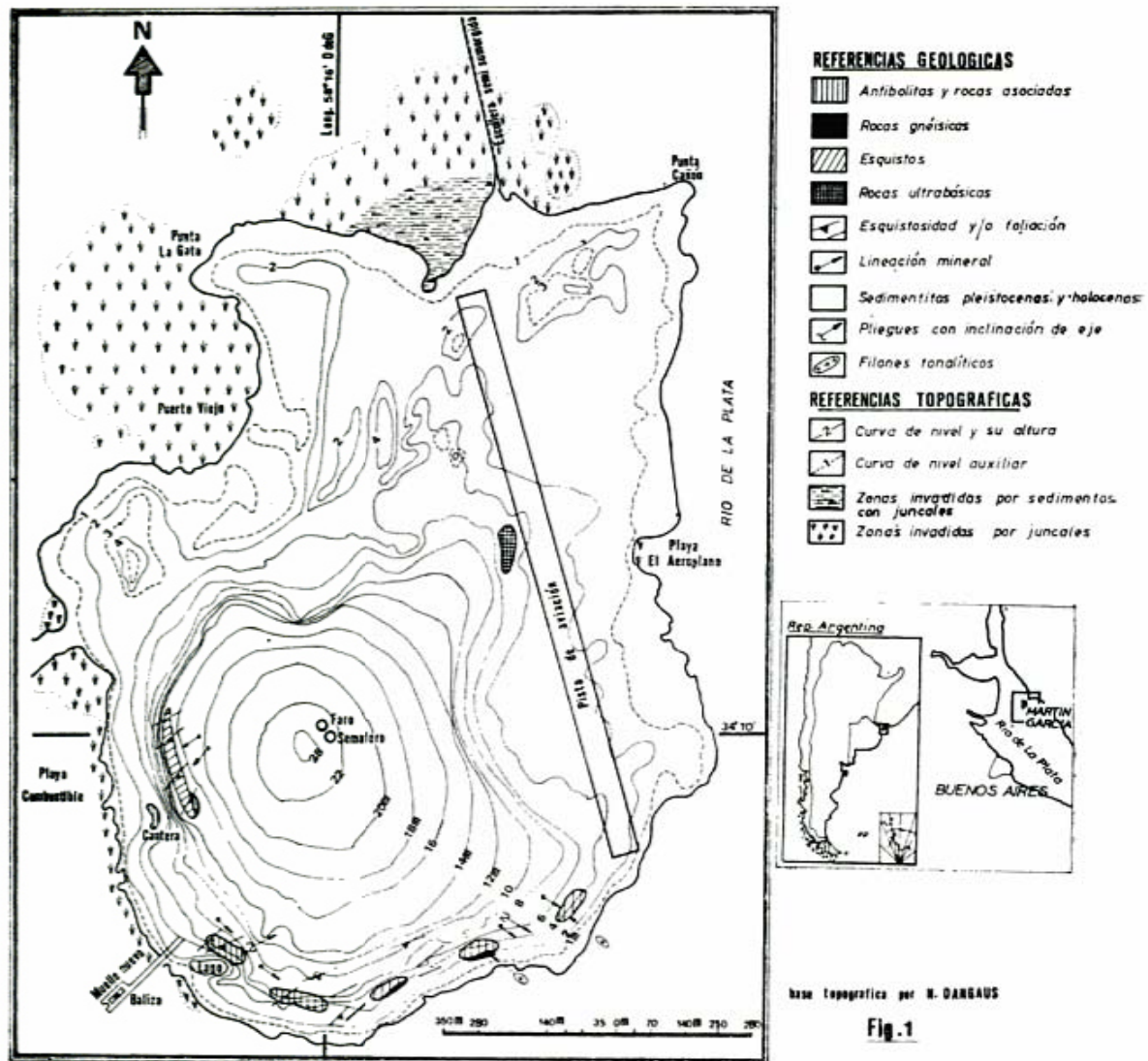
la isla, indicando la presencia de rocas que denominaron "gneis granito", correlacionándolo con similares tipos litológicos que se presentan en la cercana costa uruguaya.

Posteriormente Francke (1875) y Stelzner (1923), especialmente este último en un capítulo dedicado a las observaciones petrográficas de lo que designó como "terreno arcaico", describen dioritas augíticas para la isla, comparando estas rocas con muestras similares de Valle Fértil, sierra de La Huerta. Este último autor refiere que las rocas de estas dos localidades forman, de acuerdo con la cantidad y tipos mineralógicos presentes, una serie de variaciones cuyos extremos podrían ser clasificados como dioritas y gabros hornblendíferos.

Asimismo, Romberg (1894) indica que las rocas de la isla fueron descritas como dioritas uralíticas por los autores antes citados; por su parte describe rocas de esta localidad clasificándolas como "gabros olivínicos", mencionando que se encuentran reemplazados por agregados de serpentina y talco y que existen zonas de hornblenda y tremolita.

Ubicación y características fisiográficas más sobresalientes

La isla Martín García se encuentra ubicada inmediatamente al sur de la desembocadura



cadura del río Uruguay, dentro ya del ambiente del Río de la Plata superior y cercana al límite sur del delta de los ríos Paraná y Uruguay. Distante 37,5 km de la costa argentina y 3,5 km de la uruguaya, se encuentra a 46 km en línea recta, de la ciudad de Buenos Aires (Figura 1).

Tiene forma rectangular ligeramente elíptica, alargada en sentido norte sur, diseño quizás controlado por la estructura del basamento cristalino. Cubre una superficie de aproximadamente 168 hectáreas y constituye la más elevada del ambiente deltaico rioplatense ya que la apreciable diferencia de desnivel (25 m sobre el nivel del río) la hace destacar desde la distancia.

Sus costas están constituidas por playas naturales poco desarrolladas, usualmente de gravas o guijas de rocas del basamento cristalino o, menos comúnmente, de sedimentos finos más modernos.

Según el Derrotero Argentino está circundada al este por el Canal del Infierno, al norte por el Canal del Este y el sur por el Canal Buenos Aires.

Existen en la isla algunas canteras elaboradas sobre el basamento cristalino, que tiempo atrás fueron explotadas; hay también un arenal de arena blanca desvinculado de los depósitos fluviales actuales.

Geología local

La isla Martín García consiste en un pequeño remanente de rocas ígneas y metamórficas del basamento cristalino precámbrico, casi totalmente cubierto por sedimentos pleistocénicos y holocénicos.

El basamento consiste en una serie de rocas metamórficas, representadas especialmente por anfibolitas, a las que acompañan

gneises y esquistos, rocas que en oportunidades muestran fenómenos de migmatización e intrusión de escasos y pequeños filones graníticos, usualmente discordantes con las estructuras planares de las metamorfitas. Estas rocas aparecen principalmente en el sector sur de la isla, en afloramientos aislados o en grupos que no superan los 50 a 100 m de longitud en los sectores costeros SO, S y SE. Por último se destaca en la parte central de la isla, inmediatamente al oeste de la pista de aterrizaje, el afloramiento de rocas ultrabásicas.

Sobre las rocas del basamento cristalino se apoya discordantemente una sucesión sedimentaria pleistocénica de espesor y composición variables. En algunos sectores, especialmente al sur, el pleistoceno se inicia con un conglomerado de clastos angulosos de rocas del basamento de tamaño guija a guijón, entre los que se destacan los de composición anfibólica y de cuarzo de vena, de formas redondeadas a subredondeadas. Esta psefita, que se acuña hacia el este, aparentemente es lentiforme y posee variaciones granulométricas de los fenoclastos, mientras que la matriz pelítica y rojiza, se hace en partes más clava y arenosa. En sectores, este conglomerado se encuentra bien cementado por calcáreo (entoscamiento). El entoscamiento se concentra a lo largo de los planos de estratificación que limitan capas usualmente cuneiformes. Por encima continúan entre 1 y 3 m de limos arcillosos castaño rojizos oscuros en parte arcillo-arenosos con escasos planos de estratificación mal definidos y discontinuos. Estas sedimentitas y su conglomerado basal se asignan provisoriamente al Ensenadense. Sobre ellos se desarrollan el suelo húmico característico de las regiones altas y bien drenadas de la provincia de Buenos Aires.

