

**Lámina II:**

*Ensayo de enfriamiento:* 1. A  $-40^{\circ}\text{C}$ . La fase líquida se halla totalmente congelada, presentando una textura finamente rugosa por la granulación; 2. A  $-5^{\circ}\text{C}$ . A medida que sube la temperatura se van fundiendo los granos de hielo, quedando, en la foto, 2 granos en contacto entre sí (hacia la izquierda de la burbuja), que muestran tamaños sensiblemente mayores que en la foto anterior por la recristalización que ocurre en forma simultánea a la fusión.

*Ensayo de calentamiento:* 3. A  $21^{\circ}\text{C}$ . Inclusión polifásica (líquido-gas-cristal granular), de porcentaje de relleno alto; 4. A  $420^{\circ}\text{C}$ . La fase sólida (cristal) ya ha homogeneizado a fase líquida, y la burbuja va aumentando de volumen; 5. A  $480^{\circ}\text{C}$ . La burbuja ocupa un volumen aún mayor, quedando sólo una pequeña porción de líquido en la parte superior; 6. A  $505^{\circ}\text{C}$ . Se produce la homogeneización total a fase gaseosa, ocupando el gas todo el volumen de la cavidad.

# ESTUDIO PALEOMAGNETICO DE SEDIMENTOS DEL CENOZOICO TARDIO EN LA COSTA ATLANTICA BONAERENSE

María J. Orgeira

## RESUMEN

Se presentan los resultados del estudio paleomagnético efectuado en la secuencia sedimentaria asignada al Cenozoico tardío, aflorante en las barrancas costeras atlánticas de la localidad denominada "El Muelle", próxima al complejo hotelero de Chapadmalal, provincia de Buenos Aires.

Los sedimentos estudiados comprenden las Formaciones Vorohué, San Andrés (edad mamífero Uquiense), Miramar (edad mamífero Ensenadense), Arroyo Seco y Arroyo Lobería (edad mamífero Lujanense).

La magnetoestratigrafía registrada en la secuencia indica para la Formación Arroyo Lobería y la sección superior de la Formación Arroyo Seco una edad magnética Brunhes (menor que 0,7 Ma) y para la sección inferior de la Formación Arroyo Seco, una edad magnética Matuyama tardía (entre 0,7 Ma y 1,71 Ma). Las evidencias geológicas y los datos paleomagnéticos sugieren como más plausible, para la Formación Miramar, una edad magnética Matuyama, *sensu lato*, (mayor que 0,7 Ma y menor que 2,41 Ma), y para las Formaciones San Andrés y Vorohué una edad magnética Gauss (mayor que 2,41 Ma). De acuerdo con esta interpretación, las equivalencias entre las edades magnéticas y las edades mamífero representadas en la secuencia estudiada son las siguientes: edad mamífero Lujanense, edad magnética Brunhes a Matuyama tardío (Pleistoceno medio a tardío), edad mamífero Ensenadense, edad magnética Matuyama (Plioceno tardío a Pleistoceno temprano/medio?), edad mamífero Uquiense, edad magnética Gauss (Plioceno tardío).

## ABSTRACT

The results of the Paleomagnetic study of a sequence of Late Cenozoic sediments exposed at "El Muelle" (Atlantical coastal area, Province of Buenos Aires), are reported. Sediments assigned to the Vorohué and San Andrés Formations (Uquiense land mammal age), Miramar Formation (Ensenadense land mammal age), Arroyo Seco and Arroyo Lobería Formations (Lujanense Land mammal age), are included in the sequence.

The magnetostratigraphy recorded in the sequence suggests a Brunhes magnetic age for the Arroyo Lobería and upper section of Arroyo Seco Formations, a late Matuyama magnetic age for the lower section of the Arroyo Seco Formation, a Matuyama magnetic age for the Miramar Formation, and a Gauss magnetic age for the San Andrés and Vorohué Formations.

It also suggests a Brunhes to Matuyama magnetic age for the Lujanense land mammal age, a Matuyama magnetic age for the Ensenadense land mammal age, and a Gauss magnetic age for the Uquiense land mammal age.

## INTRODUCCION

El presente trabajo es parte de un programa de investigación que está desarrollando el Laboratorio de Paleomagnetismo y magnetismo de rocas de la Universidad de Buenos Aires. El citado programa tiene por objeto el estudio paleomagnético de los sedimentos asignados al Cenozoico tardío aflorantes en el área costera de la provincia de Buenos Aires con el fin de aportar al conocimiento de su edad y establecer su correlación. Los resultados del primer estudio realizado al amparo de este programa fueron presentados por Orgeira y Valencio, 1984.

Los resultados que aquí se presentan y se discuten son los obtenidos del estudio realizado en sedimentos de las Formaciones Vorohué, San Andrés, Miramar, Arroyo Seco y Arroyo Lobería (Kraglievich, 1952), los que fueron muestreados en la zona denominada "El Muelle" aproximadamente un kilómetro al norte del complejo hotelero de Chapadmalal (véase figura 1).

Es de destacar que los mencionados sedimentos revisten singular interés debido a su contenido fosilífero. Las formaciones estudiadas comprenden las edades mamífero Uquiense, Ensenadense y Lujanense. Los resultados del estudio paleomagnético, armonizados

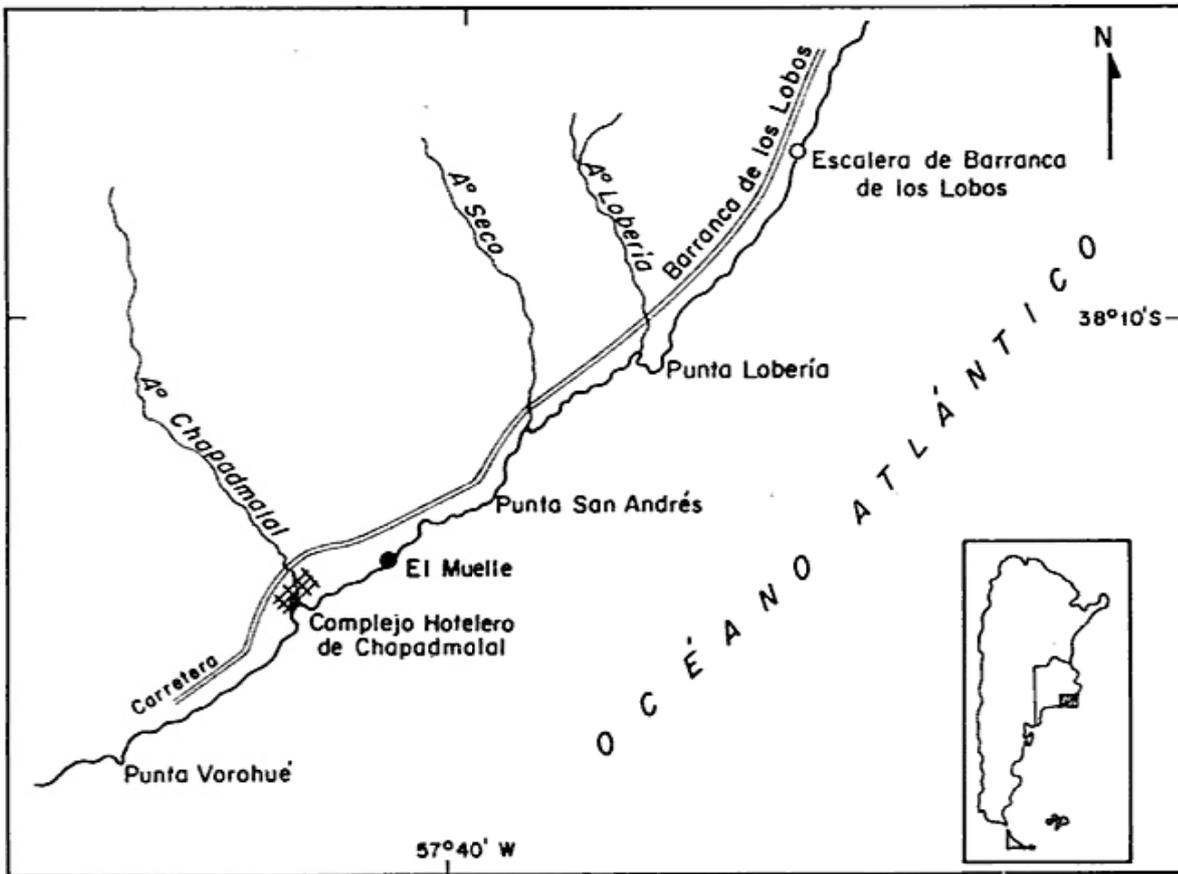


Figura 1.— Mapa de ubicación geográfica.

con los datos geológicos disponibles y la información paleomagnética obtenida en otras secuencias de edad geológica equivalente del área bonaerense, permitieron valorar las edades asignadas a los sedimentos aquí tratados.

#### ANTECEDENTES GEOLOGICOS

Numerosos autores han estudiado los sedimentos cenozoicos del área atlántica bonaerense. Desde fines del siglo pasado y principios del presente siglo los naturalistas repararon en estas secuencias ricas en vertebrados fósiles. Entre ellos, Ameghino (1908) incluyó los terrenos objeto de estudio en el presente trabajo dentro del "piso u horizonte Ensenadense" incluido en la Formación Pampeana. Años más tarde, Kraglievich (1952, 1953 y 1959), brindó un nuevo esquema estratigráfico para estas sedimentitas; inicialmente dividió la secuencia en las siguientes for-

maciones: Formación Chapadmalal (Plioceno superior), Formación Barranca de Los Lobos, Formación Vorohué (Pleistoceno inferior), Formación San Andrés, Formación Miramar (Pleistoceno medio), Formación Arroyo Seco y Formación Arroyo Lobería (Pleistoceno superior). Esta división fue luego modificada parcialmente por el mismo autor refiriendo la parte superior de la Formación Arroyo Seco a una nueva Formación que llamó Santa Isabel (Kraglievich, 1953) y agrupó a las Formaciones Vorohué y San Andrés en una sola unidad Formacional que denominó Vorohué (Kraglievich, 1959).

El patrón estratigráfico propuesto por Kraglievich es utilizado hoy como referencia por los estratígrafos que trabajan en el área en cuestión, por lo que ha sido empleado como base para esta contribución.

Teruggi *et al.* (1974) efectuaron un detallado estudio en el área de Punta San Andrés (véase figura 1) haciendo hincapié en el valor



(Zárate y Fasano, 1984, entre otros), esta homogeneidad es extensiva a nivel microscópico, tanto en la granulometría como en la mineralogía (Teruggi *et al.*, 1957).

A lo largo del Perfil se observaron niveles de paleosuelos distinguidos sobre la base de características típicas como: coloración distintiva, acanaladuras en perfil (producto de erosión diferencial), estructura en poliedros y presencia de canales de raíces, cutanes, pedotúbulos, etc. Asimismo, se han distinguido a lo largo de la secuencia muestreada varios niveles de calcrete de diversa morfología y espesor.

Tal como ha sido expresado en el ítem anterior, el esquema estratigráfico seguido es el de Kraglievich (1952).

Suscintamente, las características más relevantes observadas en el campo en cada formación son las siguientes:

*Formación Vorohue:* integrada por limos pardos no estratificados con intercalaciones de material calcáreo (véase figura 2). El techo de la formación está formado por una costra calcárea laminar.

*Formación San Andrés:* está constituida por sedimentos limosos y limo-arcillosos de color pardo, se encuentran intercalados horizontes paleoedáficos, en algunos casos de considerable potencia y con conspicua continuidad lateral (véase figura 2, P2). Asimismo, se observó que el citado paleosuelo, como así también el P1 en la Formación Vorohué, está constituido por un perfil edáfico "compuesto", formado por dos horizontes B superpuestos, lo cual indica la acción de más de un proceso pedogenético. La formación contiene abundante material calcáreo distribuido como calcretes de forma mamelonar y en candelabro; respecto de este último tipo de tosca, un potente banco de la misma forma el techo de la formación; el carbonato aparece infiltrado verticalmente en los limos a lo largo de la sección superior de la formación, dando a la zona la característica morfológica de candelabro (véase figura 2).

*Formación Miramar:* la sección basal está integrada por sedimentos fluviales, limo arenosos, con clastos de carbonato de mayor granulometría en la base de los paleocanales, en algunos lugares se observó estratificación entrecruzada grosera. En la zona de muestreo se presentan cinco paleocanales superpuestos que cortan el calcrete que integra el techo de la for-

mación infrayacente (véase figura 2) estos paleocauces poseen formas diversas, desde profundas a más pandas.

La sección superior está integrada por sedimentos loésicos masivos, de color pardo; con evidencias de edafización y entoscamiento; se intercalan sedimentos fluviales, depositados en dos paleocanales sobre los cuales se desarrolla un entoscamiento (véase figura 2). El techo de la formación está determinado por una paleosuperficie (véase figura 2).

*Formación Arroyo Seco:* unidad integrada por sedimentos limo-arenosos de aspecto masivo y color pardo claro, se observaron intercalaciones de material carbonático en forma de calcrete laminar y paleosuelos (véase figura 2).

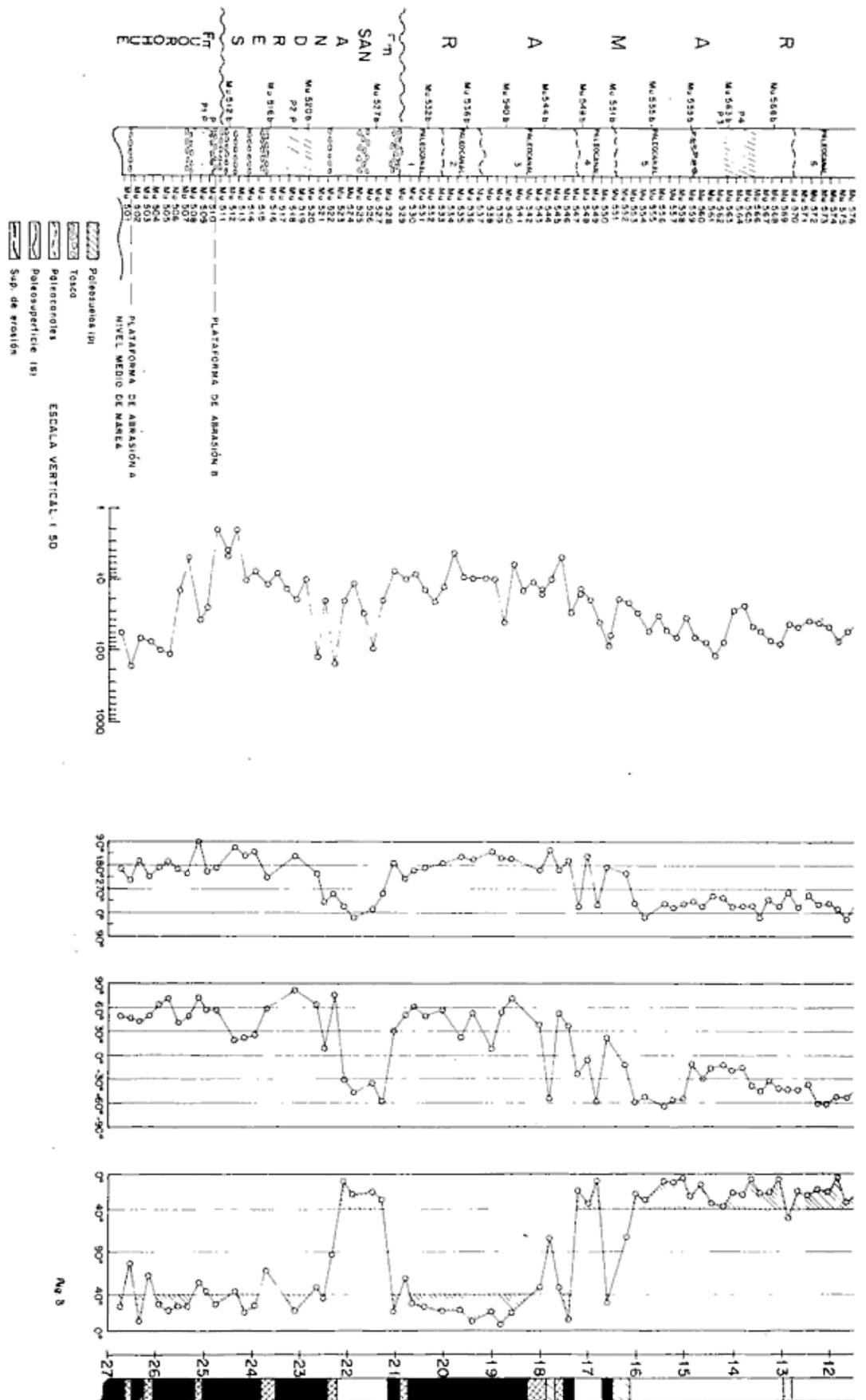
*Formación Arroyo Lobería:* está integrada por sedimentos areno-limosos, de color pardo claro, poco compactados y de aspecto pulverulento. En la sección estudiada estos sedimentos se disponen colmatando dos pequeñas depresiones.

## ESTUDIO PALEOMAGNETICO

El perfil fue muestreado íntegramente con una equidistancia vertical entre especímenes de 10 a 20 cm. En total se recolectaron 150 especímenes extraídos de 134 niveles estratigráficos; de algunos de estos niveles se obtuvieron dos especímenes.

Se empleó la técnica de muestreo usada corrientemente en este tipo de estudios, cada espécimen fue orientada "in situ" respecto al plano horizontal y al norte magnético. Los especímenes extraídos en bancos de mayor cohesión se muestrearon con pequeños tubos de hidrobronce de 2,5 cm de diámetro por 2,5 cm de altura; los bancos de menor cohesión fueron muestreados con tubos de PVC, de idénticas dimensiones que las anteriores, que se hincaron en el sedimento a través de una herramienta de acero inoxidable diseñada para tal fin.

La ubicación estratigráfica de los especímenes en la secuencia se encuentra representada en la figura 3. Tal como puede observarse en ésta, la estratigrafía de la secuencia estudiada ha sido restituida teniendo en cuenta sus particularidades geológicas (básicamente la sucesión de paleocanales), obteniéndose un perfil estratigráfico del orden de 27 m.



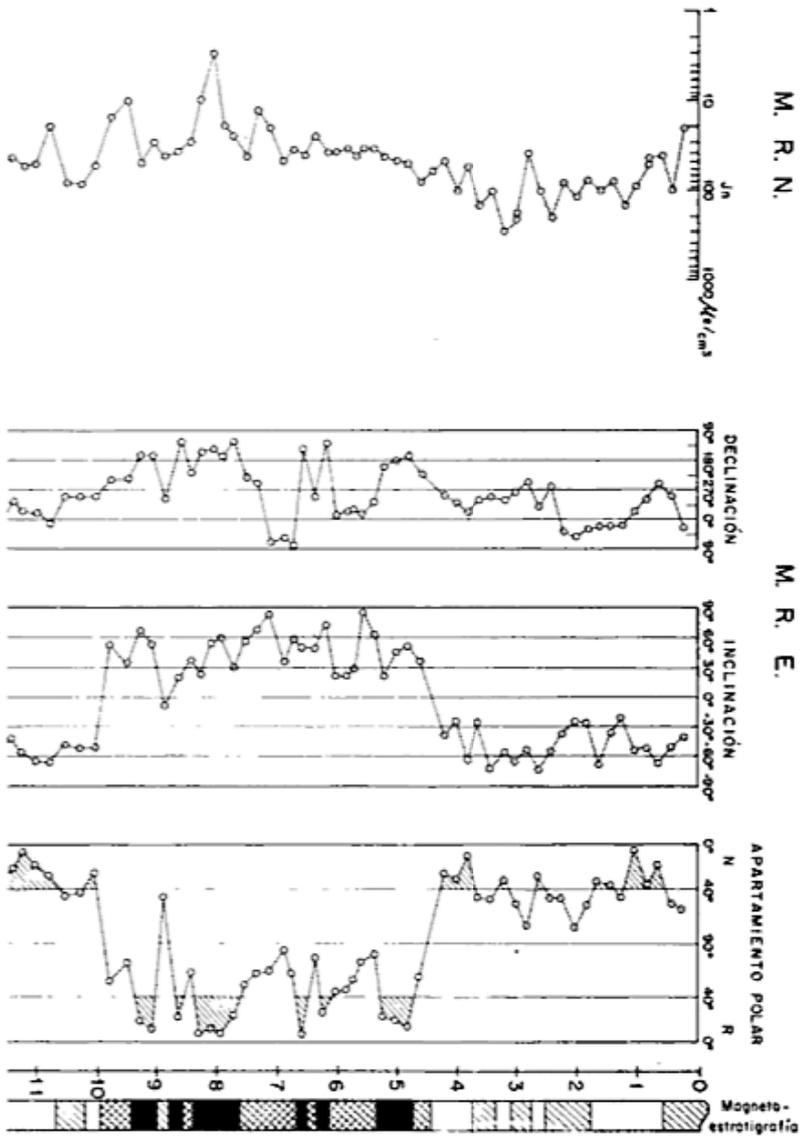
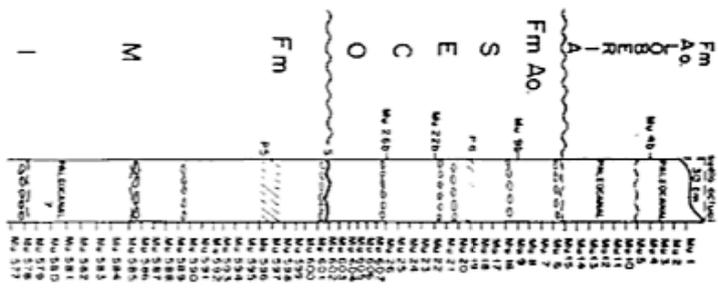


Figura 3.— Perfiles de la declinación, inclinación, apartamiento polar y polaridad (magnetostratigrafía) del MRE, de la intensidad del MRN, y de la litología, de la secuencia cenozoica tardía aflorante en "El Muelle" (costa atlántica bonarense).

Inicialmente se midió el magnetismo remanente natural (MRN) de todos los especímenes. Para ello, al igual que para el resto de las mediciones efectuadas, se utilizó un magnetómetro rotativo de lectura analógica. En la figura 3 se ha representado la intensidad del MRN ( $J_n$ ) en función de la posición estratigráfica de cada espécimen. En la figura 4 se ha graficado en una proyección estereográfica las direcciones de los MRN de los especímenes.

Posteriormente se procedió a analizar la estabilidad del magnetismo remanente de los especímenes, para ello se aplicaron tratamientos desmagnetizantes por campos magnéticos alternos linealmente decrecientes y los especímenes encapsulados en PVC, y, en aquéllos muestreados con hidrobriónce, tratamientos por altas temperaturas. El análisis de la estabilidad magnética fue iniciado en un grupo de especímenes denominados pilotos, representantes de todas las litologías y formaciones de la secuencia. Estos especímenes fueron sometidos a sucesivas etapas de lavado, en cada una de las cuales se aumentaba el campo desmagnetizante o la temperatura, de tal forma de seleccionar, de acuerdo al comportamiento de sus remanencias magnéticas

residuales, valores óptimos de los mismos (aquéllos en los cuales se aísla el magnetismo remanente estable, MRE, de las muestras). Se seleccionaron 21 especímenes pilotos para lavados por campos magnéticos alternos linealmente decrecientes y 27 especímenes pilotos para lavados por alta temperaturas. Los lavados por campos magnéticos alternos fueron aplicados desde campos picos de 75 Oe hasta 250 Oe, incrementando en cada etapa 25 Oe el valor pico del campo, respecto del de la etapa anterior. Los lavados por altas temperaturas fueron efectuados desde 100°C hasta 400°C, en etapas sucesivas con incrementos de 50°C en cada una de ellas, algunos de los especímenes fueron sometidos a lavados adicionales hasta 550°C.

En todos los especímenes pilotos tratados fue posible aislar el MRE. Los lavados óptimos seleccionados para los diferentes especímenes fueron de 75, 100, 125 Oe y, en casos excepcionales, 175 Oe, y de 150°, 200°, 250°, 300° y 350° C, para los lavados por campos magnéticos alternos y altas temperaturas, respectivamente. Estos lavados óptimos fueron aplicados luego a los especímenes infra y suprayacentes a los pilotos de la secuencia.

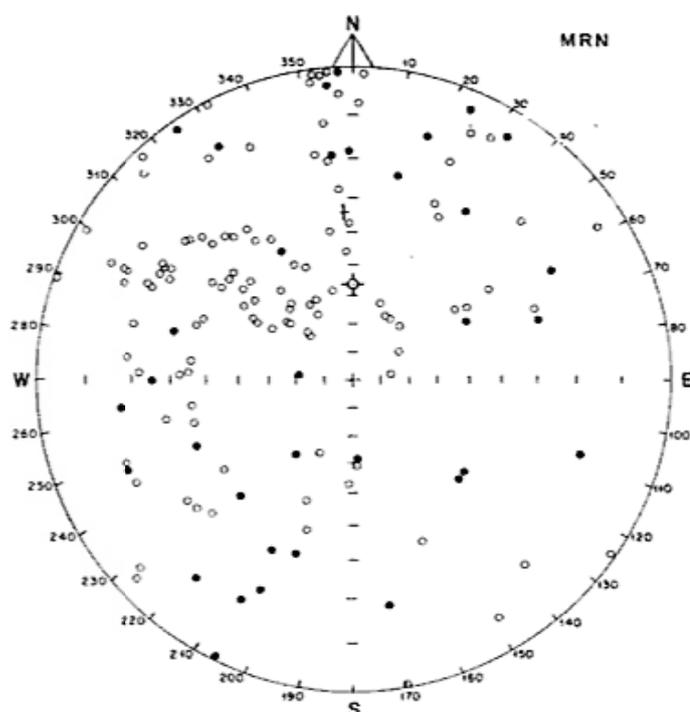


Figura 4.— Dirección del magnetismo remanente natural (MRN) de los especímenes extraídos de la secuencia sedimentaria aflorante en "El Muelle", costa atlántica bonaerense; ●, inclinación positiva; ○, inclinación negativa; +, dirección del campo magnético terrestre; ↻, dirección del campo dipolar axial.

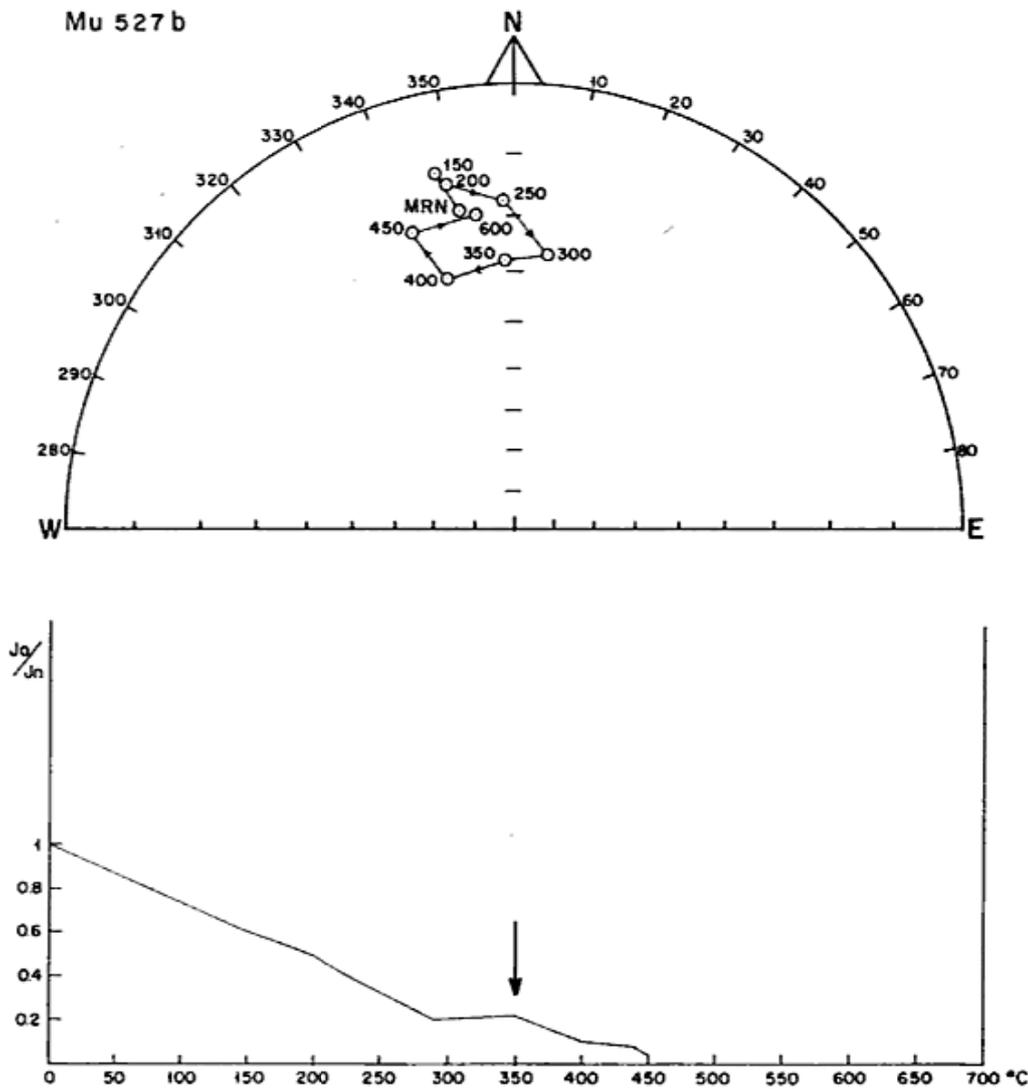


Figura 5.— Variaciones en la dirección e intensidad del magnetismo remanente residual, luego de cada una de las etapas de desmagnetización por altas temperaturas, del espécimen piloto 527 b (Formación San Andrés). Símbolos igual que en la figura 4.

Como ejemplo de los resultados obtenidos, en la figura 5 se han representado los cambios en la dirección e intensidad del magnetismo remanente residual (MRR), medido luego de cada etapa del tratamiento por altas temperaturas, en el espécimen piloto 527 b (Formación San Andrés). Del análisis de su comportamiento magnético surge que el espécimen presenta en su composición minerales ferromagnéticos con temperaturas de Curie superiores a los 350° C, que son portadores de un MRE de polaridad normal.

Del mismo modo, en la figura 6 se han graficado las variaciones de la dirección e intensidad del MRR obtenidos del espécimen 587 (Formación Miramar) sometido a tratamiento por campos magnéticos alternos, la observación

indica que el mismo es portador de MRE de polaridad reversa y en su composición aparecen minerales ferromagnéticos con fuerzas coercitivas superiores a los 150 Oe. Los dos casos representados son ejemplos de la buena estabilidad magnética, que en general caracterizó a todos los especímenes recogidos en la secuencia.

De los 150 especímenes tratados fueron eliminados 19, recogidos de 14 niveles estratigráficos diferentes, por ser portadores de un MRN inestable.

Luego, de los 134 niveles estratigráficos muestreados se obtuvo información paleomagnética fidedigna de 120 de ellos. En la figura 3 se han representado los valores de la declinación y la inclinación del MRE aislado de los

Mu 587

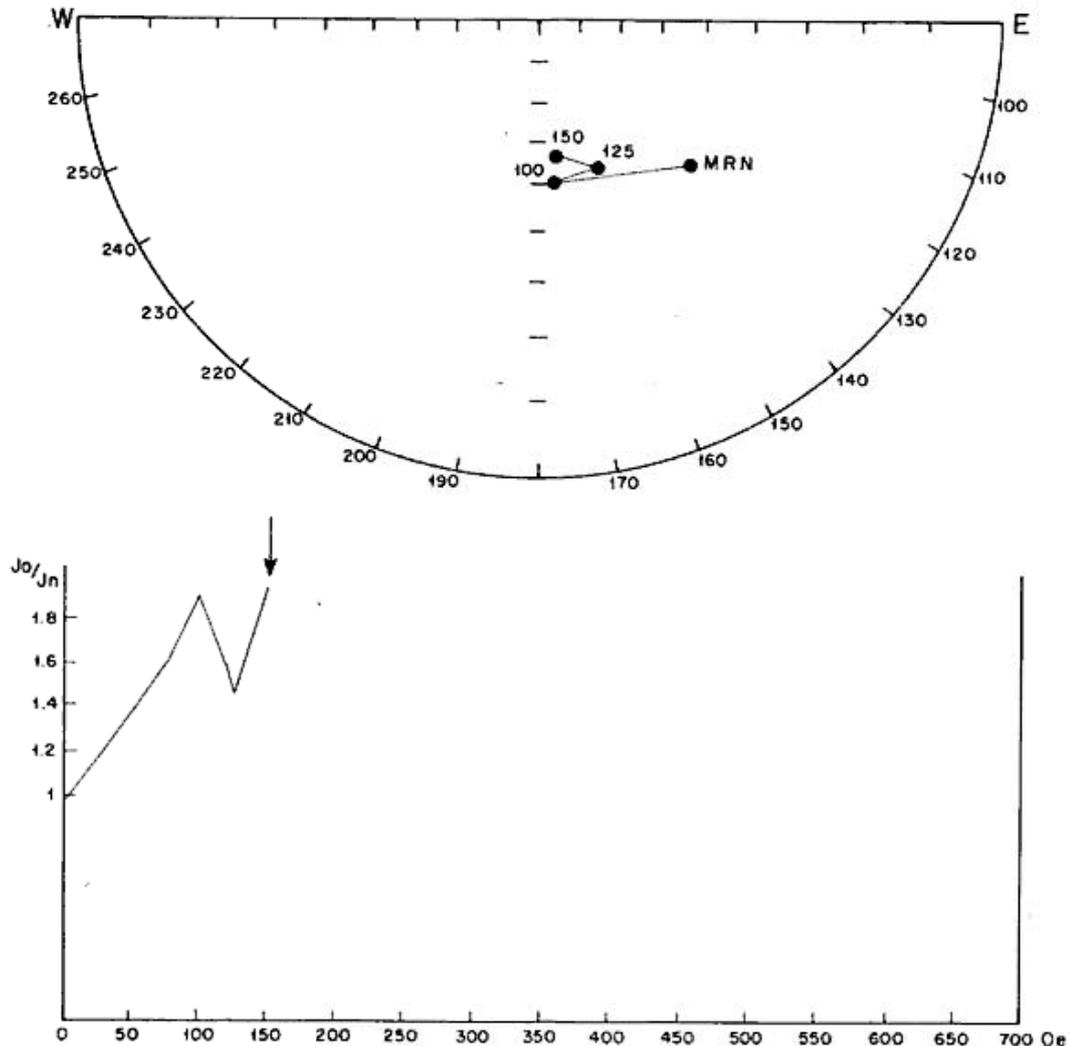


Figura 6.— Variaciones en la dirección e intensidad del magnetismo remanente residual, luego de cada una de las etapas de desmagnetización por campos magnéticos alternos, del espécimen 587 (Formación Miramar). Símbolos igual que en la figura 4.

especímenes útiles en función de su posición estratigráfica. Por su parte, en la figura 7 se han representado, en una proyección estereográfica, las direcciones del MRE aislado de cada uno de dichos especímenes. Comparando la figura 4 (direcciones del MRN de cada espécimen) con la figura 7, se observa en esta última un mejor agrupamiento de las direcciones de remanencia, lo cual indica que los tratamientos de desmagnetización empleados han sido eficaces para destruir magnetizaciones remanentes de origen secundario.

