

MICRO Y MESOESTRUCTURAS EN LAS FORMACIONES LOLEN Y SAUCE GRANDE Y SUS IMPLICANCIAS TECTONICAS. SIERRAS AUSTRALES DE BUENOS AIRES *

EDUARDO A. ROSSELLO y ARMANDO C. MASSABIE

Resumen

Se caracterizan las diversas micro y mesoestructuras tectónicas expuestas en los afloramientos de las formaciones Lolén y Sauce Grande, con especial énfasis en las *kink bands*, en un sector próximo al acceso a Sierra de la Ventana desde la ruta provincial N° 76.

El estudio de las *kink bands* condujo a su adscripción a un sistema conjugado de simetría ortorrómbica, formado por un juego levógiro dominante y otro dextrógiro.

Las relaciones temporales y espaciales de las distintas micro, meso y macroestructuras reconocidas (pliegues, fallas, superficie de discordancia, clivaje de plano axial, clivaje de transposición, *rod* de cuarzo, juegos de diaclasas, *kink bands* y grietas de tensión escalonadas) permiten establecer dos estadios deformativos principales, cuyas edades quedan comprendidas entre el Pérmico y el Mioceno superior.

Introducción

Es conocido el hecho de que las micro y mesoestructuras de deformación poseen claras relaciones con estructuras macroscópicas sintectónicas. El estudio de ellas puede ayudar a dilucidar problemas tectónicos mayores. En numerosas ocasiones los autores han reconocido afloramientos, en las Sierras Australes, con diversas estructuras menores, que en este caso, se tratarán de correlacionar con estructuras más complejas y al mismo tiempo, se procurará comprender el mecanismo de deformación. En otras palabras se determinarán las relaciones existentes entre estructuras tales como pliegues volcados, fallas, clivaje de plano axial, clivaje de transposición, diaclasas, *rod*, grietas escalonadas y *kink bands*.

El sector estudiado se localiza en la pendiente oriental de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires, al SE del

Abstract

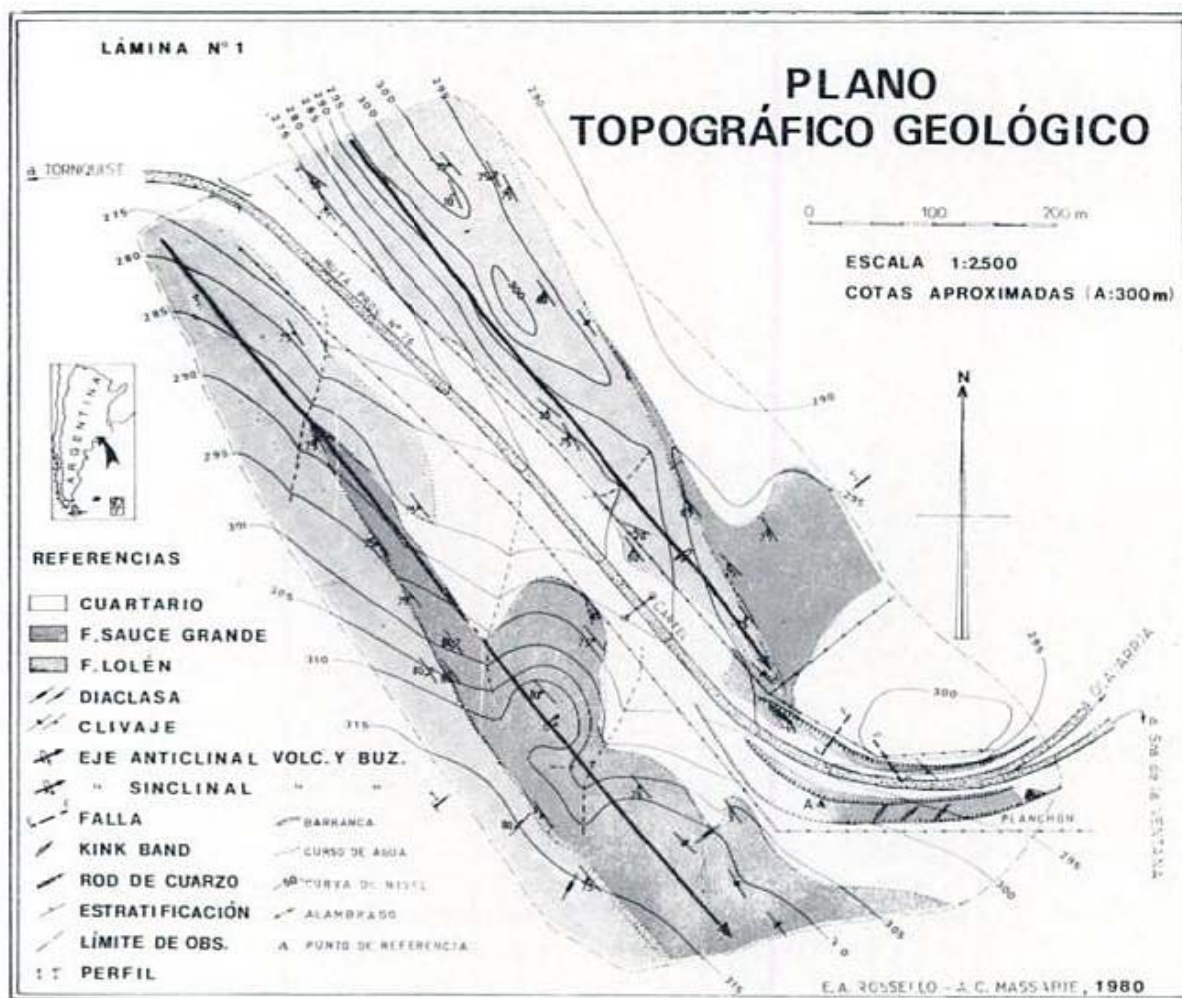
Several microstructures from the Lolén and Sauce Grande Formations are described emphasizing the "kink bands" shown on Route 76 near Sierra de la Ventana village. The latter belongs to a conjugate orthorhombic system with a principal sinistral set and a subordinate dextral one.