Al noreste de la isla, cerca de la pista de aterrizaje, fue observado sobre el basamento cristalino, un afloramiento correspondiente a psamitas de tipo areníticas con restos fosilíferos de bivalvos y gasterópodos que posiblemente correspondan a facies semejantes a los depósitos provocados por el mar querandinense en el continente.

El basamento cristalino

Las rocas, relaciones de campo y petrografía

En los afloramientos de basamento cristalino es posible reconocer la presencia de

seis tipos litológicos principales que se encuentran en áreas más o menos delimitadas (Figura 1):

1. Metabasitas y metaultrabasitas (anfíbolitas);
2. Esquistos (en parte inyectados);
3. Gneises;
4. Migmatitas;
5. Rocas filonianas y movilizados granitoides;
6. Rocas ultrabásicas.

Proponemos que estos tipos litológicos, correspondientes todos al Precámbrico, sean reunidos bajo la denominación de Complejo Martín García. Es de señalar que en el mismo predominan las rocas señaladas en primer término, acompañándolas esquistos y gneises con incipiente migmatización y atravesados por escasos y delgados filones graníticos leucocráticos. Finalmente se describe las rocas de un cuerpo ultrabásico (wehrlítico) que se encuentra aislado de los afloramientos de los tipos litológicos antes señalados.

1. Metabasitas y metaultrabasitas

Este grupo litológico es el que está mejor representado y tiene mayor distribución en el área de estudio (especialmente en el sector sur). Se caracteriza por potentes capas de rocas básicas de tipo ortoanfíbolitas de colores grises verdosos oscuros, grano medio, en las que se distinguen segregaciones de plagioclasas y cuarzo concentradas en zonas venosas y relictos xenolíticos de bordes limitados o difusos de una anfíbolita anterior, más oscura y de distinta textura respecto a la que la contiene.

En zonas se observaron concentraciones de mafitos (especialmente anfíbol) de formas lenticular y de hasta 2 m de espesor, asociadas a las anfíbolitas, que se denominaron metaultrabasitas (rocas M9, M9 bis y M12) ya que muy posiblemente corresponden al producto del metamorfismo regional dinamotérmico de rocas ultrabásicas de tipo piroxénicas o anfibólicas.

En algunos sitios como por ejemplo en los afloramientos localizados inmediatamente al este del muelle nuevo las rocas básicas tienen franca apariencia gábrica, ya que se trata de anfíbolitas de grano grueso casi totalmente desprovistas de esquistosidad o lineación (estructura maciza). No obstante, fue posible medir en dichas rocas algunas

trazas de estructuras planares que corresponden a los valores regionales de la isla. Las mismas anfíbolitas macizas, y otras algo más esquistosas con las intercalaciones de las ultrametabasitas antes señaladas, siguen con rumbo E-O, en otros grupos de afloramientos, a lo largo de la costa sur.

En la zona de las metabasitas se encuentran también escasos bancos de rocas esquistosas o micáceas y gneises graníticos, ambas rocas con signos de incipiente migmatización. Estas rocas, al igual que las metabasitas, aparecen generalmente lentiformes, marcando el complejo estilo deformacional que muestra todo el basamento de la isla.

Al microscopio las rocas se muestran compuestas por una plagioclasa intermedia a básica y un anfíbol poco coloreado, acompañados por cantidades menores de clorita y epidoto; el cuarzo es escaso y los principales accesorios son opacos. En las variedades que denominaremos metaultrabasitas la plagioclasa está ausente, encontrándose estas rocas enriquecidas en anfíbol, epidoto y clorita (véase modas Cuadro 1).

Texturalmente, existen variaciones desde los tipos granoblásticos gruesos sin orientación que denominamos "gabroides" hasta otros de franca textura nematoblástica. La textura es principalmente granoblástica en los sectores de naturaleza plagioclásica, y se hace de tipo decusado en aquellos tipos rocosos muy ricos en anfíbol como sucede en las metaultrabasitas. Algunas muestras no son homogéneas en la distribución de los minerales presentando zonas de enriquecimiento ya sea de plagioclasa o anfíbol.

La plagioclasa, el principal félsico de estas rocas, tiene composición labradorítica (An 48 a An 52), y se presenta con formas ideoblásticas a xenoblásticas, macladas según las leyes de albita, karsbad y periclino. En algunos cristales las maclas se encuentran poco definidas. En las variedades gabroides, se observó en los individuos de plagioclasa un mejor desarrollo del clivaje, asociado a una incipiente granulación por fracturación. Estos feldespatos se encuentran transformados parcialmente en finos agregados de distintas composiciones, donde muchas veces es difícil separar los minerales que corresponden a alteración de aquellos que se deben a posibles reemplazos metasomáticos sin o post-cristalinos y hasta de las inclusiones que se han preservado durante la blastesis, por lo que se agruparán en un conjunto que denominaremos colectivamente como "transformaciones secundarias" y que comprendería:

maciones secundarias" y que comprendería:

1. Finos agregados de minerales de las arcillas.
2. Finos agregados de minerales de las arcillas y epidoto.
3. Finos agregados de minerales de las arcillas y sericita.
4. Sericita y muscovita.
5. Epidoto y clorita.
6. Epidoto, clorita y calcita.

Es posible que los tipos 1 a 3 correspondan a transformaciones por alteración meteórica, mientras que los restantes obedezcan a transformaciones sufridas por reemplazos metasomáticos en condiciones de metamorfismo retrógrado y/o hidrotermalismo.

Los anfíboles de las metabasitas y metaultrabasitas están representados por individuos de colores verde pálido y comúnmente poco pleocróicos; los que presentan esta característica en forma más destacada presentan la siguiente fórmula: x: verde pálido; y: verde amarillento claro y z: verde oliva pálido. Su ZC varía entre 12 y 20 grados. Generalmente tienen mal desarrolladas las caras pinacoidales, tratándose de individuos prismáticos alargados hasta fibrosos. En algunas rocas existen dos generaciones diferenciables por su tamaño, los menores se encuentran también como inclusiones dentro de las plagioclasas con un tamaño medio entre 0,1 y 0,2 mm, los otros se encuentran como porfiroblastos o cristaloblastos mayores de la matriz con un tamaño entre 0,6 y 1,5 mm. Se observaron inclusiones de anfíbol en porfiroblastos del mismo mineral, aparentemente de igual composición. Es poco frecuente observarlos maclados y cuando lo están, revelan una ley de tipo polisintética. Se los halló incluidos en cristaloblastos de plagioclasa e inversamente se determinaron inclusiones de plagioclasa en anfíbol, semejando texturas blastoofíticas. En general, se encuentran libres de transformaciones secundarias, excepto para las rocas gabroides de la zona cercana al muelle donde los anfíboles muestran una parcial cloritización en perinna.

Es de destacar, que en todas las anfíbolitas estudiadas y en los derivados de las ultrabásicas, no se encontraron diferencias apreciables en sus propiedades ópticas, por lo que se presumen de composición muy semejantes. Esta composición es de tipo tre-

molítica, del grupo tremolita-actinolita-ferroactinolita (Deer *et al.*, 1963), debido a sus fórmulas de pleocroísmo, 2V y birrefringencia. Es posible que de esta serie correspondan a aquellos con menor cantidad de hierro, debido a ser débilmente coloreados, y con mayor contenido de magnesio y calcio por su paragénesis.

Cabe acotar finalmente que el pálido color que casi invariablemente presentan estos mafitos, no parece corresponder al alto grado metamórfico alcanzado por las rocas y revelado por el relativamente alto contenido en anortita de las plagioclasas, por lo que parece independiente del grado, lo que contrasta con el fuerte color y pleocroísmo de los anfíboles de gneises y esquistos vecinos.