Utilizando la declinación e inclinación del MRE de cada espécimen fue calculado (Valencio, 1980) un polo geomagnético virtual (PGV)

para cada uno de ellos. Posteriormente se calculó la polaridad del MRE de cada espécimen aplicando la técnica descrita por Valencio *et al.* (1977). Suscintamente, la distancia angular definida entre la posición de cada PGV respecto de la posición del promedio de todos los PGV<sub>s</sub> define la polaridad del MRE correspondiente a cada uno de los especímenes; apartamientos polares comprendidos entre 0° y 40° señalan MRE de polaridad normal, entre 40° y 140° MRE de polaridad intermedia, y entre 140° y 180° MRE de polaridad reversa.

La posición del paleopolo obtenido promedio de todos los PGVs es: 225,39°E, 70,91°S (A 95 = 5,19°, k = 10,63, N = 77).

Nótese que el círculo de confianza de dicho paleopolo no incluye la posición del dipolo axial y geocéntrico teórico (latitud  $90^{\circ}$ ), tal como ocurre en todos los estudios de sedimentos pampeanos de la ciudad y provincia de Buenos Aires realizados hasta la fecha (Valencio y Orgeira, 1983, Bobbio *et al.*, 1986, entre otros). Descartada la posibilidad de los efectos de un proceso tectónico local se efectuó un análisis adicional de los datos obtenidos con miras a buscar una interpretación a esta discrepancia. La hipótesis planteada fue que los sedimentos depositados en los paleocanales podían no guardar una dirección fidedigna del campo magnético terrestre, debido a las condiciones de depositación particulares propias de los mismos. El análisis consistió en determinar cuales eran los especímenes cuyas MRE se alejaban ostensiblemente de la dirección del campo dipolar axial y geocéntrico y de que ambiente sedimentario provenían estos especímenes. Los resultados obtenidos de este análisis sugirieron que las MRE de las muestras provenientes de paleocanales manifiestan una mayor dispersión de direcciones y el promedio

de sus MRE no coincide con la dirección del campo dipolar axial y geocéntrico teórico. Luego, se concluye que existe una influencia de las condiciones de depositación particulares de los paleocanales que provoca una desviación en la dirección del MRE de los especímenes extraídos de los mismos.

En la figura 3 se ha representado el apartamiento polar del PGV obtenido de cada espécimen respecto de la del promedio de todos ellos, en función de su correspondiente nivel estratigráfico. Asimismo, en la misma figura, se ha representado la magnetoestratigrafía de la secuencia.

### INTERPRETACION DE LOS RESULTADOS

La presencia de paleosuelos, calcretes y paleosuperficies (véase figura 2, ítem 1) indican una sedimentación episódica. Consecuentemente, el perfil no representa un registro sedimentario completo a través del tiempo. Cada uno de los elementos geológicos men-

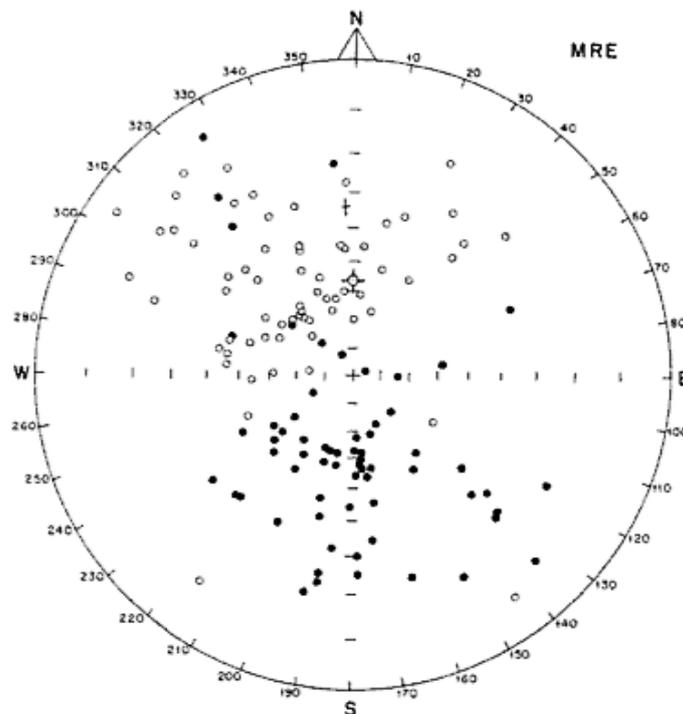


Figura 7.— Direcciones del magnetismo remanente estable (MRE) aislado de los especímenes extraídos de la secuencia sedimentaria aflorante en "El Muelle", costa atlántica bonaerense. Para referencias véase texto figura 4.

cionados señalan eventos que implican la ausencia de registro del campo magnético terrestre, cuya magnitud no es posible cuantificar ya que se desconoce el hiato involucrado en cada uno de los procesos en cuestión. No obstante, en algunos sectores de la secuencia existen evidencias que sugieren la ausencia de una mayor cantidad de registro sedimentario-magnético. Uno de ellos es el ubicado en el contacto entre la Formación San Andrés y la Formación Miramar (véase figura 2); a esa altura de la secuencia coinciden una discordancia geológica con un cambio de polaridad del campo magnético terrestre (de normal a reversa) sin medir especímenes portadores de MRE de polaridad intermedia. Esto indicaría que el hiato involucrado es considerable (con seguridad, mayor que 2000 años, tiempo medio que tarda el campo magnético terrestre en invertir su polaridad). De lo expuesto surge que, en el intento de correlacionar la magnetoestratigrafía de la secuencia con la cronología de reversiones del campo magnético terrestre, debe tenerse en cuenta la ausencia en este lugar de importante registro magnético.

Dentro de la Formación Miramar se registra un cambio de polaridad del campo magnético terrestre coincidente con la transición entre los paleocanales 3 y 4 (d1) (véase figura 2), esto debe asociarse a la ausencia de un registro del campo magnético terrestre de magnitud desconocida.

Asimismo, es de tener en cuenta que la paleosuperficie entre las Formaciones Miramar y Arroyo Seco (véase figura 2), sugiere la ausencia de un registro importante del campo magnético terrestre.

La correlación de una secuencia sedimentaria discontinua como la aquí estudiada, afectada por diferentes procesos durante los cuales no hubo acumulación durante lapsos de duración desconocida, con la cronología de reversiones de polaridad del campo magnético terrestre es una tarea difícil, que culmina en más de una interpretación posible. Sin embargo, cuando el trabajo está bien programado, es posible definir un par de niveles cronoestratigráficos guías, bien fundamentados. Las diferentes interpretaciones surgen de la correlación de los rasgos intermedios a estos niveles. En este caso existe una serie de elementos que coadyuvan a correlacionar, en primera instancia, la magnetoestratigrafía de la secuencia estudiada con el cuadro de reversiones de polaridad del campo magnético ter-

restre. En primer lugar la edad geológica asignada a las Formaciones Arroyo Seco y Arroyo Lobería y a su correspondiente edad mamífero Lujanense (Pleistoceno superior) indica que la parte superior de la secuencia debe poseer un MRE adquirido durante la época Brunhes, lapso en el cual el campo magnético terrestre tuvo una neta predominancia de polaridad normal (véase figura 8, cuadro de reversiones de polaridad del cmt). Además, la magnetoestratigrafía registrada en los sedimentos del Ensenadense y Bonaerense del subsuelo de las ciudades de Buenos Aires y La Plata (Valencio y Orgeira, 1983, y Bobbio *et al.*, 1986, respectivamente), restringe aún más las posibilidades de correlación. Suscintamente, los mencionados estudios sugieren una edad magnética Gauss tardía a Brunhes temprana temprana para los sedimentos asignados al Ensenadense.

Por otra parte, la edad magnética asignada a los sedimentos aflorantes en la Barranca de Los Lobos (Orgeira y Valencio, 1984, véase figura 8), infrayacentes a los aquí estudiados, acota la edad magnética de su límite inferior. De este modo, dado que a los sedimentos de la Formación Vorohué aflorantes en Barranca de Los Lobos se les ha asignado una edad magnética Gauss (mayor que 2,41 Ma), los sedimentos de la parte superior de esta misma formación presentes en la sección inferior de la secuencia aflorante en la localidad "El Muelle", deberían tener una edad magnética menor o igual a Gauss.

En resumen, teniendo en cuenta lo descripto en los párrafos anteriores, se proponen dos posibles interpretaciones. La más probable (véase figura 8) sugiere que el sector superior de la secuencia portadora de MRE de polaridad normal (Formación Arroyo Lobería y parte superior de la Formación Arroyo Seco) debe ser correlacionado con la época magnética Brunhes; es de destacar que en la secuencia el Pleistoceno más tardío y el Holoceno no se encuentran representados.

El sector de MRE de polaridad reversa y normal comprendido entre la sección inferior de la Formación Arroyo Seco y la discordancia entre las Formaciones Miramar y San Andrés ha sido correlacionado con la época Matuyama. El registro de la parte superior de esta época podría estar ausente en la secuencia estudiada debido a la acción de procesos erosivos o no acumulativos asociados a la paleosuperficie entre la Formación Arroyo Seco y la Formación

# Asociación Geológica Argentina

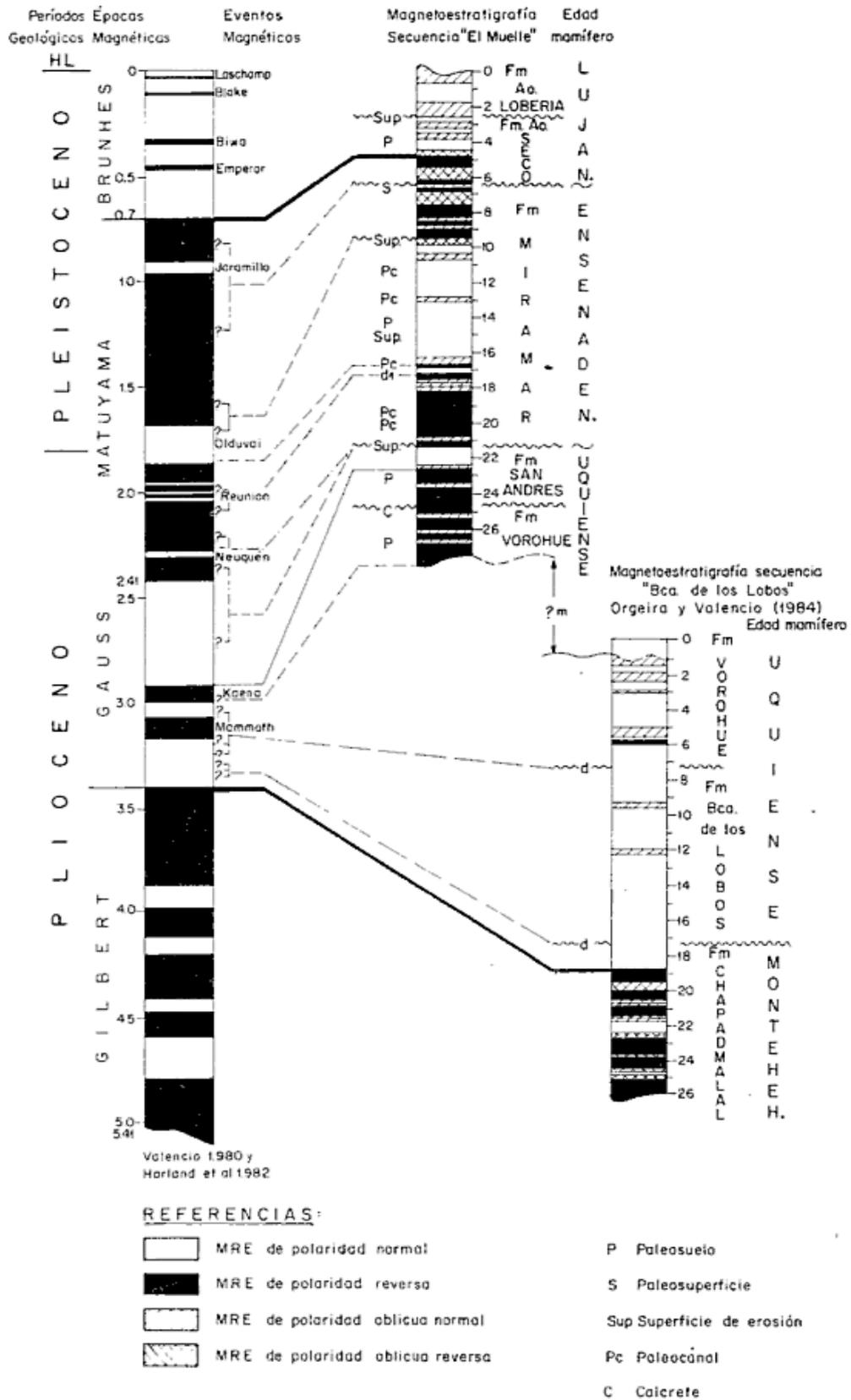


Figura 8.—Comparación de las magnetoestratigrafías obtenidas en las secuencias sedimentarias aflorantes en las localidades de Barranca de los Lobos y El Muelle, costa atlántica bonaerense, con la cronología de reversiones de polaridad del campo magnético terrestre ocurridas en el Cenozoico tardío

Miramar (véase figura 8). Consecuentemente con ello, el tramo principal de polaridad normal intercalado en dicho sector debería corresponder al registro del evento Olduvai. Siguiendo este razonamiento, la discontinuidad geológico-magnética (d1) podría explicar la ausencia en la secuencia estudiada de parte del registro magnético de la época Matuyama pre-evento Olduvai. Finalmente, el tramo inferior de la secuencia situado por debajo del contacto entre las Formaciones Miramar y San Andrés, portador de MRE de polaridad normal y reversa, sería correlacionable con la parte superior de la época Gauss; siendo este el caso, el tramo inferior de la secuencia sería correlacionable con el evento del campo magnético terrestre de polaridad reversa Kaena. Ello surge de asociar la discordancia entre las Formaciones San Andrés y Miramar con la ausencia de registro en la secuencia de la parte más temprana de la época Matuyama, y la parte más tardía de la época Gauss (véase figura 8).

Tal como ya fue expresado, de acuerdo a la magnitud que se asigne a los hiatos sedimentarios señalados por los elementos geológicos y magnéticos antes mencionados, es posible efectuar más de una correlación entre la magnetoestratigrafía comprendida entre los niveles cronoestratigráficos guías, ya definidos, y el cuadro representativo de la cronología de inversiones de polaridad del campo magnético terrestre. Uno de estos niveles cronoestratigráficos, es el que define la correlación de la parte superior de la secuencia (Formación Arroyo Lobería y parte superior de la Formación Arroyo Seco, véase figura 8, traza gruesa continua superior). El otro nivel es el que establece la correlación de la sección correspondiente a la Formación Chapadmalal en el perfil de Barranca de los Lobos (Orgeira y Valencio, 1984) con la transición entre las épocas Gilbert y Gauss (véase figura 8 traza gruesa continua inferior).

La posibilidad de una segunda interpretación entre estos niveles guías se presenta en la parte inferior de la secuencia expuesta en "El Muelle" (Formaciones San Andrés y Vorohué). Si el hiatus asociado a la discordancia entre las Formaciones San Andrés y Miramar (véase figura 8, ...) fuese de menor magnitud a la asumida en la primera interpretación, los sedimentos infrayacentes a la misma portadores de MRE de polaridad normal podrían ser correlacionables con el evento Neuquén; consecuentemente con

ello, el tramo inferior de la secuencia, portador de MRE de polaridad reversa, podría corresponder a la parte más temprana de la época Matuyama. Ello implicaría que en el perfil compuesto por las secuencias expuestas en Barranca de Los Lobos y "El Muelle" no están presentes los sedimentos de la Formación Vorohué que debieron registrar el campo magnético terrestre correspondiente a la parte más tardía (polaridad normal) y media (polaridad reversa durante dos eventos) de la época Gauss. Esta segunda interpretación presenta dos elementos que la hacen menos plausible que la mencionada en primer término. El primero de ellos es que la discordancia a la cual se hace referencia debería haber afectado casi exclusivamente a sedimentos portadores de MRE de polaridad reversa, cuyas edades están, comprendidas en el lapso entre el final del evento Neuquén y el comienzo de los eventos Reunión. El segundo elemento es que, dado que el evento Neuquén es de breve duración, la probabilidad de registrarlos en secuencias discontinuas como la estudiada no es alta.

## CONCLUSIONES

Los resultados de los estudios paleomagnéticos realizados en los sedimentos aflorantes en las barrancas atlánticas bonaerenses de la localidad "El Muelle" indican que la Formación Arroyo Lobería y la sección superior de la Formación Arroyo Seco tienen una edad magnética Brunhes (menor o igual a 0,7 Ma) y la sección inferior de la última de estas formaciones una edad magnética Matuyama tardía (entre 0,7 y 1,71 Ma).

La armonización de las evidencias geológicas con los datos suministrados por el estudio paleomagnético sugiere para los sedimentos de la Formación Miramar una edad magnética Matuyama, sensu lato, (mayor que 0,7 Ma y menor que 2,41 Ma). Asimismo, dicha armonización sugiere una edad magnética Gauss (mayor que 2,41 Ma) para las Formaciones San Andrés y Vorohué.

Consecuentemente, las edades magnéticas correspondientes a las edades mamífero representadas en la secuencia en estudio (Pascual *et al.*, 1965) serían las siguientes:

EDAD MAMIFERO LUJANENSE	EDAD MAGNETICA BRUNHES A MATUYAMA TARDIO (Pleistoceno medio a tardío)
EDAD MAMIFERO ENSENADENSE	EDAD MAGNETICA MATUYAMA (Plioceno tardío a Pleistoceno temprano/medio?)
EDAD MAMIFERO UQUIENSE	EDAD MAGNETICA GAUSS (Plioceno tardío)

Las características geológicas de la secuencia estudiada admiten otra interpretación diferente en cuanto a la edad magnética de los sedimentos asignados a la edad mamífero Uquiense aflorantes en "El Muelle". De acuerdo a esta interpretación la edad magnética de los sedimentos de edad mamífero Uquiense aflorantes en esta localidad y en la vecina de Barranca de Los Lobos se extendería desde la época Gauss hasta la parte más temprana de la época Matuyama (Plioceno tardío).

Las edades mamífero de los sedimentos incluidos en este estudio han sido asignadas al Pleistoceno tardío (Lujanense), Pleistoceno medio (Ensenadense) y Plioceno tardío a Pleistoceno temprano (Uquiense) por Marshall y Pascual (1978). Luego, existe una coincidencia parcial entre las edades propuestas por los citados autores y las sugeridas en el presente estudio, aunque puede observarse que los datos palcomagnéticos sistemáticamente sugieren

edades parcialmente mayores (véase cuadro final).

#### AGRADECIMIENTOS

A la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires, el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y la Universidad de Buenos Aires, por la ayuda recibida que permitió la realización del presente trabajo. Al Ing. D. A. Valencio por la valiosa guía efectuada durante la realización del mismo, las ideas aportadas y la corrección del manuscrito. A los Lic. M. A. González y M. Toselli, por sus colaboraciones en la recolección de muestras y en las observaciones respecto a la estratigrafía, realizadas durante la tarea de campo. Finalmente, al Dr. Rosendo Pascual y a su grupo de colaboradores por el enriquecedor intercambio de opiniones e información vinculada al tema.

EDAD MAMIFERO	Edad asignada por MARSHALL Y PASCUAL, 1978	EDAD MAGNETICA
LUJANENSE	Pleistoceno tardío	BRUNHES A MATUYAMA TARDIO (Pleistoceno medio a tardío)
ENSENADENSE	Pleistoceno medio	MATUYAMA (Plioceno tardío a a Pleistoceno temprano/medio?)
UQUIENSE	Plioceno tardío a Pleistoceno temprano	GAUSS (Plioceno tardío)

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL  
TEXTO

- AMEGHINO, F., 1908. *Las formaciones sedimentarias de la región litoral de Mar del Plata y Miramar*. An. Mus. Nac. Buenos Aires, Ser. III, X (1909): 343-428, Buenos Aires.
- BOBBIO, M. L., S. M. DEVINCENCI, M. J. ORGEIRA y D. A. VALENCIO, 1986. *La magnetoestratigrafía del Ensenadense y Bonaerense de la ciudad de La Plata (excavación Nuevo Teatro Argentino: su significado geológico)*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XLI (1-2): 7-21, Buenos Aires.
- FASANO, J. L. y M. ZARATE, 1985. *El Pleistoceno de Chapadmalal (provincia de Buenos Aires): sedimentación discontinua y tasas de acreción*. 1º Jom. Geol. Bon., Res.: 45-46, Tandil.
- HARLAND, W. B., A. V. COX, P. G. LLEWELLYN, C. A. G. PICKTON, A. G. SMITH y R. WALTERS, 1982. *A geological time scale*. Cambridge University Press, 1-128, Cambridge.
- KRAGLIEVICH, J. L., 1952. *El perfil geológico de Chapadmalal y Miramar, provincia de Buenos Aires*. Mus. Cienc. Nat. y Trad. Mar del Plata, Rev., 1 (1): 8-37, Mar del Plata.
- , 1953. *La llanura bonaerense a través de un perfil geológico*. Rev. Mundo Atómico, Año IV (14): 88-99.
- , 1959. *Contribuciones al conocimiento de la geología cuaternaria en la Argentina. IV: nota acerca de la geología costera en la desembocadura del Arroyo Malacara (provincia de Buenos Aires)*. Mus. Arg. Cienc. Nat. Bernardino Rivadavia, Rev., Cs. Geol., 1 (17): 3-9, Buenos Aires.
- MARSHALL, L. G. y R. PASCUAL, 1978. *Una escala temporal radiométrica preliminar de las edades mamífero del Cenozoico medio y tardío sudamericano*. Obra del Cent. del Mus. de La Plata, Tomo X, 11-28, La Plata.
- ORGEIRA, M. J. y D. A. VALENCIO, 1984. *Estudio paleomagnético de los sedimentos asignados al Cenozoico tardío aflorantes en la Barranca de Los Lobos, provincia de Buenos Aires*. IXº Congr. Geol. Arg., Actas, IV: 162-173, (S. C. de Bariloche), Buenos Aires.
- PASCUAL, R., E. J. ORTEGA HINOJOSA, D. GONDAR y E. TONNI, 1965. *Las edades del Cenozoico mamífero de la Argentina con especial atención a aquéllas del territorio bonaerense*. An. Com. Invest. Cient. Prov. Buenos Aires, 1, VI: 165-193, La Plata.
- TERUGGI, M. E., M. C. ETCHICHURI y J. R. REMIRO, 1957. *Estudio sedimentológico de los terrenos de las Barrancas de la zona Mar del Plata - Miramar*. Mus. Arg. Cienc. Nat. Bernardino Rivadavia, Rev., Cs. Geol., IV (2): 166-250, Buenos Aires.
- , R. H. ANDREIS, M. M. MAZZONI, L. H. DALLA SALDA y L. A. SPALLETTI, 1974. *Nuevos criterios para la estratigrafía del cuaternario en las barrancas de Mar del Plata - Miramar*. LEMIT, Anales, Ser. II (268): 133-148, La Plata.
- VALENCIO, D. A., 1980. *El magnetismo de las rocas*. Editorial EUDEBA, 1-351, Buenos Aires.
- y M. J. ORGEIRA, 1983. *La magnetoestratigrafía del Ensenadense y Bonaerense de la ciudad de Buenos Aires: Parte II*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVIII (1): 24-33, Buenos Aires.
- , J. F. VILAS y J. E. MENDIA, 1977. *Palaeomagnetism of sequences 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. Soc., 51 (1): 50-74.
- ZARATE, M. y J. FASANO, 1984. *Características de la sedimentación pleistocena en la zona de Chapadmalal, provincia de Buenos Aires: significado de los paleosuelos y costras calcáreas*. IXº Congr. Geol. Arg., Actas, IV: 57-75, Buenos Aires.

Recibido: 31 de octubre, 1986.

Aceptado: 6 de octubre, 1987

MARIA JULIA ORGEIRA

CONICET  
Universidad de Buenos Aires  
Departamento de Ciencias Geológicas  
Ciudad Universitaria, Pabellón II  
1428 Núñez

# ESTUDIO PALEOMAGNETICO Y SEDIMENTOLOGICO DE SEDIMENTOS DE PLATAFORMA, PROVINCIA DE BUENOS AIRES

Paulina Nabel

## RESUMEN

Se realiza el estudio paleomagnético y sedimentológico integrado de sedimentos de la plataforma submarina adyacente a la provincia de Buenos Aires, con el fin de identificar características diagnósticas que permitan su correlación con sedimentos de superficie.

La asociación mineralógica representativa, mantiene el carácter predominantemente volcánico de la asociación mineralógica pampeana, observándose en la fracción arcillosa una preponderancia de illita mal cristalizada y en la fracción limo-arenosa abundancia de vidrio volcánico.

El estudio paleomagnético evidencia una elevada dispersión en las direcciones de magnetización y valores bajos para la inclinación magnética debidas principalmente a la elevada energía del medio (ambiente litoral poco profundo dominado por corrientes de oleaje y marea).

A pesar de ello se registra una dirección media de la magnetización remanente estable de  $D = 0^\circ$ ;  $I = -24,2^\circ$ ;  $k = 3$ ;  $\alpha_{95} = 12,06$ ;  $N = 64$ .

La secuencia ha presentado preponderantemente polaridad normal, aunque hacia el tope de la misma se presentan muestras oblicuas. Sobre estas evidencias se discute su probable edad y las limitaciones del paleomagnetismo en la caracterización de la misma.

## ABSTRACT

Characterization of sediments from Buenos Aires inner shelf was carried out by means of an integrated palaeomagnetic and sedimentological study. The volcanic character of the pampean mineralogical association was observed, with presence of illite in the clay fraction and abundant volcanic glass in the coarser fraction.

High dispersions in the stable remanent magnetization (srm) directions and low inclination values obtained from the palaeomagnetic study was related to the high environment energy (shallow marine current dynamics).

The mean srm direction was  $D = 0^\circ$ ;  $I = -24,2^\circ$ ;  $K = 3$ ;  $\alpha_{95} = 12,06$ ;  $N = 64$ . Normal polarity is reported in the lower section of the sequence, it is also discussed the age and the use of palaeomagnetic techniques.

## INTRODUCCION

Se realiza el estudio paleomagnético y sedimentológico integrado del testigo VP21, extraído de la plataforma continental submarina, con el fin de caracterizarlo litológica, estructural y magnéticamente. Este estudio inicia una serie de investigaciones que apuntan al conocimiento de los sedimentos de plataforma submarina con miras a la elaboración de una columna magnetoestratigráfica, a la identificación de niveles composicionales, como así también al reconocimiento de los ambientes de depositación y de las variaciones del nivel de base marino. El estudio integrado de las mencionadas características apunta a la búsqueda de elementos diagnósticos que caractericen tanto el comportamiento magnético de los sedimentos

como su composición mineralógica, estableciendo las posibles vinculaciones existentes entre ambos, que permitan a su vez, identificar niveles reconocibles a escala regional. Este enfoque responde a la necesidad de conocer las relaciones existentes entre los depósitos actualmente bajo el nivel del mar y los aflorantes, encuadrando su estudio como una unidad dinámica.

## ANTECEDENTES

Los estudios geológicos y geofísicos de la plataforma continental submarina, en el área adyacente a la provincia de Buenos Aires, no incluyeron hasta el presente, trabajos de índole paleomagnética. Los estudios sedimentológicos

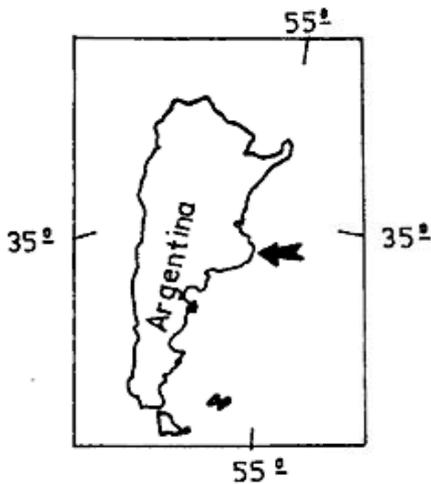


Figura 1.— Mapa de ubicación.

realizados, también son escasos. Uno de los primeros que cuenta con una descripción pormenorizada de la mineralogía de los sedimentos de plataforma en el área, es el de Etchichurry y Remiro, 1960, realizado sobre sedimentos superficiales, obtenidos por medio de *snappers* por miembros del Servicio de Hidrografía Naval. Posteriormente Schnack, 1970, ha realizado un estudio sedimentológico detallado sobre testigos muestreados por el Observatorio Geológico Lamont en colaboración con el S.H.N. en el área externa del Río de la Plata y sus adyacencias. Ottman y Urien, 1965; Urien, 1967; realizaron estudios sobre la distribución de sedimentos en la misma región, utilizando criterios oceanográficos. Recientemente, Parker y Violante, 1982, han realizado un trabajo integrado que reúne información sedimentológica, geofísica (sonar, sísmica y dataciones absolutas) y paleontología, proponiendo un esquema estratigráfico para la zona.

#### UBICACION DEL TESTIGO Y MUESTREO

El testigo VP21 fue extraído de la plataforma submarina, durante una campaña realizada por el buque oceanográfico "Golondrina del Mar", durante el mes de abril de 1980, en oportunidad en que se realizó el estudio geotécnico para evaluar la factibilidad de la ubicación de un puerto de aguas profundas en la región de Punta Médanos, provincia de Buenos Aires.

El área de muestreo fue la plataforma interior, a los 36°56'S y 56°40'O, y a 10,89 m de

profundidad de agua, en uno de los canales que constituyen parte del fondo marino en la región, un poco al sur del faro de Punta Médanos. La extracción se realizó utilizando el sistema Vibracore, recuperándose en este caso una columna de sedimentos no disturbados de 3,80 m de longitud, sin orientación respecto del norte.

Una vez abierto el testigo, se procedió a realizar el muestreo paleomagnético, por medio de cápsulas plásticas cilíndricas de 2,5 cm de diámetro y 2,54 cm de altura. Estas cápsulas fueron hincadas dentro del sedimento, siempre que fue posible, con equidistancias de 3 y 4 cm, obteniéndose un total de 65 muestras. Para el estudio mineralógico, se muestreó el testigo con equidistancias de 50 cm aproximadamente, obteniéndose un total de 7 muestras.

#### Litología

Con el fin de caracterizar litológicamente la secuencia estudiada, se realizó una detallada descripción de estructuras, un estudio mineralógico cualitativo por medio de lupa binocular y microscopía de polarización, se determinaron los minerales de arcillas por difracción de rayos X y en algunos casos se hicieron análisis químicos para determinar las proporciones relativas de los óxidos de Fe y Ti presentes. Se consigna la información obtenida de techo a base.

El tope del testigo y hasta los 0,46 m de profundidad presenta una sedimentación de arena gruesa predominante, de color gris oliva oscuro (5Y 4/1; Rock Color Chart), con restos de conchillas distribuidas aleatoriamente, sin estructuras visibles. Microscópicamente, se distingue en orden de abundancia decreciente, la presencia de fragmentos de conchillas calcáreas, cuarzo, fragmentos líticos alterados, feldespato potásico (ortosa), vidrio volcánico parcialmente alterado, minerales pesados y opacos. Esta arena, a través de un plano de discontinuidad neto, se pone en contacto con un sedimento pelítico de color castaño pálido (5YR 5/2).

Microscópicamente, este primer nivel arcillo-limoso, revela a los 0,70 m de profundidad, la presencia de abundante vidrio volcánico (en un 80 % aproximadamente), fresco y con distintos grados de alteración y en menor proporción cuarzo, plagioclasas, opacos, escasos fragmentos líticos y minerales pesados. Este nivel se prolonga desde los 0,45 m hasta 1 m de profundidad.

Hacia la base del perfil y en forma gradual, se alternan pelitas con diferentes proporciones de arcilla, limo y arena fina, intercaladas esporádicamente por niveles con concreciones de carbonato de calcio similares a los niveles de tosca observados en superficie. Sólo se observa la presencia de conchillas en el tope de la secuencia y la estructura de los distintos niveles es masiva. El contenido de carbonato es bajo, salvo donde hay presencia de conchillas calcáreas o toscas, que coinciden con el techo y la base del perfil respectivamente; en los otros niveles está totalmente ausente.

Estas pelitas presentan colores que varían en la gama de los castaños, entre el castaño amarillento moderado 10YR 5/4 (a los 1,40 m); castaño amarillento oscuro 10YR 4/2 (a los 2,10 m) y castaño pálido 5YR 5/2 (a los 2,80 m), se continúan hasta los 3,40 m de profundidad donde pasan gradualmente a un sedimento pelítico de color gris amarillento (5YR 7/2), que se extiende hasta la base del perfil.

En la fracción limo-arenosa se observa microscópicamente, la presencia de cuarzo (monocristalino y policristalino subordinado), feldespato potásico (preponderantemente ortosa, aunque en algunos niveles aparece escasa

sanidina), plagioclasas (de ácida a básica, albita, preponderantemente oligoclasa y en menor proporción andesina) líticos alterados e impregnados en óxido férrico, vidrio volcánico incoloro y castaño, que aparece fresco y con distinto grado de alteración (argilizado) y como accesorios minerales opacos y pesados: anfíboles (hornblenda verde y castaña y lamproborita), piroxenos (hipersteno y augita), granate, epidoto (pistacita), turmalina, zircón, apatita, etc.