The spatial and time relationships of the different micro, meso and macrostructures found (folds, faults, axial plane cleavage, transposition cleavage, quartz rods, unconformity, joint sets, kink bands and in "echelon" tension gashes) support our conclusion that there are two principal deformative stages between the Permian and Upper Miocen.

cordón Esmeralda y S de la confluencia del arroyo del Loro con el río Sauce Grande. Los afloramientos portadores de las *kink bands* se hallan en las inmediaciones del corte artificial de la ruta provincial N° 76, cercanos al acceso a la localidad de Sierra de la Ventana.

Las tareas de campo comprendieron el levantamiento con plancheta, a escala 1:2.500 de la totalidad del sector estudiado (lám. 1). Además se realizó un plano a escala 1:100, por medio de cuadrículas con brújula y cinta del sector denominado planchón, donde se hallan las mejores exposiciones de las *kink bands* (lám. 2). Estas cuadrículas se relacionan espacialmente con el relevamiento a plancheta por medio del punto A, que se considera como origen para todas las mediciones lineales de la primera. También se procedió a revelar las disposiciones de las distintas estructuras observadas y a recoger muestras representa-

* Contribución al Proyecto N° 42 Paleozoico superior y sus Límites (I.G.C.P.).



tivas de las unidades litológicas y de algunas mesoestructuras.

La información obtenida luego fue volcada en diversos diagramas para facilitar la visualización de las relaciones entre las distintas estructuras.

La comarca sólo está comprendida en numerosas investigaciones de índole regional, las cuales están consideradas en los trabajos de Harrington (1947, 1970 y 1980) y en la síntesis de Llambías y Prozzi (1975).

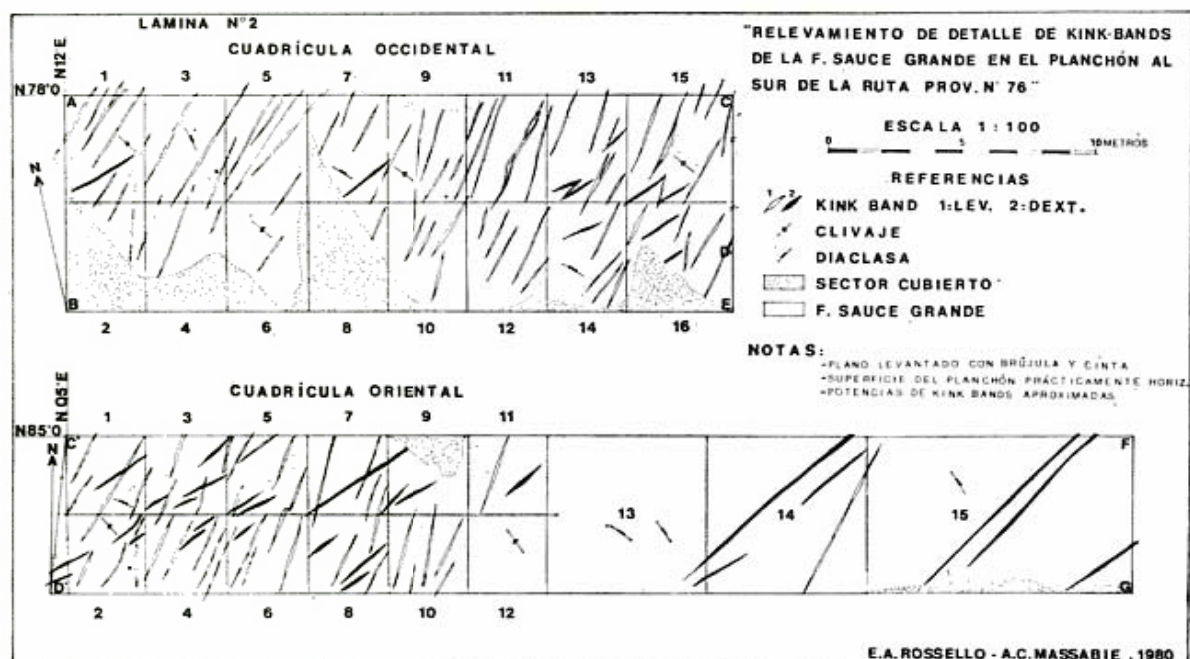
Marco geológico

El sector cartado abarca una porción del contacto discordante plegado, entre las formaciones Lolén y Sauce Grande, correspondientes respectivamente a los Grupos Ventana y Pillahuincó, asignados el primero, al Devónico y al Pensilvánico-Pérmico, el último (Harrington, 1947 y 1970).

La Formación Lolén aflora en los sectores septentrional y occidental (lám. 1). Está constituida por areniscas impuras micáceas, amarillentas, medianas a gruesas, con intercalaciones de areniscas gris verdosas finas y pelitas. Constituyen bancos delgados con laminación entrecruzada.

Los afloramientos de la Formación Sauce Grande se disponen en la porción austral y oriental (lám. 1). Están integradas por diamictitas de matriz pelítica color gris verdoso oscuro, con clastos subangulosos a subredondeados de hasta 15 cm de diámetro, entre los que se reconocen areniscas pardo amarillentas de la Formación Lolén (Massabié y Rosselló, 1980).

Parcialmente se superponen a los afloramientos paleozoicos, en sectores deprimidos o de relieve más suave, una cubierta sedimentaria cuartaria, formada por limos loesoides macizos de color castaño claro a gris, caracterizados por la presencia de paquetes de tosca suelo y detrito artificial a ambos lados de la ruta.



Marco tectónico

Con respecto a la estructura tectónica de la comarca, ésta se localiza según Harrington (1947), en el sector de transición entre los grandes pliegues primarios del SO de las sierras y las suaves ondulaciones del borde occidental de las sierras de Tunas y Pilla-huincó.

El plegamiento puede caracterizarse como cilíndrico, clasificable de acuerdo con Rickard (1971) como *inclinado buzante* $I 80^\circ SO$; $B 15^\circ SE$, con limbos occidentales normales y alas orientales invertidas. Si bien no se pueden dar medidas de los valores de longitud de onda y amplitud por lo reducido del sector estudiado, el desarrollo del anticlinal y sinclinal mapeados se aprecia en una distancia transversal a los ejes de 300 metros (fig. 2).