En los distintos tipos de metabasitas y metaultrabasitas, son comunes los minerales del grupo de los epidotos, con predominio de los de tipo zoisita o clinozoisita sobre las variedades pistacíticas. Se encuentran como individuos incoloros a verdosos muy pálidos, de birrefringencia baja, algunas veces anómala y muy ocasionalmente ortita castaña. Su hábito es variado, presentándose usualmente como individuos prismáticos idioblásticos, muchas veces alargados (hasta 10 veces su ancho), granulares xenoblásticos o subidioblásticos con caras basales mal formadas. Es asimismo común encontrarlos como inclusiones dentro de estos feldespatos o como finos reemplazos asociados con clorita y calcita. Se han observado núcleos de magnetita, incluidos en plagioclasa, rodeados por una corona de epidoto granular y anfíbol. El tamaño de los cristaloblastos oscila entre 0,1 y 0,8 mm, siendo más frecuentes los tamaños entre 0,1 y 0,3 mm. En la muestra M1 se determinaron núcleos de zoisita con bordes de ortita.

Son frecuentes también los minerales del grupo de las cloritas que se encuentran ya sea como escamillas intersticiales independientes (generalmente entre los anfíboles), o como reemplazo de los mismo anfíboles o plagioclasas. Las hay de birrefringencia anómala de tipo pennina, y de tipo clinocloro o proclerita. La forma más frecuente de encontrarlas es como reemplazo parcial o total de los anfíboles.

Entre los accesorios se destacan pequeños cristales anedrales de cuarzo de extinción ondulatoria, generalmente libres de inclusiones e intersticial, gránulos de apatita, escasos opacos (generalmente magnetita) y muy escaso zircón.

2. Esquistos, en parte inyectados

Este grupo de rocas se encuentra representado en la región central y este de la isla, pero además se presenta como pequeñas intercalaciones en la zona de las anfibolitas del sector sur. Se trata de esquistos biotíticos cuarzo-feldespáticos, parcialmente migmatizados, en los que se observan porfiroblastos de feldespatos de hasta 1 cm de desarrollo y lentes cuarzo feldespáticas de hasta 10 cm de espesor y concordantes con la esquistosidad; su composición es muy similar a la de las rocas migmatíticas intercaladas en las metabasitas. El rumbo general de la esquistosidad es de N 210° inclinando entre 40 y 70 grados al sudeste. Poseen, asimismo, una fuerte lineación mineral (micas y agregados cuarzo-feldespáticos) paralela al rumbo de la esquistosidad.

Existen sectores en los que estas rocas tienen aspecto más gnéisico debido a aumentos en el tamaño de grano y a una mayor proporción de félsicos. Asimismo, fueron observadas fajas de 20 a 30 cm de espesor, en los que se advierte una particular concentración de porfiroblastos de feldespatos (plagioclasas, menos comúnmente microclino). Estos esquistos, ricos en biotita, presentan en forma concordante lentes de hasta 50 cm de largo de composición granítica que deforman localmente los planos de esquistosidad. La presencia de estos lentes cuarzo feldespáticos y de porfiroblastos de similar composición, es la que confiere a la roca aspecto de rocas migmatíticas de tipo embrecíticas.

Las muestras estudiadas se resuelven al microscopio como rocas con franca textura lepidoblástica en la matriz, que en parte se hace porfiroblástica por la blastesis de ideoblastos de hasta 2 mm de plagioclasas que han recrystalizado estáticamente y englobado diablasticamente una matriz más fina. Esta matriz es, menos comúnmente granoblástica cuando la roca se empobrece en biotita.

La plagioclasa es el mineral más abundante presentándose como cristaloblastos de tipo andesínicos con zonación. Usualmente existe muy poca diferencia en la composición del núcleo respecto de la de los bordes, el núcleo es más básico y contiene alrededor de 14 % más de anortita que las zonas externas. Se observaron dos grupos de plagioclasa distinguibles por su tamaño. Uno (el más abundante) constituye parte fundamental en la matriz de los esquistos y presenta un tamaño medio entre 0,1 y 0,3 mm; el

otro forma porfiroblastos de tamaño medio 5 mm. No se reconocieron diferencias composicionales entre los dos tipos, excepto localmente para pequeños cristales de la matriz que se encuentran bordeando cristaloblastos de microclino donde se determinó la presencia de albita granular de génesis aparentemente posterior a las plagioclasas más cálcicas. Se destaca que los porfiroblastos tienen formas más idioblásticas que los individuos formadores de matriz, mientras que la albita granular es completamente xenoblástica. El conjunto de plagioclasas descripto se encuentra fresco, con escasos reemplazos sericiticos maclados según las leyes habituales.

La biotita sigue en abundancia a la plagioclasa, en cristaloblastos y porfiroblastos laminares subidioblásticos de colores castaños (Z: castaño oscuro; Y: castaño oscuro y X: castaño amarillento claro). Existen al igual que en las plagioclasas, dos poblaciones diferenciables por su tamaño: los cristales menores (aprox. 0,2 mm) conforman parte de la matriz y marcan los planos de esquistosidad, mientras los mayores constituyen porfiroblastos de hasta 2 mm de tamaño y se encuentran dispuestos según los planos de esquistosidad o independientes de ellos.

Los anfíboles del grupo de las hornblendas son también componentes comunes de los esquistos, se presentan en cristaloblastos de colores verdosos y pleocroicos según: Z: verde pálido; Y: verde oliva y X: verde amarillento. Comúnmente muestran el clásico hábito prismático alargado según el eje C, con mal desarrollo de las caras basales. Se encuentran preferentemente asociados a biotita y por consiguiente a los planos de esquistosidad. El tamaño medio de los mismos corresponde al tamaño medio de la matriz.

En forma muy subordinada se encontraron cristales xenoblásticos y agregados policristalinos lenticulares de cuarzo con extinción ondulatoria y microclino en forma intersticial o reemplazando parcialmente a las plagioclasas, semejando antipertitas.

Existen, asimismo, finas venillas de cloritas que reemplazan parcial o totalmente a la matriz y reemplazos parciales de clorita en los anfíboles. Como accesorios se destacan escasos zircones redondeados y opacos.

3. Gneises

Estas rocas se encuentran restringidas al sector más austral de la isla. Se trata de

rocas de colores grisáceos débilmente foliadas, de grano medio a grueso y de tipo biotíticas. Estos gneises se encuentran muy meteorizados superficialmente por lo que los afloramientos están parcialmente arenizados y con aspecto de "rocas aborregadas".

La foliación, usualmente pobremente desarrollada, tiene mucho N 220 grados con fuertes inclinaciones al SE y NO. A estas rocas se las puede encontrar también asociadas a esquistos y anfíbolitas.

Al microscopio se resuelven como rocas de textura grano a lepidoblásticas (esta última obedece a la presencia de abundante mica castaña) con signos de ligera cataclasis.

La plagioclasa es el mineral más abundante (sobrepasa el 50 %, ver modas cuadro 1). Se trata de individuos zonados de composición andesina ácida en los núcleos y oligoclasa básica en los bordes. Los núcleos más básicos se encuentran alofanizados y con un mayor número de inclusiones que los rebordes. Estas plagioclasas son de norma de sub a idioblásticas y de tamaños de hasta 2 y 3 mm. Algunos individuos muestran pequeños parches de microclino que dan aspecto antipertítica a la plagioclasa que los contiene.

La biotita sigue en abundancia a la plagioclasa y es de color castaña oscura y pleocroica. Se encuentra en escamas de hasta 2 mm asociada a hornblenda y epidoto.

El cuarzo es también abundante, límpido y de extinción ondulatoria. Tiene un tamaño medio de 0,2 mm y es xenoblástico, presentándose en individuos aislados o en agregados lenticulares hasta venosos; los agregados policristalinos muestran los individuos con contactos continuos y netos, raramente suturales.

Se destacan, entre los minerales coloreados, prismas subideoblásticos de anfíboles pleocroicos (castaño amarillento claro, verde oliva oscuro y castaño verdoso) que han sido clasificados dentro del grupo de las hornblendas. Acompaña a la biotita y el anfíbol epidotos de tipo pistacíticos (a diferencias de los que presentan las rocas básicas que son zoisíticos o clinozoisíticos), que se encuentran como individuos xenoblásticos granulares de color verde pálido a incoloros y fracturados; usualmente se presentan cuando existe una zona de enriquecimiento en biotita y hornblenda.