Esta asociación mineralógica es monótona pero presenta variaciones en las proporciones relativas de los minerales a lo largo del perfil, pudiendo mencionarse por ejemplo picos de concentración de vidrio volcánico a los 0,70 m y a los 2,80 m de profundidad, aunque la presencia de vidrio en este último nivel no alcanza los valores observados en el superior (véase cuadro I).

En el cuadro I se ha marcado con una x la presencia de los minerales que mantienen una proporción aproximadamente constante a lo largo del perfil, indicándose en el caso de las variaciones los términos: muy abundante (muy ab.); abundante (abund.); escaso (esc.) o esporádico (esp.); ausente (au.).

Cuadro I: Análisis mineralógico cualitativo de los sedimentos del Perfil VP 21

Muestra (Profun)	Q	Feldespatos		Vidr. Volc.	Frag. lític.	co. ca.	* Minerales pesados 1 - 2										Reac. Carb.	
		FK	Pbg.				Piroxenos		Anfíboles		Epid. Pist.	Gran.	Opac.	Tu.	Zirc.	Apat.		Ti.
							Hiper.	Aug.	Hom.	Lamp.								
I 0,24 m	x	ort. x	olig.	x	abund.	muy ab.	x	( )	x	( )	x	x	abun.	—	—	—	—	mod.
II 0,70 m	x	esp.	olig. bás.	muy abun.	esc.	—	x	x	x	x	x	—	abu.	—	—	—	—	—
III 1,40 m	x	ort. x	x olig. and.	x	impr. O <sub>3</sub> Fe <sub>2</sub>	—	x	x	x	x	x	—	x	x	x	esp.	es	mod.
IV 2,10 m	x	ort. sar.	ab. ol.	—	impr. O <sub>3</sub> Fe <sub>2</sub>	—	—	x	x	x	x	x	x	—	x	—	—	—
V 2,80 m	x	ort. x	x oli.	abu.	x	—	esp.	—	x	esc.	x	x	x	—	x	—	—	deb.
VI 3,30 m	x	ort. x	oli. x	x	x	—	x	x	x	—	—	x	x	—	—	—	—	Mod a Int.
VII 3,62 m	x	ort. x san.	x alb. ol.	x	x	—	esp.	—	x	—	esp.	esp.	x	—	—	esp.	—	mod a int.

\*co ca.: conchillas calcáreas

Los minerales de arcillas fueron determinados por difracción de rayos X y revelaron a lo largo del perfil, la presencia de illita mal cristalizada, en menor proporción caolinita y vestigios de yeso en el nivel de 0,70 m.

Las determinaciones químicas realizadas para valorar las proporciones relativas de los óxidos férrico y ferroso presentes, indican un aumento relativo de este último en la base del perfil, que coincide con el nivel pelítico de coloración amarillo-verdosa entre los 3,40 y 3,80 m de profundidad (véase cuadro II).

Cuadro II: Variación relativa de los óxidos férrico y ferroso con la profundidad		
Prof. (m)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
0,70	3,22	0,40
3,62	3,12	0,66

#### Estudio paleomagnético

El estudio paleomagnético se realizó utilizando técnicas de gabinete convencionales, las que fueron descriptas por Nabel y Valencio (1981). Se midió el magnetismo remanente natural (mrn) de las muestras, definiendo sus parámetros representativos: la declinación (D), la inclinación (I) y la intensidad de la magnetización original (J<sub>0</sub>). Se realizaron pruebas de estabilidad por medio de campos magnéticos alternos decrecientes hasta 250 Oe y hasta 450 Oe en algunos casos y se obtuvo la dirección del magnetismo remanente estable (mre). Asimismo se midió la susceptibilidad magnética de las muestras.

Las pruebas de estabilidad indican la presencia de muestras con comportamientos diferentes frente al proceso de lavado magnético. En la figura 2a se puede observar el comportamiento muy estable de las muestras 31, 36 y 47, cuyos campos destructivos medios superan los 250 Oe. En la figura 2b se ha graficado el comportamiento de las muestras 17, 23 y 29, las que son estables hasta los 250, 150 y 200 Oe respectivamente, valores por encima de los cuales el comportamiento se torna anómalo. El campo destructivo medio es de 150 Oe. En la figura 2c se ha graficado el comportamiento de las muestras 1 y 8, las que son sólo moderadamente estables en un cierto rango. La muestra 8 lo es

entre los 150 y 250 Oe y la muestra 1 entre los 50 y 150 Oe. El rango del campo destructivo medio de estas muestras fluctúa entre los 150 y 200 Oe y bajo la acción de campos desmagnetizantes mayores a 200-250 Oe, el comportamiento se torna inestable.

Si bien las muestras moderadamente estables aparecen saltuariamente desde el tope hasta la base de la secuencia estudiada, en términos generales es posible reconocer que las muestras de la región superior del testigo presentan la mayor densidad de muestras con baja estabilidad, mientras que el sector central y basal presenta muestras con estabilidad media y alta, según puede verse representado en la figura 3.

Las pruebas de estabilidad realizadas evidencian que en la mayor parte de los casos el proceso de desmagnetización ha sido efectivo y las direcciones desmagnetizadas representan verdaderas magnetizaciones estables. A pesar de ello se puede observar que no existe un buen agrupamiento de las direcciones de magnetización inclusive después del proceso de lavado (véase figura 4). Las posibles causas de la dispersión de las direcciones de magnetización se discuten más adelante. Es importante tener en cuenta que los valores de la declinación magnética registrada, si bien mantienen una coherencia a lo largo de la secuencia, no representan valores absolutos, ya que el testigo fue extraído del fondo marino sin ser orientado. Por ello, el valor medio de la declinación magnética fue igualado a 0°, de manera de contar con un criterio de comparación con otros testigos de la zona.

La dirección promedio del magnetismo remanente estable es

$$D = 0^\circ; I = -24,2^\circ; k=3; \alpha_{95} = 12,06; N = 64.$$

Los valores de la inclinación magnética registrados en las muestras son particularmente bajos. En la figura 5 se pueden observar sendos histogramas que permiten comparar los valores de la inclinación antes y después del lavado magnético de las muestras. La media absoluta varía de 25,6° a 32,7° tras el proceso de desmagnetización. En dicha figura se puede observar que el pico de valores de inclinación se encuentra desplazado respecto de la posición correspondiente al del campo dipolar axial (aproximadamente a 56°). Si bien, luego del mencionado proceso se evidencia un corrimiento de la distribución hacia valores más altos (y más cercanos al del campo dipolar axial), siguen siendo bajos para la región.

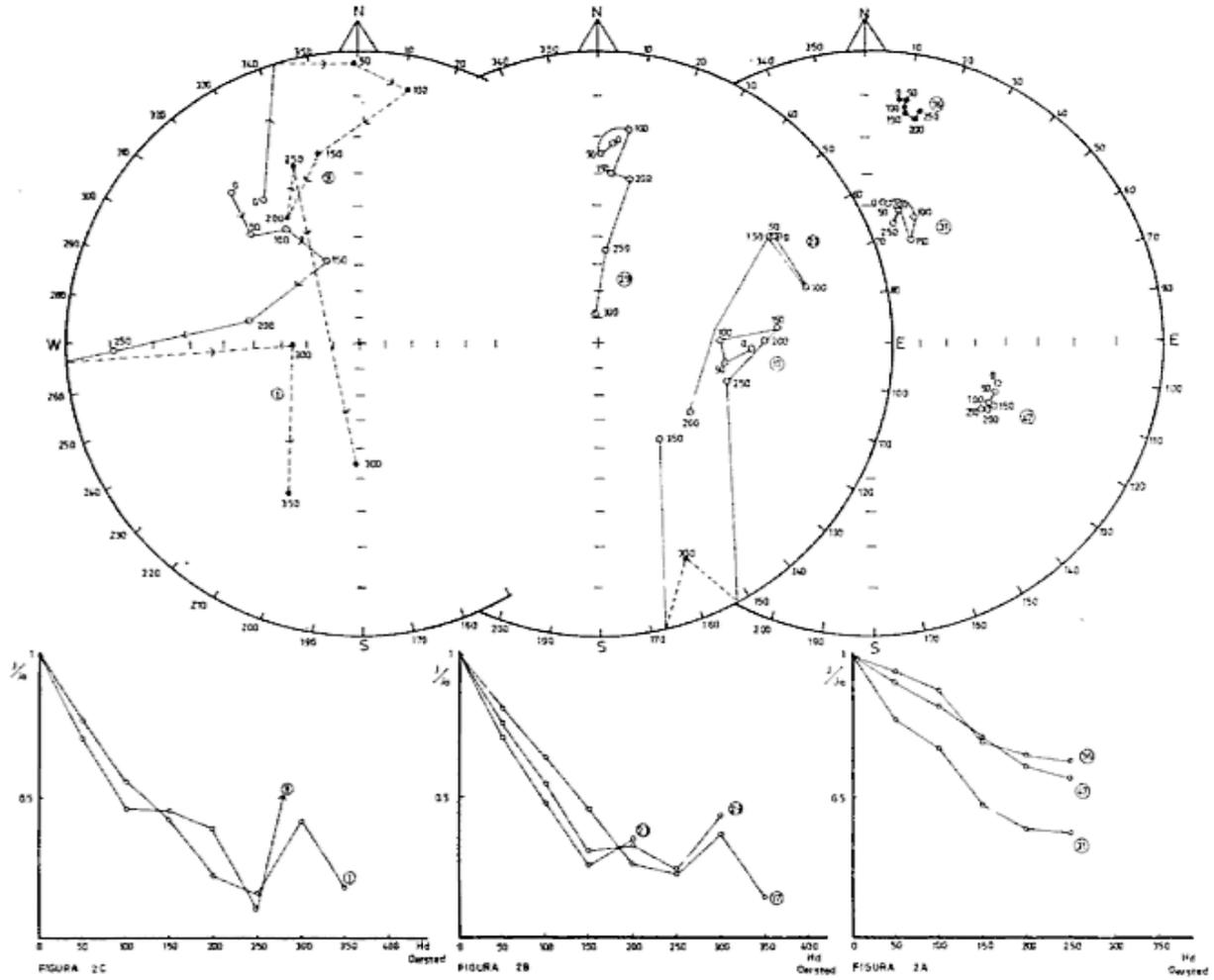


Figura 2.— Ejemplos del comportamiento de las muestras frente a la desmagnetización por campos alternos decrecientes. 2a, muestras muy estables; 2b, muestras estables hasta un cierto valor; 2c, muestras moderadamente estables en un cierto rango. Referencias: o inclinación negativa; • inclinación positiva. Números pequeños: campos pico; números grandes: identificación de la muestra.

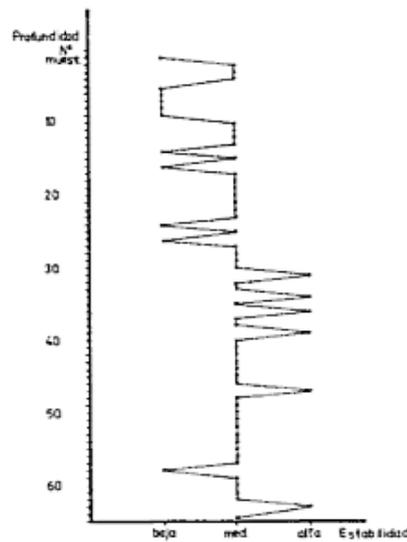


Figura 3.— Comportamiento de las muestras en cuanto a su estabilidad, en función de la profundidad.

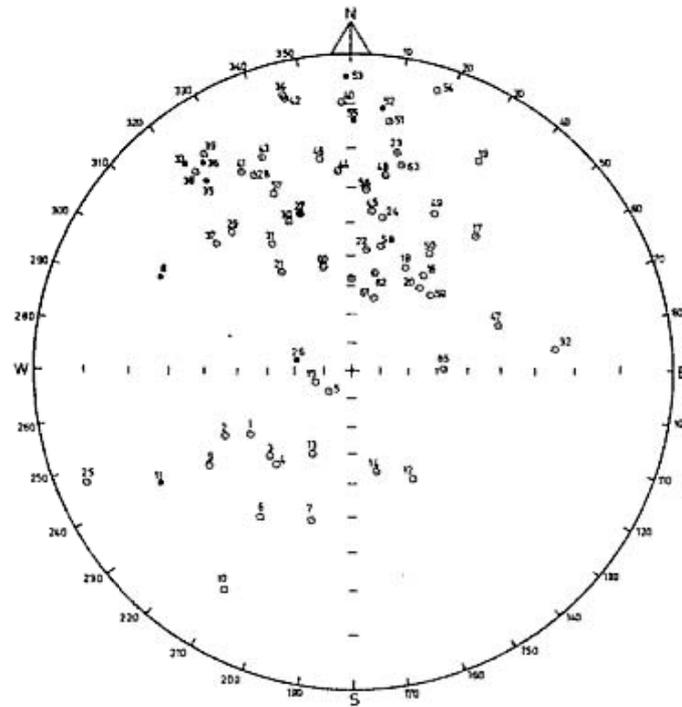


Figura 4.— Direcciones del magnetismo remanente estable (m.r.e.) aislado, luego de someter a las muestras a desmagnetización por campos alternos decrecientes. ⊕ dirección del campo dipolar axial y geocéntrico.

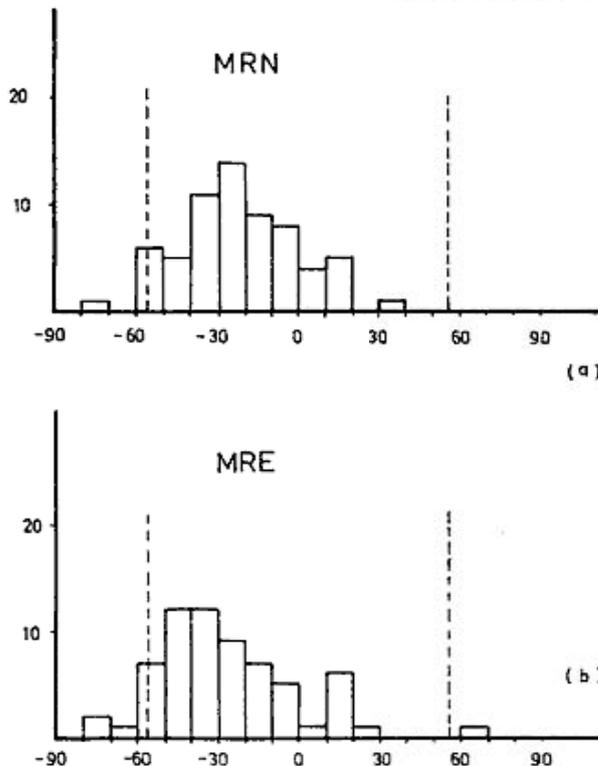


Figura 5.— Histogramas de la inclinación antes (a) y después (b) de la desmagnetización. Línea punteada: inclinación del campo dipolar axial presente en el lugar de muestreo.

La literatura paleomagnética consigna, sobre la base de experiencias de laboratorio (Johnson

*et al.*, 1945; King, 1955; Tauxe y Kent, 1984, etc.) que el mecanismo responsable de la magnetización remanente depositacional produce una inclinación remanente usualmente menor que la inclinación del campo magnético en el cual los sedimentos se han depositado. Este fenómeno se produce cuando el efecto gravitatorio supera el de la orientación de las cuplas magnéticas de los agregados minerales en el instante de la depositación. En los mencionados casos, sin embargo, los valores de declinación mantienen una elevada coherencia. Las variaciones en los valores de la inclinación aquí consignados parecen tener una vinculación más estrecha con la dispersión de las direcciones de magnetización ya mencionadas, que con los referidos fenómenos de depositación, ello se discute en el próximo ítem.

En la figura 6 se han graficado también los valores de declinación e inclinación del magnetismo remanente en función de la profundidad. Para clasificar la polaridad de la magnetización remanente estable de las muestras, se ha calculado la posición del polo geomagnético virtual (PGV) para cada una de ellas, la dirección promedio de los mismos, y el apartamiento polar, utilizando para ello un método de filtrado (Valencio *et al.*, 1977). En la figura 6 se han graficado las distancias angulares (apartamien-



La presencia de una secuencia pelítica estéril, de estructura masiva como la observada desde los 0,45 m hasta la base del perfil, intercalada por fragmentos de tosca, sugiere que esa sección del testigo pudo ser depositada en ambiente de tipo continental (similar al observado en perfiles loessoides de la provincia de Buenos Aires. Estos sedimentos se encuentran coronados por 0,45 m de un depósito arenoso gris oscuro con conchillas, probablemente pertenecientes a lo que Parker y Violante (1982) llaman Formación Punta Médanos Exterior y quizás equivalente a la Formación Destacamento Río Salado definida por Fidalgo y Tonni (1982) en superficie. Esta distribución de sedimentos sugiere que la zona de donde se extrajo el perfil ha sufrido un cambio respecto al nivel del mar o se ha modificado el régimen de sedimentación, durante la depositación del testigo.

La caracterización mineralógica de los sedimentos estudiados evidencia que la misma no difiere significativamente de la registrada por González Bonorino, 1965, para el área de la Ciudad de Buenos Aires, de la observada por Teruggi *et al.*, 1957, en el área del litoral marítimo bonaerense, ni la descrita por Schnack (*op. cit.*) en testigos de plataforma. Ello significa que la procedencia del material es la misma, manteniendo el carácter predominantemente volcánico de la asociación mineralógica pampeana (Teruggi *et al.*, *op. cit.*).

Sin embargo, cabe señalar algunas semejanzas significativas y otras diferencias que llaman la atención, en la comparación de la mineralogía de nuestro perfil y los de los autores mencionados.

Si bien el testigo que nos ocupa se encuentra relativamente alejado del área de la Ciudad de Buenos Aires donde González Bonorino (*op. cit.*) definió zonas mineralógicas dentro del Pampeano, es oportuno señalar la presencia en el mismo, de illita preponderantemente en la fracción arcillosa, como así también abundante vidrio volcánico en la fracción limo-arenosa, elementos estos diagnósticos en la definición de dichas zonas. Ello sugeriría que la secuencia estudiada podría correlacionarse mineralógicamente con la Zona I definida por el mencionado autor en la Ciudad de Buenos Aires. Sin embargo se desconocen aún los alcances areales de las subdivisiones propuestas por González Bonorino (*op. cit.*), como tampoco se cuenta con suficiente información de los sedimentos de plataforma, que permitan confirmar o descartar esta correlación. Este perfil, responde a la

descripción hecha por Parker y Violante (*op. cit.*) para la Formación Pozo N° 10 de los sedimentos de plataforma, y podría correlacionarse con el Bonaerense de Frenguelli (1957) o el Miembro superior de la Formación Pampeano de Fidalgo y Martínez (1983).

Cabe señalar, por otra parte, que no se ha observado la presencia de clorita en la fracción arcillosa, por lo que parecería no llegar hasta esta latitud, la zona de neoformación de clorita postulada por Schnack (*op. cit.*), para sedimentos de plataforma alejados de la desembocadura del Río de la Plata. Tampoco se ha detectado la presencia de montmorillonita, que ha sido descrita en sedimentos del litoral marítimo bonaerense (Teruggi *et al.*, *op. cit.*).

Las direcciones de magnetización en la sección superior del perfil han sido preponderantemente oblicuas, mientras que en la sección inferior, se han registrado direcciones normales de la magnetización remanente estable (véase figura 6). Este registro puede ser el reflejo del comportamiento del campo magnético terrestre o puede deberse a la superposición de un factor de ruido que no es posible eliminar, producido por la elevada energía del medio de depositación o a alteraciones introducidas en la posición original de los sedimentos durante la extracción de los testigos. Si analizamos estas direcciones aisladamente del resto de los resultados obtenidos y suponemos que las mismas son el reflejo del comportamiento del campo magnético terrestre, debería encontrarse un comportamiento equivalente al registrado en alguna sección del perfil magnetoestratigráfico del Cuadro de las Reversiones de Polaridad del c.m.t. La comparación de nuestros resultados con el mencionado Cuadro no permite equiparar los mismos con la época de polaridad normal Brunhes (menor que 0,7 Ma) por no presentar ésta, direcciones oblicuas como las registradas en la sección superior de nuestro perfil; no es asignable tampoco a la época reversa de Matuyama (0,7 a 2,43 Ma), por presentar nuestra secuencia fundamentalmente polaridades normales, sobre todo en la sección inferior. Podría correlacionarse con el pasaje a un evento reverso de la época normal Gauss (2,43 a 3,32 Ma), pero para ello habría que postular un amplio hiato en la sedimentación, lo que no es coherente con la información geológica ni sísmica de la zona (Parker y Violante, *op. cit.*) ni con el resto de los resultados obtenidos en este estudio. Por una parte se ha evidenciado que la presencia de

muestras oblicuas en la sección superior del perfil, coincide aproximadamente con un comportamiento solo moderadamente estable desde el punto de vista magnético y dentro de un cierto rango (véase figura 3). La observación geológica, por otra parte evidencia que el medio del que fueron extraídos los testigos, es un ambiente fuertemente afectado por corrientes de oleaje y de marea. El análisis conjunto de todos estos elementos permite realizar una interpretación más ajustada de los resultados obtenidos.

Las direcciones del m.r.e. dispersas de la sección superior de la secuencia y los valores de inclinación magnética particularmente bajos para la región, probablemente son el resultado del efecto producido en los sedimentos por la elevada energía del medio y no representa un comportamiento particular del campo magnético terrestre.

Efectivamente, los fenómenos de menor inclinación registrados en experiencias de laboratorio (ya mencionados) durante la adquisición de una magnetización remanente deposicional, se refiere fundamentalmente a la interacción de las fuerzas gravitacionales y las cuplas magnéticas, y donde la forma de las partículas ejerce un efecto crítico en dicha interacción. En este caso es necesario tomar en cuenta un tercer factor en el análisis de las direcciones obtenidas y es la elevada energía del medio (ambiente litoral poco profundo dominado por corrientes de oleaje y marea). Si se tiene presente que la dirección de magnetización depende de la interacción de fuerzas magnéticas, gravitacionales e hidrodinámicas en el asentamiento de las partículas magnéticas, se hace evidente que las direcciones obtenidas en este estudio han estado particularmente influenciadas por el último factor (fuerzas hidrodinámicas). Ello sugiere que a pesar de que la secuencia posiblemente ha sido depositada en su mayor parte en ambiente continental, al ser sometida a un régimen de alta energía, muy probablemente se produjeron movimientos en sus partículas, que se evidencian en la dispersión de las direcciones registradas. Ello explicaría, además, que la mayor parte de las muestras oblicuas estén ubicadas hacia el tope del perfil, sugiriendo que la profundidad de la penetración de la energía del medio en la zona alcanzaría como mínimo los 0,90 m a 1,40 m de la paleosuperficie de depositación.

Sin embargo, cabe la posibilidad de considerar que la sección superior del perfil haya si-

do afectada por el sistema de extracción del testigo y los comportamientos arriba señalados se deban simplemente a errores en el muestreo. En contraposición a esta última eventualidad se expresan la buena conservación de las estructuras observadas en este testigo y en otros similares.

Sobre la base de lo expuesto, y en la medida en que la longitud del testigo sea mayor que la profundidad de penetración de la energía del medio (o eventualmente del muestreo), es posible utilizar la metodología paleomagnética en la caracterización global de estos sedimentos, aunque no es confiable la utilización puntual de los valores obtenidos para la correlación fina de los comportamientos magnéticos registrados.

Si las consideraciones realizadas respecto a la presencia de muestras oblicuas en la parte superior del perfil son correctas, se podría afirmar que el mismo ha presentado preponderantemente una polaridad normal. La comparación de dicha polaridad con el cuadro de reversiones de polaridad del c.m.t. sugiere entonces, una edad Brunhes (<700.000 años) para el mismo. En este caso se podría señalar, que el comportamiento magnético de estos sedimentos habría sido similar en cuanto a polaridad e intensidades de magnetización a los identificados como de la Zona I en la Ciudad de Buenos Aires (Nabel, 1985), manteniéndose la coherencia de la información paleomagnética con la mineralogía.

La comparación del perfil de intensidad  $J_0$  con el perfil de susceptibilidad magnética  $X$ , en la figura 6, permite observar la similitud de comportamiento entre estas magnitudes. La intensidad de la magnetización presenta picos de mayor intensidad, los que se repiten en forma suavizada, en el perfil de susceptibilidad magnética. Hacia la base de la secuencia, es posible observar una disminución en los valores de ambas magnitudes. Esta zona se correlaciona con un cambio de coloración en el sedimento. La susceptibilidad magnética es función del número, tamaño y composición química de los minerales magnéticos presentes y es independiente de los procesos por los cuales un sedimento adquirió una magnetización remanente. Dada la coherencia de los comportamientos de la susceptibilidad y el de la intensidad de la magnetización, se hace evidente que las variaciones observadas en los valores de esta última se deben a variaciones en la naturaleza o cantidad de minerales magnéticos presentes y no reflejan variaciones en el proceso de adquisición del magnetismo remanente natural de los sedimentos. Efectiva-

mente, a los 3,35 m de profundidad y hasta la base del testigo, en forma coherente con la disminución de los valores de intensidad y susceptibilidad magnéticas, aparece un sedimento pelítico de tonalidades verde-amarillentas. Este sedimento si bien no presenta variaciones mineralógicas significativas en relación al resto de la sedimentación pelítica del perfil, presenta un aumento relativo en la proporción de óxidos ferrosos en relación a los férricos, respecto a la parte superior del perfil (véase cuadro II), lo que podría justificar las variaciones en el comportamiento magnético registrado.

### CONCLUSIONES

- Las características estructurales, texturales y composicionales observadas en el testigo permiten sugerir que durante la depositación del mismo se habría producido un cambio relativo del nivel de base del mar o del régimen de sedimentación.
- La caracterización mineralógica realizada, permite reconocer la presencia de una asociación mineralógica característica de los sedimentos pampeanos. Dentro de la misma, cabe señalar la presencia predominante de illita en la fracción arcillosa y de abundante vidrio volcánico en la fracción limo-arenosa, características éstas que han sido utilizadas como diagnósticas por González Bonorino (*op. cit.*) en la caracterización de la zona I del Pampeano en la Ciudad de Buenos Aires.
- La caracterización paleomagnética del perfil evidencia la presencia de una secuencia con preponderante polaridad normal y con muestras de inclinación oblicua hacia el tope. La dirección media de la magnetización remanente estable es de  $D = 0^\circ$ ;  $I = -24,2^\circ$ ;  $k = 3$ ;  $\alpha_{95} = 12,06$ ;  $N = 64$ .
- La elevada energía del medio (o eventualmente los errores producidos por el sistema de muestreo) ha producido una alta dispersión en las direcciones de magnetización y valores particularmente bajos en la inclinación magnética especialmente en la sección superior del testigo. A pesar de ello y debido a la longitud del mismo, la coherencia de los resultados obtenidos permiten avalar el uso de técnicas paleomagnéticas en la caracterización

global del comportamiento de estos sedimentos.

### AGRADECIMIENTOS

Deseo agradecer al Servicio de Hidrografía Naval por haber facilitado el material de estudio, y en particular al Dr. Gerardo Parker quién ha puesto a disposición de la autora la infraestructura necesaria para la utilización del mismo, a la Lic. Alicia Spiegelman por la realización de las determinaciones mineralógicas, al Ing. Daniel Valencio por haber permitido el uso del instrumental de Laboratorio de Paleomagnetismo y al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, quién ha hecho posible la realización de este trabajo.

### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ETCHICHURRY, M. C. y J. P. REMIRO, 1960. *Muestras de fondo de la Plataforma Continental comprendida entre los paralelos  $34^\circ$  y  $36^\circ 30' S$  y los meridianos de  $53^\circ 10'$  y  $56^\circ 30' O$* . Rev. Museo Arg. Cs. Nat. B. Rivadavia. Cienc. Geol., Tomo VI, Nº 4.
- FIDALGO, F. y O. R. MARTINEZ, 1983. *Algunas características geomorfológicas dentro del partido de La Plata, provincia de Buenos Aires*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVIII (2): 263-279, Buenos Aires.
- FRENGUELLI, J., 1957. *Neozoico*. Geografía de la República Argentina II, 3, 1-128, Gaea.
- GONZALEZ 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): 67-148, Buenos Aires.
- NABEL, P. E. y D. A. VALENCIO, 1981. *La magnetoestratigrafía del Ensenadense de la Ciudad de Buenos Aires: su significado geológico*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVI (1): 7-18, Buenos Aires.
- NABEL, P. E., 1985. *Magnetoestratigrafía de sedimentos pampeanos de la Ciudad de Buenos Aires y su relación con el paleoambiente de sedimentación*. I<sup>o</sup> Jorn. Geol. Arg. Bonaer., (en prensa).
- OTTMAN, F. y C. URIEN, 1965. *Observaciones preliminares sobre la distribución de los sedimentos en la zona externa del Río de La Plata*. Sep. de vol. 37, suplemento des Anais de Acad. Bras. de Cienc., Río de Janeiro.
- PARKER, G. y R. A. VIOLANTE, 1982. *Geología del frente de costa y plataforma interior entre Pinamar y Mar de Ajó*. Prov. de Bs. As. Acta Oceanográfica Arg. vol. 3, Nº 1, 57-91.
- ROCK-COLOR CHART from the Geological Society of America.
- SCHNACK, E. J., 1970. *Los sedimentos de la plataforma continental Argentina, correspondientes al área externa del Río de la Plata y sus adyacencias*. Tesis doctoral U.N.L.P., (inéd.).
- SPALLETTI, L. A., 1980. *Paleoambientes sedimentarios en secuencias silicoclásicas*. Asoc. Geol. Arg., serie B, Nº 8, 1-175.

Asociación Geológica Argentina

- TAUXE, L. y D. KENT, 1984. *Properties of a detrital remanence carried by roematite from study of modern river deposits and laboratory redeposition experiments*. Geophys. J. R. astr. Soc. Vol. 77, 543-561.
- TERUGGI, M. E., M. ETCHICHURRY y J. R. REMIRO, 1957. *Estudio sedimentológico de los terrenos de las barrancas de la zona de Mar del Plata-Miramar*. MACN, B. Rivadavia, Rev., Cs. Geol., Tomo IV, Nº 2, 1-250.
- URIEN, C., 1967. *Los sedimentos modernos del Río de la Plata. I Río de la Plata exterior*. SHN, Inf. técn.
- VALENCIO, D. A., J. F. VILAS y J. E. MENDIA, 1977. *Palaeomagnetism of a sequence of red beds of the middle and upper sections of Paganzo Group (Argentina) and the correlation of upper palaeozoic-lower Mesozoic rocks*. Geophys. J. R. Astr. S. 51 (1): 50-74.

Recibido: 31 de octubre, 1986

Aceptado: 12 de noviembre, 1987

**P. E. NABEL**

CONICET - MACN

Av. Angel Gallardo 470

1405 Buenos Aires

# EPISIENITAS FELDESPÁTICAS Y SU RELACION CON DEPOSITOS URANIFEROS EN EL BATOLITO DE ACHALA, PROVINCIA DE CORDOBA

Raúl Lira

## RESUMEN

Algunos indicios y manifestaciones uraníferas aflorantes en la pendiente occidental de la Sierra Grande de Córdoba (31°26' S), prospectados y explorados por la Comisión Nacional de Energía Atómica, se han desarrollado a partir de episienitas feldespáticas. A partir de diferenciaciones composicionales de origen granítico tardío de naturaleza esencialmente feldespática casi desprovistas de cuarzo, o de facies graníticas normales, la acción sucesiva de eventos cataclásticos e hidrotermales condujeron a la generación de cuerpos episieníticos. Estas cataclasitas, vinculadas espacialmente a lineamientos tectónicos, han sufrido cambios en la composición mineral originaria, manifestados fundamentalmente en la desaparición del cuarzo y de las micas primarias. Desde el punto de vista de la metalogénia del uranio estas anisotropías petroestructurales conforman metalotectos apropiados para la depositación de soluciones uraníferas tanto ascendentes como descendentes. En este trabajo se estudia por primera vez en el país la geología, petrología y quimismo de algunos de estos afloramientos así como el comportamiento geoquímico distributivo del uranio y las paragénesis uraníferas asociadas. También se interpreta la génesis de estos metalotectos considerando sus posibilidades de alojar depósitos uraníferos de importancia económica.

## ABSTRACT

In the western slope of the Sierra Grande (31°26'S), prospecting and exploration activities carried out by the National Commission of Atomic Energy conduced to the discovery of a few areal outcrops of uraniferous mineralization, hosted in feldespatic epsienites. These are late magmatic granitic differentiated bodies or normal calc-alkaline granitic facies partially transformed by successive cataclastic and hydrothermal events. In this contribution geology, petrology, and chemistry of the epsienites are studied. It is also considered uranium geochemical distribution and the associated uraniferous paragenesis. The metallogenetic model interpretation keeps analogy with several studies of epsienites placed in hercynian granites from the French Massif Central and gives to these bodies a high potential to become uranium deposits of economic significance.

## INTRODUCCION

Las tareas de prospección uranífera a través de radimetría terrestre llevadas a cabo por la Delegación Centro de la Comisión Nacional de Energía Atómica en el sector noroccidental del batolito de Achala, Sierra Grande de Córdoba, condujeron a la localización de una serie de indicios y manifestaciones uraníferas en rocas más o menos vacuolares, esencialmente feldespáticas, sin micas y prácticamente desprovistas de cuarzo. Yacencia, mineralogía y relaciones texturales indican que se trata de cuerpos episieníticos, clasificación basada en la terminología adoptada por autores franceses cuyos orígenes se especifican más adelante.