Sólo se han reconocido dos pequeñas fallas en el frente artificial al N del planchón. Una de ellas es paralela al clivaje (R N $35^\circ O$, I $75^\circ SO$) de la Formación Sauce Grande y constituye una brecha de aproximadamente 30 cm de espesor, con jaboncillo y relleno de carbonato con pátinas de color amarillento rojizo; la disposición de las grietas escalonadas rellenas con carbonato a ambos lados de la falla, permiten considerarla como de tipo directo, vinculada a movimientos de acomodamiento seguramente independientes de la tectónica de plegamiento.

La otra falla (R N $35^\circ E$, I 90°), afec-

ta a las areniscas pardas de la Formación Lolén y se manifiesta por una brecha de 10 a 30 cm de potencia rellena por cuarzo lechoso, arrastre y formación de grietas escalonadas a ambos lados de la falla, también rellenas de cuarzo, coherentes con un desplazamiento de rumbo dextral. Esta última estructura por su relación geométrica con el plegamiento (fig. 1, e), relleno de cuarzo lechoso en la brecha, zona de falla y grietas asociadas, podría vincularse con las deformaciones postreras relacionadas con el plegamiento regional y considerarse complementaria de la falla abra de la Ventana, descrita por Amos y Urien (1968), como se verá al tratar las diaclasas.

Caracterización de las estructuras

1. — Clivaje de plano axial

La estructura más destacada, tanto en las diamictitas de la Formación Sauce Grande como en las areniscas impuras de la Formación Lolén, es un clivaje de plano axial de posición constante, de rumbo NO e inclinación de $75^\circ-85^\circ SO$ (lám. 1). Esta mesoestructura le confiere a las diamictitas, dada su elevada proporción de matriz pelítica, un aspecto acartonado, en tanto que las areniscas tienen una apariencia algo más maciza.

El clivaje combinado con la monotonía litológica de las formaciones consideradas,

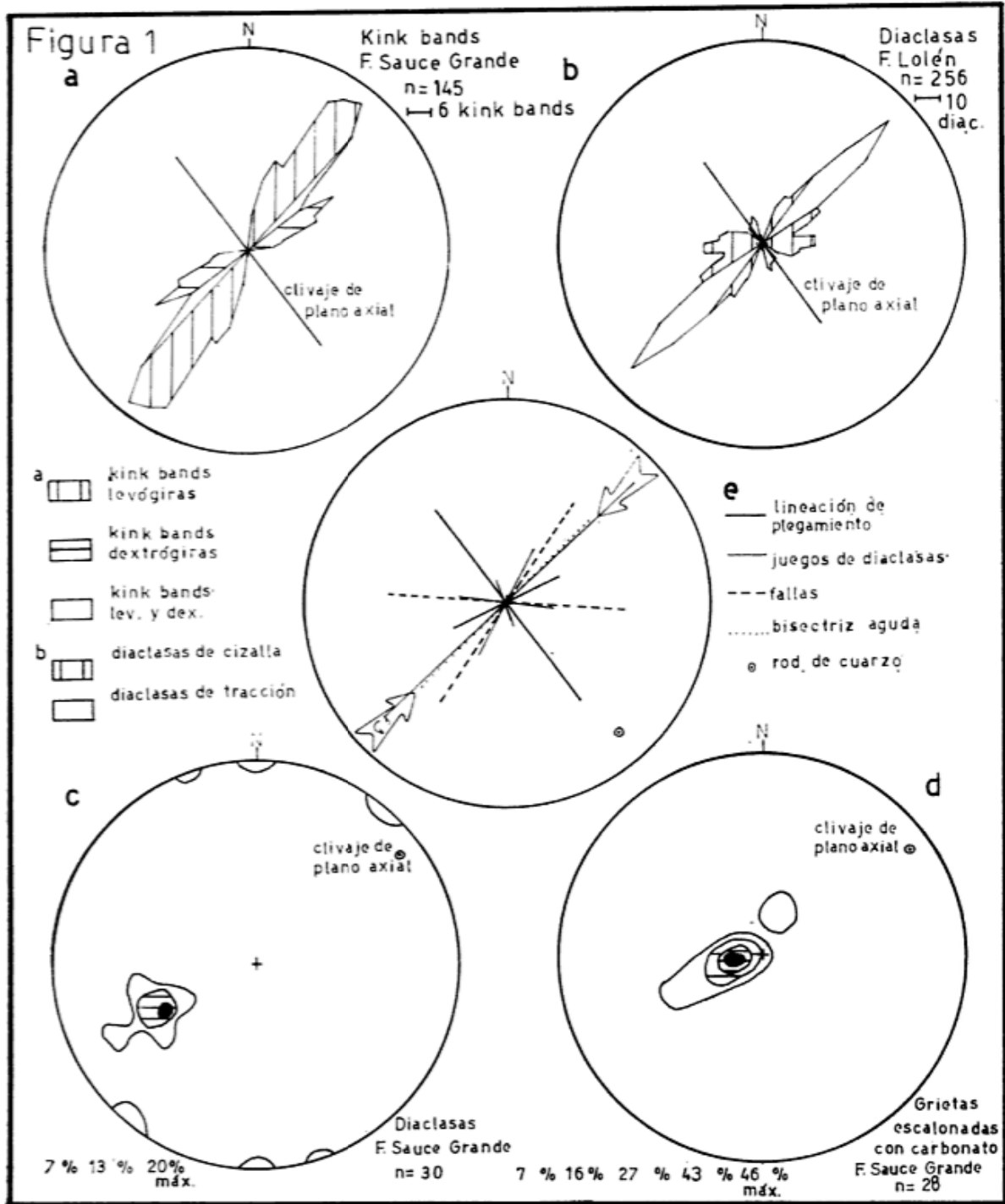


Fig. 1. — Rosetas y diagramas pi representativos de la posición y relaciones espaciales de las diferentes mesoestructuras estudiadas.

dificulta el reconocimiento de la estratificación. En particular ello se acentúa en los flancos orientales invertidos de los pliegues, donde coincide la posición de la estratificación y del clivaje (fig. 2). El hallazgo de laminación diagonal invertida, en las areniscas de Lolén, en el flanco occidental del sinclinal y en el ala oriental del anticlinal mapeados, ha permitido confirmar las rela-

ciones mencionadas. También se ha comprobado la relación del clivaje con la disposición de la estratificación, en afloramientos basales de Sauce Grande, al N del planchón, donde se registra una delicada laminación de aspecto varviforme (Massabie y Rossello, 1980) que forma un ángulo próximo a 90° con el clivaje de plano axial, en la zona de charnela ubicada al N de la ruta 76 (lám. 1).