Como accesorios se encuentran escasos cristales de titanita y apatita.

4. Migmatitas

Las rocas metamórficas (esquistos y gneises) muestran a menudo secciones de las mismas con signos mesoscópicos de diferenciaciones leucocráticas. Estos diferenciados o neosomas son principalmente de tipo ofálticos, Mehnert (1968), dando rocas de tipo embrechíticas en el sentido de Jung y Roqués (1952), o consistentes en folias concordantes con las superficies "s" de las metamorfitas, o menos frecuentemente venaciones poco potentes que le confieren a las rocas un aspecto epibolítico o diadisítico. En oportunidades estas rocas dan idea de "esquistos inyectados". Estos diferenciados leucocráticos se encuentran constituidos por cuarzo y feldespatos, con porfiroblastesis en individuos aislados o en agregados policristalinos.

De acuerdo con las características antes citadas y en base a la poca frecuencia que se presentan los diferenciados claros y a lo observado microscópicamente, entendemos que estas rocas han sufrido una migmatización incipiente. Finalmente cabe señalar que en la zona de los esquistos se hallaron lentes de composición granítica que deformaban localmente la esquistosidad de las rocas que las contenían, lentes que se encuentran enriquecidas en félsicos respecto a las rocas de caja, pero que conservan los mismos minerales metamórficos oscuros.

Microscópicamente las rocas muestran una textura porfiroblástica a granoblástica. Las variedades embrechíticas tienen una matriz granoblástica hasta lepidoblástica. Se observa en general una fuerte porfiroblastesis de plagioclasa y microclino y penetración venosa de cuarzo y microclino. Los sectores que se podrían considerar paleosomáticos presentaban biotita, hornblenda, epidoto, plagioclasa y con dudas cuarzo, son frecuentemente esquistosos —dado por la orientación de la biotita— hasta foliados de tipo gnéisico. Los sectores de neosoma se encuentran constituidos por plagioclasa, microclino, cuarzo y epidoto.

La plagioclasa constituye matriz y porfiroblastos y se muestra zonada con núcleos An 30, borde An 22 y núcleo An 28 y borde An 20. El microclino es de tipo perítico con un 2V que varía entre 60 y 70 grados, se lo encuentra constituyendo porfiroblastos de hasta 1 cm y en forma intersticial. Este microclino reemplaza a la plagioclasa llegando a constituir formas semejantes a las antiperitas. Frecuentemente

bordeando los porfiroblastos de plagioclasa y/o microclino se encuentran finos agregados granulares de un mineral de bajos índices y birrefringencia que podría corresponder a albita. En estas zonas es común que también se desarrollen estructuras de tipo mirmequíticas. En forma accesoria se observan muscovita, apatita y zircón.

5. Rocas filonianas y movilizados granitoides

En los afloramientos de basamento de la isla es posible advertir la presencia de pequeños cuerpos filonianos ácidos, usualmente discordantes con bajo ángulo respecto a la foliación y/o esquistosidad de las rocas y lentes concordantes con esas estructuras planares, también de composición ácida, que parecieran corresponder a la intrusión sincinemática de movilizados granitoides.

En general todas estas rocas son granudas, de colores grises claros a medianos y leucocráticas.

Entre los cuerpos filonianos menores, que se localizan preferentemente en el área sur de los afloramientos, se destacan los de composición diorítica a tonalítica (véase modas Tabla 1). Son francamente leucocráticos, de grano medio —2 a 3 mm— y de texturas granudas alotriomorfas seriadas hasta aploides. Están compuestos esencialmente por plagioclasas azonales y zonales, todas alteradas en alófano y sericita, salvo los rebordes zonales que son límpidos. Por lo expuesto, la determinación mineral es difícil, ya que los bordes límpidos carecen habitualmente de maclas; con todo, en algunos casos se pudieron apreciar ángulos de extinción de tipo andesínicos.

Se observan, saltuariamente, dentro de las mismas plagioclasas, cristales bien formados de muscovita. Acompaña a la plagioclasa escaso cuarzo en individuos aislados o intersticiales, límpidos, xenomórficos y de extinción normal.

La biotita es componente común en estas rocas; se la encuentra en muy escasa cantidad y en variedades castaño oscuro y poco pleocróica como en la muestra GRI o de colores rojizos y más pleocróica y parcialmente reemplazada por clorita como en GR2. En forma accesoria aparecen titanita y opacos.

Dentro de la zona de esquistos, aparecen como lentes, los que denominamos "movilizados granitoides" que se han intruido en

los esquistos deformando sus superficies "s". Se encuentran compuestos por cristaloblastos de plagioclasa ácida de tipo oligoclasa, algunos zonados con núcleos andesínicos, que presentan formas ideomórficas a subidiomórficas y constituyen a menudo porfiroblastos. El resto, de textura granoblástica uniforme, es un mosaico de grano medio de oligoclasa, cuarzo y biotita castaña pleocróica. Intersticialmente y reemplazando parcialmente a los porfiroblastos de plagioclasa, aparece microclino. Este último se encuentra también formando escasos porfiroblastos generalmente de menor tamaño que los de plagioclasa. Como alteración se destaca la muscovitización de las plagioclasas y en forma de accesorio muy escaso zircón y minerales opacos.

6. Rocas ultrabásicas

En la región central de la isla, inmediatamente al oeste de la pista de aterrizaje y por un trecho de unos 100 m, aflora una roca de color gris verdosa oscura, de grano grueso y muy alterada, que está atravesada por numerosas venas calcíticas. Es de hacer notar que no se observaron en la zona las relaciones de contacto de esta roca con las correspondientes al basamento cristalino.

Al microscopio la roca presenta textura granuda, modificada por la aparición de

abundantes venas calcíticas y de sílice (calcedonia) y un fuerte reemplazo serpentínico-clorítico, por lo que el único mineral primario que persiste es un piroxeno de tipo augítico, color rosado pálido que muestra buen desarrollo de clivaje y zonación. Se observan las formas originales de primitivos minerales prismáticos equidimensionales, totalmente reemplazados por un agregado de minerales cloríticos y serpentínicos, que aparentemente corresponden a olivinas alteradas. Estos agregados de serpentina presentan segregados abundantes minerales opacos.

Los agregados de piroxeno y las serpentinas-cloritas adoptan en conjunto una forma lenticular o en ojos encontrándose rodeados por las venas calcíticas, situación que parece indicar una deformación por cataclasis de la roca con anterioridad a los reemplazos.

Si las olivinas fueran realmente los componentes primarios de estas rocas, se las podrían clasificar como peridotitas de tipo piroxénicas (wehrlita?).

Finalmente es de destacar que se efectuó un análisis químico (LEMIT) por espectrofotometría de una muestra del cuerpo con el fin de conocer su contenido en elementos minoritarios de interés económico con el siguiente resultado: Cu: 0,02 %; Co: 0,05 %; Ni: 0,4 %; Zn: 0,01 %; Mn: 0,3 %. Estos datos además confirman su filiación ultrabásica.

CUADRO 1. — Modas de metabasitas y metaultrabasitas *

Muestra nº	M1	M2	M8	M15	M6	M12	M9
% Plagioclasa	56,1	61,0	30,6	12,0	42,2	—	—
% Anfíbol	41,0	32,6	63,0	84,0	53,0	71,7	87,3
% Epidoto	0,5	2,0	5,3	3,8	3,8	7,4	4,1
% Clorita	1,4	2,8	1,0	—	—	20,6	8,6
% Cuarzo	0,5	1,0	1,0	Tz	1,0	—	—
% Accesorios	0,5	0,6	Tz	0,2	Tz	0,3	Tz
% An en plagioclasa	52	60	62	56	48	—	—

M12 y M9 metaultrabasitas. En la muestra M12 acompañan a la clorita un fino agregado de sericita con algo de anfíbol.