El estudio de estas rocas constituye un tema gravitante en la metalogénia de los depósitos uraníferos de ambiente cristalino. Así lo certifican los numerosos antecedentes de

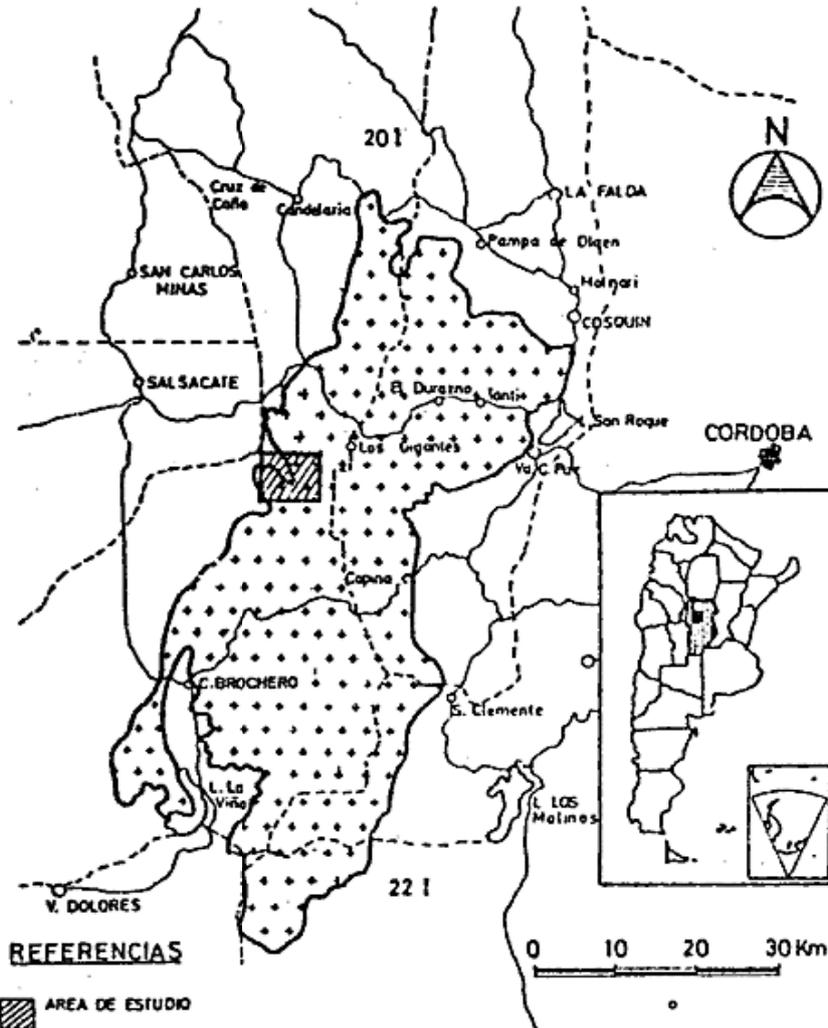
yacimientos de uranio localizados en episienitas de ambientes graníticos de la cadena hercínica de Europa, fundamentalmente en el macizo Central Francés (Leroy, 1984).

La presente constituye parte de un capítulo de la tesis doctoral presentada por el autor en noviembre de 1985 en la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad de Córdoba.

## UBICACION

Los cuerpos estudiados se localizan en la pendiente occidental de la Sierra Grande de Córdoba, batolito de Achala, en las inmediaciones del paralelo 31°26' de latitud sur, departamento San Alberto, provincia de Córdoba. La principal vía de acceso al área lo constituye la ruta nacional 20 (véase figura 1).

BATOLITO DE ACHALA Pcia de CORDOBA



CARTOGRAFIA DE BASE: LUCERO Y GAMBOSIAN (Mapa Geológico y Tectónico de Cba)

Figura 1.— Mapa de ubicación.

**GEOLOGIA**

El plutón de Achala es un batolito de composición granítica que aflora por más de 2.500 km<sup>2</sup> en la cadena central de las sierras de Córdoba (Sierra Grande). Es un cuerpo netamente intrusivo postcinemático de edad paleozoica inferior. Las rocas encajonantes son metamorfitas del Precámbrico superior en facies dominante de anfibolitas y también de granulitas. Se trata de una magmatita calcoalcalina peraluminosa que aloja diferenciados melanocráticos tempranos ricos en calcio y ferromagnesianos (enclaves), nódulos tonalíticos y fajas tardías hololeucocráticas enriquecidos, tema del presente estudio. Todas estas variaciones tienen difusión regional en el batolito constituyendo cuerpos de pequeña envergadura.

En el área de estudio se han diferenciado tres petrofacies graníticas con las que se vincula el proceso de episenitización:

*Facies A:* monzoleucogranito de borde de plutón (Los Riojanos).

*Facies B:* monzogranito porfídico (la de mayor predominancia areal).

*Facies C:* monzogranito de grano fino con megacristales aislados de microclino.

Los estudios de yacencia permiten interpretar a la facies porfídica como la más profunda (núcleo batolítico) y a la facies C como diferenciado textural de menor profundidad de cristalización ("costras" de techo batolítico). La facies A es un leucogranito de borde de plutón que ha sufrido la acción de procesos de turmalinización y albitización tardío-deutéricos; es un cuerpo que contacta con las metamorfitas y se halla intruído por la facies porfídica in-

frayacente. Si bien todas las facies corresponden a granitos  $\beta$  (monzogranitos), se han podido establecer dentro de ellos variaciones composicionales que obedecen a diferencias químicas y mineralógicas en la secuencia normal de cristalización o a los efectos de procesos deutéricos, pneumatolítico-hidrotermales o meteóricos que han impuesto transformaciones en las paragénesis originarias. Las yacencias y las variaciones citadas condujeron a la diferenciación de las petrofacies identificadas.

Desde el punto de vista tectónico, en la pendiente occidental de la Sierra Grande las principales fracturas corresponden a fallas inversas de alto ángulo de arrumbamiento meridional-submeridional con planos buzantes al este. Otras fracturas menores tienen disposición transversal u oblicua a las de mayor envergadura este-noroeste y noroeste). Las estructuras a las que se asocian los fenómenos de episienitización son también de carácter compresivo con un rumbo predominante noreste (véase figura 2).

#### TECTONITAS DEL AREA DE ESTUDIO

La clasificación de las rocas afectadas por procesos tectónicos se efectuó según el criterio de Higgins (1971). Las facies granítica del área de trabajo han dado origen según los casos a brechas de falla, microbrechas y milonitas, debiendo introducirse un cuarto grupo correspondiente a tectonitas con variable grado de cataclasis con predominio de la recrystalización, situándose éstas en áreas transicionales de la propuesta del mismo autor.

De éstas últimas se han distinguido en el terreno dos tipos principales:

A - Fajas rojas y rosadas

B - Fajas claras: greisens cuarzo-moscovíticos.

Con referencia al número de afloramientos conocidos hay un marcado predominio de las primeras sobre las últimas. El estudio de los greisens citados formará parte de otro trabajo que se halla en ejecución.

#### Fajas rojas y rosadas

Las diferencias en la coloración que las hace distinguibles en el campo son fundamentales pues responden a diferentes petrofacies. Las rojas son tectonitas derivadas de las facies normales (A, B ó C) mientras que las rosadas se

han desarrollado a partir de concentraciones fel-despáticas cuyo origen se tratará luego.

Estas últimas constituyen las tectonitas más importantes desde el punto de vista de la metalogenia del uranio, pues han sufrido hidrotermalismo episienitizante transformándose en el metalotecto apropiado para la depositación de soluciones uraníferas tanto de origen ascendente como descendente. Algunas han sido definidas originariamente por Daziano (1979) y Lucero (1980) como "fajas de deformación". Estas fajas de deformación tectónica, principalmente las rojas, son muy frecuentes en la pendiente occidental de la Sierra Grande. Los afloramientos corresponden a cuerpos de dimensiones muy variables, llegando algunas (fajas rojas) a alcanzar hasta 4 km de extensión con morfología de superficie aproximadamente lenticular elongada, muchas veces irregulares. Vladiviezo y Ninci (1983) les otorgan un rumbo general predominante nor-noreste. Las fajas rojas y rosadas integran superficies topográficamente deprimidas o netamente positivas cuando por ellas se han inyectado filones de cuarzo, como en la labor legal del cuerpo "Los Riojanos" y otros sectores del contacto noroccidental del batolito.

Las observaciones y análisis de campaña indican claramente que se trata de estructuras antiguas posiblemente concebidas antes de la consolidación total del macizo granítico, por lo consiguiente muy anteriores a la tectónica terciaria productora del fallamiento, ascenso y descenso de bloques responsables de la topografía actual. Desde el punto de vista tectónico, independientemente de la petrofacies granítica afectada, se caracterizan por el predominio de la recrystalización sobre la cataclasis; la roca mantiene su aspecto original pues los granos no están rolados y no hay estructuras de flujo. La cataclasis incipiente en algunas de estas fajas se traduce en las flexuras y microfisuras con desplazamiento, observables principalmente en las plagioclasas, flexuras en las micas cuando éstas están presentes y fracturación del cuarzo. El microbrechamiento queda representado por cataclasis de granulación y soldadura por recrystalización a partir de los contactos intergranulares. En todos los casos la recrystalización las transforma en rocas coherentes; esta coherencia parcialmente puede perderse según la intensidad de la acción meteorizante.

En las fajas rojas la coloración obedece principalmente a los productos de oxidación de la

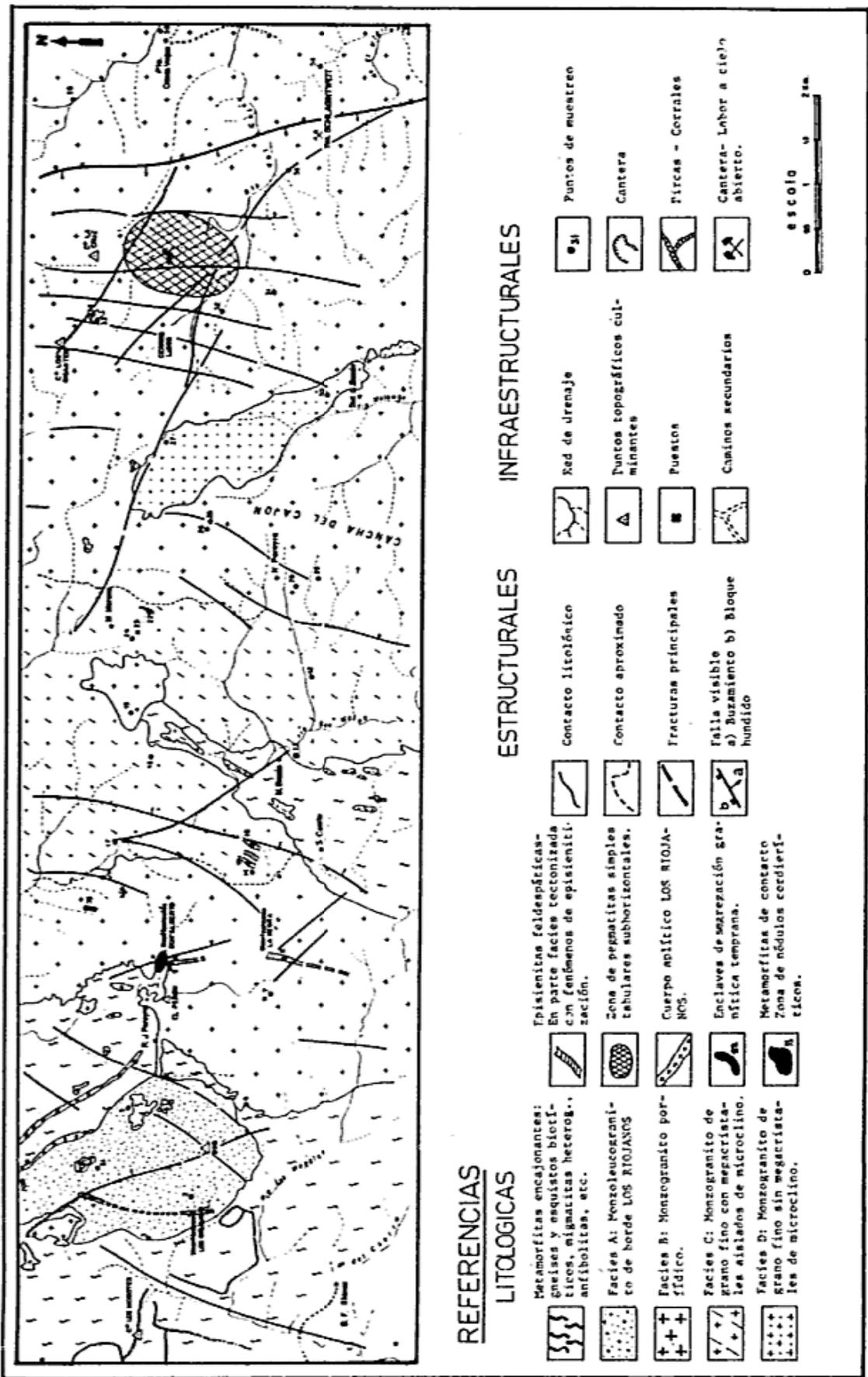


Figura 2.— Geología del área de estudio.

biotita granítica; la desaparición de éste y otros mafitos accesorios origina cavidades, muchas de las cuales son aprovechadas para la cristalización de prismas de cuarzo genéticamente vinculados a las filonaciones silíceas que se intruyen en estas estructuras.

En un número menor de casos la coloración es rosada más que rojiza tratándose de concentraciones ricas en feldespatos, a favor de las cuales, como se dijo, se han desarrollado preferentemente los fenómenos de episienitización

## EPISIENITAS

### Antecedentes

Los orígenes del término "episienita" deben buscarse en geólogos mineros que trabajaban en yacimientos de uranio del macizo granítico de Saint Sylvestre, Limousin, Francia. Lameyre (1966) se refiere a la sienitización del granito por pérdida de cuarzo, utilizando el término "episienita" en el sentido de Holmes (1928). Este último autor en su *Nomenclature of Petrology*, (en Lameyre, 1966), define el empleo del prefijo "epi", indicando que significa alteración y que es apropiado para calificar a rocas que han sufrido un cambio en su composición mineral. Lameyre (*op. cit.*) prefiere utilizar el término con precaución pues aún no se habían dilucidado todas las implicancias de los procesos petrogenéticos involucrados y su relación con la depositación de minerales uraníferos.

Habiendo distinguido dos tipos: "episienitas de tipo I" y "episienitas de tipo II", aquellos geólogos del uranio utilizaban esta denominación para definir transformaciones mineralógicas locales en el granito de dos micas del macizo citado; en el primer caso traducidas principalmente en la desaparición del cuarzo y también de las micas y crecimiento de ortosa adularia y clorita, y en el segundo en la destrucción del cuarzo, de los feldespatos y de los minerales ferromagnesianos, con la generación de rocas micáceas pulverulentas ricas en óxidos de hierro siendo principalmente las de tipo II cuerpos portadores de concentraciones explotables de uranio (Leroy y Poty, 1969).

Estos últimos investigadores rescatan el vocablo episienita, iniciándose hasta la actualidad estudios específicos sobre el tema, Leroy (1973), Leroy (1978 a, b), Leroy y

Cathelineau (1982), Leroy (1983), Giuliani y Cheilletz (1983), Leroy (1984).

En el batolito de Achala, Daziano (1980), trabajando en la manifestación nuclear Los Riojanos (véase figura 2), hace referencia a fajas de deformación con el término "desilileucogranito" utilizado por Geffroy (en Daziano, 1979) con el significado de granitos desilicificados por procesos endógenos. Valdiviezo (1980), resume las principales características del proceso de episienitización con información recogida en Razés, Francia. Lira (1981, 1982), efectúa los primeros estudios petrográficos-petrogenéticos obteniendo conclusiones que certifican definitivamente la existencia de cuerpos episieníticos en el faldeo occidental de la Sierra Grande. Lucero y Daziano (1982), proponen una teoría genética para las "fajas de deformación" interpretándolas como formaciones petrodiferenciadas gravitacionalmente durante los procesos de consolidación granítica, diferencialmente afectadas por procesos tectónicos por diferencias de competencia con el granito de "caja".

### Yacencia

Los cuerpos episieníticos tienen dimensiones areales muy variables (entre 10 y 30 m en su máxima extensión), adoptando formas preferentemente lenticulares o irregulares netamente distinguibles de la facies granítica que los aloja. El pasaje lateral entre ambos no es un contacto lineal neto sino que se logra a través de algunos centímetros. Cuerpos feldespáticos episienitizados y facies normales son diferenciables in situ por la notable disminución del porcentaje de cuarzo, la inexistencia de ambas micas y por la típica coloración rosada-rojiza que caracteriza a los primeros. En el batolito de Achala aún no se conocen sus morfologías de profundidad pero existen numerosos antecedentes de episienitias explotadas en el Macizo Central Francés, entre ellas algunas visitadas por el autor como en la mina de Margnac, donde estos cuerpos adoptan formas de columnas ramificadas, arquitectura ya delineada por eventos tectónicos previos.

Estos cuerpos se hallan asociados espacialmente sin excepción a líneas de fracturación pero la mayor parte de los casos de episienitización estudiados parte de una roca esencialmente feldespática siempre con un contenido modal de feldespato total superior al 90 %, extendiéndose los alcances del hidrotermalismo episienitizante a la facies granítica en-

cajonante correspondiente, transgrediendo los contactos composicionales.

El proceso afecta a la facies A (monzoleucogranito de borde de plutón) (M.T.C. 4), a la facies B (monzogranito porfídico) (M.T.C. 8, 10 y 76) y a la facies C (monzogranito de grano fino con megacristales de microclino) (M.T.C. 18 y 19) (véase figura 2).

### Petrografía

Las episenitas estudiadas presentan las siguientes características petrográficas comunes:

- Rocas esencialmente feldespáticas (albita microclino) con coloración rosada "salmón", a veces rojizas teñidas por limonitas generalmente derivadas de la oxidación de pirita.
- Intenso proceso de albitización evidenciado fundamentalmente por la transformación del microclino y de plagioclasa más temprana.
- Ausencia parcial o total del cuarzo granítico.
- Ausencia total de las micas primarias. Puede haber moscovita secundaria a favor de las plagioclasas.
- Textura cataclásticas (feldespatos flexionados y fracturados) y en partes textura en mortero (cuando hubo microbrechamiento).
- Caolinización de los feldespatos.
- Profusa neoformación de illita que reemplaza casi totalmente al cuarzo y parcialmente a los feldespatos.
- Presencia de anatasa asociada a cuarzo intersticial o illita, como producto resultante de la transformación de la biotita.
- Depositación de agregados costriformes o concreciones botrioidales de hialita que tapiza poros y discontinuidades incluyendo minerales amarillos de uranio.

### Descripción de los puntos de muestreo

En M.T.C.-1, labor legal de la manifestación nuclear "Los Riojanos" (CNEA) la roca afectada corresponde a la facies A; muestra textura cataclástica con feldespatos flexionados y fracturados, presentándose cuarzo con extinción ondulosa con microclino asociado ambos formando textura de mortero. La desaparición de la moscovita primaria de esta facies es completa; sólo se presenta escasa moscovita secundaria formada a partir de las plagioclasas. La

generación de illita a favor del cuarzo es incipiente; también hay illita en fracturas, clivajes o planos de maclas de los feldespatos. La sílice se presenta y distribuye como cuarzo granítico originario, como cuarzo cataclástico "en mortero" recristalizado y en forma de venillas intrusivas posteriores sobre las que a veces ha cristalizado metatorbernita. Opacos en forma de manchas anhedrales se asocian a la illita. En M.T.C.-1 se presenta metaunita como pátina amarilla microcristalina (diminutos cristales micáceos) tapizando discontinuidades y poros en la roca.

M.T.C.-4 corresponde a un cuerpo feldespático. La roca es esencialmente plagioclásica, con microclino perítico que muchas veces es reemplazado por plagioclasa sódica (albitización). La plagioclasa es albita (An<sub>05</sub>) predominantemente subidiomorfa o idiomorfa; se presenta microplegada y fracturada, en partes con moscovita deutérica. La relación modal muestra un neto predominio porcentual de albita sobre microclino conformando entre ambos más del 90 % de la roca. El escaso cuarzo presente es intersticial y está fuertemente reemplazado por illita mostrándose mucho más estables los feldespatos cuyo reemplazo es incipiente. Es total la ausencia de micas primarias, sólo hay escasa moscovita secundaria formada a partir de las plagioclasas; la illita invade por los contactos intercristalinos o por las fracturas reemplazando parcial o totalmente al cuarzo englobando islotes del mismo no transformados. Minerales opacos anhedrales se depositan por las mismas vías invadiendo a la illita, la que también aloja pseudomorfos de limonita según pirita. La illita se observa fácilmente a simple vista presentándose como pequeños núcleos pulverulentos de color amarillento pálido. La caolinización es intensa y afecta a ambos feldespatos. Los planos de debilidad estructural han actuado como vías de aporte para soluciones formadoras de pirita reemplazada por limonita; estos fluidos se han difundido algunos centímetros alrededor de los canales de aporte. Los cristales pseudomórficos pueden llegar a tener hasta 3-4 mm de diámetro conservando el desarrollo geométrico cúbico y las estrías faciales de las piritas originarias; la oxidación posterior los rodea de un halo rojizo dejando box-works que son ocupados por minerales amarillos de uranio cuya abundancia aumenta hacia los planos de debilidad (véase figura 3).

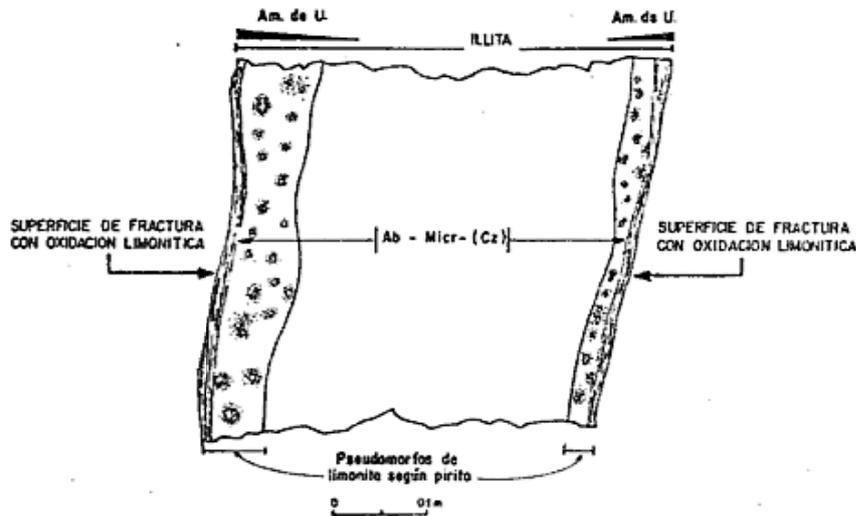


Figura 3.— Corte esquemático episienita M.T.C.-4.

Esta paragénesis de uranio y hierro caracteriza a esta episienita en superficie con minerales de la zona de oxidación: limonita según pirita más minerales amarillos de uranio la cual en profundidad queda representada por la asociación hidrotermal pirita-pechblenda (Lira, 1983).

La presencia de anatasa es exclusiva de estas fajas deformadas pues esta especie no se halla en ninguna de las facies estudiadas y aparece como cristales idiomorfos de contornos rómbicos, cuadrados o rectangulares agrupados e incluidos en cuarzo intersticial. Cuando éste da lugar a la neoformación de illita, la anatasa queda inmersa en esta última.

En M.T.C.-8, manifestación nuclear "La Negra" (CNEA) y M.T.C.-10, manifestación nuclear "Don Alberto" (CNEA), el proceso ha afectado a cuerpos feldespáticos localizados en granito porfídico (facies B) y a la misma facies B. Las rocas son esencialmente albiticas con microclino muy subordinado y cuarzo intersticial tardío. Las relaciones modales reflejan porcentajes de albita superiores al 80 %; en muchos sectores son visibles dos generaciones de plagioclasa como evidencia de intensa albitización. La albita forma cristales subhedrales muy comunmente idiomorfos pobremente sericitizados, observándose excelentes desarrollos de formas cristalinas hacia las cavidades geodiformes. El cuarzo se restringe únicamente a ocupar y rellenar estos espacios libres que ha dejado sectorialmente la cristalización de albita;

el mismo es portador de anatasa idiomorfa generalmente agrupada. El origen de este cuarzo al igual que en los demás cuerpos permanece dudoso, aunque aparenta derivar de eventos deutéricos posteriores a la deformación pues en sectores microbrechados, al ocupar cavidades, cementa a porfiroclastos líticos y a fragmentos aislados de cristales de albita; además posee extinción uniforme y muestra zonación de crecimiento. La generación parcial o total de illita a favor del cuarzo hace que ésta se transforme en inclusora de la anatasa cuando el proceso de reemplazo es completo. Otros cristales de anatasa se hallan incluidos en albita. Desde el punto de vista mineralógico y textural, secciones delgadas de M.T.C.-8 y M.T.C.-10 ofrecen las mismas características que otras efectuadas sobre episienitas feldespáticas de la mina de Margnac, granito de Saint Sylvestre, Macizo Central Francés. Las episienitas de las manifestaciones La Negra y Don Alberto funcionan como roca almacén de soluciones uraníferas exógenas. Es densa la distribución intersticial de "gummita", metaautunita y una especie uranífera no identificada ocupando poros, planos de clivaje y planos de macla en los feldespatos y microfisuras en general.

En M.T.C.-18 y M.T.C.-19 el proceso actuante es el mismo que en M.T.C.-4 con la diferencia de que los cuerpos feldespáticos se alojan en la facies C.

En todas las tectonitas episienitizada se han depositado a modo de tapiz finas películas de

concreciones botrioidales de hialita inclusora de minerales uraníferos (de hasta 1 mm de espesor). Este ópalo, que posiblemente se origine a partir de la sílice supuestamente derivada de la alteración del cuarzo o de los feldespatos, manifiesta densa distribución intersticial en poros y demás discontinuidades.

**Esquema evolutivo**

El hecho de que las episienitas estudiadas se hayan desarrollado principalmente a favor de los cuerpos feldespáticos impide una adaptación completa a los esquemas genéticos propuestos por Giuliani y Cheilletz (*op. cit.*) basados en la generación de episienitas a partir de facies graníticas normales (véase figura 4), razón por la cual se propone un nuevo esquema petrogenético modificado con una base petroestructural evolutiva positivamente identificada con los autores citados (véase figura 5). Este esquema involucra toda una secuencia temporal de procesos que han culminado originando una roca capaz de comportarse como roca almacén de minerales amarillos de uranio (autunita, metaautunita, gummita), y a la vez como canalizadora de soluciones portadoras de uranio hipogénico (pechblenda).

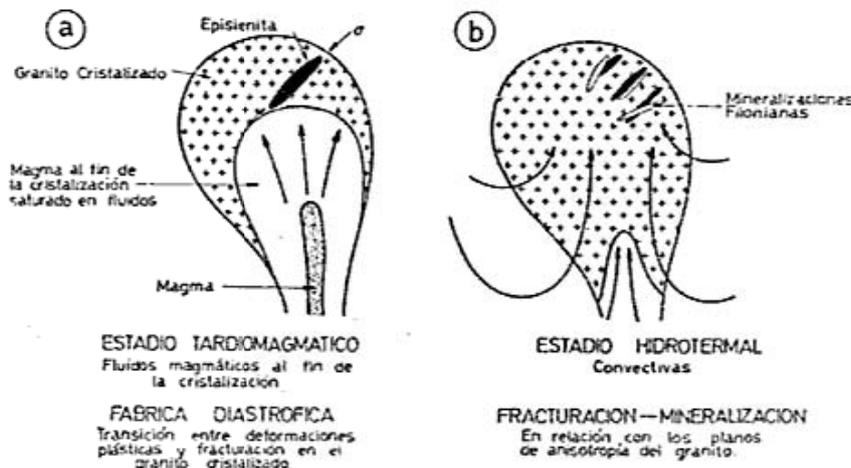
1 - Concentración de minerales graníticos tardíos en áreas de debilidad estructural (profallas), principalmente de feldespatos alcalinos (albita y microclino) y escaso cuarzo. Ausencia de accesorios de cristalización temprana (magnetita-biotita), escaso circón y apatita y ausencia de moscovita. Intenso proceso de albitización. Todo ello indica una diferenciación composicional de origen

magmático tardío. Se genera así una anisotropía composicional que a la vez continúa actuando como anisotropía estructural.

2 - Estas profallas sufren reactivaciones deformantes que alcanzan un grado de cataclasis variable desde incipiente (flexuras en feldespatos) hasta el microbrechamiento localizado (feldespatos y cuarzo con textura en mortero), siempre con recristalización predominante sobre la cataclasis.

3 - Aporte y circulación de soluciones que atacan a los cuerpos feldespáticos cuya acción también se manifiesta sobre el granito normal encajonante, por ello se hablará de "halo episienitizante". La principal transformación mineralógica en la aureola episienitizada es la intensa neoformación de illita amarilla pálida o amarilla verdosa a partir del cuarzo, efecto ante el cual los feldespatos se mantuvieron más estables, aunque también participaron en la formación de aquella. En las facies graníticas normales las micas también son afectadas, principalmente la biotita. La pérdida parcial o total del cuarzo y eventualmente de las micas da origen a la formación de espacios libres creando una roca relativamente rica en poros o cavidades, los cuales generalmente están rellenos por minerales de neoformación principalmente por illita y también minerales amarillos de uranio y ópalo (hialita). La densidad real promedio de estas rocas, igual a 2,61 gr/cm<sup>3</sup>, siempre es inferior a la densidad real promedio de los granitos normales (2,66 gr/cm<sup>3</sup>).

4 - Posteriormente por vía fisural se suceden penetraciones de soluciones portadoras de



**Figura 4.**— Génesis de las episienitas feldespáticas (según Giuliani y Cheilletz, 1983).

pirita y pirita-pechblenda (manifestación "Los Riojanos", CNEA).

- 5 - Finalmente estas fajas han sido intruídas por filones y venillas de cuarzo generalmente ricos en drusas y geodas en algunas de las cuales se alojan cristales de torbernita-metatorbernita como en la labor legal de Los Riojanos.

Todo lo citado pone en evidencia la frecuencia de la actividad hidrotermal que han soportado estas fajas estructuralmente debilitadas.

La interpretación genética del origen de estos cuerpos episieníticos esquematizado por Giuliani y Cheilletz (*op. cit.*) (véase figura 4) resume los procesos involucrados tomando como ejemplo el macizo granítico de Lovios - Geres en el norte de Portugal, zona limítrofe con España. El mismo muestra las relaciones entre la circulación de flúidos, episienitización y mineralización durante las fases tardías de la evolución de cuerpos graníticos. El esquema se adapta positivamente a los modelos del área de estudio desde la formación de la roca favorable

hasta la depositación en la misma anisotropía granítica de minerales de origen hidrotermal como pirita y pechblenda.

En la figura 5 se presenta la propuesta genética modificada para las episienitas de Achala.

Minerales de uranio asociados a las episienitas

#### Pechblenda $UO_2$

La primera y única cita de pechblenda de origen hidrotermal ascendente en la provincia de Córdoba se efectuó partiendo de muestras de testigos proporcionados por Daziano (en Lira, 1983).

Estas provienen del sondeo L. R. ex 15 (perforaciones efectuadas por la CNEA en la manifestación Los Riojanos), correspondientes a la profundidad de 44,90 m, con un valor radimétrico colimado de 180 c/s (scintillómetro S.P.P.2) (datos proporcionados por Daziano, *op. cit.*).

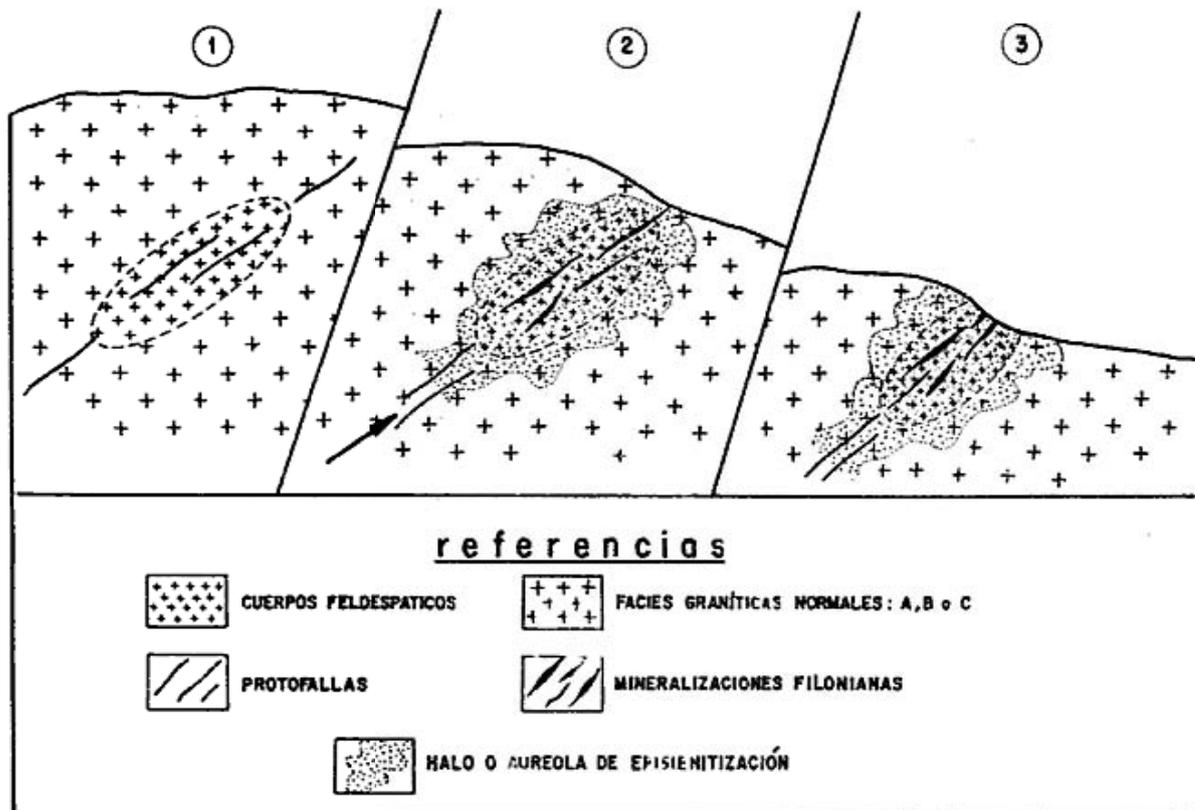


Figura 5.— Esquema interpretativo de la génesis evolutiva de las episienitas de Achala. 1) Cristalización de cuerpos feldespáticos en protofallas; 2) Aportes de flúidos episienitizantes que afectan a cuerpos feldespáticos y granito normal; 3) Morfología actual aflorante.