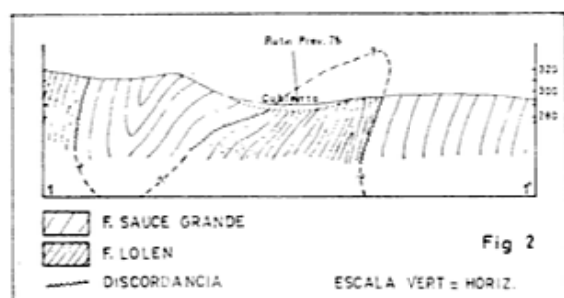


Figura 2. — Corte geológico.

2. — Clivaje de transposición

Esta estructura se localiza en las fracciones finas de las diamictitas de la Formación Sauce Grande de los afloramientos aledaños al planchón.

Se trata de corrugamientos agrupados en un delicado diseño subparalelo, que confiere a los planos de clivaje donde se presenta un aspecto rugoso y brillo sedoso. Cada inflexión tiene como máximo cinco milímetros de longitud de onda, pero con promedios de dos milímetros y largos inferiores a tres centímetros. Son de formas ahusadas y muchas veces se bifurcan. Las alturas (distancia entre seno y cresta inmediatas) no sobrepasan al milímetro. Estas características confieren al plano donde se observan un aspecto similar a las superficies de estratificación con ondulitas de tipo simétrico de oscilación, salvándose el carácter más pronunciado de éstas últimas, sus tamaños y, por supuesto, orígenes.

Por lo general estos planos con corrugamientos están afectados por *kink bands* que le provocan inflexiones.

Este corrugamiento debería a la reorientación parcial de los minerales planares (abundantes en la matriz pelítica) desde una posición primitiva paralela a los planos de clivaje (N 40° 0, subvertical) a otra prácticamente normal a la anterior, en respuesta a la formación de un incipiente clivaje de transposición.

3. — Diaclasas

El diaclasamiento se encuentra más desarrollado en las areniscas de la Formación Lolén; para su estudio se realizaron mediciones en distintos afloramientos de esa unidad y en especial en la loma anticlinal, al NE de la ruta 76, donde se obtuvieron 256 datos de la disposición de diaclasas

para su análisis en diagramas pi y rosetas. La caracterización del diaclasamiento menos conspicuo, de la Formación Sauce Grande, se realizó junto con el mapeo de detalle de las *kink bands* en el planchón al S de la ruta 76 (lám. 1).

En la Formación Lolén las diaclasas sistemáticas se disponen en planos netos y subverticales, con frecuencia aproximada de cuatro a cinco por metro. Constituyen un sistema compuesto por varios juegos bien representados, pero de distinta importancia. Si bien inicialmente se volcaron los datos en un diagrama pi, luego se consideró más apropiado representar esta información por medio de una roseta, en la que sólo se toman en cuenta los rumbos de esas estructuras, dada su disposición. Una particularidad del diaclasamiento en Lolén, es que con algunos de los juegos se asocia un relleno de cuarzo lechoso, tabular hasta suavemente acuñado y lentiforme, de 0,5 a tres centímetros de espesor.

De la observación de la figura 1 b, surge la identificación de tres juegos principales: a) N 37-53° E; b) N 80° E-S 80° E; c) S 15-37° E, y además los juegos d) N 22-32° E; e) N 58-75° E; y f) S 67-82° E, subsidiarios respectivamente de los juegos a el primero y el segundo y de b el tercero. En el diagrama (fig. 1, e) se ha representado también el rumbo del clivaje de plano axial en la loma anticlinal y el punto correspondiente a la disposición de la lineación de plegamiento* señalada por un *rod* de cuarzo. Además se han colocado los rumbos de la falla abra de la Ventana (Amos y Urien, 1968) y de la falla del frente artificial al N del planchón, ambas de planos verticales y de tipo transcurrente.

El juego de diaclasas más desarrollado corresponde al grupo a, que en promedio forma un ángulo próximo a 90° con el valor medio de las lineaciones de plegamiento y concurrentemente están rellenas con cuarzo lechoso; hechos que apoyan el considerarlas como diaclasas de extensión, perpendiculares al eje del pliegue, dado que el buzamiento es de aproximadamente 15° al SE, tal como lo señala el *rod* de cuarzo (fig. 1, e). Interesa mencionar aquí que, en los dos juegos subsidiarios de a, d y e, no se ha comprobado que incluyan diaclasas con relleno de cuarzo, lo cual apunta a cla-

* La lineación de plegamiento expresa la dirección de los ejes de esta estructura, evidenciada por la dirección del eje del *rod* de cuarzo.

sificarlas con diaclasas de cizallamiento, menos favorables en este caso, para la penetración de soluciones silíceas (fig. 1, b y e).

Sigue en importancia el juego *b*, oblicuo a la lineación de plegamiento, sin diaclasas con relleno de cuarzo, adscribible a fracturas de cizallamiento; coincide con este juego la falla abra de la Ventana (Amos y Urien, *ob. cit.*) y se la asocia como subsidiario el juego *f*, también de cizallamiento.

El juego de menor desarrollo, *c*, corresponde a diaclasas menores, frecuentemente con relleno de cuarzo lechoso, identificables como grietas de tensión escalonadas, algo oblicuas hasta coincidentes con la posición de la lineación de plegamiento, atribuibles a esfuerzos traccionales locales materializados en la zona de charnela del pliegue anticlinal.

En síntesis se tienen dos juegos de diaclasas de tracción, uno transversal, NE y otro que puede considerarse longitudinal, NNO-NO, ambos con rellenos de cuarzo y tres juegos de diaclasas de cizallamiento, oblicuos, sin relleno de cuarzo, con los cuales coincide la posición de la falla del frente artificial al N del planchón, de rumbo NE y la falla abra de la Ventana, ESE. Esta última relación se suma a la coincidencia en rumbo entre el juego de diaclasas N 75-95° de la Formación Lolén y la faja de brecha y milonitización del abra, señalada por Amos y Urien (1968). La bisectriz aguda de los juegos *d* y *e*, está contenida en el juego *a* y es perpendicular a la lineación de plegamiento (fig. 1, e). Este último juego coincide con el diaclasamiento D_1 de Amos y Urien (*ob. cit.*), respecto del cual manifiestan dudas acerca de considerarlo de cizallamiento o de extensión; los datos que aquí se aportan apoyan la idea de considerar que, al menos parcialmente, el juego D_1 está constituido por diaclasas de extensión.