Modas de esquistos, gneises y filonianas

Muestra nº	E1	E2	M4	M5	GN1	GN2	GRI	Gr2
% Plagioclasa	66,9	60,7	59,4	60,7	57,0	47,0	78,0	98,0
% Cuarzo	3,0	1,2	14,5	16,6	11,6	36,0	21,0	Tz
% Feld. potásico	0,4	Tz	0,9	Tz	Tz	0,5	—	—
% Biotita	19,0	30,3	10,6	18,3	22,4	8,7	1,0	2,0
% Anfíbol	9,3	7,0	13,7	4,4	5,4	7,3	—	—
% Epidoto	—	Tz	0,9	Tz	2,0	0,5	—	—
% Clorita	1,0	0,8	—	—	—	—	—	—
% Accesorios	0,4	Tz	Tz	Tz	1,6	Tz	Tz	Tz
% An en plagioclasa	34	34	36	32	30	30	32	36

* Efectuada con contador automático de puntos sobre 1000 determinaciones en cada roca.

Las muestras E1 y E2 corresponden a esquistos, GR1 y GR2 a filones, el resto a gneises.

Estructura del basamento

En base al reconocimiento efectuado en el terreno y el análisis del diagrama petro-tectónico que se presenta (fig. 2) efectuado sobre las escasas determinaciones que se pudieron realizar en los afloramientos, es posible constatar la presencia de una fuerte y definida orientación ENE-OSO de foliación-esquistosidad. Estas estructuras planares, dominantes y penetrativas, están acompañadas por estructuras lineares de tipo eje de pliegue y lineación mineral que, en parte, acompañan en el rumbo a las estructuras planares regionales. Se observaron, además, dos tipos de pliegues de estilos y orientación axial distintas, que responden, por lo tanto a dos episodios de deformaciones distintos. Asimismo, fue posible notar fuertes cambios en la lineación mineral y, lo que se considera quizás de mayor importancia, una fuerte lenticularidad que presentan las distintas unidades rocosas metamórficas (fig. 3). Todas estas características han colaborado para que se piense en

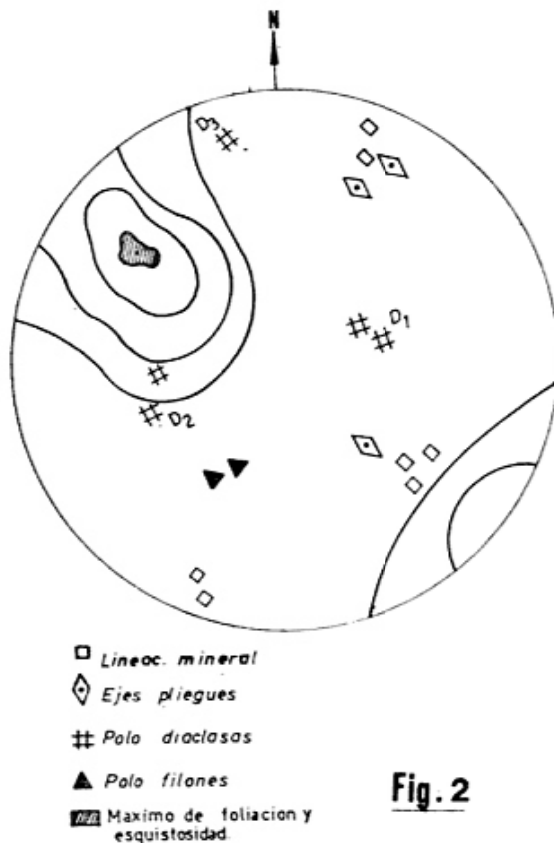


Fig. 2

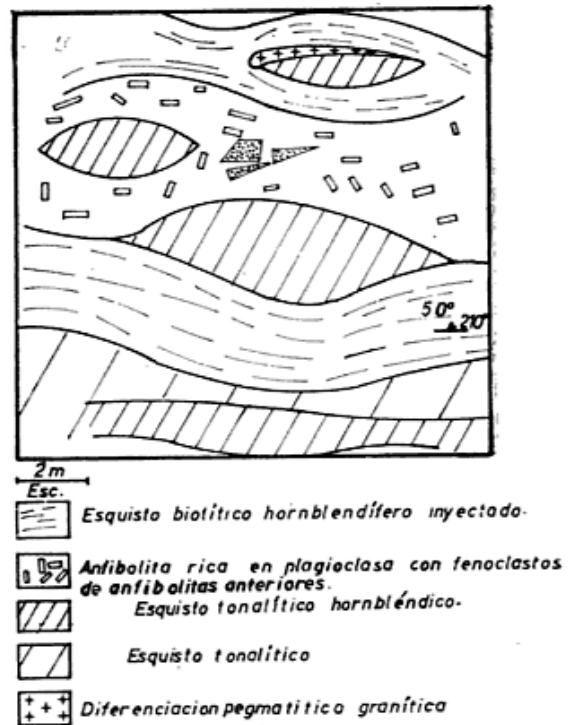
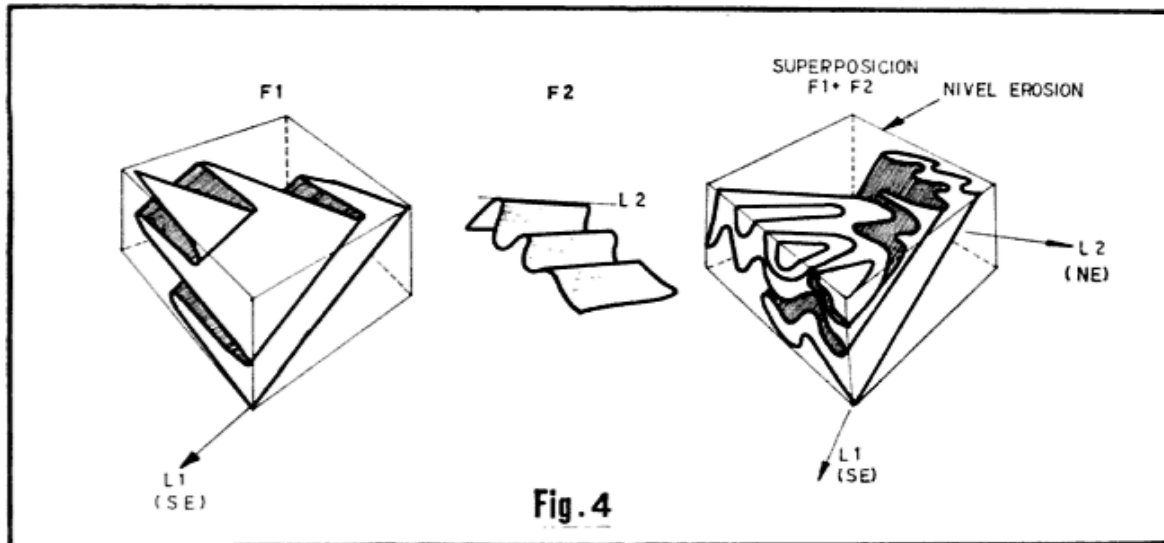


Fig. 3

una superposición de movimientos, tan frecuentes en las largas historias geológicas de antiguos orógenos metamorizados.

Para nuestro caso, se postulará una superposición, de por lo menos dos eventos tectónicos plegantes que, coincidentes regionalmente en el desarrollo de una fuerte estructura penetrativa ENE-OSO, no lo serían respecto a los ejes de los pliegues y la lineación mineral resultante, pero que provocarían en definitiva la lenticularidad de las distintas unidades, dependiendo ésta de su espesor, de la posición que ocupen dentro de las estructuras y del ángulo entre las direcciones de los esfuerzos. Es de destacar que el eje mayor de las unidades metamórficas lenticulares siempre es coincidente con la esquistosidad regional.

El primer ciclo de plegamiento, que denominaremos F1, tendría pliegues con ejes ESE-ONO, y se piensa, de acuerdo con lo observado e interpretado en el campo, que sus planos axiales se encuentran volcados, quizá formando parte de una estructura mayor de tipo "nappe". Resultante de este tectonismo serían la estructura planar S1 y las lineaciones paralelas a los ejes ESE-ONO que denominamos L1. Luego seguiría la fase F2 de plegamiento, con superposición de pliegues de ejes casi a 90° de los correspondientes a la primera fase (fig. 4).