La pechblenda se encuentra formando parte de delgadas venillas (no superan en el testigo los 0,5 mm de potencia) intruídas en una faja cataclástica que afecta a la facies granítica A. El mineral altamente radiactivo (180 c/s, radimetría S.P.P.2 colimada) es de color negro y se presenta con hábito finamente pulverulento oficiando de tapiz a cristales {100} de pirita incluídos en las citadas venillas o relleno de cavidades originadas por la alteración y desaparición de minerales graníticos también asociados a pirita. Esta variedad es conocida como *sooty* en la bibliografía internacional o pechblenda hollinosa. Las venillas y cavidades rellenas con pirita-pechblenda de carácter netamente hidrotermal se alojan en la facies A, en sectores cataclásticos con textura en mortero y fuerte recrystalización de los minerales graníticos triturados; la intensa neocrystalización de illita por vía fisural (a través de clivajes y fracturas) afecta tanto al cuarzo como al feldespato. En las muestras analizadas los granos mayores de cuarzo muestran notable turbidez, que obedece a una densa trama de inclusiones fluidas en las proximidades de las

lineaciones mineralizadas (relación con el proceso de hidrotermalismo?).

La observación de pastillas pulidas bajo la lupa estereoscópica y de secciones delgadas indica la paragénesis y relaciones texturales expuestas en la figura 6.

Si bien el hipógeno de uranio se asocia en profundidad a una tectonita con marcado grado de cataclasis, su proyección en superficie guarda relación espacial con la faja deformada y episienitizada (M.T.C.-4). La intensa formación de illita a la cual se hizo referencia (a los 45 m de profundidad) es sin duda el mismo proceso que se ha encargado de eliminar el cuarzo por reemplazo (episienitas en superficie). Así surge la siguiente relación de zonación mineralógica en profundidad:

**Gummita  $UO_3 \cdot n H_2O$**

Se definieron como "gummita" a agregados pardo-amarillentos sacaroides criptocristalinos cuyo hábito de presentación es el relleno de microfisuras, planos de clivaje y de macla en feldespatos, y poros en la roca, en los que también ha cristalizado metautunita; en estos

ZONACION	MINERALES EN ASOCIACION PARAGENETICA	
	MINERALES DE HIERRO	MINERALES DE URANIO
Superficie (zona oxidación)	"Limonita" según pirita (pseudomorfos) ( $Fe^{+3}$ )	Metautunita ( $U^{+6}$ )
Profundidad (aproximadamente 45 m)	Pirita ( $Fe^{+2}$ )	Pechblenda hollinosa ( $U^{+4}$ )

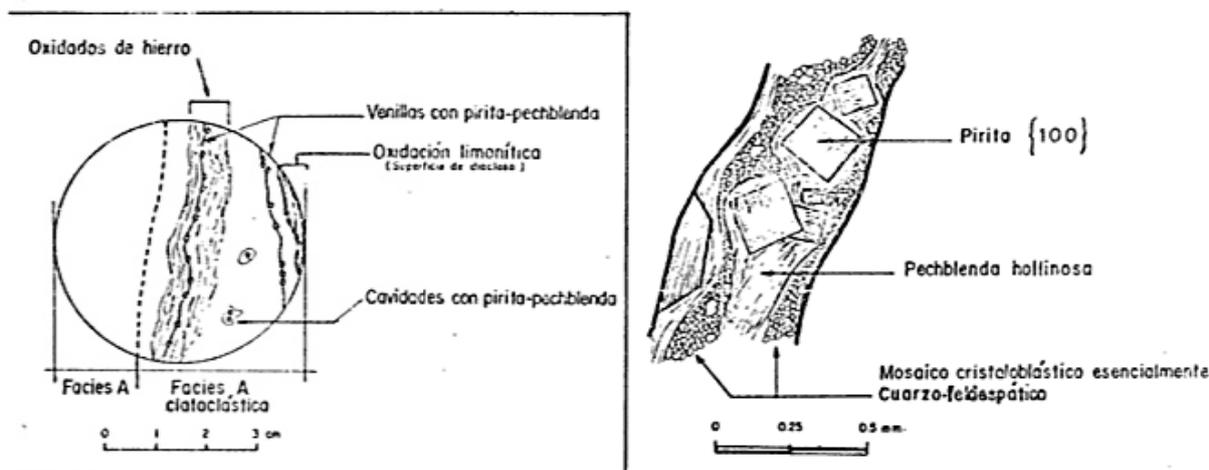
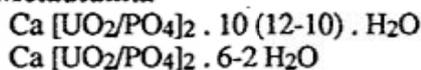


Figura 6.— Esquemas de cortes pulidos mostrando las relaciones texturales y sus paragénesis.

espacios libres generalmente se asocian a agregados illíticos. Su grado de cristalinidad impide las determinaciones ópticas, siempre se encuentran muy turbios y pobremente translúcidos con colores pardo-amarillentos y tintes verdosos. Bajo el microscopio de polarización se presentan también otros agregados de pequeños individuos de color amarillento que tampoco pudieron ser identificados. Material sacaroide de "La Negra" no brinda diagrama sometido a la acción de los rayos X. Los ensayos autorradiográficos permitieron obtener películas fuertemente impresionadas, las que muestran un denso reticulado irregular de líneas y puntos que conducen a visualizar la abundancia y distribución de estos agregados secundarios. Sólo Schalamuk (1970) se refiere a la presencia de ocre del grupo de la gummita derivados de uraninita en el cerro Blanco, Tanti, provincia de Córdoba. En este trabajo han sido identificados en las fajas episieníticas de las manifestaciones La Negra y Don Alberto. No sería muy aventurado suponer que estos óxidos de uranio hidratados deriven de la transformación de pechblenda en la zona de oxidación aunque no se encontraron restos del mineral primario. El patrón textural de distribución de gummita (preferentemente en venillas) es diferente al de metaautunita sugiriendo génesis diferentes y apoyando esta última suposición.

#### Autunita - Metaautunita

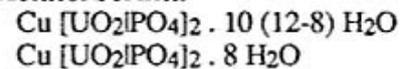


Las características de su distribución obedecen a las de un típico mineral secundario ligada a una metalogénesis exógena, es decir relleno y tapiz de espacios libres y discontinuidades (diacclasas y zonas de falla). En condiciones atmosféricas templadas y relativamente secas la autunita es inestable y cambia a metaautunita I, de color amarillo verdoso fuerte palidece a amarillo claro apagado. Los espaciados reticulares obtenidos de cuatro diagramas Debye-Scherrer de mineral procedente de la labor legal del cuerpo Los Riojanos y yacimiento Schlagintweit indican siempre las constantes estructurales de metaautunita I (primera modificación). En todos los afloramientos los cristales tetragonales ofrecen las características habituales de este fosfato; el hábito es micáceo con {001} predominante; el tamaño es variable, desde agregados finamente

micáceos casi pulverulentos hasta cristales que superan fácilmente el centímetro de arista en algunos puntos de Los Vallecitos - Cerros Lisos (escarpe oriental al este del área de estudio).

En la labor legal Los Riojanos, facies A microbrechada, la metaautunita se presenta como una costra micácea tapizando poros y fracturas y también asociada a núcleos de óxidos férricos. En un principio se sospechó que podría corresponder a saleíta ( $\text{Mg} [\text{UO}_2/\text{PO}_4]_2 \cdot 8 \text{H}_2\text{O}$ ) dada la similitud de sus propiedades físicas y espaciados reticulares, pero con microanálisis cualitativo por energía dispersiva de rayos X (EDAX) se comprobó la ausencia de magnesio. La metaautunita de los sectores estudiados responde al estímulo ultravioleta con intensa fluorescencia verde-amarillenta (onda corta).

#### Torbernitita - Metatorbernitita



En el área de trabajo, Daziano (1979) verifica su existencia en los filones de cuarzo alojados en la faja de deformación de la labor legal de Los Riojanos, otorgándole génesis probablemente ascendente; Lira (1981) comprueba su presencia en los filones silíceos del mismo sector (M.T.C.-1).

La torbernitita-metatorbernitita se presenta en individuos micáceos o finamente tabulares según {001}, el color predominante es verde esmeralda; los cristales generalmente no superan los 2 mm de arista. Si bien la torbernitita de M.T.C.-1 no fue estudiada, cristales hallados en otras rocas hospedantes brindaron diagramas correspondientes a metatorbernitita. Ópticamente presentan color verde claro midiéndose  $W = 1,620 (\pm 0,001)$ , índice que corrobora que se trata de la especie con menor grado de hidratación.

#### Otros minerales portadores de uranio

##### Anatasa - Leucoxeno $\text{Ti O}_2$

Este mineral, de difícil determinación por vía óptica sumado a las reducidas dimensiones de los individuos, fue originariamente descrito como leucoxeno (Lira, 1981) y posteriormente como titanita (Lira, 1985) en base a algunas características ópticas. Análisis posteriores con microsonda electrónica (EDAX) indicaron la sola presencia de titanio y las observaciones en sección delgada mostraron formas cristalinas y

asociaciones paralelas correspondientes a anatasa, muchas veces con evidente alteración a leucoxeno. El tamaño promedio de los cristales oscila alrededor de los 40  $\mu$ m pero los hay desde 10 hasta 70  $\mu$ m; generalmente en asociaciones de varios individuos idiomorfos y de manera subordinada, aislados. Ópticamente son de color pardo verdoso a casi negro y muchos son opacos o con transparencia restringida a los contornos o a los individuos más pequeños; ofrecen morfología de sección rómbica, cuadrada o rectangular.

No se ha encontrado anatasa en las facies graníticas normales. Los cristales se hallan asociados en la mayoría de los casos al cuarzo intersticial tardío de origen deutérico o a illita cuando ésta reemplaza al cuarzo.

En M.T.C.-18, episienita en la facies C, los cristales de anatasa se alojan en muscovita fengítica la que está asociada a óxidos de hierro y relictos de biotita de la cual deriva. Se ha comprobado la presencia de titanio en las biotitas de la facies granítica C a través de microsonda electrónica. Además, en secciones delgadas de muestras de la misma facies se ha reconocido rutilo originado como subproducto del proceso de cloritización en el estadio deutérico (Lira, 1985). Es factible que en este caso (M.T.C.-18) la anatasa se haya generado como subproducto de la formación de fengitas a partir de la biotita granítica durante el proceso de moscovitización en el estadio hidrotermal. La liberación de titanio y su cristalización en forma de óxidos mantiene relación con la interpretación genética, originándose rutilo en estadios de mayor temperatura (deutérico) y anatasa a temperatura más baja (hidrotermal).

#### Opalo (Hialita) $\text{SiO}_2 \cdot n \text{H}_2\text{O}$

Las concreciones botrioidales de hialita "uranífera" constituyen una característica distintiva de las episienitas feldespáticas aunque delgadas películas costriformes también se han depositado en algunas metamorfitas uraníferas (Don Alberto). El ópalo ha cristalizado en costras transparentes e incoloras o blanquecinas turbias. La intensa fluorescencia verde-amarillenta, a simple vista y aún con lupa binocular simula ser una propiedad intrínseca del ópalo, pero observaciones de mayor detalle permitieron dilucidar que la hialita es inclusora de escamas de autunita-metautunita de distintas dimensiones, responsables de la respuesta a la lámpara U.V. Este hecho indica que el ópalo fue el último en depositarse englobando mecánicamente minerales integrantes de la roca y otros de cristalización posterior. Quedó comprobada su estructura porosa y su capacidad de alojar partículas extrañas, comportamiento a tener en cuenta en los posibles ensayos de lixiviación con ácidos dado que parte del uranio móvil (como fosfatos o silicatos de uranio) queda impermeabilizado por estas costras silíceas. Posiblemente, como ya se indicó, su génesis se vincule con la liberación de sílice que supone la desaparición del cuarzo y la transformación de los feldespatos durante el proceso de neoformación de illita.

#### Distribución geoquímica del uranio en las episienitas

En el cuadro I puede observarse la distribución del uranio y sus principales minerales portadores. Se ha empleado el término *U total*

Cuadro I:

EPISIENITAS	U. TOTAL	U. MOVIL	U. FIJO	MINERALES PORTADORES DE URANIO	Um/Uf
M.T.C.-1	213	187	26	Autunita-metautunita, torbernita Apatita-circón-anatasa	7,19
M.T.C.-4	39,2	33	6,2	Autunita-metautunita. Apatita-circón-anatasa	5,32
M.T.C.-8	288	280	8	Autunita-metautunita, gummita. Apatita-circón-anatasa.	35
M.T.C.-18	11,0	6,9	4,1	Apatita-circón-anatasa	1,68
M.T.C.-19	24,8	19,9	4,9	Apatita-circón-anatasa	4,06

Distribución del uranio en las episienitas (muestras de superficie). Valores en ppm. El uranio contenido en el circón no participa de los valores registrados. Análisis efectuados en el Laboratorio Analítico de Sede Central y en el Laboratorio del Departamento Regional Cuyo de la Comisión Nacional de Energía Atómica.

significando la cantidad total de uranio extraíble de la roca analizada molida en partículas de diámetro inferior a 0,147 mm (malla Nº 100 normas Tyler), y atacada con una solución mezcla de ácidos fluorhídrico, nítrico y perclórico. Luego el contenido uranífero fue analizado por fluorescimetría con separación cromatográfica previa. Los valores de *U móvil* responden a un ataque del mismo material en las mismas condiciones granulométricas que

fue utilizada para U total (0,147 mm) pero con solución de ácido nítrico 2,5 N.

La alta relación *Um/Uf* se explica por los contenidos relativamente elevados de minerales amarillos de uranio, especies que se discriminan en la tabla citada. La expresión porcentual de las relaciones *Um/Uf* indica que en casi todas las muestras analizadas más del 80 % es uranio lixiviable, como se señala a continuación:

Muestra	Uranio en ppm			Uranio Lixiviable (NO <sub>3</sub> H 2.5 N)
	U móvil	U fijo	Um/Uf	
M.T.C.-1	187,0	26,0	7,19	M.T.C.-1 87,8 %
M.T.C.-4	33,0	6,2	5,32	M.T.C.-4 84,2 %
M.T.C.-8	280,0	8,03	5,00	M.T.C.-8 97,2 %
M.T.C.-18	6,9	4,1	1,68	M.T.C.-18 62,7 %
M.T.C.-19	19,9	4,9	4,06	M.T.C.-19 80,2 %

Como se observa, en M.T.C.-18 el valor porcentual *Um/Uf* es más bajo que el resto y la relación *Um/Uf* también es menor, pues esta muestra representa un sector de la facies C donde el proceso de episientización no ha sido completo en cuanto a las transformaciones mineralógicas y la creación de espacios libres para la cristalización de minerales amarillos de uranio.

Otros ejemplares extraídos en la manifestación La Negra (del afloramiento donde se extrajo M.T.C.-8) por personal de la Delegación Centro de la CNEA, brindaron resultados analíticos de 800 y 1500 gr/tm de U<sup>308</sup> total (análisis del laboratorio químico del Complejo Fabril Córdoba, CNEA, 1980). Si bien no se obtuvieron las cifras correspondientes al porcentaje de uranio lixiviable de esos tenores, el conocimiento de las muestras, enriquecidas en minerales secundarios principalmente autunita y "gummita" conduce a presuponer alta relación *Um/Uf*.

Para la distribución de uranio fijo, los datos geoquímicos en concordante relación con resultados mineralógicos obtenidos por vía óptica, señalan que la presencia de anatasa trae aparejados cambios cuantitativos en la distribución de uranio fijo en las fajas episientizadas. Los mismos pueden analizarse en el cuadro II en donde se agregan a modo comparativo las medias muestrales de uranio fijo (en ppm) de las tres facies graníticas principales.

*Nota:* el circón presente en facies graníticas y episientitas (en éstas últimas más escaso) es portador de uranio pero no participa de los valores registrados pues no es afectado por la solución ácida de ataque.

La anatasa manifiesta distribución irregular, lo que explicaría la variación de valores de uranio fijo según la toma de muestras que se encuentre afectada. Las diferencias así es-

	FACIES A	FACIES B	FACIES C-D	MINERALES PORTADORES U <sup>4+</sup>
URANIO FIJO (ppmm)	1,33	2,98	2,72	Apatita Biotita
	EPISIENTITAS			
	6,2-26,0	8	4,1-4,9	Apatita (escasa) Anatasa

tablecidas, se hacen más bruscas al considerar los contenidos de uranio fijo de muestras aisladas como las siguientes:

- M.T.C.-20: (Facies A) = 1 ppm de uranio fijo.
- M.T.C.-1: (Facies A parcialmente episienitizada con anatasa) = 26 ppm de uranio fijo.
- M.T.C.-9: (Facies B) = 3,6 ppm de uranio fijo.
- M.T.C.-8: (Episienita con anatasa) = 8 ppm de uranio fijo.

Las muestras M.T.C.-18 y M.T.C.-19 representan episienitas alojadas en la facies C; la media muestral para ambas es de 4,5 ppm de uranio fijo mientras que la media de las tres muestras más cercanas extraídas de la facies C sólo alcanza los 2,4 ppm de uranio fijo.

Puede admitirse que si bien no se ha contado con ningún tipo de análisis químico de este mineral para certificar la presencia de uranio en su estructura, se considera que los elementos de juicio reunidos son suficientes para indicar que la anatasa es el principal portador de uranio fijo en las episienitas feldespáticas.

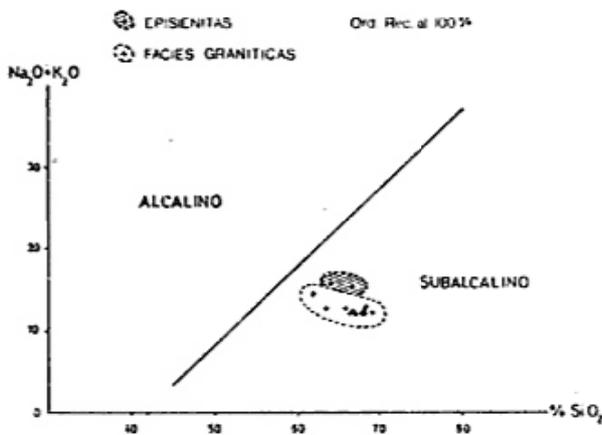


Figura 7.— Diagrama sílice-álcalis (Bonin, 1982).

### Quimismo

En el diagrama sílice-álcalis (Bonin, 1982) (véase figura 7) las episienitas demuestran naturaleza subalcalina y su posición se explica por la riqueza en feldespatos (albita principalmente) que elevan la suma de álcalis al 12 % en comparación con las facies graníticas normales cuya media muestral (n = 11) es de 9,55 %. Aquel constituye el mayor contenido de óxidos alcalinos registrados en trece muestras analizadas. Para los índices de Shand (1927), relación de saturación en alúmina y alcalinidad,

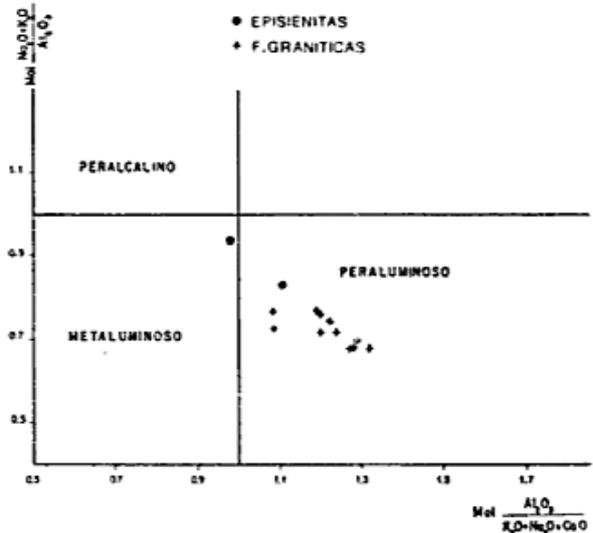


Figura 8.— Índices de Shand (1927) en el diagrama propuesto por Rapela (1982).

diagramados ortogonalmente por Rapela (1982) (véase figura 8), estas rocas demuestran una composición variable entre los campos peraluminoso y metaluminoso; un mayor número de datos analíticos podría definir con mayor precisión su índice de saturación en alúmina. En el diagrama AFM (véase figura 9), pertenecen al dominio del vértice alcalino, dada la ausencia de minerales ferromagnesianos (biotita) y su riqueza en cambio, de feldespatos e illita. Los cuerpos feldespáticos episienitizados, como segregados tardíos, significan para el sector estudiado el máximo enriquecimiento posible en álcalis; tampoco puede olvidarse que su posición extrema pueda deberse parcialmente a enriquecimiento potásico por formación de illita. Los diagramas de Harker (véase figura 10) son también útiles para visualizar el comportamiento químico de los cuerpos episieníticos. En el examen de estos diagramas debe hacerse notar la posición de las episienitas feldespáticas (y también de la facies A, aunque no se estudia en este trabajo), con respecto a la población granítica de predominancia areal (facies B y C-D), particularmente cuando se analizan los contenidos de Na<sub>2</sub>O, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (T), MgO, TiO<sub>2</sub> y MnO. En las episienitas el alto porcentaje de Na<sub>2</sub>O es explicable por ser modalmente más ricas en plagioclasa albitica. La ausencia de mafitos (biotita) es responsable de los bajos contenidos de MgO, TiO<sub>2</sub>, MnO, y también de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (T) aunque éste último podría ofrecer localmente valores

más elevados debido a la presencia de hematita y limonita según pirita. El diagrama binario de álcalis (véase figura 11) permite examinar las posiciones bien diferenciadas entre episienitas, facies graníticas y enclaves de la misma naturaleza. Las líneas de trazos (2) y (3) representan la derivación de episienitas a partir de las facies A y C respectivamente. Una lectura objetiva del diagrama indica que desde las primeras segregaciones magmáticas hay un enriquecimiento progresivo en  $\text{Na}_2\text{O}$  hacia los últimos cristalizados según una línea evolutiva, enclaves — facies graníticas — episienitas feldespáticas. En el diagrama Cz-Ab-Or (véase figura 12) se han registrado las relaciones normativas de los componentes graníticos esenciales, donde queda de manifiesto el escaso cuarzo presente en estas rocas. En el diagrama An-Ab-Or (véase figura 12) queda de manifiesto la relación feldespática normativa y los pobres porcentajes de  $\text{CaO}$  en las episienitas y en el magma granítico de Achala en general. En la figura 13 se han representado gráficamente los grados de oxidación de episienitas y demás

facies de acuerdo a la fórmula propuesta por Chinner (1960). Para explicar el alto grado de oxidación de las episienitas analizadas hay que considerar prácticamente la inexistencia de mafitos con valores extremadamente pobres en  $\text{FeO}$  (0,1 %) y contenidos muy variables de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  provenientes principalmente de la limonitización de cristales de pirita eventualmente presentes en determinados sectores (valores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  oscilantes entre 0 y 1 %). Así el grado de oxidación de estas rocas sólo es superado en el área por las facies graníticas en zonas de falla.

El déficit de cuarzo en los cuerpos feldespáticos episienitizados, evidenciados a través del cálculo de la norma CIPW, guarda idéntica relación con los valores modales que varían de muestra en muestra pero que generalmente son inferiores al 10 %. También guardan relaciones porcentuales norma-modo estrictamente analógicas los altos contenidos feldespáticos y los escasos ferromagnésianos (véase cuadro III).

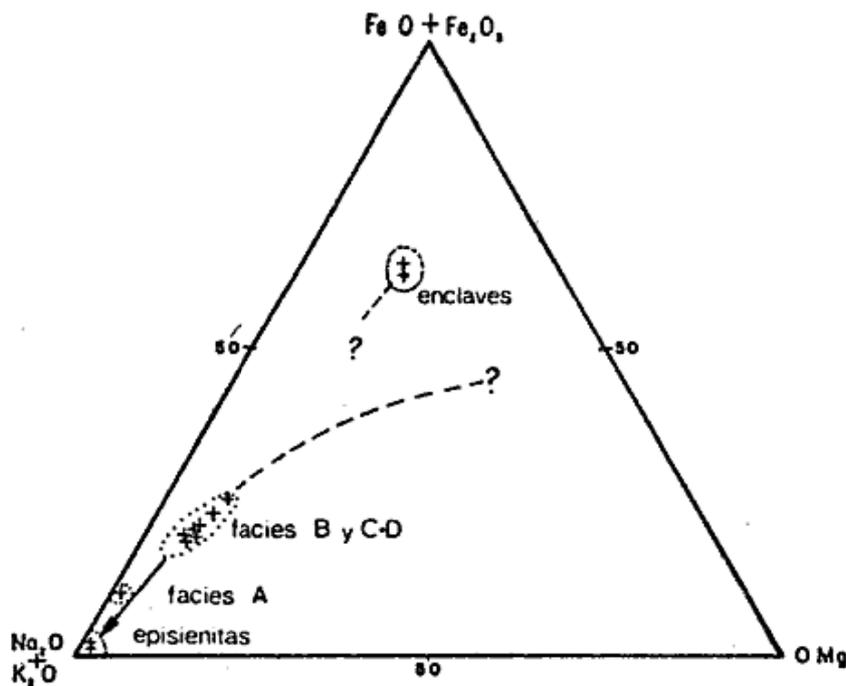


Figura 9.— Diagrama AFM.

Cuadro III: Valores normativos CIPW											
Nº	Cz	Or	Ab	An	Hy	Mg	Il	Ap	C	Ru	Hm
19	6,46	40,96	42,17	1,12	1,59	--	0,52	0,91	2,75	0,16	--
4	3,46	30,82	58,82	2,47	3,75	0,41	0,13	0,61	0,12	--	--

	% Ab**	% An**	% An*	X	% An**	Ref.:
19	97,4	2,6				Cz: cuarzo
4	95,9	4,1	(2-5)		3,3	Or: ortoclasa
						Ab: albita
						An: anortita
						Hy: hipersteno
						Mg: magnetita
						Il: ilmenita
						Ap: apatita
						C: corindón
						Ru: rutilo
						Hm: hematita

\*\* Datos norma CIPW

\* Datos por vía óptica

Cuadro IV														
Muestra	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O	TOTAL
M.T.C.-4	66,70	18,11	0,09	0,28	0,02	0,12	0,84	6,96	5,22	0,07	0,26	0,56	0,24	99,47
M.T.C.-19	64,10	18,91	0,10	N.C.	0,01	0,30	0,76	4,99	6,94	0,27	0,39	0,87	0,38	98,02

*Nota:* Análisis efectuados en el LAQUIGE (Laboratorio Químico Geológico, Buenos Aires).

Los contenidos algo anómalos de TiO<sub>2</sub> en M-19 expresados normativamente como rutilo quizás correspondan mineralógicamente a la presencia frecuente de anatasa en las muestras. En el cuadro IV se han registrado los análisis químicos de las episienitas estudiadas.

#### Génesis de los cuerpos feldespáticos

En este trabajo estas rocas han sido interpretadas como concentraciones feldespáticas de origen magmático tardío. Si bien es cierto que el proceso de albitización es marcado y se hace evidente como fenómeno de reemplazo del microclino y de plagioclasas de otra generación más temprana, las observaciones texturales dificultan explicar el origen de gran parte de los cristales de albita como producto resultante del proceso de albitización. Es por ello que los datos analíticos del quimismo de elementos

mayoritarios han sido registrados en diagramas binarios y ternarios comúnmente empleados para la interpretación evolutiva de rocas del sistema granítico.

La albitización responde a un fenómeno de metasomatismo sódico con tendencia a la formación de albitas; sus efectos han sido observados sobre los minerales de las facies graníticas normales, pero es difícil aceptar que las concentraciones albiticas de estos cuerpos sean de origen totalmente metasomático dado que cuesta reconstruir las texturas graníticas originarias en el núcleo de estos cuerpos, considerando que la conservación de la textura de roca afectada constituye una de las principales leyes del metasomatismo.

Para dilucidar el origen de estas concentraciones feldespáticas es imprescindible efectuar una cartografía a escala detallada de

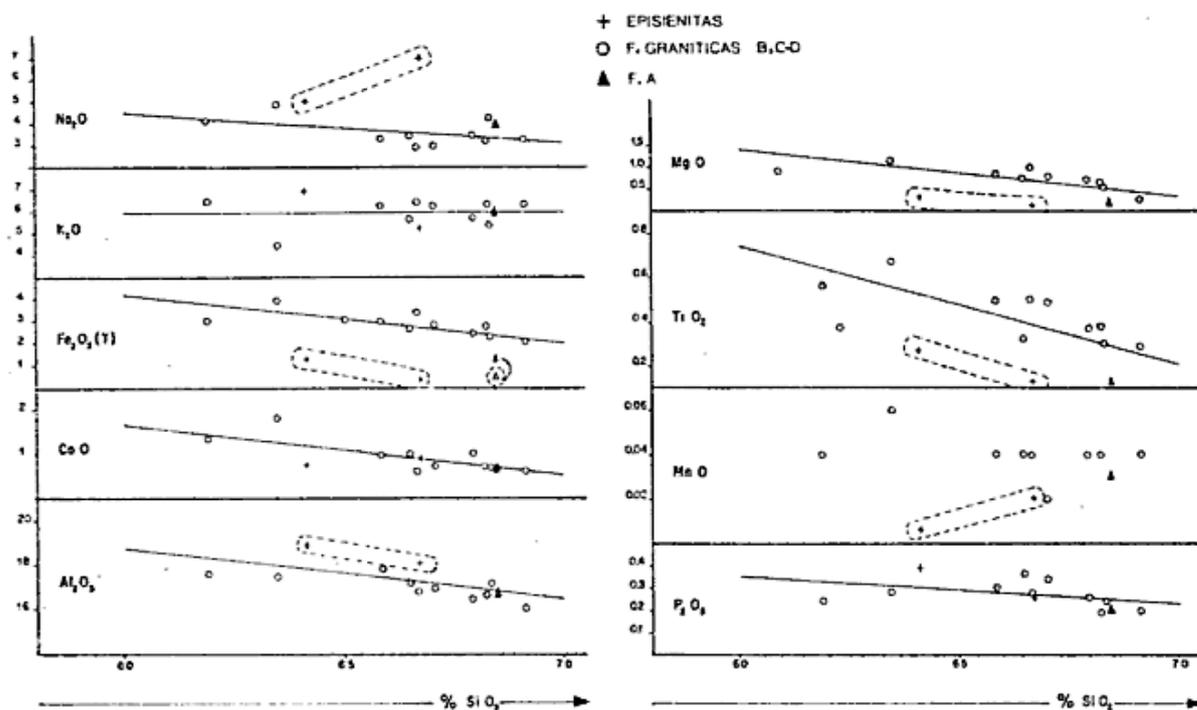


Figura 10.— Diagramas de Harker.

cada uno de los afloramientos para establecer posibles relaciones de reemplazo (caso metamórfico). Además es necesario investigar los distintos tipos de albita para establecer sus temperaturas de cristalización. Se podrían obtener entonces conclusiones satisfactorias con respecto al origen magmático tardío o metamórfico de estas rocas feldespáticas.

### CONCLUSIONES

Los cuerpos episieníticos conforman anisotropías petroestructurales dentro de los macizos graníticos. La yacencia e interpretación de su petrogénesis indican que puede esperarse una distribución regional en el batolito de Achala. A partir de diferenciaciones composicionales de origen granítico tardío alojadas en protofallas y de facies graníticas normales, la acción de fenómenos cataclásticos e hidrotermales es la responsable del proceso de episienitización. Los diferenciados tardíos originarios son rocas esencialmente feldespáticas predominantemente albiticas con cuarzo escaso (menos del 10 %) y prácticamente sin micas, con testimonios de intensa albitización (metasomatismo sódico). La episienitización posterior conduce a la desaparición total o parcial del cuarzo de estos cuerpos feldespáticos y también del correspondiente a las facies graníticas normales, a través de reemplazo por generación de illita; en estas últimas la biotita también es destruída, generándose fengitas o cloritas con anatasa. Como consecuencia surgen rocas parcialmente vacuolares que actúan como roca almacén de soluciones uraníferas exógenas. Además de los

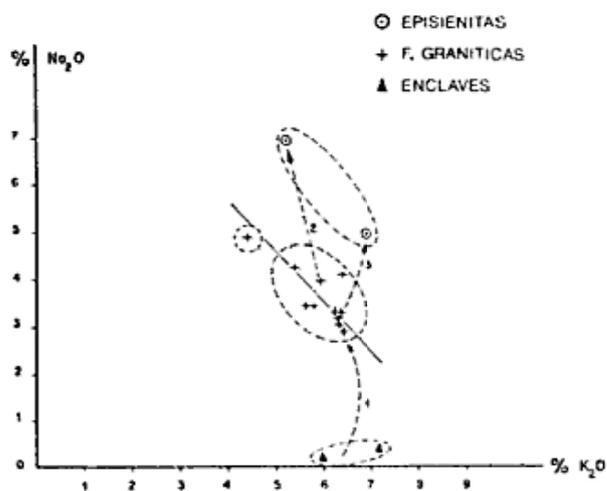


Figura 11.— Diagrama binario de álcalis.

espacios libres en áreas fracturadas de facies graníticas, es en la zona de oxidación de estos cuerpos episieníticos donde se han registrado las mayores concentraciones de uranio total de naturaleza esencialmente supergénica (minerales de  $U^{+6}$ : metautunita, "gummita", metatorbernita). Desde el punto de vista tectónico son cataclasitas con variable grado de deformación y recristalización dominante, hallándose localizadas en zonas de debilidad estructural habiendo servido como activas vías de circulación de flúidos que han depositado sílice (cuarzo) y también pirita-pechblenda.