El diaclasamiento sistemático de la Formación Sauce Grande se estudió, si bien con menor detalle, principalmente en el planchón. Se trata de planos lisos, tajantes, con frecuencia inferior a tres diaclasas por metro, sin relleno de cuarzo. Los datos obtenidos se representaron en diagramas pi (fig. 1, c y d) los cuales permiten reconocer un juego de rumbo NO e inclinaciones entre 30° y 60° al NE. Si se acepta el considerar a este juego de diaclasas como de cizallamiento, vinculado al plegamiento con ejes de dirección SE, el juego complementario no estaría representado por haberse

efectuado la mayor parte de las mediciones a partir de una superficie horizontal artificial, que coincidiría justamente con la posición media de las diaclasas correspondientes, hecho que quedaría corroborado por la existencia de grietas escalonadas rellenas por carbonato, subhorizontales, formadas a partir de planos de discontinuidad potenciales, coincidentes con el supuesto juego de diaclasas de cizallamiento complementario (comparar en fig. 1, c y d).

Estos juegos de diaclasas no representados en las areniscas de la Formación Lolén, podrían explicarse si se tiene en cuenta las diferentes características físicas que poseen con respecto a las diamictitas de la Formación Sauce Grande. Empero, si bien en forma incipiente, se hallan representados también algunos juegos observables en Lolén.

En la comarca carteadas las diaclasas principales se disponen en un juego de rumbo N 20-40° E, verticales o levemente inclinadas al SE, en coincidencia con los juegos *a* y *d* determinados localmente en la loma anticlinal.

4. — Rod de cuarzo

En el corte artificial de la ruta 76, al N del planchón (lám. 1), se ha formado una estructura lineal, que consiste en un *rod* o varilla de cuarzo de aproximadamente un metro de longitud, 15 cm de diámetro y sección elíptica. Se localiza en el contacto discordante entre la Formación Lolén y la Formación Sauce Grande, algo tapado por material suelto.

La estructura interna del *rod* consiste en una vena de cuarzo lechoso plegada irregularmente, junto con pequeños restos limonitizados, coincidentes con planos de discontinuidad limonitizados, de coloración gris verdosa, derivados de las rocas sedimentarias vecinas, los cuales acompañan la deformación del material cuarzoso. A lo largo del *rod*, en distintas secciones, va cambiando la geometría de la estructura interna, lo cual se evidencia por la distinta posición que adoptan los relictos de las sedimentitas vecinas, que permiten visualizar la deformación interna.

El *rod* se halla en armonía estructural con el plegamiento regional que afecta a las formaciones Lolén y Sauce Grande, de buzamiento suave al SE (fig. 1, e y 3, B) ya que tiene una dirección N 45° O y un buzamiento de 15° al SE. En la superficie externa del *rod*, algo irregular, reflejo de la

estructura interna del mismo, se desarrolla una conspicua estriación normal a la dirección del *rod* y diaclasas que se disponen en ángulo recto a su mayor longitud, o bien forman juegos con su bisectriz aguda perpendicular al *rod*, constituyéndose en los planos naturales de partición de esta estructura lineal (fig. 3, B).

Esta mesoestructura evidencia una simetría axial monoclinica, alargada normalmente al plano de simetría, según el eje B, y es comparable con las descritas por Wilson (1953) para la comarca de Ben Hutig.

La localización de esta mesoestructura en la superficie de discordancia entre las formaciones Lolén y Sauce Grande, junto con las estriaciones observadas en dicha superficie (fig. 3, B), perpendiculares a la lineación de plegamiento, ponen de manifiesto su comportamiento mecánico. Es factible considerar por lo tanto, a la superficie de

discordancia entre ambas formaciones como plano de discontinuidad estructural, activo durante el plegamiento a través de un mecanismo de flexodeslizamiento. Quizá dicha superficie podría tener mayor importancia e influir en el cambio que experimenta el plegamiento, según Harrington (1947), desde el sector mapeado hacia el naciente.

5. — Grietas escalonadas con cuarzo y carbonato

Sobre varios afloramientos del sector considerado, se pueden reconocer innumerables venas constituidas por cuarzo y material carbonático, que por su forma, distribución y ocurrencia se describen como grietas escalonadas y por su disposición con respecto al campo de esfuerzos como grietas de extensión. Ya que éstas presentan diferentes rellenos y características geométricas, y aún génesis distintas, permiten su descripción separadamente.

a. — Grietas con cuarzo

Este tipo de grietas tiene una mayor distribución areal, ya que aparecen prácticamente sobre todos los sectores donde aflora la Formación Lolén y con mayor densidad sobre las porciones charnelares del anticlinal mapeado. Aquí estas grietas (coincidentes con el juego de diaclasas *a*) constituyen cuerpos tabulares de sección lentiforme de hasta algunos metros de ancho y escasos centímetros de potencia. Los contactos son netos y regulares. El cuarzo que las integra es de agregado cristalino muy fino, de tipo lechoso y prácticamente sin oquedades.

Su localización sobre la charnela anticlinal y su orientación prácticamente normal a la del plegamiento (I 80° SO, B 15° SE) y clivaje de plano axial (N 40° O) y el despegue de ambas caras de la grieta, que permitió el ingreso del relleno de cuarzo, determinan su formación por los esfuerzos tensionales normales a su plano, originados por la compresión de dirección paralela a los mismos.

El origen del relleno puede explicarse por segregación cuarzosa, en condiciones litostáticas, a partir de las psamitas de la Formación Lolén, ya que éstas son ricas en granos de tal composición.