Esta situación permitiría explicar la aparente lenticularidad de los cuerpos rocosos metamórficos, la presencia de solamente una fuerte estructura planar penetrativa (que resulta del desarrollo de S2 sobreimpreso a S1) y lineaciones L2 a 90° de L1 (véase diagrama petrotectónico). En apoyo de esta interpretación, cabe mencionar que se reconoció en el campo la presencia de bloques de anfibolitas, denominadas (A1) dentro de una roca también de tipo anfibolítica aunque más plagioclásica y maciza (A2); esta relación, desde el punto de vista estructural, indicaría una diferencia de competencia a la deformación de las rocas A1 en la fase F2.

Al finalizar F2 se desarrollaron localmente corrugaciones de eje coincidentes aproximadamente con las líneas estructurales mayores. Con posterioridad se produjo el ascenso del complejo, muy posiblemente a través de fallas (se determinó la presencia de un sistema E-O en el terreno), que

pensamos se efectuó por lo menos en dos etapas: la primera hasta niveles epizonales, ya que el conjunto muestra un ligero metamorfismo retrógrado en grado clorita, y la segunda hasta alcanzar los niveles superficiales de la corteza. Es durante estos períodos que se originarían los tres sistemas de diaclasamiento determinados: D1: SO-NE y cercano al plano de esquistosidad regional; D2: N-S, independiente de las estructuras planares desarrolladas durante el metamorfismo y posiblemente vinculadas con la fase F2 de plegamiento y finalmente DE: E-O que coincide con el plano de fracturación observado en el terreno.

Las edades radimétricas de las rocas del basamento

De acuerdo con las edades radimétricas obtenidas (véase Cuadro 2), y al único dato conocido hasta el momento, Linares y La-

CUADRO 2. — Edades radimétricas de la isla Martín García

INGEIS nº	Método	Analizado sobre	K %	Ar 40 Rad. × 10-10 mol/g	años Ar 40	Edad mill. Atm.
AK-0605	K-Ar	anfíbol	1,07	72,394	2,1	2.085 ± 100
AK-0599	K-Ar	anfíbol	0,09	5,982	20,5	2.060 ± 100
AK-0601	K-Ar	anfíbol	0,18	11,888	15,8	2.050 ± 100
AK-0602	K-Ar	anfíbol	0,21	11,792	10,1	1.870 ± 100
AK-0603	K-Ar	muscovita	8,58	485,4	1,7	1.865 ± 90
AK-0604	K-Ar	roca total	1,52	67,971	1,3	1.600 ± 50
AK-0600	K-Ar	anfíbol	0,11	3,001	45,5	1.120 ± 60
Linares y Latorre (1969)	K-Ar	anfíbol	0,07	4,159	28,5	1.950

torre (1969), las rocas del basamento cristalino aflorantes en la isla Martín García corresponden al Precámbrico medio a superior (Almeida, 1971).

De las rocas analizadas las muestras números 599, 601, 602 y la datada por Linares y Latorre (op. cit.) corresponden a metabasitas, los números 604 y 605 son gneises, mientras la 603 se trata de un filón granodiorítico. La muestra 600 también pertenece a una anfibolita, pero la misma mostró al microscopio una incipiente cataclásis que, posiblemente, sea el factor determinante de su menor edad respecto al resto de las metabasitas analizadas.

Los nuevos datos que se presentan en la tabla 2 corresponden a análisis efectuados por el INGEIS al que se agradece su colaboración.

Algunas consideraciones petrográficas

La sucesión cristaloblástica en ectinitas y migmatitas

De acuerdo a las características texturales y/o estructurales de las rocas estudiadas es posible intentar establecer una sucesión de blastesis de los minerales constitutivos de las mismas. Esta se estima necesario para poder interpretar la historia petrológica de la región ya que, en conjunto con el análisis petrotectónico y las edades radimétricas, coadyuvará a desentrañar la evolución geológica de este Precámbrico.

Los parámetros utilizados son fundamentalmente texturales y han sido ya utilizados por Cheng (1942 y 1944), Closs y Hietanen (1941) y otros. En este trabajo tomaremos en consideración las pautas texturales, reemplazos, venaciones y relaciones de contacto entre granos observables en cortes delgados. No se dejó de tener en cuenta que, en oportunidades, las relaciones entre cristales y las de inclusión de un mineral en otro pueden resultar aparente. No obstante, son claras en las rocas estudiadas —en especial en las migmatitas— las evidencias texturales que permiten establecer una secuencia (no absoluta) cristaloblástica. Es de destacar que, en algunos casos, ha sido posible observar la presencia de dos generaciones de un mismo cristal, situaciones que también permiten establecer pasos en dicha secuencia.

Es necesario acotar que este orden de

blastesis no debe ser tomado con el sentido dado a los clásicos órdenes de cristalización de las rocas magmáticas, ya que en nuestras rocas obedece a un problema de polimetamorfismo y migmatización.

Resumiendo la secuencia de fenómenos que se determinaron, tendríamos los siguientes pasos:

- 1 a. — Andesina, biotita, hornblenda, epidoto, cuarzo.
- 1 b. — Andesina-oligoclasa, microclino (escaso).
- 2 . — Oligoclasa, microclino, epidoto.
- 3 . — Albita, clorita, epidoto, muscovita, cuarzo.

En este orden establecido el primer paso (1 a) corresponde a la blastesis de las rocas gnéicas, esquistos y anfibolitas. En 1 b se observan rocas que han sido clasificadas como ectinitas, pero se sospecha que éstas pueden presentar una incipiente migmatización dada por una ligera porfiroblastesis de la plagioclasa crecida estáticamente (usualmente zonada) sobre matriz ectinitica, y escaso microclino intersticial. El paso 2 corresponde a los procesos de migmatización que sufrieron las metamorfitas de la zona estudiada. Según lo dicho anteriormente es posible indicar que este fenómeno comenzaría ya en el paso 1 b y en coincidencia con la porfiroblastesis y zonación de la plagioclasa y del escaso microclino que aparece intersticialmente o reemplazando a la plagioclasa primaria ectinitica. Los dos últimos pasos corresponderían entonces al material aportado o neoformado, siendo el primero (paso 2) el más conspicuo e importante dado por la aparición de significativas cantidades de microclino peritico y plagioclasa ácida, que usualmente se nuclea sobre las ya recristalizadas. El paso 3 corresponde a las etapas finales o residuales del proceso de migmatización (albita, mirmequitas, muscovita y cuarzo inrsticial) y a posibles fenómenos diaforéticos sufridos posteriormente por las rocas (epidoto, clorita).

Es interesante destacar que a medida que avanza el proceso de migmatización se acidifica la plagioclasa, aumenta el microclino y finalmente aparece la suite de minerales póstumos ácidos y diaforéticos.

Asimismo, es de hacer notar que la composición dada por el paso 1 b es coincidente con la de algunos lentes y filones alojados en lo esquistos y gneises de la isla.

Las facies metamórficas y las rocas originarias

De acuerdo con las paragénesis estudiadas en los distintos grupos litológicos presentes, es posible dividir a las rocas en las siguientes asociaciones mineralógicas:

Metasedimentitas

En gneises: 1. — Andesina-biotita-hornblenda-epidoto-cuarzo (microclino).

En esquistos: 1. — Andesina-biotita-hornblenda-cuarzo (microclino).

Metabasitas y metaultrabasitas

En anfibolitas: 1. — Labradorita-tremolita-epidoto.

En metaultrabasitas: 1. — Tremolita-epidoto.

Cabe señalar que no se incluyen en las asociaciones antes enumeradas a la clorita, parte del epidoto y la albita que, de acuerdo a las pautas texturales y estructurales encontradas resultan de origen diaforético.

Es de destacar que se efectuó el análisis facial sin considerar los minerales félsicos diferenciados en la migmatización del complejo, pues se entiende que las migmatitas no reflejan las condiciones originales de presión y temperatura del metamorfismo por haber sufrido cambios, Winkler (1967) y Von Platten (1965), al menos mineralógicos, importantes.

Por otra parte cabe señalar que este análisis refleja las condiciones del metamorfismo imperantes en el último gran evento tecto-metamórfico con el cual se inicia la migmatización, ya que el mismo homogeneizó casi totalmente a dicho complejo y deja solamente escasos relictos texturales y mineralógicos que imposibilitan una profundización en el análisis de los eventos metamórficos secundarios o casi totalmente borrados por el principal.