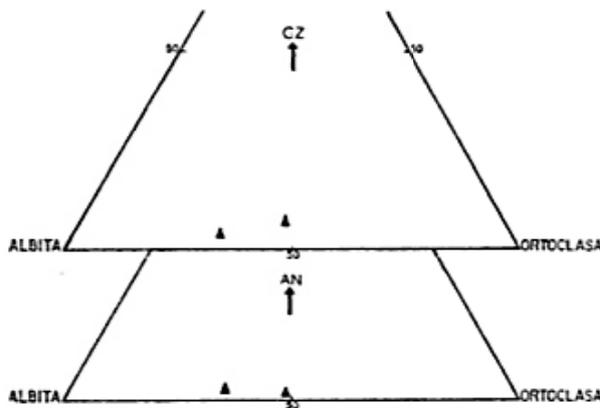
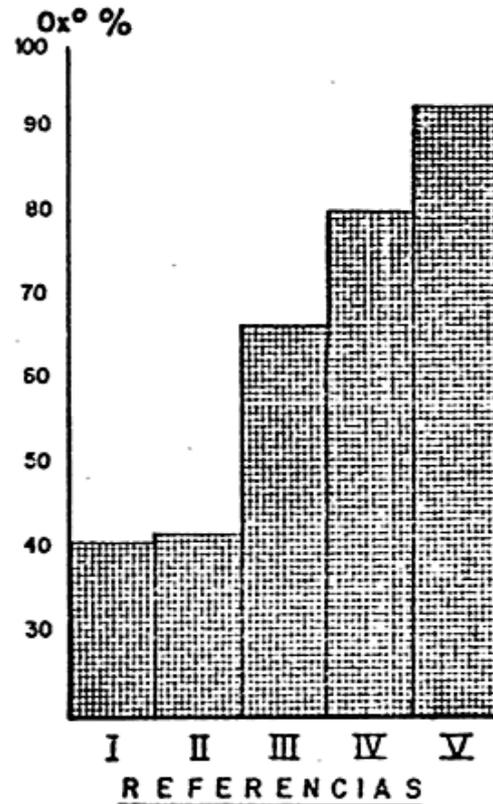


Figura 12.— Diagramas Cz-Ab-Or y An-Ab-Or (en valores normativos CIPW de porcentuales de peso).

Antecedentes como el de la manifestación nuclear Los Riojanos, fundamentan la posibilidad de futuros hallazgos, preferentemente en profundidad, de aportes uraníferos endógenos del tipo filones de pechblenda (venas hidrotermales de Dahlkamp, 1978) canalizados a través de estas anisotropías graníticas. Su funcionalidad como doble metalotecto (minerales "amarillos" y "negros" de uranio) genera expectativas favorables para la localización de concentraciones uraníferas de interés económico. Es muy factible que las reservas prácticamente monominerales (metautunita I) del yacimiento Schlagintweit (Lucero Michaut, 1978), al sur de Los Gigantes en la vertiente oriental de la Sierra Grande, encuentren parcialmente su explicación en vinculación genética con la citada tipología filoniana de profundidad. Indiscutiblemente, en este último caso, sólo perforaciones profundas permitirían decidir sobre estas especulaciones metalogenéticas.

Por otra parte, se ha pensado efectuar estudios de inclusiones flúidas sobre algunas

muestras de estos afloramientos para intentar dilucidar las condiciones físico-químicas que controlaron la evolución geológica de estas episienitas feldespáticas, fundamentalmente las responsables de la corrosión del cuarzo, de las neoformaciones presentes (illita, ópalo) y de los minerales aportados (cuarzo, pirita, pechblenda).



- I - Enclaves de segregación temprana
- II - Facies B y C-D
- III - Facies A
- IV - Episienitas feldespáticas
- V - Facies B en zona de folio

Figura 13.— Grado de oxidación de los petrotipos.

### AGRADECIMIENTOS

El autor brinda su agradecimiento a la Dra. Hebe D. Gay, quien fuera directora de la Tesis Doctoral de la cual este trabajo constituye, con modificaciones, parte de uno de sus capítulos. Igualmente a la jefatura y personal de la Sección Geología de la Delegación Centro de la Comisión Nacional de Energía Atómica

por el apoyo brindado para el desarrollo de las tareas de campaña y por el acceso de consulta a información inédita. De la misma manera al técnico A. Lavilla, responsable del Laboratorio de Mediciones Físicas de la Delegación Centro de la C.N.E.A., por las determinaciones densimétricas de roca. También el agradecimiento para los colaboradores de la Cátedra de Mineralogía de la Universidad Nacional de Córdoba.

### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- BONIN, B., 1982. *Les granites des complexes Annulaires*. Manuals et Méthodes, 4, Bureau des Recherches Géologiques et Minières, Orleans.
- CHINNER, C. A., 1960. *Pelitic gneisses with varying ferrous-ferric ratios from Glen Clover, Angus, Scotland*. Jour. Petr., 1 (2): 178-217.
- DAHLKAMP, F. J., 1978. *Classification of uranium deposits*. Min. Dep., 13: 83-104.
- DAZIANO, C. O., 1979. *Informes mensuales internos*. C.N.E.A., (a: set./79; b: oct./79; c: dic./79), (inéd.).
- , 1980. *Geología del área de influencia en las manifestaciones Don Alberto y Los Riojanos*. C.N.E.A., inf. fin., (inéd.).
- GIULIANI, C. y A. CHEILLETZ, 1983. *Petrologie structurale et métallogenie: l'exemple des épsilonites feldspatiques et des mineralisations intragranitiques*. Compt. Rend. Acad. Sc. Paris, 296 (II)
- HIGGINS, M. N., 1971. *Cataclastic rocks*. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 6-87.
- LAMEYRE, J., 1966. *Leucogranites et muscovitisation dans le Massif Central Français*. Univ. Clermont, Fac. Scienc., Ann., 29, C. Ferrand.
- LEROY, J., 1973). *Episyenitization et dépôt de l'uranium dans l'épisyenite du point 132*. Mine de Margnac. C.E.A., Reun. Sc. de la Terre, Paris.
- , 1978a. *Metallogenese des gisements d'uranium de la Division de la Crouzille*. Sc. de la Terre, Mem., Fr., 26, 278 pág.
- , 1978b. *The Margnac and Fanay uranium deposits of the La Crouzille Distric. (Western Massif Central, France): Geologic and fluid inclusions studies*. Econ. Geol., 73: 1611-1634.
- , 1983. *Le gisement uranifere du Bernardan (Marche, France): un exemple d'episyenitisation d'un granite a deux micas*. Compt. Rendus Acad. Sc., 296 (II): 75-78, Paris.
- , 1984. *Episyenitisation dans le Gisement d'uranium du Bernardan (Marche). Comparaison avec des Gisements similaires du Nord-Ouest du Massif Central Français*. Min. Dep., 19 (1): 26-35.
- y B. POTY, 1969. *Recherches preliminaires sur les fluides associes a la genese des mineralisations en uranium du Limousin (France)*. Min. Dep., 4: 395-400.
- y M. CATHELINÉAU, 1982. *Les mineraux phylliteux dans les gisements hydrothermaux d'uranium. II. Cristalochimie des micas herités et neoformés*. Bull. de Min., 105: 99-109.
- LIRA, R., 1981. *Estudio geológico-petrográfico-mineralógico de las rocas graníticas de la Sierra de Córdoba en su relación con el contenido uranífero*. C.N.E.A., (inéd.).
- , 1982. *Interpretación de los resultados químicos, geoquímicos y petrográficos-petroológicos del muestreo realizado en la faja de relevamiento geológico I*. C.N.E.A., (inéd.).
- , 1983. *Manifestación nuclear Los Riojanos. Estudio mineralógico de testigos de perforación. Sondeo L.R. ex 15*. C.N.E.A., (inéd.).
- , 1985. *Tipología y evolución de rocas graníticas en su relación con el hemicírculo endógeno de la geoquímica del uranio. Aspectos metalogénicos. Sector septentrional del Batolito de Achala, provincia de Córdoba*. U. N. C., Fac. Cs. Fis. y Nat., Tesis doctoral.
- LUCERO MICHAUT, H. N., 1978. *Informe final sobre el cálculo de reservas del yacimiento Schlagintweit (Córdoba) en función de la exploración. Agosto 1977/junio 1978, realizada mediante sondeos radievaluados*. C.N.E.A., (inéd.).
- , 1980. *Informe final sobre la prospección abierta realizada mediante líneas de investigación topográfico-geológicas sobre la falda occidental del sector septentrional del batolito de Achala, provincia de Córdoba*. C.N.E.A., (inéd.).
- y C. O. DAZIANO, 1982. *Informe final sobre la prospección detallada de la Manifestación Los Riojanos. Faldeo occidental del batolito de Achala, provincia de Córdoba*. C.N.E.A., (inéd.).
- y A. GAMKOSIAN, 1978. *Mapa geológico y tectónico de la Sierra de Córdoba (Escala 1:500.000)*. U.N.C., Fac. Cs. Ex. Fis. y Nat., (inéd.), Córdoba.
- RAPELA, C. W., 1982. *Aspectos geoquímicos y petroológicos del batolito de Achala, provincia de Córdoba*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVII (3): 313-330, Buenos Aires.
- SCHALAMUK, I. E., 1970. *Contribución al conocimiento de los fosfatos de las pegmatitas del Cerro Blanco, Tanti, provincia de Córdoba, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXV (1): 121-137, Buenos Aires.
- SHAND, S. J., 1927. *Eruptive rocks*. John Wiley & Sons., New York.
- VALDIVIEZO, A., 1980. *Informe técnico final del ciclo de perfeccionamiento seguido en el CIPRA (Razés, Francia)*. C.N.E.A., (inéd.).
- y NINCI MARTINEZ, C., 1983. *Relevamiento geológico-tectónico del sector centro-occidental del batolito de Achala, Sierra Grande de Córdoba*. C.N.E.A., (inéd.).

Recibido: 13 de diciembre, 1986

Aceptado: 7 de octubre, 1987

**RAUL LIRA**

Universidad Nacional de Córdoba  
Departamento de Geología  
CONICET  
Vélez Sarsfield 299  
5000 Córdoba

# GEOLOGIA DEL AREA DE LA LAGUNA CHASICO (PARTIDO DE VILLARINO, PROVINCIA DE BUENOS AIRES) Y ASPECTOS BIOESTRATIGRAFICOS RELACIONADOS

Francisco Fidalgo, Eduardo P. Tonni, Néstor Porro y José H. Laza

## RESUMEN

Se reconocieron siete unidades litoestratigráficas que abarcan el lapso Mioceno tardío-Holoceno: Formación Arroyo Chasicó, Formación Los Salitrales, Formación Río Negro, Grava Arenosa Salinas Chicas, Conglomerado Bajada de Los Toros, Grava Arenosa y Limo Sanquileó y Formación Estancia La Aurora.

La Formación Arroyo Chasicó se divide en dos Miembros: Miembro Vivero y Miembro Las Barrancas.

Sobre la Formación Arroyo Chasicó se depositó en discordancia de erosión la Formación Los Salitrales, parcialmente lacustre y en parte contemporánea con la Formación Río Negro, principalmente fluvial y en parte eólica. También en discordancia de erosión se depositaron posteriormente la Grava Arenosa Salinas Chicas, el Conglomerado Bajada de Los Toros y la Grava Arenosa y Limo Sanquileó.

La secuencia culmina con sedimentos eólicos de la Formación Estancia La Aurora, que a veces constituyen verdaderos médanos y en otros casos forman extensos mantos de arena depositados sobre la mayor parte de las unidades precedentes.

Se describen dos Faunas locales en base a los mamíferos de la Formación Arroyo Chasicó: Fauna local Vivero von Humbolt y Fauna local Las Barrancas. Basadas en ellas se fundan las Unidades mamífero Viverense y Barranquense. La primera está caracterizada por los mamíferos del miembro Vivero; su asociación característica la integran especies "pan araucanianas" y relictuales "pan santacruceñas" (Interatheriidae, Homalodotheriidae y Peltephilinae). La Unidad mamífero Barranquense está basada en los mamíferos del Miembro Las Barrancas; su asociación característica está integrada por especies "pan araucanianas" algunas de ellas también presentes en el Huayqueriense.

Las Unidades mamífero Viverense y Barranquense son consideradas aquí, provisionalmente, como la parte más temprana y más tardía, respectivamente, de la Edad mamífero Chasicuense (Mioceno medio-tardío).

Los mamíferos de la Formación Los Salitrales indican una antigüedad Mioceno tardío-Plioceno y los vertebrados de la Formación Estancia La Aurora una antigüedad Pleistoceno tardío-Holoceno.

## ABSTRACT

Seven lithostratigraphic units ranging in age from late Miocene to Holocene were recognized: Arroyo Chasicó Formation, Los Salitrales Formation, Grava Arenosa Salinas Chicas, Conglomerado Bajada de Los Toros, Grava Arenosa y Limo Sanquileó y Estancia La Aurora Formation.

The Arroyo Chasicó Formation is divided into two Members: Vivero Member and Las Barrancas Member.

Lacustrine sediments of Los Salitrales Formation were deposited synchronously -in part- with the fluvial and partially aeolian sediments of the Río Negro Formation, over the Arroyo Chasicó Formation.

The Grava Arenosa Salinas Chicas, the Conglomerado Bajada de Los Toros and the Grava Arenosa and Limo Sanquileó were later deposited.

The upper part of the sequence is characterized by the aeolian sediments of the Estancia La Aurora Formation which cover most of the units previously mentioned.

Two local Faunas are described from the Arroyo Chasicó Formation: Vivero von Humbolt local Fauna and Las Barrancas local Fauna. Based on these local Faunas, two mammals Units are described: Viveroan mammal Unit and Barrancan mammal Unit. The first one is characterized by the mammals of the Vivero Member. Its characteristic association is integrated by "pan araucanian" mammals and "pan santacrucean" ones (Interatheriidae, Homalodotheriidae and Peltephilinae). The Barrancan mammal Unit is based on the mammals of Las Barrancas Member; its characteristic association is integrated by "pan araucanian" species also present -partially- in the Huayquerian.

The Viveroan and Barrancan mammal Units are here considered -provisionally- as representing the earliest and latest Chasicuan (conventionally middle-late Miocene).

The mammals from Los Salitrales Formation are late Miocene-Pliocene in age and the vertebrates from Estancia La Aurora Formation are late Pleistocene-Holocene in age.

## INTRODUCCION Y GENERALIDADES

Se reconoció un área de unos 1.200 km<sup>2</sup> la mayor parte de la cual está cubierta por sedimentos eólicos.

El relieve es suave y se encuentra delimitado por alturas máximas que escasamente superan los 100 m s.n.m. y mínimas de 40 m por debajo del nivel del mar. Esto configura una depresión regional de rumbo noroeste-sureste cuyos rasgos más bajos los constituyen la laguna Chasicó y las Salinas Chicas.

En Fidalgo *et al.* (1978) se dieron a conocer algunas características de la Formación Arroyo Chasicó dividida en Miembro Vivero y Miembro Las Barrancas y una descripción de la fauna extraída de sus depósitos se encuentra en Bondesio *et al.* (1980). Se trata de sedimentos limo arenosos a arenas limosas de color castaño rojizo a castaño amarillento en forma de venas. A veces presenta rodados muy angulosos de rocas volcánicas o de cuarcitas al oeste o al este respectivamente de la depresión. Constituye la unidad estratigráfica más antigua de la zona y con posterioridad a ella se desarrollaron otras unidades que se describen ahora aunque fueron mencionadas en los trabajos citados.

## GEOLOGIA

### *Estratigrafía*

Las unidades estratigráficas que se depositaron inmediatamente después a la Formación Arroyo Chasicó son las que a continuación se describen en orden decreciente de antigüedad.

### FORMACION LOS SALITRALES

#### Características generales y distribución

La unidad que consideramos se halla constituida por arenas, con limo y arcilla subordinadas, hasta limos arcillosos y arcillas limosas, castaño amarillento, con concentraciones gris-verdosas y en ocasiones con tintes violáceos.

Sus afloramientos muestran zonas estratificadas, con marcado paralelismo, típicos de ambientes de sedimentación lacustre.

Sus sedimentos se ubican por debajo de la curva de nivel de 15 m s.n.m. en tres de los perfiles observados (Nº 11, 12 y 13) mientras que el restante (Nº 2) se halla a 50 m s.n.m.

Se apoya en discordancia de erosión sobre la Formación Arroyo Chasicó, Miembro Las Barrancas o sobre la Formación Río Negro (margin norte de la laguna Chasicó). Sobre ella se apoya la Formación Río Negro, las Gravas Salinas Chicas o la Formación Estancia La Aurora.

Esta unidad puede intercalarse con las areniscas de la Formación Río Negro (perfil Nº 2), donde se observa una capa de carbonato de calcio microcristalino con un espesor de 0,08 a 0,10 m.

Entre sus sedimentos se han hallado restos de vegetales y moluscos gasterópodos.

El espesor de la unidad en cuestión no sobrepasa los 4 ó 5 m en los perfiles observados.

#### Antecedentes y conclusiones

No existen antecedentes sobre su mención como unidad litoestratigráfica. La parte bien estratificada muestra características de sedimentos lacustres, quizá correspondientes a una de las fases lacustres más antiguas de la región, cuya cuenca era muy somera.

En el área estudiada, asignamos tentativamente esta unidad al Mioceno tardío-Plioceno (véase Paleontología).

## FORMACION RIO NEGRO

#### Características generales y distribución

Sus afloramientos son muy restringidos. Se trata de psamitas medianas a gruesas, gris-azulado, con marcada estratificación entrecruzada e intercalaciones de limos y arcillas subordinadas.

El espesor mayor observado al sur de Salinas Chicas (perfil Nº 2), no sobrepasa los 4 ó 5 m. Hacia el sur de esta región y en dirección a la desembocadura del río Negro sus espesores aumentan considerablemente.

#### Antecedentes y conclusiones

Kraglievich (1960) menciona estos sedimentos como "apoyando sobre el Eoplioceno" (= Formación Arroyo Chasicó) y los asigna a la Formación Río Negro (que en sentido de ese autor incluye a nuestra Formación Los Salitrales) ubicándolos en el Eocuartario. Pascual (1965) en cambio, asigna esa unidad al Plioceno medio-superior, del "standard" usado en ese momento. Actualmente serían referibles al Mioceno tardío-Plioceno (véase Paleontología).

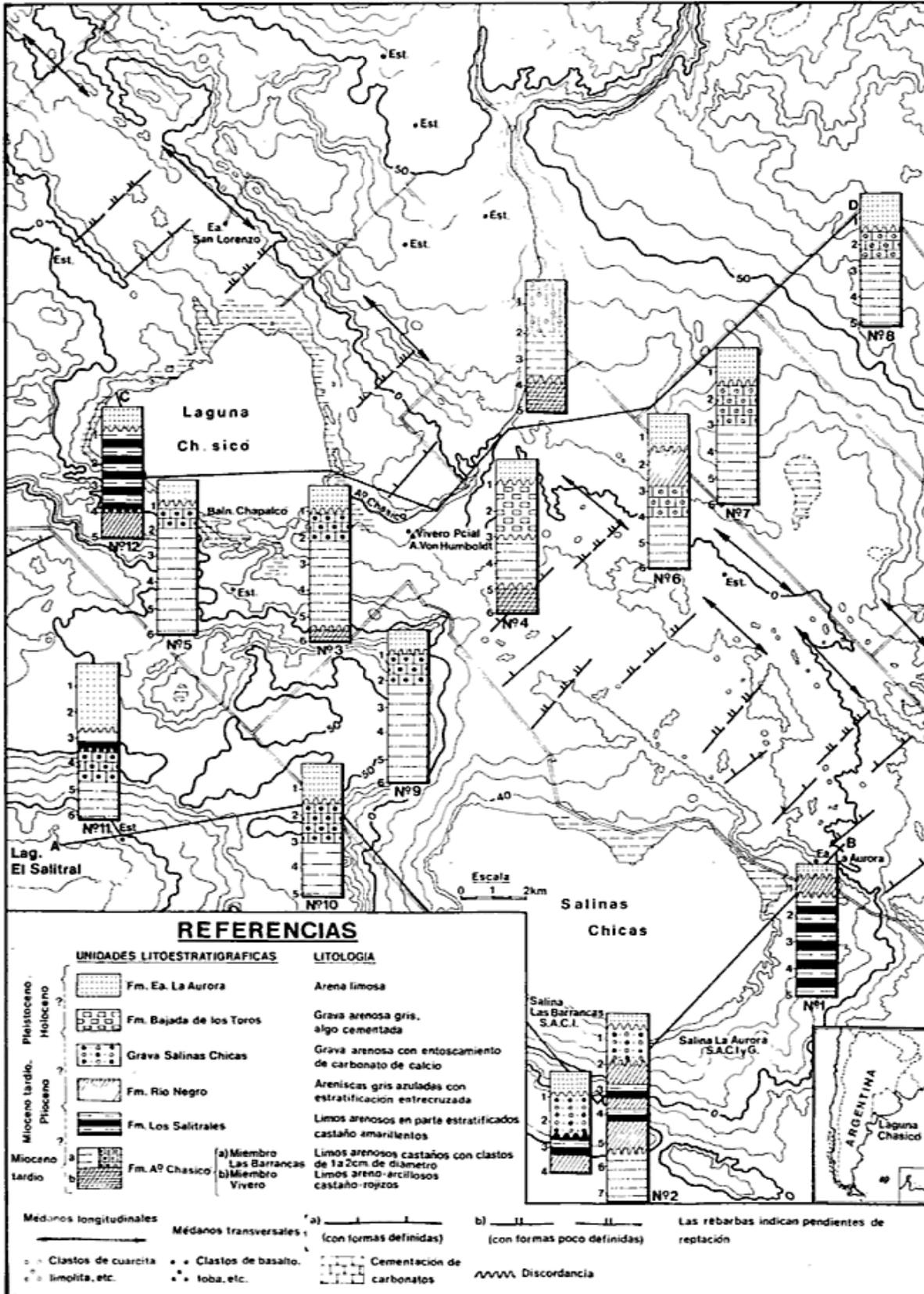


Figura I— Mapa topográfico y perfiles sedimentológicos del área de la laguna Chasicó.

## GRAVA ARENOSA SALINAS CHICAS

### Características generales y distribución.

Su localización en la zona de estudio está restringida a la región que se extiende al sur y suroeste de Salinas Chicas (perfil N° 1 y 2).

Se trata de una grava arenosa con escasa matriz y marcada cementación por carbonato de calcio. El espesor no supera los 2 m.

Se apoya en discordancia de erosión sobre la Formación Río Negro y subyace a la Formación Estancia La Aurora.

### Antecedentes y conclusiones

Consideramos a estos depósitos como remanentes septentrionales de los conocidos en conjunto con la denominación de "Rodados Patagónicos" o "Rodados Tehuelches", dentro de los cuales se han distinguido diferentes unidades litoestratigráficas, depositadas en distintas edades (Fidalgo y Riggi, 1965 y 1970). Dentro de ellos, los ubicados en la provincia de Buenos Aires, en su gran mayoría, deben ser de edad cuaternaria (Pascual y Fidalgo, 1972).

## CONGLOMERADO BAJADA DE LOS TOROS

### Características generales y distribución

La litología más típica de esta unidad se encuentra en la Bajada de los Toros, unos dos kilómetros y medio aguas arriba del vivero von Humbolt sobre la margen izquierda del arroyo Chasicó.

Se trata de un conglomerado con rodados subredondeados de cuarcitas blancas, rosadas y rojizas, procedentes de sierra de la Ventana y de limolitas arenosas de la Formación Arroyo Chasicó, con diámetros de entre 0,04 y 0,10 m. La matriz es arenosa y el conjunto está cementado por carbonato de calcio. Su potencia es de 1,80 a 2 m.

Sus afloramientos se observan en una extensión aproximada a los 100 m y luego su aparición se torna esporádica hasta desaparecer aguas abajo. Se apoya en discordancia de erosión sobre la Formación Arroyo Chasicó.

### Antecedentes y conclusiones

Sus sedimentos fueron considerados por Kraglievich (1960) como correspondientes a una época relativamente reciente, es decir que

podrían estar relacionados con la aparición en el área, de una red de drenaje similar a la actual.

Sus características morfológicas y estratigráficas determinan que esta unidad es anterior a Grava Arenosa y Limo Sanquillo y posterior a la Formación Río Negro, por lo que en sentido amplio la atribuimos al Pleistoceno.

## GRAVA ARENOSA Y LIMO SANQUILCO

### Características generales y distribución

En las proximidades de los cauces de los arroyos Chasicó y Sanquillo Grande, se observan remanentes de una planicie de inundación. En ella se reconocen capas y lentes de grava arenosa alternando con arenas y limos, a veces arcillosos, hasta arcillas, castaño a gris. En ocasiones se intercalan capas oscuras de materia orgánica redepositada. El espesor del conjunto es de 4 ó 5 m en los arroyos mencionados, reduciéndose a 1 ó 2 m en el curso inferior del arroyo Chasicó.

La grava arenosa está constituida por rodados subredondeados de cuarcitas blancas, rosadas y verdes y esporádicamente de limolitas arenosas y arcillas, castañas, correspondientes a un típico "sedimento pampeano". El diámetro de los rodados no supera los 0,04 a 0,05 m, pero en el caso de las limolitas, pueden presentar un eje mayor de 0,08 a 0,10 m.

Próximo a la desembocadura de los arroyos en la laguna Chasicó y Salinas Chicas, así como en las playas de estas depresiones, se reconocen limos arcillosos a arcillas limosas, con espesores menores a 2 m, verde a gris amarillento, donde se han encontrado abundantes ejemplares de *Littoridina parchappi* (D'Orbigny, 1835). Esta especie según Gaillard y Castellanos (1976), en la actualidad nunca se encuentra en aguas salobres o netamente marinas, caracterizando ambientes lóticos y lénticos de aguas dulces a oligohalinas.

### Antecedentes y conclusiones

No se tienen referencias de esta unidad para la zona. Si bien las observaciones son reducidas, creemos que sus depósitos, en principio, pueden correlacionarse con la Formación Luján, en el sentido de Fidalgo *et al.* (1973). Sedimentos similares se observan en el arroyo Sauce Grande, en el flanco occidental de la sierra de la Ventana.

## FORMACION ESTANCIA LA AURORA

### Características generales y distribución

Consideramos que para el área de estudio, esta unidad sigue en importancia a la Formación Arroyo Chasicó, en cuanto a su distribución regional. Se extiende tanto en forma de médanos como de mantos de arena con espesores variables.

Los médanos son más destacados tanto al este como al oeste de la depresión central y entre la laguna Chasicó y Salinas Chicas. Hacia el sur se extiende en forma de manto sobre la llanura en la que está construida la ruta nacional N° 22.

Cuando las acumulaciones adquieren características de médanos, frecuentemente adoptan la forma de barjanes cuyas pendientes de barlovento buzan pronunciadamente al noroeste.

También suelen verse cuencas de deflación de 100 hasta 300 m de diámetro, que en su fondo presentan espesores reducidos de sedimentos limo-arcillosos apoyados sobre materiales más compactos de la Formación Arroyo Chasicó.

Los encadenamientos de los médanos también dan lugar a formas longitudinales con rumbo 30° a 40° noroeste, con la pendiente más tendida buzando al noreste, como si esa fuera una de las direcciones principales desde la que sopla el viento con mayor frecuencia.

Los sedimentos de esta unidad están integrados por arena mediana a fina con algo de limo y arcilla subordinados, que se concentran por lavado en las partes más bajas del relieve, originando zonas de reducida permeabilidad, donde temporariamente se pueden concentrar aguas de lluvia, que al evaporarse dan lugar a concentraciones salinas.

La Formación Estancia La Aurora es la unidad estratigráfica más joven. Es probable que sea equiparable a las acumulaciones similares de amplia distribución en el oeste y noroeste de la provincia de Buenos Aires y este de la provincia de La Pampa, donde se han encontrado restos de fauna extinguida y actual. Su depositación abarca probablemente al Pleistoceno tardío y al Holoceno (véase Paleontología).

### Antecedentes y conclusiones

Estos depósitos corresponden a los estudiados por diversos autores y conocidos como "Médano Invasor" (Tapia, 1937a), "Platense eólico" más "Cordobense" (Frenguelli, 1950, E<sub>1</sub>

y E<sub>2</sub> (Tricart, 1973) y Formación La Postrera (Fidalgo *et al.* 1973).

Sus características más destacadas se vinculan con la distribución en el terreno que parecería relacionarse con la granometría y las condiciones climáticas. La región oriental de La Pampa y el oeste, noroeste y centro de la provincia de Buenos Aires, particularmente el área de influencia de la cuenca del río Salado, muestran que sus sedimentos pueden integrar médanos fijos —que en épocas de sequía alcanzan a moverse— y médanos vivos, como sucede parcialmente en la zona de Chasicó.

Estas características de presentarse, en cuanto a su actividad, se relacionan con las condiciones climáticas de mayor humedad y precipitaciones en el este que se van reduciendo hacia el oeste.

Además se reconoce un cambio en la granometría, encontrándose los sedimentos más arenosos (arena gruesa y mediana) hacia el oeste, mientras que la fracción arena mediana y principalmente arena fina y limo, predominan en la zona de influencia del río Salado (curso medio e inferior).

La distribución regional de esta unidad, los fósiles hallados en distintas zonas de la provincia de La Pampa y Buenos Aires, las características texturales y las condiciones climáticas actuales, permiten inferir al menos parcialmente que la misma está vinculada a un clima diferente al actual, de mayor aridez.

### Geomorfología

Los rasgos geomórficos más destacados del área están dados por tres grupos de unidades mayores:

- 1) Acumulaciones eólicas
- 2) Depresión estructural
- 3) Cuenca del arroyo Chasicó.

### Acumulaciones eólicas

Cubren la mayor parte de la región estudiada. Se trata de formas medianosas o de mantos de arena, que en este caso no superan los 2 m de espesor.

Los médanos son transversales y longitudinales, presentándose también algunas lomadas sin formas definidas.

Las mayores acumulaciones bien destacadas, se observan en la parte más baja de la depresión regional. Se trata de barjanes de 150 a 200 m de longitud y 3 a 5 m de altura. Resulta común que se unan dando lugar a formas barjanoides y lin-

guoides, adoptando en conjunto un típico diseño aklé.

En ocasiones las acumulaciones barjanoides-linguoides tienden a alinearse en una dirección noroeste coincidente con los vientos predominantes, dando lugar a cuerpos longitudinales de 300 a 500 m de longitud, que excepcionalmente pueden llegar a 1000 ó 1500 m.

En estas acumulaciones pueden reconocerse depresiones o cuencas de deflación, con un diámetro máximo de 100 m y que en épocas lluviosas pueden presentar espejos de agua temporarios.

Las formas transversales se reconocen muy bien al este de Salinas Chicas en un ancho de 4 ó 5 km en dirección suroeste-noreste y con una extensión de 15 km en sentido noroeste-sureste de la gran depresión central. Hacia el noreste, este y sureste comienzan a delinearse formas longitudinales.

En las proximidades de Salinas Chicas todos los diseños y formas aklé, barjanoides, linguoides, etc. se continúan en un ancho de 2 a 3 km con médanos longitudinales discontinuos, hasta la parte occidental del Salitral de la Vidriera. Esto, al este de Salinas Chicas, coincide con un desarrollo destacado de formas transversales entre las curvas de nivel de -20 y 0 m, mientras que las acumulaciones longitudinales se concentran por arriba de las curvas de 0 y 10 m.

Al aumentar las alturas los depósitos se presentan en formas de mantos con un espesor menor al metro.

#### *Depresión estructural*

Constituye la amplia zona de relieve negativo que se extiende en dirección sureste-noroeste, con un ancho superficial promedio que oscila entre 6 a 10 km y que incluye las Salinas Chicas y la laguna Chasicó, prolongándose quizás en el territorio de la provincia de La Pampa.

De acuerdo con investigadores del CIAS existiría una falla de poco rechazo en las proximidades del vivero Humboldt. Si nos remitimos a esta información, la depresión tendría entre otras causas, la estructural.

Desde el punto de vista geológico creemos que este ambiente se comportó como una depresión ya desde la depositación de la Formación Arroyo Chasicó, por lo menos del Miembro Las Barrancas. No obstante nada podemos afirmar de la época de fallamiento o de posibles reactivaciones.

Las zonas más bajas de la amplia depresión se encuentran en la laguna Chasicó a -20 m y en la Salinas Chicas a -40 m, estando esta unidad en la mayor parte del área por debajo de la curva de nivel de cero metros, con máximo de -10 y -20 m, pero con su eje mayor en sentido este-oeste.

Las pendientes más pronunciadas se observan hacia el oeste, en las lagunas Chasicó y Salinas Chicas, con valores de 0,25 % y 1 %. Precisamente en los lugares con valores promedios al 1 % de pendiente se ve aflorando a la roca de base, parcialmente cubierta por sedimentos de talud, como por ejemplo en los alrededores de Puesto Martinés y al sur y oeste de Salinas Chicas.

Las pendientes en el sector oriental de la depresión son más tendidas, estando suavizadas por acumulaciones eólicas que se apoyan sobre sus partes más bajas. Los valores más destacados alcanzan el 15 % y la roca de base se encuentra cubierta por un extenso manto de arena de espesor reducido.

#### *Cuenca del arroyo Chasicó*

Esta unidad geomórfica se encuentra parcialmente dentro de la zona estudiada, a través de su curso inferior, unos 20 km aguas arriba de su desembocadura y en las proximidades del área donde recibe como tributario al arroyo Sanquicó Grande.

El valle de este curso y el de su tributario se presentan encajonados, mostrando frecuentemente saltos o cascadas que raramente sobrepasan el metro de altura.

En sus cercanías se observan remanentes de una planicie de inundación, cuyos depósitos constituyen la unidad que denominamos Grava y Arena Sanquicó y que en épocas de crecientes excepcionales puede ser cubierto casi totalmente por las aguas. Por este motivo no podemos hablar de una verdadera terraza fluvial, aunque en muchos casos se encuentra a 5 o 6 m por arriba del cauce actual, como sucede en la Bajada de los Toros. En los alrededores del vivero Humboldt dichos depósitos se ubican a 2 m por sobre el cauce. Estas observaciones nos llevarían a considerar una convergencia entre el perfil longitudinal de la planicie de inundación y el cauce actual. Pero si pensamos que aunque en épocas excepcionales estos depósitos pueden ser erodados, debemos reconocer la imposibilidad de utilizar este argumento, por ejemplo con sentido estructural.

### Historia geológica

Comienza con la depositación de la Formación Arroyo Chasicó, principalmente eólica y fluvial, constituida por el Miembro Vivero, que es el más antiguo y por el Miembro Las Barrancas.

Continúa en discordancia de erosión la Formación Los Salitrales, parcialmente lacustre, que en oportunidades se intercala con la Formación Río Negro, fluvial y eólica, mientras que en otras la subyace e incluso se le sobrepone, siendo ambos posiblemente contemporáneas.

Posteriormente, y en iguales relaciones, se depositaron las Gravas Arenosas Salinas Chicas, fluviales, que quizás son los remanentes septentrionales de los "Rodados Patagónicos" o "Rodados Tehuelches".