Otras grietas, pero de menor expresión superficial, son las que se localizan en tor-

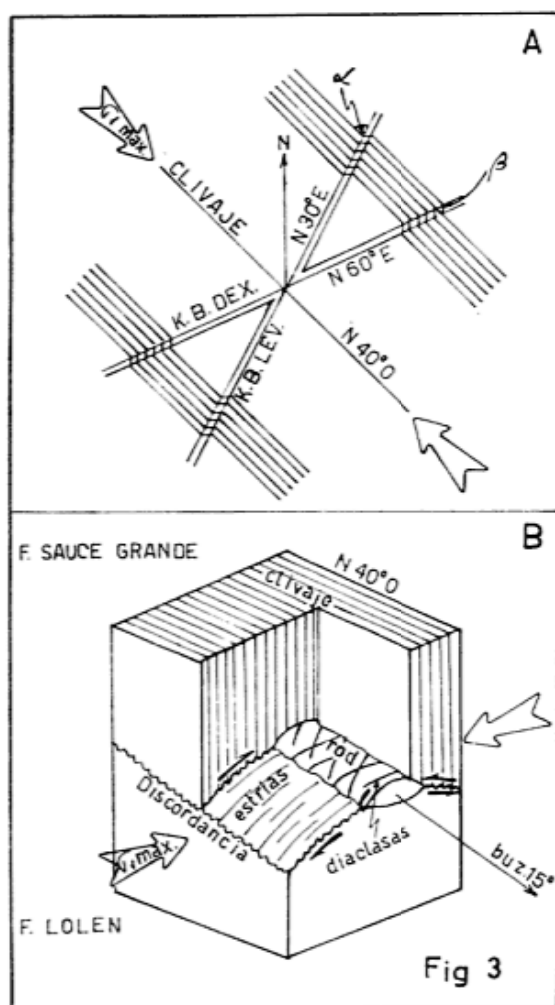


Fig. 3. A: Esquema de las relaciones geométricas entre *kink bands* y clivaje de plano axial. B: Localización esquemática del *rod* de cuarzo en la discordancia pre Formación Sauce Grande.

no a la falla de rumbo N 35° E, que se halla ubicada al N del planchón, sobre el corte de la ruta 76. Aquí permiten reconocer los movimientos relativos de ella e incluso dadas sus relaciones espaciales, vincularlas con los esfuerzos que la provocaron.

b. — Grietas de carbonato

Estas grietas ocurren profusamente sobre la escarpa que separa al planchón de la ruta 76. Son cuerpos tabulares pequeños, ya que sus mayores dimensiones están en el orden de algunas decenas de centímetros. Sus potencias no superan los cinco milímetros y los contactos son cortantes y en conjunto ahusados.

El material que las rellena es de naturaleza carbonática, poco coherente y constituye un agregado cristalino fibroso orientado más o menos perpendicularmente con respecto a sus bordes.

La orientación espacial de estas grietas junto con el juego de diaclasas de rumbo NO e inclinación suave al NE (fig. 1, d y c), determinan una bisectriz aguda horizontal. Esta característica sumada a la naturaleza del relleno, que puede provenir de la precipitación de los carbonatos previamente disueltos de los niveles tosquíferos de los sedimentos suprayacentes pleistocénicos, apunta a considerarlas como grietas originadas a partir de una descompresión vertical por alivio de carga por erosión.

6. — Kink bands

a. — Antecedentes

En la región dentro de la cual se ubica este trabajo, la presencia de *kink bands* ya ha sido señalada por Llambías y Prozzi (1975), en las formaciones Trocadero, Lolén y Sauce Grande, con similares relaciones geométricas respecto del clivaje de plano axial dominante, de rumbo NO.

Los afloramientos de la Formación Sauce Grande estudiados, constituyen por su accesibilidad, abundancia y buen desarrollo de *kink bands* en un área reducida, una localidad especialmente favorable para caracterizar acabadamente su geometría y relaciones con otras estructuras asociadas.

Antes de encarar la descripción de las *kink bands* y su significado, interesa señalar dos hechos. El primero es la presencia

de *kink bands* en formaciones de los distintos grupos que constituyen los afloramientos de la región. El segundo se refiere a las relaciones geométricas constantes de las *kink bands*, con el clivaje de plano axial de rumbo NO y subvertical, en los distintos afloramientos, tal como se desprende de la información previa (Llambías y Prozzi, 1975).

Ambas situaciones valorizan los resultados de este estudio local a nivel regional, en el intento de contribuir a dilucidar la evolución tectónica de la comarca, a través de aproximaciones sucesivas que surgen del análisis de micro y mesoestructuras y sus relaciones con las macro y megaestructuras.

b. — Metodología

Para la caracterización de las *kink bands* se realizó un levantamiento de detalle a escala 1:100 (lám. 2) con brújula y cinta del planchón próximo al acceso a Sierra de la Ventana; la información obtenida se registró en una planilla donde constan: disposición, ancho, largo, rotación, ángulos α y β (ángulo entre el clivaje externo y el plano *kink*; ángulo entre el clivaje interno y el plano *kink* respectivamente), litología, deslizamiento y diaclasamiento de los planos *kink* y calificación de cada *kink band*. Además se obtuvieron datos por sector, de la disposición del clivaje y diaclasamiento, así como del espaciamiento entre *kink bands*, el cual queda representado en la lámina dos. El número de *kink bands* relevado es de 145.

c. — Descripción de la estructura

Las *kink bands*, según Anderson (1964) son esencialmente pequeños pliegues monoclinales o sigmoides de una morfología distintiva; que se desarrolla en materiales con fuerte anisotropía planar.

Las *kink bands* en la comarca inclinan prácticamente vertical o subverticalmente unos pocos grados alejados del nadir hacia el S. El planchón es una superficie lisa y subhorizontal con una pequeña escarpa artificial en su borde N, donde puede corroborarse esa disposición de la inclinación. El diagrama radial de la figura uno, a, muestra que las *kink bands* se disponen en dos juegos, uno levógiro dominante, que constituye el 72 % y otro dextrógiro menos destacado (28 %), con una zona intermedia entre

ambos juegos, en la que se superponen *kink bands* levóginas y dextróginas con predominio de unas u otras hacia los campos respectivos. Esta particularidad que parece oscurecer la relación de estas mesoestructuras con el clivaje de plano axial se aclara al representar, por sectores, los rumbos del clivaje y de las *kink bands* levóginas y dextróginas (fig. 4). En esta figura se pone en evidencia que cuando varía el rumbo del clivaje, cambia también la disposición del plano *kink*, de manera tal que conservan la posición óptima para su formación, frente a variaciones locales del clivaje.