Nos ocuparemos entonces del estudio facial mediante las asociaciones minerales establecidas, vinculándolas muy estrechamente con el contenido de anortita de las plagioclasas presentes.

Sobre el particular, Winkler (1967) indica que la facies de anfibolitas almandínicas está caracterizada por la presencia de plagioclasa con al menos 15 % de anortita.

Turner y Verhoogen (1964), para la subfacie de sillimanita de anfibolitas almandínicas, señalan que la plagioclasa es oligoclasa-andesina en los esquistos pelíticos y andesina a labradorita en las anfibolitas, y que el epidoto está ausente o es despreciable e indican que excepto por esto y por la presencia de sillimanita en lugar de la cianita (ambas se encontrarían exclusivamente en rocas ricas en alúmina) estas subfacies es similar a la cianita-almandino-muscovita. Cabe señalar que esta situación es semejante a la que se presenta en nuestro caso, ya que se han determinado similares valores en el contenido de anortita para las rocas derivadas de sedimentos y de rocas básicas, con las mismas diferencias observadas, por los autores antes citados, entre las mismas. Por otra parte Turner (1968) de acuerdo a Fyfe y Turner (1966) prefieren utilizar el término de anfibolita, en lugar de anfibolitas almandínicas, ya que este mineral no es tan común, y en las rocas básicas a la paragénesis plagioclasa-hornblenda la acompaña más frecuentemente el epidoto; tal es el caso de las anfibolitas de las zonas de estudio. Es de destacar que los mismos autores proponen que, para estas facies, la plagioclasa de las paragénesis básicas diagnósticas debe ser más cálcica que anortita 20 % (comúnmente An 30 %). De acuerdo con Wiseman (1935) la composición de las anfibolitas (metadiabasas) inmediatamente debajo de la isograda del almandino, en la zona del almandino en el Dalradiano de Escocia, es hornblenda-albita-clinozoicita-biotita (almandino) o hornblenda-albita-epidoto-clorita-biotita. Por encima de la misma, ya en neta facies de anfibolita, la paragénesis de las metadiabasas corresponde a hornblenda-andesina-(epidoto-granate-biotita), situación que se alcanza, según el mismo autor, solamente en los grados máximos de la zona del almandino. Para Nueva Zelandia, Crawford (1966) discute con algún detalle la transición de asociaciones minerales con albita y oligoclasa-andesina que se encuentran en la zona del almandino en la localidad de Westland; para bajo rango encuentra albita prácticamente pura, mientras que en grado almandino aumenta el contenido de anortita hasta el 26 %. En este sector las anfibolitas propiamente dichas se encuentran por sobre la isograda de la oligoclasa (que se ubica por sobre el almandino) y se caracteriza por presentar una sola fase de tipo oligoclasa-andesina o aún más

cálcica. Wenk (1962) encuentra para la zona de cloritoide delimitada por Niggli (1960) en los Alpes suizos, que el contenido de anortita en esta zona no supera el 5 %, en cambio para la zona de cianita (se interpreta como la segunda subfacie de anfibolitas almandínicas o B22) la anortita aumenta rápidamente a valores entre 18-30 %. En la misma área y para la zona de sillimanita, el contenido de anortita alcanza los 80 %. El mismo autor realiza un mapeo de isogradas para esta localidad, tomando valores An18, An30, An50 y An70. Es de destacar que en el mapa es posible advertir que la isograda de la cianita se encuentra entre las curvas de An18 y An30.

El epidoto, que en nuestro caso es fundamentalmente de tipo zoicita-clinozoicita podría ser también importante para coadyuvar en el análisis facial. Es conocido que este mineral es característico de las dos primeras subfacies de anfibolitas, es decir, compatible con la subfacie B21 (grado estauroлита) y B22 (grado cianita), en el sentido de Winkler (op. cit.), encontrándose ausente o "despreciable" según Turner y Verhoogen (op. cit.) en la subfacie sillimanita o B23 de acuerdo con las reacciones: albíta, clinozoisita, alúmina (por ej.: de una clorita) da lugar a la formación de plagioclasa básica y agua, o por epidoto y cuarzo da lugar a formación de anortita, solución sólida de grosularita-andradita, hematita y agua.

De acuerdo con lo anteriormente expuesto se desprende que la presencia accesoria, pero persistente, de clinozoisita y/o zoisita en estas rocas marcaría la imposibilidad de la inclusión de las metamorfitas en la subfacie sillimanita. Cabe señalar, al respecto, que bien gran parte del epidoto presente puede ser de origen diaforético o de reemplazo, no obstante Winkler (op. cit.), cita la presencia de epidoto junto a la plagioclasa de tipo andesínica (An25 a An40) en rocas metagábricas indicando que esta asociación es característica de la subfacie B21 (estauroлита-almadino) y de la de mayor temperatura B22, refiriendo que si bajo las condiciones físicas de la subfacie B21 la roca originaria no reúne la composición química para la formación de la estauroлита y este mineral no aparece, las dos subfacies anteriormente señaladas no pueden ser distinguidas.

Es así que, de acuerdo con las paragénesis determinadas, al contenido anortítico de las plagioclasas presentes en las distintas

asociaciones de rocas y al análisis antes efectuado, se interpreta a las metamorfitas presentes en la isla como producto del metamorfismo regional dinamo-térmico de tipo Barrow, en condiciones de presión y temperatura equivalentes a facies de anfibolitas almandínicas, probablemente subfacie B21 (estauroлита-almadino) a B22 (cianita-almadino) en el sentido de Winkler (op. cit.), efectivizado sobre una secuencia sedimentaria intruida por cuerpos básicos con diferenciaciones ultrabásicas. El producto metamórfico de las rocas sedimentarias serían las rocas gnéissicas, los esquistos y las migmatitas y de las básicas y ultrabásicas, las anfibolitas y metaultrabásitas.

La evolución tecto-metamórfica del área estudiada

La historia de la deformación de buena parte de Los Alpes, los Highlands de Escocia, Nueva Zelandia y Tandilia, tienen como común denominador la presencia, en su etapa inicial, de un plegamiento recumbente de amplia escala que usualmente se denominó de tipo "nappe". Posteriormente, se desarrollaron en estos cinturones orogénicos estructuras menores de plegamiento que afectaron a las estructuras planares y plegadas del primer episodio, en una o varias etapas tectónicas, para culminar con manifestaciones tectónicas de tardío a posorogénicas representadas por clivajes y corrugaciones hasta fracturación.

Esta compleja historia deformacional es acompañada por transformaciones totales o parciales de las rocas de la antigua cuenca sedimentaria, que consisten fundamentalmente en la acción metamórfica y la granitización.

De acuerdo con las estructuras y las pautas texturales y mineralógicas presentes en el basamento estudiado, se ha efectuado un intento de ordenación secuente de los eventos tecto-metamórficos que afectaron a las las rocas del orógeno. (Véase Cuadro 3).

Esta serie de episodios se inician a partir de una antigua cubeta sedimentaria de una edad anterior a 2.100 m.a. compuesta, de acuerdo con el análisis petrológico efectuado en este trabajo por grauvacas y pelitas pobres en alúmina intruidas por una asociación de rocas básicas y ultrabásicas.

Este complejo sedimentario-ígneo fue sometido a un primer gran evento deformacional que denominamos F1 y que está re-

CUADRO 3.— *Isla Martín García*

<i>Eventos metamórficos</i>	<i>Fases deformacionales</i>	<i>Episodios ígneos</i>	<i>Edades</i>
M3. Local. Retrógrado clorita.	F3. Fracturación E-O. Diaclasses ppales. NO-SE.	Filonación ácida postectónica.	1.120 m.a.
M2. Regional. Anfibolitas almagrandes andesina.	F2. Pleg. intenso ejes y estructuras planares. SO-NE alta inclin. ejes al NE.	Débil granitización sincinemática.	1.870 m.a. 1.865 m.a. 1.600 m.a.
M1. Regional esquistos verdes almandinos.	F1. Tipo nappe. Ejes NO-SE inclinando al SE.	Intrusivos ultrabásicos.	2.085 m.a. 2.060 m.a. 2.050 m.a.

presentado por un plegamiento de rumbo NO-SE e inclinando al SE. Muy probablemente sincinemáticamente con esta fase deformacional ocurrió un primer episodio metamórfico que denominamos M1; este metamorfismo es considerado de carácter regional y, de acuerdo con las paragénesis observadas en los xenolitos de anfibolitas cuya cristalloblastesis obedeció a este ciclo, se estima que no puede ser menor a la subfacies almandino de los esquistos verdes.