Cuando las condiciones topográficas comenzaron a ser similares a las actuales, se acumularon en discordancia erosiva sobre la unidad anterior, el Conglomerado Bajada de los Toros, fluvial y posteriormente la Grava Arenosa y Limo Sanquicó, también fluvial, siendo ésta posiblemente equivalente a la Formación Luján (en el sentido de Fidalgo *et al.*, 1973) de otras partes de la provincia de Buenos Aires.

En parte contemporáneamente a la última unidad, comenzaron a depositarse los sedimentos eólicos de la Formación Estancia La Aurora, que cubre la totalidad del área y que prácticamente continúa haciéndolo hasta la actualidad.

La depresión regional que caracteriza al área, de acuerdo con la litología de los depósitos psefticos, actuó como tal desde el depósito de la Formación Arroyo Chasicó. En ella hay evidencias de un fallamiento de poco rechazo (CIAS, 1969), que podría haber contribuido a configurar la morfología regional actual. Dicho tectonismo no ha podido ser ubicado en el tiempo.

Probablemente hubo más de una fase de movimientos, por lo que la litología de los distintos depósitos psefticos puede estar relacionada con una depresión no tectónica o bien con una depresión originada por fallamiento y que en distintos momentos se reactivó. Resulta sugestiva la convergencia entre el perfil longitudinal de la planicie de inundación del arroyo Chasicó y el correspondiente a su cauce. De igual forma la posición altimétrica de los sedimentos de la Formación Río Negro y de la Formación Los Salitrales también hacen pensar

en anomalías vinculadas quizá con movimientos tectónicos o reactivaciones.

Finalmente, entre la quebrada del Hacha y la Bajada de los Toros hay una zona con penetraciones de yeso, en cuyas vecindades se hallaron restos de mamíferos similares a los extraídos del Miembro Las Barrancas. Ello podría indicar un pequeño bloque descendido de la Formación Arroyo Chasicó.

### BIOESTRATIGRAFIA

#### Formación Arroyo Chasicó

Para este caso se mencionan sólo los taxones correspondientes a mamíferos, pues en ellos se basa el reconocimiento de unidades de estratigrafía mamiferiana. Un tratamiento paleontológico detallado se encuentra en Bondesio *et al.* (1980).

#### Miembro Vivero

MARSUPIALIA: *Pseudolycoopsis cabrerai* Marshall, 1978; EDENTATA: *Vetelia perforata* Scillato Yané, 1977; Peltephilinae; Nothrotherinae; *Plesiomegatherium halmyronomum* Cabrera, 1928; *Octomyodon robertoscagliai* Scillato Yané, 1977; RODENTIA: *Chasicomys octodontiforme* Pascual, 1967; *Chasichimys bonaerense* Pascual, 1967; *Cercomys primitiva* Pascual, 1967; *Pattersonmys scagliai* Pascual, 1967; Lagostominae; *Carlesia*; *Tetrastylus?*; *Orthomyctera*; *Parodimys?*; LITOPTERNA: *Cullinia levis* Cabrera y Kraglievich, 1931; NOTOUNGULATA: *Chasicotherium rothi* Cabrera y Kraglievich, 1931; *Paratrigodon eugui* Cabrera y Kraglievich 1931; *Protyotherium*; *Typtotheriopsis*; *Paedotherium minor* Cabrera, 1937.

#### Miembro Las Barrancas

EDENTATA: *Vetelia perforata* Scillato Yané, 1977; *Chasicotatus ameghinoi* Scillato Yané, 1977; *Proeuphractus*; *Kraglievichia*; Euphractinae; Eutatini; Palaeoplophorini; Sclerocalyptini; Plohophorini; RODENTIA: Lagostominae *aff. Lagostomopsis*; *Cardiomys*; *Orthomyctera*; *Procardiatherium*; Hydrochoeridae; NOTOUNGULATA: *Palaeotoxodon? nazari* Cabrera y Kraglievich, 1931; *Typtotheriopsis*; *Paedotherium minor* Cabrera, 1937; *Pseudohegetotherium torresi* Cabrera y Kraglievich, 1931;

*Hemihegetotherium*; LITOPTERNA: Macraucheniiinae; Protherotheriinae.

### Discusión

La Formación Arroyo Chasicó, integrada por el Miembro Vivero -inferior- y el Miembro Las Barrancas -superior- tiene un importante contenido de mamíferos fósiles. Desde el punto de vista bioestratigráfico se concluye que:

1 - En el Miembro Vivero se registran elementos "pan santacrucianos"; 2 - En el Miembro Las Barrancas predominan los tipos "pan-araucanianos", siendo la fauna en conjunto transicional entre la del Miembro Vivero y la de la posterior edad Mamífero-Huayqueriense (Mioceno tardío, según Marshall *et al.*, 1983). Lo arriba señalado fue observado previamente (Bondesio *et al.*, 1980), reconociéndose ahora las siguientes unidades de estratigrafía mamíferiana (en el sentido de Bargo *et al.*, 1986; Tonni y Quiroga, en prensa).

1.- Fauna local Vivero von Humbolt: definida en base a los mamíferos provenientes de los sedimentos del Miembro Vivero de la Formación Arroyo Chasicó. La localidad tipo para esta Fauna local es el curso inferior del arroyo Chasicó en las inmediaciones del vivero von Humbolt.

2.- Fauna local Salina Las Barrancas: definida en base a los mamíferos provenientes de los sedimentos del Miembro Las Barrancas de la Formación Arroyo Chasicó. La localidad tipo para esta Fauna local es el oeste de las Salinas Chicas, en las proximidades del área de explotación de la empresa Salina Las Barrancas S.A.C.I. A la misma Fauna local se asignan los mamíferos procedentes del Miembro Las Barrancas en el curso inferior del Arroyo Chasicó.

Provisoriamente (véase lo señalado por Bargo *et al.* 1986), en base a estas faunas locales se establecen dos Unidades mamífero: Unidad mamífero Viverense y Unidad mamífero Barranquense, cuyas asociaciones características están definidas en función de las Faunas locales citadas.

Los aspectos fundamentales de estas Unidades mamífero son las siguientes:

1.- Unidad mamífero Viverense: en su asociación característica intervienen mamíferos "pan araucanianos" y relictuales de Edad Santacrucense ("pan santacrucianos"), tales como *Protypotherium*, *Chasicotherium rothi* y *Peltephilinae*.

2.- Unidad mamífero Barranquense: su asociación característica está integrada por

especies "pan araucanianas". Se encuentran aquí formas intermedias entre las de la Unidad mamífero Viverense y las de Edad Huayqueriense (en el sentido de Marshall *et al.*, 1983). Tal es el caso de los Lagostominae, donde las formas tempranas (Miembro Vivero) son similares a las Santacrucense-Friasense (*Prolagostomus* - *Pliolagostomus*) y las tardías (Miembro Las Barrancas) a las Huayquerienses (*Lagostomopsis*, véase Bondesio *et al.*, 1980).

En adición, la Unidad mamífero Barranquense tiene en su asociación característica (compuesta por todas las especies de la Fauna local Las Barrancas) algunos géneros que se registran asimismo en las Edades Huayqueriense y Montehermosense (en el sentido de Marshall *et al.*, 1983). Este es el caso de *Cardiomys* y parcialmente de *Kraglievichia*, también presente en el elenco de mamíferos "mesopotamienses" de Paraná, Entre Ríos. De cualquier forma, se requieren nuevos estudios a los fines de formular hipótesis sistemáticas específicas puesto que la asociación característica de una Unidad mamífero está integrada por las *especies comunes* a las Faunas locales que la componen.

*Palaeotoxodon? nazari* Cabrera y Kraglievich, 1931 es un taxodóntido representado en el Miembro Las Barrancas. Zetti, en su tesis inédita sobre los mamíferos de Edad Huayqueriense crea el género *Pisanodon* en base a estos materiales y a los de indudable edad Huayqueriense de Salinas Grandes de Hidalgo (La Pampa) y Epecuén (Buenos Aires). Según Zetti, *Palaeotoxodon? nazari* ("*Pisanodon nazari*") es una especie típica de Edad Huayqueriense.

Siempre con respecto a esta Unidad-mamífero, debe señalarse que *Tyotheriopsis* Cabrera y Kraglievich, 1931, considerado como fósil característico de la Edad Chasicuense *s. l.* (Pascual *et al.*, 1965) es en realidad más frecuente en los sedimentos del Miembro Las Barrancas que en aquellos del Miembro Vivero, por lo que debe considerarse como característico (en el sentido dado por Pascual *et al.*, 1965) de la Unidad mamífero Barranquense.

En suma, se destacan aquí faunas sucesivas y transicionales, separadas temporalmente (no geográficamente) por un lapso probablemente menor que el inferido en la delimitación de edades. Provisoriamente se considera que las Unidades mamífero Viverense y Barranquense representan respectivamente los segmentos temprano y tardío de la Edad mamífero Chasi-

quense, en el sentido de Pascual *et al.* (1965) y de Marshall *et al.* (1983), convencionalmente referida por éstos al Mioceno medio-tardío. Esta edad mamífero podrá ser definida y acotada temporalmente con mayor precisión, cuando se conozcan otras Faunas locales y Unidades mamífero referibles.

Es necesario reiterar (véase Fidalgo *et al.*, 1978), que situaciones como las aquí descritas, de faunas transicionales, son quizá más frecuentes de lo hasta ahora señalado. En el Cenozoico tardío de la Región Pampeana, los hiatos o discontinuidades que facilitaron el reconocimiento de las edades-mamífero son fundamentalmente el producto de la falta de observaciones sistematizadas más que reales discontinuidades.

Sólo el reconocimiento de Faunas locales y Unidades-mamífero con el adecuado control estratigráfico, permitirá ajustar el esquema actual de Edades-mamífero y extender su aplicación a problemáticas conexas.

#### Formación Los Salitrales

RODENTIA: *Proctenomys simpsoni* (J. Kraglievich, 1960) Pascual, Pisano y Ortega, 1965.

#### Discusión

Pascual *et al.* (1965) crean el nuevo género *Proctenomys* para incluir a *Xenodontomys simpsoni* Kraglievich, 1960. Este octodóntido fue coleccionado por Kraglievich en sedimentos aflorantes al oeste de las Salinas Chicas que el citado autor refiere a la Formación Río Negro. En base a este hallazgo, Kraglievich (1960) asigna a los sedimentos portadores al Pleistoceno temprano.

El análisis de la dentición de *Proctenomys simpsoni* permite concluir a Pascual *et al.* (1965) que esta especie es un antecesor estructural de *Xenodontomys ellipticus* L. Kraglievich, 1927, de sedimentos de Edad Monthermosenses (Plioceno) de la provincia de Buenos Aires.

Consecuentemente la asignación cronológica de Kraglievich resulta incorrecta, pudiendo referirse a los sedimentos portadores al Mioceno tardío-Plioceno, del "standard" modernamente aceptado (véase Marshall *et al.*, 1983). Esto último es congruente con las observaciones estratigráficas relacionadas con la Formación Los Salitrales de donde proviene el resto en cuestión (véase Geología).

#### Formación Estancia La Aurora

AVES, RHEIFORMES: *Rhea americana* (Linné, 1758); MAMMALIA, RODENTIA: *Dolichotis patagonum* (Zimmerman, 1780); ARTIODACTYLA: *Ozotoceros bezoarticus* (Linné, 1758).

#### Procedencia

Laguna El Salitral, Estancia La Aurora.

#### Discusión

Estas neoespecies se encuentran en el registro paleontológico de la Región Pampeana a partir de la parte final del Pleistoceno tardío. Consecuentemente, los sedimentos portadores son asignables al Pleistoceno tardío-Holoceno, anterior a las primeras décadas del siglo XX, momento en que se extingue en el área *Ozotoceros bezoarticus*.

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- BARGO, M. S., A. N. MENEGAZ, J. L. PRADO, M. C. SALEMME, C. TAMBUSI y E. P. TONNI, 1986. *Mamíferos y bioestratigrafía. Una nueva Fauna local de la Unidad mamífero Lujanense (Pleistoceno tardío) de la provincia de Buenos Aires*. Ameghiniana, XXIII (3-4): 229-232, Buenos Aires.
- BONDESIO, P., J. H. LAZA, G. J. SCILLATO YANE, E. P. TONNI y M. G. VUCETICH, 1980. *Estado actual del conocimiento de los vertebrados de la Formación Arroyo Chasicó (Plioceno temprano) de la provincia de Buenos Aires*. IIº Congr. Arg. Paleont. y Bioestrat., Actas y 1º Congr. Latinoam. Paleont., III: 101-127, Buenos Aires.
- CIAS, 1969. *Resultados de una línea de prospección geofísica entre el Vivero von Humboldt y el sur de la Laguna Chasicó, provincia de Buenos Aires*. (Inéd.).
- FIDALGO, F. y J. C. RIGGI, 1965. *Los rodados patagónicos en la Meseta del Guenguel y alrededores (Santa Cruz)*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XX (3): 273-325, Buenos Aires.
- , 1970. *Consideraciones geomorfológicas y sedimentológicas sobre los Rodados Patagónicos*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXV (4): 430-443, Buenos Aires.
- , U. R. COLADO y F. O. de FRANCESCO, 1973. *Sobre ingresiones marinas cuaternarias en los partidos de Castelli, Chascomús y Magdalena, provincia de Buenos Aires*. Vº Congr. Geol. Arg., Actas, III: 227-240, Carlos Paz.
- , J. H. LAZA, N. PORRO y E. P. TONNI, 1978. *Algunas características de la Formación Arroyo Chasicó y sus relaciones geológicas*. VIIº Congr. Geol. Arg., Actas, I: 213-225, Neuquén.
- FRENGUELLI, J., 1950. *Rasgos generales de la morfología y la geología de la provincia de Buenos Aires*. Lemit, II, 33, La Plata.

## Asociación Geológica Argentina

- GAILLARD, M. C. y Z. A. de CASTELLANOS, 1976. *Mollusca, Gasteropoda, Hydrobiidae*, en: *Fauna de agua dulce de la República Argentina*. Director R. A. Ringuelet, 15, 2: 1-39, Buenos Aires.
- KRAGLIEVICH, J., 1960. *Un nuevo roedor octodóntido del Eocuarterio de Salinas Chicas, provincia de Buenos Aires*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XV (1-2): 15-40, Buenos Aires.
- MARSHALL, L., R. HOFFSTETTER y R. PASCUAL, 1983. *Mammals and stratigraphy: geochronology of the continental mammals bearing tertiary of South America*. *Palaeovertebrata*, Mem. Extraord. Montpellier, 1-93.
- PASCUAL, R., 1965. *Los Taxodontidae (Taxodonta, Notoungulata) de la Formación Arroyo Chasicó (Plioceno inferior) de la provincia de Buenos Aires. Características geológicas*. *Ameghiniana*, IV (4): 101-132, Buenos Aires.
- , J. PISANO y E. J. ORTEGA, 1965. *Un nuevo octodóntido (Rodentia Caviomorpha) de la Formación Epecuén (Plioceno medio) de Hidalgo (provincia de La Pampa)*. *Ameghiniana*, IV (1): 19-30, Buenos Aires.
- , E. J. ORTEGA HINOJOSA, D. GONDAR y E. P. TONNI, 1965. *Las edades del Cenozoico Mamífero de la Argentina, con especial atención a aquellas del territorio bonaerense*. *An. Com. Invest. Cient. Bs. As.*, 6: 165-193, La Plata.
- y O. ODREMAN RIVAS, 1971. *Evolución de las comunidades de los vertebrados del Terciario argentino. Los aspectos paleozoogeográficos y paleoclimáticos relacionados*. *Ameghiniana*, VIII (3-4): 372-412, Buenos Aires.
- y F. FIDALGO, 1972. *The problem of the Plio-Pleistocene boundary in Argentina (South America)*. En: *International Colloquium on the problem "The boundary between Neogene and Quaternary"*. II: 205-262, Moscú.
- TAPIA, A., 1973. *Las cavernas de Ojo de Agua y Las Hachas*. *Dir. Min. y Geol., Bol.*, 43, 1-122, Buenos Aires.
- TRICART, J. F., 1973. *Geomorfología de la pampa deprimida*. *INTA, Col. Cient.*, XII, 1-202, Buenos Aires.
- TONNI, E. P. y J. C. QUIROGA, en prensa. *Esquema de estratigrafía mamíferiana para el Cenozoico de América del Sur*. Xº Congr. Brasil. Paleontol., Río de Janeiro.

### FRANCISCO FIDALGO

Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata  
Cátedra de Geomorfología  
1900 La Plata

### EDUARDO P. TONNI

#### JOSE H. LAZA

Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata  
División Paleontología Vertebrados  
1900 La Plata

### NESTOR PORRO

Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata  
Cátedra de Geología del Cuaternario  
1900 La Plata

# DESCUBRIMIENTO DE FOSFORITAS SEDIMENTARIAS EN EL PROTEROZOICO SUPERIOR DE TANDILIA, BUENOS AIRES, ARGENTINA

Héctor A. Leanza y Carlos A. Hugo

## RESUMEN

En este trabajo se describe el primer hallazgo de fosforitas sedimentarias marinas en el Proterozoico superior de las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires, República Argentina. Ellas fueron ubicadas en curso de una prospección específica de rocas fosfáticas de las comarcas de Barker y Olavarría. Las fosforitas están situadas estratigráficamente en la parte basal de la Formación Cerro Negro, para la cual se propone el término de Miembro Fosfático. Se interpreta que el mismo es el resultado de la colmatación de una paleosuperficie suavemente canalizada labrada en el techo de las calizas del Miembro Loma Negra, debido a una regresión del nivel del mar.

Los fosfatos exhiben tonalidades negro rojizas en virtud de su contenido subordinado de minerales de hierro, y presentan formas de lentes irregulares, encontrándose asociados con masas de chert, o bien constituyendo brechas de fosfato y vaques cuarzosas fosfáticas. Las fosforitas poseen potencias variables entre 0,05 y 0,30 m y tenores del 2,02 % al 27,14 % de  $P_2O_5$ , correspondiendo las mayores leyes a los bancos más delgados. Estudios por difracción de rayos X determinaron que la variedad mineral corresponde a fluorapatita. Se efectúan consideraciones preliminares acerca de la posible génesis de los fosfatos, al tiempo que se ensayan algunas correlaciones tentativas con regiones gondwánicas del Proterozoico superior de Brasil, África y Australia.

## ABSTRACT

The discovery of Upper Proterozoic marine sedimentary phosphorites in the Northern Ranges of Buenos Aires province, Argentine Republic, is reported in this paper. They were found in the localities of Barker and Olavarría by means of an specific phosphate exploration program. The phosphorites are stratigraphically located in the basal portion of Cerro Negro Formation, for which the term Phosphatic Member is proposed. It is interpreted as the heaping up of a softly channeled paleorelief eroded on the top of the Loma Negra Member limestones, due to a regression of the sea level.

The phosphates are black-redish in color by means of their subordinated content of iron minerals, and are present in form of irregular lenses, occurring as well in association with chert, or forming phosphatic breccias or phosphatic quartz wackes. The phosphorites show thickness between 0,05 and 0,30 m and percentages between 2,02 % and 27,14 %  $P_2O_5$ , belonging the higher percentages to the thinnest beds. X-Ray diffraction determination allowed to know that the phosphatic mineral variety belongs to fluorapatite. Preliminary considerations on the origin of these phosphorites are made, as well as some tentative correlations with gondwanic Upper Proterozoic regions of Brasil, Africa and Australia where phosphatic deposits are known.

## INTRODUCCION

El motivo de este trabajo es dar a conocer el descubrimiento de fosforitas sedimentarias marinas en el Proterozoico superior de las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires, como resultado de una prospección específica realizada por los autores en el ámbito de dichas sierras.

La cobertura sedimentaria del cordón tandiliano fue considerada oportunamente por el Plan Fosforita de la Secretaría de Minería como una de las áreas programadas para la prospección de fosfatos sedimentarios en la República Argentina (cf. Mastandrea *et al.*, 1982: 169), atento a que ella exhibe un ambiente geológico

con elevadas posibilidades teóricas de contener fosfatos. Efectivamente, rocas cuarcíticas, margas, pelitas, calizas, chert, dolomitas y estromatolitos conforman en muchas regiones del mundo litologías acompañantes de importantes yacimientos de fosfatos. La asignación de las sedimentitas que constituyen Tandilia al Precámbrico y/o Eopaleozoico, según los autores que se consideren, facilitan por otra parte su correlación con otras regiones gondwánicas del planeta tales como: Australia (Cook y Shergold, 1979), Unión Soviética (Yanshin, 1979), China (Wang Chung Wu, 1979), India (Banarjee, 1979; Choudhuri, 1979), Europa (Notholt, 1979), oeste de África (Slansky, 1979), Brasil (Cathcart, 1979), donde se cono-

cen en esas edades distritos fosfatíferos de primera magnitud.

El primer registro documentado de anomalías fosfáticas en las Sierras Septentrionales Bonaerenses fue realizado por los presentes autores en setiembre de 1980 en el área de Barker (cf. H. Leanza *et al.*, 1985: 181), ocasión en que se hallaron vaques cuarzosas ferruginosas fosfáticas con espesores entre 0,10 m y 0,25 m y tenores de hasta el 3,52 % de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> situadas inmediatamente por encima de las brechas de talud descritas por Dalla Salda *et al.* (1972).

En virtud del hallazgo mencionado, Hugo (1986) realizó una breve prospección orientativa en el área de Barker y adyacencias, en el marco de un convenio de cooperación técnica celebrado entre la SEM y el DIGMAS, logrando hallar en un muestreo realizado en la cantera de la empresa Loma Negra en Villa Cacique anomalías fosfáticas de carácter lenticular, de elevada ley, con potencias de 0,05 m a 0,30 m y leyes del 2,02 % al 27,14 % de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, donde los mayores tenores corresponden a los menores espesores. Los antecedentes mencionados indujeron a los presentes autores a programar una nueva comisión a las comarcas de Barker y Olavarría, en la cual se obtuvieron los resultados que, con carácter preliminar, se exponen en esta contribución.

El presente trabajo forma parte de los resultados del Proyecto de Investigación de Roca Fosfórica (PIRF) que los autores realizan en el CONICET, y es una contribución al Proyecto N° 156 - Fosforitas del Programa Internacional de Correlación Geológica (IUGS-UNESCO).

En un próximo trabajo se dará a conocer la caracterización petrográfica de las fosforitas mediante su estudio con cortes delgados, así como también análisis químicos completos de las mismas.

#### ANTECEDENTES ESTRATIGRAFICOS

En el curso de los últimos años han sido publicados un buen número de trabajos que hacen al conocimiento de la estratigrafía de las sedimentitas aflorantes en el denominado ambiente geológico de Tandilia (*vide* Holmberg, 1972; Teruggi y Kilmurray, 1975, 1980; Marchese y Di Paola, 1975; Bonhomme y Cingolani, 1980). Si bien los presentes autores han efectuado observaciones estratigráficas propias en una extensa porción del cordón tandiliano, se

ha optado para los fines de este trabajo hacer referencia exclusivamente al contacto discordante entre el Miembro (Caliza) Loma Negra, (Borello, 1966) de la Formación Sierra (s) Baya(s) (Holmberg, 1972: 387, *emend.* Dalla Salda e Iñíguez, 1979: 540) con la Formación Cerro Negro, (Iñíguez y Zalba, 1974) el cual determina asimismo la posición estratigráfica de los niveles fosfáticos.

En el área de Olavarría, Iñíguez y Zalba (1974) instituyeron la Formación Cerro Negro como un nuevo nivel arcilítico suprayacente a las calizas explotadas en el área. Años más tarde, Barrio *et al.* (1985: 113), reconocieron la naturaleza erosiva de la base de la Formación Cerro Negro al consignar que la misma se apoya en discordancia sobre el Miembro Loma Negra, mediante "la conformación de una paleosuperficie irregular...".

En lo concerniente al área de Barker, Dalla Salda *et al.* (1972) describieron una brecha de talud en posición estratigráfica suprayacente a las calizas de la citada localidad. Posteriormente, Dalla Salda e Iñíguez (1979) sostuvieron que en la cantera de Villa Cacique se produce la superposición discordante de la Formación Balcarce (Paleozoico inferior) sobre la Formación Sierras Bayas (Precámbrico) y consideraron a la citada brecha como el litotopo basal de la entidad más joven (véase foto 1 en Dalla Salda e Iñíguez, *op. cit.*: 544). Como tendremos ocasión de demostrar, la Formación Balcarce de los citados autores corresponde en realidad en la cantera de Villa Cacique al Miembro Fosfático que constituye la parte basal de la Formación Cerro Negro. Zalba (1981) describió posteriormente por primera vez arcilitas illíticas suprayacentes a las calizas de Barker correlacionándolas tentativamente con la Formación Cerro Negro del área de Olavarría, criterio que es adoptado aquí en forma definitiva. Leveratto y Marchese (1983) dieron a conocer la geología del área de Barker, apuntando que las sedimentitas allí presentes pertenecen a una variación facial de la Formación La Tinta, asignándole una edad precámbrica superior-cámbrica. Finalmente, Manassero (1986) precisó detalles de la geología del área de La Juanita aledaña a Barker.

Se debe a Harrington (1940) la mención de dolomitas "con alto contenido fosfático" en las Sierras Bayas, aunque sin brindar posición estratigráfica ni localidad (véase también Holmberg, 1972: 381). Por nuestra parte, hemos hallado por primera vez nódulos de colofano

dispersos en las dolomitas estromatolíticas de las canteras Sierras Bayas y Mallegni, aunque sin conferir a las mismas ningún tenor apreciable de fósforo ( $> 2 \% P_2O_5$ ).

Con respecto al área de Barker, Angelelli *et al.* (1973: 23) señalan en un análisis químico de una muestra de hierro proveniente de la mina El Sombrerito valores de 62,17 % de  $Fe_2O_3$  y 1,5 % de  $P_2O_5$ , mientras que Leveratto y Marchese (1983: 242) han mencionado la presencia de colofano con interrogante en la "Formación La Tinta" aflorante en esa comarca.

### POSICION ESTRATIGRAFICA DE LAS FOSFORITAS

#### Area de Barker

En la figura 1 se ilustra un representativo perfil de detalle de la base de la Formación Cerro Negro en el sector central de la cantera de la Empresa Loma Negra en Villa Cacique, Barker.

De arriba hacia abajo se describe el siguiente perfil:

*Capa j:* 15 m Pelitas illíticas gris oliva (5 Y 5/2).

*Capa i:* 0-0,15 m Cuarcitas similares a las de la capa g. Ley 0,25 %  $P_2O_5$ .

*Capa h:* 0,10-0,15 m Brecha con fenoclastos de fosfato negro pardusco oscuro (5 YR 2/1) y chert de carácter lenticular. Ley 6,97 %  $P_2O_5$ . (véase lámina I, figura 4).

*Capa g:* 1,18 m Cuarcitas de aspecto sacaroides, grano medio, buena selección, gris clara (N 7), masiva, con bandas irregulares fosfáticas de color gris oscuro (N 4). Ley de las bandas fosfáticas 2 %  $P_2O_5$ . Ley media de la capa g: 0,72 %  $P_2O_5$  (véase lámina I, figura 2).

*Capa f:* 0,25 m Vaques cuarzosas de grano fino rojizas (5 R 5/4) con estratificación ondulosa. Ley 0,23 %  $P_2O_5$ .

*Capa e:* 0,60 m Vaques cuarzosas pardo rojizas claras (10 R 5/4) con chert dispuesto en masas irregulares, con fosfatos subordinados. En el techo existen costras de fosfatos negro parduscos (5 YR 2/1) de 1 a 5 cm de espesor, de carácter lenticular. Ley media: 1,93 %  $P_2O_5$ .

*Capa d:* 0-0,07 m Fosfatos negro parduscos (5 YR 2/1) clasificados como *fosfatitas* conformando costras y parches len-

ticulares en vaques cuarzosas pardo rojizas oscuras (10 R 3/4). Ley 20,94 % a 27,14 % de  $P_2O_5$ .

*Capa c:* 0,40 m Vaques cuarzosas ferruginosas fosfáticas de grano mediano, rojo grisáceas (10 R 4/2) con masas irregulares de chert parcialmente asociadas con fosfatos y chamoisita. Ley 0,38 % a 3,52 %  $P_2O_5$ .

*Capa b:* 0-0,10 m Brecha con clastos de caliza color gris (N 4) marcadamente lenticular.

-----Discordancia-----

*Capa a:* + 25 m Caliza gris oscura (N 3), estratificación plana, con piritas diseminadas.

La capa *a* constituye el techo del Miembro Loma Negra de la Formación Sierras Bayas. Las capas *b* hasta *i* conforman el Miembro Fosfático de la Formación Cerro Negro, mientras que la capa *i* forma parte del Miembro Pelítico de la misma unidad.

#### Area de Olavarría

En la figura 1 se ilustra un representativo perfil levantado en la cantera de la Empresa Loma Negra en Olavarría, el cual se describe a continuación de arriba hacia abajo.

*Capa f:* Margas pardo rojizas (10 R 4/6) (= "caliza chocolate"), con estratificación plana.

*Capa e:* 2,00 m Arcilita físil, illítica, algo hematítica, gris azulada (5 B 7/1), mostrando estratificación paralela al diseño del paleocanal. Ley 0,38 %  $P_2O_5$ .

*Capa d:* 0-0,15 m Brechas de fosfato negro grisáceo (N 2), lenticulares. Ley 20,94 %  $P_2O_5$  (cf. lámina I, figuras 4 y 5).

*Capa c:* 0,15 m Arcilita illítica gris azulada (5 B 7/1) con granulos esporádicos de colofano, hematita y "bochones" de chert. Ley: 4,19 %  $P_2O_5$ .

*Capa b:* 0-0,05 m Arcilita gris clara (N 5 a 7), con lentes de fosfato brechoso negro grisáceo (N 2) de carácter lenticular. Ley: 16,18 %  $P_2O_5$ .

-----Discordancia-----

*Capa a:* Caliza gris oscura (N 3) con estratificación plana.

La capa *a* puede alcanzar 35 m y constituye el Miembro Loma Negra de la Formación Si-



rras Bayas, las capas *b*; hasta *e*; conforman el Miembro Fosfático, mientras que la capa *f*, integra el Miembro Margoso de la Formación Cerro Negro.

De acuerdo con la información brindada y observaciones efectuadas por los autores en la región, se interpreta que las fosforitas se encuentran contenidas en el litotopo basal de la Formación Cerro Negro (Iñíguez y Zalba, 1974), al que se propone denominarlo Miembro Fosfático.

### DESCRIPCION DEL MIEMBRO FOSFATICO

Bajo la denominación del epígrafe se identifica en las áreas de Barker y Olavarría a un conjunto de sedimentitas de origen marino y carácter lenticular que suprayacen discordantemente a las calizas del Miembro Loma Negra y son cubiertas concordantemente ya sea por margas o pelitas illíticas. Se interpreta que el mismo constituye la parte basal de la Formación

Cerro Negro y se ha sedimentado como consecuencia de la colmatación de un paleorrelieve suavemente canalizado labrado en la superficie de calizas del Miembro Loma Negra como resultado de una retracción del nivel del mar, habiendo sido posteriormente confinado por la sedimentación resultante de un nuevo ascenso marino. Participan en la composición litológica del Miembro Fosfático brechas (de talud) con clastos de caliza (Dalla Salda *et al.*, 1972), brechas con clastos de fosfatos asociados con material ferruginoso, chert frecuentemente vinculado con colofano, vaques cuarzosas, cuarcitas, dolomitas y pelitas illíticas. El espesor de este miembro de carácter lenticular oscila entre 0 y 4 m, lo que significa que cuando está ausente, como sucede en varios lugares de las secuencias analizadas, las margas y/o pelitas illíticas se asientan directamente sobre las calizas, dando frecuentemente contactos de tipo estilitítico. Los canales son suavemente extendidos, mostrando en general una muy amplia longitud de onda, siendo más definidos en algunas regiones de Olavarría, como se observa

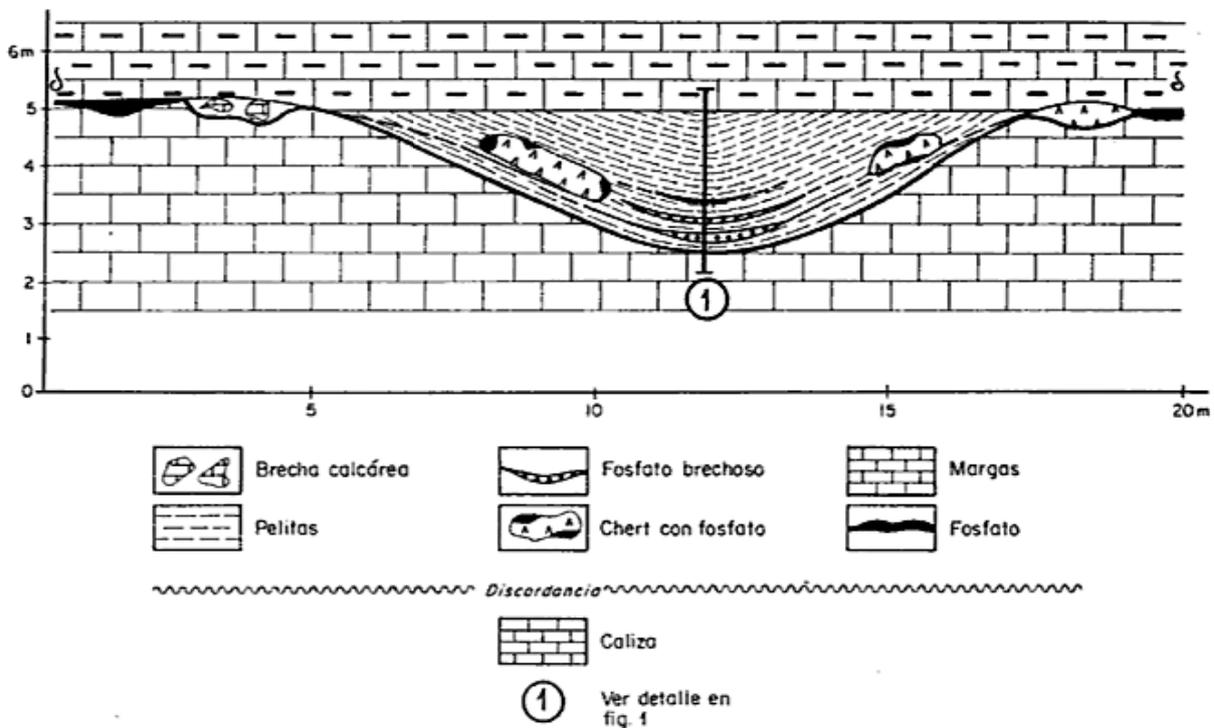


Figura 2.— Representación esquemática de un paleocanal cuyo relleno constituye el Miembro Fosfático, mostrando la relación discordante entre las calizas del Miembro Loma Negra y la base de la Formación Cerro Negro. Las margas son conocidas en la región como "calizas chocolate". Loma Negra, Olavarría.

en la ilustración de la figura 2, donde se midió un frente de 12 m de ancho por 2,30 m de espesor. La estratificación de las capas que lo componen acompañan paralelamente al diseño de los canales (véase figura 2), por lo que se infiere que la sedimentación original debió ocurrir en ambiente subacuoso (cf. Reineck y Singh, 1975: figura 106). Si bien se estima que el modelo genético de las dos áreas estudiadas es similar, se observan diferencias composicionales que determinan un mayor contenido clástico en el área de Barker, denotando condiciones proximales con respecto al área de Olavarría, donde el contenido pelítico dominante sugiere condiciones más distales.