Esquemáticamente, las relaciones geométricas entre las *kink bands* y el clivaje de plano axial determinan un juego levógiro, de rumbo N 30° E y otro conjugado dextrógiro, de rumbo N 60° E. La bisectriz obtusa del sistema coincide aproximadamente con el clivaje de rumbo N 40° O (fig. 3, A).

Las características específicas que ha proporcionado el estudio de las *kink bands*, de los afloramientos de la Formación Sauce Grande son las siguientes:

- a) Poseen charnelas angulares y planos *kink* marcados comúnmente por diaclasas. Los anchos máximos de banda están entre uno y 10 centímetros.
- b) El largo aproximado varía entre 0,20 y ocho metros.
- c) La geometría de las bandas es predominantemente paralela, siguen en impor-

tancia formas lenticulares, arrosariadas, escalonadas, con bifurcaciones, anastomosadas e irregulares.

- d) La separación entre bandas se mantiene constante con valores de 0,30 a 1,20 m desde el sector uno (cuadrícula occidental) hasta el sector 10 (cuadrícula oriental). A partir del sector 11 y hasta el 15 (cuadrícula oriental) toma valores de separación entre 0,80 y siete metros (lám. 2).
- e) Si bien ya se ha señalado el predominio general y mejor desarrollo de las *kink bands* levóginas, cuya relación es de aproximadamente 2,5 a uno, cabe señalar que las dextróginas alcanzan cantidades similares a las primeras, pero siempre menores, a partir del sector 13 de la cuadrícula occidental y pasan luego a dominar a partir del sector 13 de la cuadrícula oriental (lám. 2).
- f) La relación entre los ángulos α y β medidos con respecto a planos no deslizados y *kink bands* bien desarrolladas ha sido representada en la figura cinco. Tanto para *kink bands* levóginas como dextróginas dicha relación es predominantemente positiva, con valores de α mayores a β . También se aprecia un desplazamiento hacia valores mayores de α y β de las *kink bands* dextróginas con respecto a las levóginas.

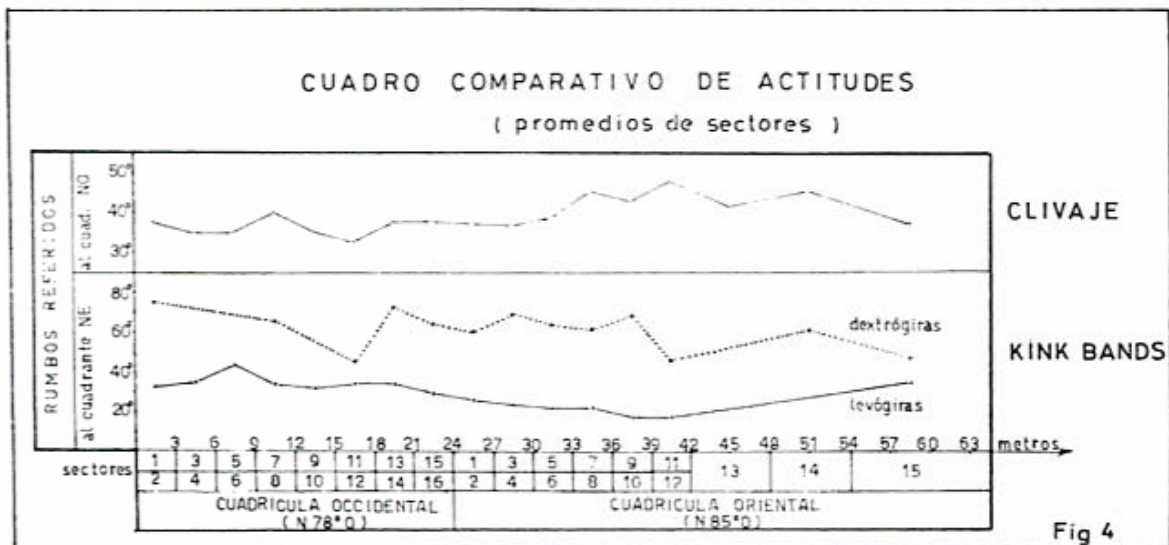


Fig. 4. — Variaciones de los rumbos del clivaje y de las *kink bands* levóginas y dextróginas, por sectores de las distintas cuadrículas, que demuestra una relación angular aproximadamente constante clivaje/*kink band*.

g) La litología en la cual se han desarrollado las *kink bands*, es una diamictita de color gris verdosa con más de 85 % de matriz pelítica y clastos subredondeados en proporciones variables dentro del 15 % restante, cuyos tamaños varían entre 0,3 y cinco centímetros aproximadamente. Posee un fuerte clivaje de planos espaciados en décimas de milímetro. Hacia el E, junto con una disminución de la cantidad de *kinks*, se produce un aumento de la fracción arena en la matriz de la diamictita.

d. — Localización

Las *kink bands* se localizan, dentro de la comarca carteadada, en el sector del planchón, en diamictitas de abundante matriz pelítica y en pelitas bandeadas al N de la ruta 76, en afloramientos pertenecientes en ambos casos a la Formación Sauce Grande, afectada por clivaje de plano axial que le confiere fuerte anisotropía planar. Sólo se ha reconocido un afloramiento de la Formación Lolén, en facies pelítica, al SO de la ruta 76 con *kink bands*. Si bien las rocas de esta unidad están también afectadas por clivaje de plano axial, su litología está aquí dominada por areniscas.

La localización de las *kink bands* en el sector estudiado está determinada estructural y litológicamente por rocas con fuerte anisotropía planar (Anderson, 1964), en este caso secundaria, dada por el clivaje de plano axial que afecta por igual a las formaciones Lolén y Sauce Grande y también por litologías de grano fino, diamictitas y pelitas bandeadas de Sauce Grande y pelitas de Lolén. Ambos factores son concurrentes en determinar las rocas con superficies mecánicamente activas de menor fricción interna y por ende las más apropiadas para el desarrollo de *kink bands*.