Es asimismo posible decir que las edades más antiguas de las rocas datadas hasta el presente corresponden con este primer evento (2.085 a 2.050 m.a.).

Con posterioridad continúa una segunda fase de deformación plegante que denominamos F2, dando como resultado estructuras planares y pliegues de rumbo SO-NE. Esta segunda etapa es la que provoca la lenticularidad de las formaciones metamórficas delineadas durante F1 y M1, con la fracturación de las rocas muy competentes, las que además actúan como "resistatos" al M2, que quedan como xenolitos (en especial las anfibolitas). Acompaña esta fase deformacional el episodio M2 de metamorfismo regional dinamotérmico que provoca una recrystalización profunda del complejo en grado de anfibolitas almandínicas (andesina) o Barrow 21-22, en el sentido de Winkler (1967). Este importante evento regional es el que evidentemente homogeneiza el proceso sufrido por las metamorfitas con anterioridad al mismo, tanto en su grado metamórfico como en su estilo y orientación de la formación. La blastesis de este evento es la que provoca la principal estructura planar penetrativa del rumbo antes citado y las lineaciones minerales más conspicuas de la zona.

De acuerdo con las evidencias texturales y estructurales, la aparición de microclino y plagioclasa y cuarzo neoformados en las migmatitas, tienen como base a las mismas, y es sincinemática respecto a F2. Se considera que, de las rocas datadas de la isla, el grupo que corresponde a edades entre 1.870 y 1.600 m.a. es el representante de esta segunda fase metamórfica.

Con posterioridad a las fases deformacionales plegantes y a los principales eventos metamórficos se produjo la elevación del complejo a niveles corticales superiores, seguramente por intermedio de fallamiento en bloques, con desarrollo local de corrugamiento y muy escaso clivaje F3, provocando la diaforesis parcial de las rocas con la aparición de clorita y epidoto en un episodio M3. Es en estas últimas etapas de la orogenia donde se produce la intrusión de los cuerpos filoneanos menores fundamentalmente pegmatoides de composición granítica a tonalítica, por lo que se los incluye dentro de los cuerpos denominados postectónicos.

Finalmente cabe señalar que, de acuerdo con las asociaciones de rocas ultrabásicas propuestas por Wyllie (1967), es posible incluir al cuerpo ultrabásico de la isla Martín García al tipo 4 definido por este autor como "asociación de peridotita-serpentinita de tipo alpino" y dentro de este tipo al subtipo 2 caracterizado por presentarse en la asociación peridotita-rocas metamórficas regionales en facies de esquistos verdes, anfibolitas epidóticas o facies de anfibolitas.

Es interesante la comparación de este cuerpo ultrabásico con la serie de cuerpos peridotíticos y serpentínicos del distrito de Roxbury, Vermont (USA) descriptos por

Johns (1967) ya que corresponden a la misma asociación de rocas que se presenta en la isla. Al respecto y en el capítulo de génesis de los cuerpos ultramáficos, este autor postula una serie de interrelaciones secuentes entre los cuerpos y las rocas metamórficas de caja concluyendo que los cuerpos de este distrito se intruyeron con posterioridad a un metamorfismo suave y a una deformación de las rocas para sufrir, con posterioridad, una importante fase de deformación y metamorfismo.

Agradecimientos

Mi especial agradecimiento al Dr. Mario Teruggi por haber dirigido este trabajo durante el desarrollo de mi tesis doctoral. Expresa gratitud al Dr. Dangavs por el levantamiento topográfico y el apoyo en las tareas de la isla. Mi reconocimiento a los Dres. J. Kilmurray y M. Iñiguez por las consultas y discusión de algunos puntos de este trabajo y al Dr. E. Linares del INGEIS por la elaboración de los fechados radimétricos.

Lista de trabajos citados en el texto

- Cloos, E. y A. Hietanen, 1941. *Geology of the "Martic Overthrust" and the Glenarm Series in Pennsylvania and Maryland*. Geol. Soc. Am., Sp. paper (35): 207.
- Crawford, M., 1966. *Composition of plagioclase and associated minerals in some schists from Vermont, USA and South Westland, New Zealand*. Contrb. Min. Petrol. 13: 269-294.
- Cheng, V., 1942. *A hornblende complex including appinitic types in the migmatitic area of north Sutherland, Scotland*. Proc. Geol. Assoc., 53: 1-67.
- 1944. *The migmatite area around Bettyhill, Southerland*. Quar. Journ. Geol. Soc., 99: 107.
- de Almeida, F., 1971. *Geochronological division of the precambrian of South America*. Rev. Bras. Geociencias, I, 1, p. 22-29.
- Deer, W., R. Howie y J. Zussman, 1962. *Rock-forming minerals*. Longmans. London.
- Francke, H., 1875. *Studien über cordillerengesteine*. Apolda, S. 25, 34.
- Fyfe, W. y F. Turner, 1966. *Reappraisal of the metamorphic facies concep.* Cont. Min. Pet., 12: 354-364.
- Heusser, J. y G. Claraz, 1863. *Ensayo de un conocimiento geognóstico físico de la provincia de Buenos Aires. I. La cordillera entre Cabo Corrientes y Tapalqué*. Buenos Aires.
- Johns, R., 1967. *Serpentinities of the Roxbury district, Vermont. Ultramafic and related rocks*. 135-155. P. Willie ed. J. Wiley, N.Y.
- Linares, E. y J. Latorre, 1969. *Datación por el método de K/Ar de algunas rocas ígneas argentinas*. Inf. inéd. Com. Nac. Energ. Atómica. Buenos Aires.
- Niggli, E., 1960. *Mineral zonen der alpinen metamorphose in dem Schweizer Alpen*. Rep. Int. Geol. Congr., 21a, Sec. Norden, 13: 132-138.
- Ramsay, J., 1960. *The deformation of early linear structures in areas of repeated folding*. Jour. Geol. 68, p. 75-93.
- Romberg, J., 1894. *Petrographische untersuchungen argentinischer gesteine. Ausgeföhrt im mineralogisch-petrographischen Institute der Universitat, Berlin*. N. Jahrbunch f. Min. BB, IX: 293-392.
- Stelzner, A., 1923. *Contribución a la geología de la República Argentina en la parte limítrofe de los Andes Chilenos entre los 32° y 33° sur*. Actas Acad. Nac. Cienc. Córdoba, VIII (1 y 2): 1-228.
- Turner, F., 1968. *Metamorphic petrology*. Mc Graw Hill, N.Y.
- Turner, F. y J. Verhoogen, 1963. *Petrología ígnea y metamórfica*. Omega, Barcelona.
- von Platten, H., 1965. *Experimental anatexis and genesis of migmatites. Controls of metamorphism*. 203-234. J. Willer and Sons, N.Y.
- Wenk, E., 1962. *Plagioklas als indexmineral in den Zentralalpen*. Schweiz Mineral. Petrog. mitt, 42: 139-152.
- Winkler, H., 1967. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer Verlag, Berlin.
- Wiseman, J., 1934. *The central and southwest Highland epidiorites*. Quart. J. Geol. Soc. London, 90: 354-417.
- Wyllie, P., 1967. *Ultramafic and ultrabasic rocks*. 1-17. En: *Ultramafic and related rocks*. Ed. P. Wyllie. J. Wiley and Sons., N.Y.

Recibido: Diciembre 24, 1980.

LUIS DALLA SALDA

Centro de Investigaciones Geológicas
CONICET.
Paseo del Bosque s/n
1900 La Plata.