### DISTRIBUCION AREAL

La distribución regional de las fosforitas es claramente demostrada en esta contribución, al habérselas detectado en Barker y Olavarría, comarcas distantes 120 km entre sí, en idéntica posición estratigráfica (véase figura 1).

En el área de Barker, aparte de los niveles fosfáticos situados en la cantera de Villa Cacique, se encontraron indicios fosfáticos 8 km al este-sudeste de ésta, en el afloramiento de calizas situado al norte del corte de camino que conduce a la cantera El Infierno. En esta última no se registraron anomalías fosfáticas.

En la comarca de Olavarría las mejores exposiciones del Miembro Fosfático se encuentran en la cantera nueva de Loma Negra, mientras que también han sido observadas, aunque con menor desarrollo, en las canteras de las empresas Cemento San Martín (Sierras Bayas y La Providencia) y Cerro Negro (ex Feitís) en el área de La Providencia. Las manifestaciones fosfáticas más occidentales se registraron en la cantera de Cerro Soltero, aunque allí la actual inundación de la misma impide observaciones directas.

### CARACTERISTICAS FISICAS DE LAS FOSFORITAS

La principal roca portadora de fosfato consiste en una fosforudita brechosa o brecha fosfática silíceo, marcadamente consolidada constituida por fragmentos angulosos de coloración gris oscura (N 3) a negro grisáceo (N 2), con granulometría heterogénea según clastos de dimensiones variables entre guija muy gruesa y

arena, aglutinados por cemento silíceo. En ciertos sectores del depósito ambas fracciones comprenden más de la mitad volumétrica de la roca, alcanzando en algunos casos más del 90 %, mientras que en otros las mismas se encuentran dispersas en una masa predominantemente arenosa muy cuarzosa donde la consolidación se ha originado por crecimiento secundario de los granos correspondientes.

Los fragmentos oscuros mencionados muestran las características ópticas del colofano, que analizado al microscopio en grano suelto y en relación al grado de trituración alcanzado, se presentan en partículas transparentes a opacas, con una coloración variable entre gris oliva claro (S y S/2) a castaño oliva claro (5 Y 5/6) y oscuro. Cabe señalar que en estos fragmentos no han sido observadas estructuras biogénicas reemplazadas.

Los fragmentos fosfáticos en cuestión se encuentran fuertemente cementados por material silíceo de distinta naturaleza. En algunos casos entre los mismos hay una fina película clara de calcedonia recubriendo los clastos, con su estructura fibrosa dispuesta normalmente a sus bordes, mientras que los espacios entre los referidos clastos están ocupados por ftanita en transición a cuarzo microcristalino. En otros casos, se aprecia una marcada disminución de los clastos oscuros mayores, incluidos en una masa predominante integrada por material arenoso, de buena selección, consolidada por crecimiento secundario, con una coloración gris clara (N 7).

La ftanita suele contener abundantes partículas de un mineral de hierro que, en virtud del grado de oxidación, le confiere a la roca distintos matices variables entre rojizos, ocráceos hasta amarillentos.

Con respecto a los niveles portadores de fosfato en forma de "costras" presentes en el perfil de Barker (Capa d y techo de e) puede identificárselos como *fosfatitas* según la clasificación de Slansky (1980) habida cuenta que poseen un alto contenido de  $P_2O_5$ . Finalmente, las vaques cuarzosas con bajo contenido de fosfato están compuestas por 60 % de fracción clástica limo arenosa y un 40 % de material aglutinante, siendo el material fosfático de naturaleza amorfa debiendo encontrarse diseminado en la matrix y está asociado con minerales de hierro.

### POSIBLE GENESIS DE LOS FOSFATOS

Numerosos autores han considerado a los fosfatos como indicadores de discordancias

(Pettijohn, 1963; Notholt, 1967; Mc Kelvey, 1964; Slansky, 1980; Sheldon, 1981) ya sea relacionadas con transgresiones o regresiones. Por otra parte, dadas sus precisas condiciones de sedimentación, constituyen excelentes indicadores paleogeográficos, paleoclimáticos y paleoceanográficos (Sheldon, 1980; Cook y Mc Elhinny, 1979; Bentor, 1980). Slansky (1980) puntualizó que si el fosfato interviene en algún momento de la sedimentación, los niveles fosfatados más importantes son aquellos que aparecen generalmente después de un largo período de sedimentación química, justamente al principio de la fase regresiva que marca localmente el fin de aquella, o bien justo antes de su comienzo.

De acuerdo con las observaciones realizadas por los autores en el contexto sedimentario de los fosfatos de la provincia de Buenos Aires, los conceptos precedentemente expuestos sobre generalidades de la sedimentación fosfatada poseen amplia validez.

A partir de la sedimentación en una plataforma continental más o menos estable, la presencia de las facies halladas en Barker y Olavarría puede explicarse a partir de la existencia de mares epicontinentales o epióricos. Según Shaw (1964) e Irwin (1965), estos mares se caracterizaban por cubrir grandes áreas continentales y eran extremadamente someros, con declives del orden de los 3 cm/km. Estas características fueron suficientes para restringir la circulación de las aguas, provocando en las mismas condiciones de hipersalinidad. La asociación chamoisita-illita-sflice presente en la secuencia parece formarse asimismo en un ambiente de aguas someras a poco profundas, en condiciones de pH normal (cf. Maynard, 1983), donde la chamoisita se supone originada a partir de un substrato parental caolínítico-illítico en la zona proximal de la cuenca.

De acuerdo con los perfiles estudiados, puede inferirse el registro de una sedimentación altamente influenciada por las variaciones cíclicas del nivel del mar, como consecuencia de amplios movimientos oscilatorios producidos por glaciaciones y/o movimientos eustáticos del nivel marino que afectaron al continente. Dado que el fosfato se interpreta originado al final de una formación sedimentaria química y al principio de la fase regresiva, tiene lugar en esta última etapa un aporte de sedimentación detrítica, provocando momentáneamente una gran distribución de fosfatos dentro de la cuenca que se interdigitan con

facies detríticas de borde, debido a una mayor proximidad litoral producida por la regresión. Ello explica la asociación de vaques cuarzosas con brechas de fosfatos.

Sobre la base del estudio en detalle del contacto entre el Miembro Loma Negra de la Formación Sierras Bayas y la Formación Cerro Negro, puede postularse una posible interpretación genética de los fosfatos de las Sierras Septentrionales Bonaerenses, según un modelo sedimentario evolutivo que se esquematiza en los bloques-diagramas de la figura 3.

*Episodio 1:* Se produce la sedimentación química en un ambiente de plataforma de aguas someras, donde la acumulación de carbonatos es de varios órdenes de magnitud mayor que en aguas profundas. Las condiciones físico-químicas de las aguas deberían poseer un pH mayor a 7,8, en un ambiente reductor como lo certifica la presencia de pirita diseminada en las calizas gris oscuras del Miembro Loma Negra, unidad a la que se asigna este litotopo.

*Episodio 2:* Tras un largo período de sedimentación química de carbonatos se produce la iniciación de un período regresivo con disminución del nivel del mar y ligeras variaciones en las condiciones físico-químicas de las aguas, traducidas en una disminución del pH. Ello favorece la precipitación *cuasi* simultánea de chert, dolomita, chamoisita y fosfato, encontrándose la mejor zona para la depositación de este último entre el límite superior de la capa de agua y el tenor mínimo de oxígeno disuelto en ella (cf. Slansky, 1980).

*Episodio 3:* La acentuación del proceso regresivo ya iniciado lleva a la disminución aún mayor del nivel del mar, lo que produce el desarrollo de una superficie discordante de canales labrados sobre el tramo cuspidal de las calizas, los cuales se colmatan rápidamente con restos retrabajados (*reworking*) de calizas y fosfatos, constituyendo sendas brechas en asociación con restos de chert, dolomitas, material ferruginoso, vaques cuarzosas y pelitas illíticas. Se interpreta que este litotopo se asienta en discordancia sobre las calizas y constituye la parte basal de la Formación Cerro Negro, a la que se propone denominar Miembro Fosfático (cf. *supra*).

*Episodio 4:* Posteriormente tiene lugar un nuevo ascenso del nivel del mar que provoca la depositación de margas de tonalidades rojizorosas a pardo chocolate y pelitas illíticas gris oliva (Zalba, 1981) características de la Formación Cerro Negro. Dada la naturaleza cana-

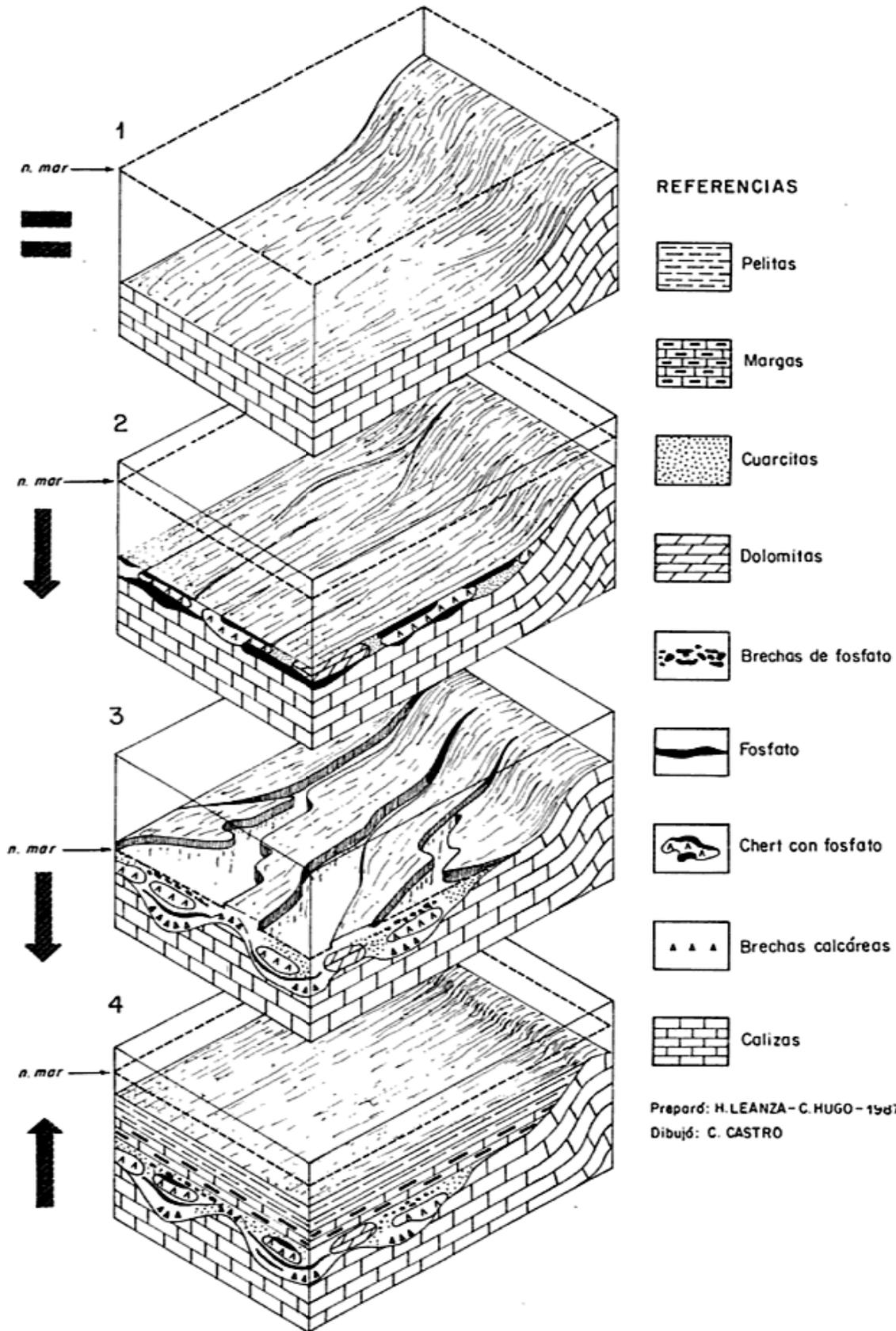


Figura 3.— Bloques-diagrama seriados mostrando el posible origen de los fosfatos, cuya explicación se brinda en el texto. Nótese en el episodio 4 que cuando el Miembro Fosfático está ausente, tanto pelitas como margas de la Formación Cerro Negro pueden apoyarse directamente sobre las calizas.

licular del Miembro Fosfático infrayacente, los litotopos recién mencionados pueden asentarse directamente sobre las calizas, como se ejemplifica en el bloque-diagrama de la figura 3.

El modelo esbozado permite definir claramente la naturaleza de la discordancia erosiva que separa el Miembro Loma Negra (calizas) de la Formación Cerro Negro, para cuya parte basal se propuso la denominación de Miembro Fosfático. Ello confirma una vez más la presencia de fosfatos en asociación con discordancias, tal como lo consigna la bibliografía citada y algunos ejemplos argentinos, por ejemplo Precordillera Sanjuanina (cf. A. Leanza *et al.*, 1979), donde en el Paleozoico (Ordovícico-Silúrico) se hallaron fosfatos en la base de la Formación Los Espejos que se apoya en discordancia sobre las calizas de la Formación San Juan. Cabe consignar que estos fosfatos tienen en común su asociación con chamoisita y chert, lo que les otorga aspectos bastante similares.

#### EDAD Y CORRELACIONES

Trabajos previos han sintetizado fehacientemente la evolución de las ideas concernientes a la edad de las sedimentitas que integran el cordón tandiliano (cf. Bonhomme y Cingolani, 1980; Leveratto y Marchese, 1983, cuadro) coincidiendo en general en una asignación cada vez más antigua, que actualmente se ubica en el Proterozoico superior-Eopaleozoico. Según Cingolani y Bonhomme (com. pers.), edades Rb-Sr sobre rocas pelíticas verdosas intercaladas en las dolomitas de la zona de Boca de la Sierra (Sierras Bayas, Olavarría), 6 muestras definieron una isócrona Rb-Sr de  $795 \pm 52$  Ma ( $\pm 20$ ) con una relación inicial de  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$   $0,714 \pm 0,007$  ( $\pm 20$ ). Estas edades favorecen la asignación de la parte inferior del conjunto sedimentario de Tandilia al Ciclo Brasileño, que se considera comprendido entre los 570 ( $\pm 50$ ) Ma y los 1.000 ( $\pm 100$ ) Ma, o más precisamente al Rifeano superior (650-950 Ma) (cf. de Almeida y Hasui, 1984).

Con respecto a la edad de la Formación Cerro Negro, en cuya base se encuentran los niveles fosfáticos, Cingolani y Rauscher (1985) consignan que resultados geocronológicos por el método K-Ar, sobre fracciones finas de rocas pelíticas, acusaron valores promedio de 680 Ma, mientras que los análisis Rb-Sr, sin poder definir un alineamiento correcto en isócrona, se ubican en alrededor de los 455 Ma.

Cabe consignar que la presencia de fosfatos en el límite Precámbrico/Cámbrico es generalizada a nivel mundial (cf. Cook y Mc Elhinny, 1979) por lo cual, de ser correcta la segunda datación de Rb-Sr de Cingolani y Rauscher (*op. cit.*) podría postularse que el citado límite se encontraría en las Sierras Septentrionales Bonaerenses en el contacto entre el Miembro Loma Negra y la base de la Formación Cerro Negro.

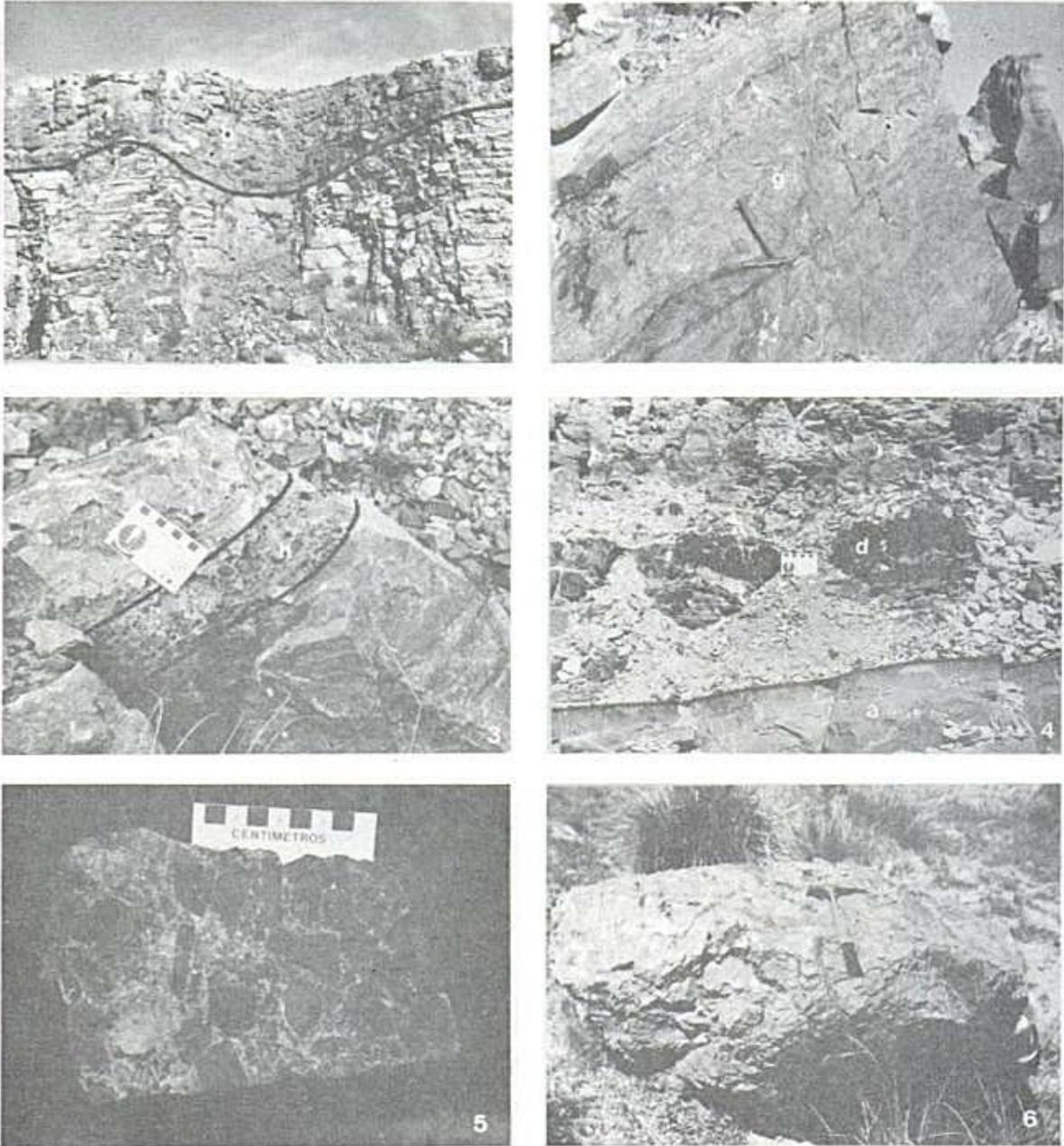
Asimismo, muchos autores modernos (Sheldon, 1980, 1981; Cook y Mc Elhinny, 1979) han enfatizado la relación entre glaciaciones y fosfogénesis. Así, se ha interpretado que muchas fosforitas han precipitado en el momento de la transición entre los niveles oceánicos altos de temperatura cálida (*high sea level stand*) que cubren extensas áreas de plataforma, hacia los niveles oceánicos bajos fríos (*low sea level stand*), éstos últimos relacionados con episodios glaciales que denotan regresiones en el registro sedimentario.

En tal sentido, debe consignarse que Spalletti y del Valle (1983) han dado cuenta en las cercanías de Balcarce de sedimentitas glaciarias interpuestas entre el Complejo Buenos Aires y la Formación Balcarce. Acorde con la posición estratigráfica infrayacente a la unidad formacional citada en último término de los niveles fosforíticos (base de la Formación Cerro Negro), se podría hipotetizar que la regresión responsable de la depositación de los mismos podría, eventualmente, haber tenido relación con el episodio glaciario descrito por los citados colegas.

En regiones gondwánicas comparables en edad tales como Brasil, África y Australia se conocen importantes yacimientos de fosforitas.

En las comarcas brasileñas de Goiás y Minas Geraes existen en el Grupo Bambuí dos niveles fosfogénicos en las Formaciones Sete Lagoas y Serra da Saudade. En la región de Patos de Minas se conoce el Grupo Bambuí con más de 1.500 m de espesor (cf. de Almeida y Hasui, 1984) donde existen importantes niveles fosfatados compuestos por colofano asociados con proporciones variables de carbonatos y arcillas. Las reservas cubicadas son del orden de 450 millones de toneladas de roca fosfórica con tenores medios de 11,2 % de  $\text{P}_2\text{O}_5$ .

En África, a ambos lados del Cratón Africano Occidental, distribuidos en las repúblicas de Alto Volta, Nigeria y Benin, existen fosforitas de edad proterozoica superior (aproximadamente 650 Ma). La secuencia se



### LAMINA I

Foto 1: Relación discordante de las calizas del Miembro Loma Negra (a) sobrepuestas por el Miembro Fosfático (b) según una superficie ondulada. Villa Cacique. Barker. Foto 2: Detalle de la capa g (cf. perfil 2 de la figura 1) mostrando bandas irregulares oscuras de vaques cuarzosos colofánicas. Villa Cacique. Barker. Foto 3: Detalle de la brecha fosfática identificada en la capa h (cf. perfil 2 de la figura 1). Ley 6,97 %  $P_2O_5$ . Villa Cacique. Barker. Foto 4: Brecha fosfática del Miembro Fosfático correspondiente a la capa d (cf. perfil 1 de la figura 1). Ley 20,94 %  $P_2O_5$ . Loma Negra. Olavarría. Foto 5: Detalle de la brecha fosfática anterior, mostrando clastos angulosos de colofano dispersos en una masa arenosa muy cuarzosa. Foto 6: Característicos bochones de chert y fosfato ("piedra fuego") procedente de un destape. Cerro Soltero. Olavarría.

inicia con tillitas seguidas por calizas, pelitas y chert asociadas con fosfato. El horizonte principal tiene más de 2 m de espesor y un contenido del 20 % al 25 % de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (cf. Slansky, 1979).

Finalmente, en Australia también se conocen horizontes fosforíticos eventualmente correlacionables en el Proterozoico superior de su región septentrional (cf. Prichard y Cook, 1965; Wells *et al.*, 1970).

### AGRADECIMIENTOS

El Dr. Juan C. Riggi (CONICET) tuvo a su cargo algunas determinaciones a grano suelto. Con los doctores Luis A. Spalletti y Carlos Cingolani (CIG, La Plata) se mantuvieron fructíferas charlas sobre geología de Tandilia. El señor Kurt von Sigel (Loma Negra, Olavarría) constituyó un fundamental apoyo para las investigaciones llevadas a cabo en Barker y Olavarría. El Dr. Sanguinetti (Secretaría de Minería) realizó los análisis químicos, y el señor Carlos Castro tuvo a su cargo las ilustraciones. A las personas e Instituciones nombradas nos es grato expresar nuestro más sincero y vivo agradecimiento. La presente publicación se realiza con la anuencia de las autoridades de la Secretaría de Minería. Parte de la Investigación ha sido financiada con un subsidio (C002001) del CONICET para el Proyecto de Investigación de Roca Fosfática (PIRF).

### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ALMEIDA de, F. F. y Y. HASUI, 1984. *O pre-cambriano do Brasil*. Ed. E. Blücher, San Pablo.
- ANGELELLI, V., J. R. VILLA y J. A. SORIANO, 1973. *Recursos minerales y rocas de aplicación de la provincia de Buenos Aires*. M.O.P. LEMIT, II, La Plata.
- BANARJEE, D. M., 1979. *Study of primary layer properties in the Precambrian phosphorite depositional basins of India*. En: P. J. COOK y J. H. SHERGOLD (Eds.): *Proterozoic and Cambrian Phosphorites*. Proj. 156, UNESCO-IGCP, Canberra.
- BARRIO, C. A., D. G. POIRE y M. IÑIGUEZ, 1985. *Litología de la sección basal de la Formación Cerro Negro y su discordancia con la Formación Sierras Bayas, Olavarría, Provincia de Buenos Aires*. 1º Jom. Geol. Bonaerenses, Resúmenes, 113.
- BENTOR, Y. K., 1980. *Phosphorites. The unsolved problems*. SEPM Sp. Publ., 29: 3-18.
- BONHOMME, M. y C. A. CINGOLANI, 1980. *Mineralogía y geocronología Rb-Sr y K-Ar de fracciones finas de la Formación La Tinta, provincia de Buenos Aires*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXV (4): 519, 538, Buenos Aires.
- BORELLO, A. V., 1966. *Trazas, restos tubiformes y cuerpos fósiles problemáticos de la Formación La Tinta. Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires*. Pal. Bon., 5, CIC, La Plata.
- CATHCART, J. M., 1979. *Phosphorite deposits, Bambui Group, near Patos de Minas, Minas Geraes, Brazil*. En: P. J. COOK y J. H. SHERGOLD (Eds.): *Proterozoic and Cambrian Phosphorites*. Proj. 156, UNESCO-IGCP, Canberra.
- CHOUDHURI, R., 1979. *The characteristics of the Jhamarkotra Phosphorite deposit in Udaipur District, Rajasthan, India*. En: J. COOK y J. H. SHERGOLD (Eds.): *Proterozoic and Cambrian Phosphorites*. Proj. 156, UNESCO-IGCP, Canberra.
- CINGOLANI, C. A. y R. RAUSCHER, 1985. *Datos geocronológicos y micropaleontológicos de las sedimentitas del Grupo de la Tinta de Villa Caciue, partido de Juárez, provincia de Buenos Aires*. 1º Jom. Geol. Bonaerenses, Resúmenes, 128.
- COOK, P. J. y M. W. MC ELHINNY, 1970. *A re-evaluation of the spatial and temporal distribution of sedimentary phosphate deposits in the light of plate tectonics*. Econ. Geol., 74: 315-330.
- y J. H. SHERGOLD, 1979. *The field workshop*. En: P. J. COOK y J. H. SHERGOLD (Eds.): *Proterozoic and Cambrian Phosphorites*. Proj. 156, UNESCO-IGCP, Canberra.
- DALLA SALDA, L., M. GUICHON y C. W. RAPELA, 1972. *Hallazgo de una brecha de talud en el techo de las calizas de Barker, provincia de Buenos Aires, República Argentina*. A.M.P.S., Rev., 3 (3-4): 133.
- y A. M. IÑIGUEZ, 1979. *La Tinta, Precámbrico y Paleozoico de Buenos Aires*. VIIº Congr. Geol. Arg., Actas, I: 539-550.
- HARRINGTON, H. J., 1940. *La edad de la dolomita de Olavarría*. Rev. Mus. La Plata, n. s., sec. geol., 2: 233-258, La Plata.
- HOLMBERG, E., 1972. *Tandilia*. En: A. F. LEANZA (Ed.): *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc., 365-394, Córdoba.
- HUGO, C. A., 1986. *Prospección orientativa en procura de fosforitas en el área de Barker y adyacencias, Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires*. Plan Fosforita, Secretaría de Minería, (inéd.), Buenos Aires.
- IÑIGUEZ, A. M. y P. ZALBA, 1974. *Nuevo nivel de arcilitas en la zona de Cerro Negro, partido de Olavarría, provincia de Buenos Aires*. M.O.P. LEMIT, Serie II (264): 95-100, La Plata.
- IRWIN, M. L., 1965. *General theory of epeiric clear water sedimentation*. Am. Ass. Petr. Geol., Bull., 49 (4): 445-459.
- LEANZA, A. F., H. A. LEANZA, C. A. HUGO y A. T. SPIEGELMAN, 1979. *Hallazgo de rocas fosfáticas marinas en la Precordillera Sanjuanina*. VIº Congr. Geol. Arg., Actas, II: 317-329, Bahía Blanca.
- LEANZA, H. A., C. A. HUGO y A. T. SPIEGELMAN, 1985. *Primer registro de anomalías fosfáticas en las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires*. 1º Jom. Geol. Bonaerenses, Resúmenes, 181.
- LEVERATTO, M. A. y H. G. MARCHESE, 1983. *Geología y estratigrafía de la Formación La Tinta (y homólogas) en el área clave de la sierra de La Tinta, Barker, Villa Caciue y el arroyo Calaveras*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVIII (2): 235-247, Buenos Aires.
- MANASSERO, M. J., 1986. *Estratigrafía y estructura en el sector oriental de la localidad de Barker, provincia de Buenos Aires*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XLI (3-4): 375-385, Buenos Aires.

## Asociación Geológica Argentina

- MARCHESE, H. G. y E. DI PAOLA, 1975. *Miogeosinclinal Tandil*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXX (2): 161-179, Buenos Aires.
- MASTANDREA, O., H. A. LEANZA, C. A. HUGO y C. J. OBLITAS, 1982. *Prospección de fosfatos sedimentarios en la República Argentina*. Vº Congr. Latinoam. Geol., Actas, 3: 159-176, Buenos Aires.
- Mc KELVEY, V., 1964. *Successful new techniques in prospecting for Phosphates Deposits*. *Sci. Develop. y Techn. U.S.A. Pap.*, II: 163-172.
- NOTHOLT, A., 1967. *Phosphate exploration techniques*. *Ec. Com. ECAFE Sem.*, 1-20, Bangkok.
- , 1979. *Proterozoic and Cambrian phosphorites in Europe*. En: P. J. COOK y J. H. SHERGOLD (Eds.): *Proterozoic and Cambrian phosphorites*. Proj. 156, UNESCO-IGCP, Canberra.
- PETTIJOHN, F. J., 1964. *Rocas sedimentarias*. Ed. EUDEBA, 731 pp., Buenos Aires.
- PRICHARD, P. W. y P. J. COOK, 1965. *Phosphate deposits of the northern territory*. En: *Geology of Australian ore Deposits*. *Austr. Inst. Min., Metal.*, 1: 219-228, Melbourne.
- REINECK, H. E. y I. B. SINGH, 1975. *Depositional sedimentary environments. With reference to terrigenous clastics*. Springer Ed. New York.
- RIGGS, S., 1979. *Phosphorite sedimentation in Florida. A model phosphogenic system*. *Econ. Geol.*, 74: 285-314.
- SHAW, A. B., 1964. *Time in Stratigraphy*. Ed. Mc Graw Hill, New York.
- SHELDON, R. P., 1980. *Episodicity of phosphate deposition and deep ocean circulation. A hypothesis*. *SEPM Sp. Publ.* Nº 29: 239-247.
- , 1981. *Ancient marine phosphorites*. *Ann. Rev. Earth Planet. Scil.*, 9: 251-284.
- SLANSKY, M., 1979. *West African Infracambrian Phosphorites*. En: P. J. COOK y J. H. SHERGOLD (Eds.): *Proterozoic and Cambrian phosphorites*. Proj. 156, UNESCO-IGCP, Canberra.
- , 1980. *Géologie des phosphates sédimentaires*. *Mem. BRGM* Nº 114: 1-92, Orleans.
- SPALLETTI, L. A. y A. DEL VALLE, 1983. *Las diaminitas del sector oriental de Tandilia: Caracteres sedimentológicos y origen*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXIX (3-4): 188-206, Buenos Aires.
- TERUGGI, M. E. y KILMURRAY, 1975. *Tandilia*. VIº Congr. Geol. Arg., 55-77, Bahía Blanca.
- y —, 1980. *Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires*. En: *Geología Regional Argentina*. *Acad. Nac. Cienc.*, II: 919-965, Córdoba.
- WANG CHUNG WU, 1979. *The conditions of formation of the Lower Cambrian Phosphorites and the regularities of their distribution, Yunan province, China*. En: P. J. COOK y J. H. SHERGOLD (Eds.): *Proterozoic and Cambrian Phosphorites*. Proj. 156, UNESCO-IGCP, Canberra.
- WELLS, A. T., D. J. FORMAN L. C. RANFORD y P. J. COOK, 1979. *The geology of the Amadeus Basin: Australia*. *Bur. Min. Resourc., Geol., Geophys. Bull.*, 100: 221 pp.
- YANSHIN, A. L., 1979. *Upper Precambrian and Lower Paleozoic phosphate deposits in the USSR and the Mongolian People's Republic*. En: P. J. COOK y U. H. SHERGOLD (Eds.): *Proterozoic-Cambrian Phosphorites*. Proj. 156, UNESCO-IGCP, Canberra.
- ZALBA, P. E., 1981. *Nuevo nivel de arcillitas sobre las calizas de Barker, provincia de Buenos Aires*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXVI (1): 99-102, Buenos Aires.

Recibido: 11 de mayo, 1986

Aceptado: 18 de diciembre, 1987

### HECTOR A. LEANZA

Secretaría de Minería  
Av. Santa Fe 1548  
1060 Buenos Aires  
Argentina  
CONICET

### CARLOS A. HUGO

Secretaría de Minería  
Av. Santa Fe 1548  
1060 Buenos Aires  
Argentina