Un análisis más detallado del sector con *kink bands* revelado en el planchón, permite señalar dos aspectos que influirían así mismo en su localización. Por una parte se comprueba que hacia el E aumenta el tamaño de grano de la matriz de la diamictita, así como la cantidad y tamaño de los clastos. Esto provoca un comportamiento diferente con respecto a la deformación, que se traduce en un incremento del coeficiente de fricción interno de la roca, lo cual dificulta su deformación por cizallamiento simple.

Dado que la mecánica de formación de las *kink bands* se ve favorecida por este último proceso, a medida que la diamictita se hace de grano más grueso disminuye e incluso desaparecen las *kink bands*, bajo un campo de esfuerzos constante.

El otro aspecto a considerar es la disposición de la superficie de discordancia entre Lolén y Sauce Grande, en el sector del planchón, deducible por la proyección de la estructura de plegamiento (lám I y fig. 1, e) de manera tal que, a medida que se consideran porciones más orientales, aumenta la distancia desde la superficie a la discordancia. Esta se comporta como un plano de discontinuidad y actuaría como un sector de presión relativamente negativa con respecto al resto de la masa rocosa. De este modo la disponibilidad relativa de espacio permite compensar el máximo acortamiento en los planos de clivaje con un alargamiento perpendicular hacia ese sector de baja presión relativa. Por lo tanto la proximidad de esa zona favorecerá la formación de *kink bands*. El hundimiento hacia el E de la discordancia provoca, en la misma dirección, el progresivo incremento de la distancia vertical entre la superficie y dicha discontinuidad, lo cual desalienta, por las razones expuestas, la posibilidad de localizar *kink bands* aflorantes hacia el naciente del sector carteadado bajo similares condiciones estructurales.

Con respecto al plegamiento macroscópico que afecta a las formaciones Lolén y Sauce Grande, las *kink bands* se localizan en la zona de charnela del anticlinal carteadado (lám. 1).

e. — Comparación con otros estudios y relación con el campo de esfuerzos

Las características geométricas y relaciones estructurales de las *kink bands* de la Formación Sauce Grande descritas, pueden compararse con los trabajos de Anderson (1964, 1969) quien tipifica acabadamente la simetría de un sistema ortorrómbico de *kink bands* producto de un único campo de esfuerzos. Este investigador señala sin embargo, que se comprueban desviaciones de un diseño perfectamente simétrico, cuales son que las *kink bands* dextrógiras superan numéricamente en una relación de cuatro a uno a las levógiras y además que los histogramas de los ángulos α para *kink bands* dextrógiras y levógiras demuestran una tendencia respectivamente negativa y positiva.

Por otra parte Anderson (*obs. cit.*) comprueba que en la mayoría de las *kink bands* el ángulo β es mayor al ángulo α , lo cual justifica una expansión del clivaje dentro de la banda.

Hecha la salvedad de que la información es local y la cantidad de datos menor, los resultados que aquí se presentan son congruentes con un sistema ortorrómbico conjugado (Dewey, 1965), de *kink bands*, levógiras y dextrógiras (lám. 2, figs. 1, a; 3, A y 4). Pueden empero establecerse algunas diferencias con respecto a los trabajos de Anderson (*obs. cit.*), ya que en este caso, se comprueba un predominio de las *kink bands* levógiras sobre las dextrógiras en una relación de 2,5 a uno y una tendencia a valores de α mayores a los de β , sin comprobar deslizamientos o alteraciones secundarias de la relación original α/β (fig. 5).

En cuanto a la vinculación de estas estructuras con el campo de esfuerzos, se las considera de gran valor, pues demuestran tener claras relaciones con el mismo (Clifford, 1969) y además, en opinión a Weiss (1969, a; pág. 242) dado que las deformaciones que ellas representan son muy pequeñas, de la magnitud de una deformación elástica, pueden dar excelentes resultados en los análisis de esfuerzos.

Donath (1969) logró experimentalmente el desarrollo de un solo juego de *kink bands* en pizarras, con la anisotropía orientada a 15° con respecto al esfuerzo principal máxi-

mo (σ_1). Paterson y Weiss (1966) y Weiss (1969, b) desarrollaron respectivamente en filitas y en paquetes de hojas de papel fino, *kink bands* conjugadas con la anisotropía dispuesta paralelamente a σ_1 . Gay y Weiss (1974) señalan que tanto en los experimentos con pizarras como con los paquetes de hojas de papel, se desarrollaron *kink bands* conjugadas levógiras y dextrógiras en los casos en que σ_1 forma un ángulo entre 0° y 5° con la anisotropía; a medida que σ_1 se aparta del paralelismo, pasa a predominar uno de los juegos de *kink bands*. En los casos donde σ_1 forma un ángulo mayor a 5° con la anisotropía, se desarrolla generalmente un solo juego de *kink bands*.

Las *kink bands* aquí estudiadas se disponen en un sistema conjugado, levógiro y dextrógiro, cuya bisectriz obtusa coincide aproximadamente con el rumbo del clivaje de plano axial N 40° 0 (fig. 3, A).

Dado que la disposición tanto de las *kink bands* como del clivaje es casi vertical, se puede considerar a la intersección de los juegos levógiros y dextrógiros contenida en los planos de clivaje. De esta manera las *kink bands* de la Formación Sauce Grande en el planchón se integrarían en un sistema conjugado ortorrómbico, en el sentido de Anderson (1969), cuya relación con el campo de esfuerzos permitiría ubicar a σ_1 en coincidencia con la bisectriz del ángulo obtuso entre los juegos de *kink bands* (Gay y Weiss, 1974), σ_3 (esfuerzo principal mínimo) paralelo a la bisectriz aguda y σ_2 (esfuerzo principal intermedio) representado por la intersección entre ambos juegos de *kink bands*.

Relaciones entre las distintas estructuras y su significado

1. — Antecedentes

La caracterización tectónica global de las Sierras Australes, dista aún mucho de hallarse en una etapa que armonice las opiniones de los distintos investigadores que se han ocupado de esta singular Provincia Geológica. Sólo con la finalidad de lograr una localización tectónica regional de las observaciones aquí realizadas, se mencionarán las interpretaciones clásicas y más recientes acerca de la evolución tectónica de la comarca.

Harrington (1947) considera a las Sierras Australes como una típica montaña de

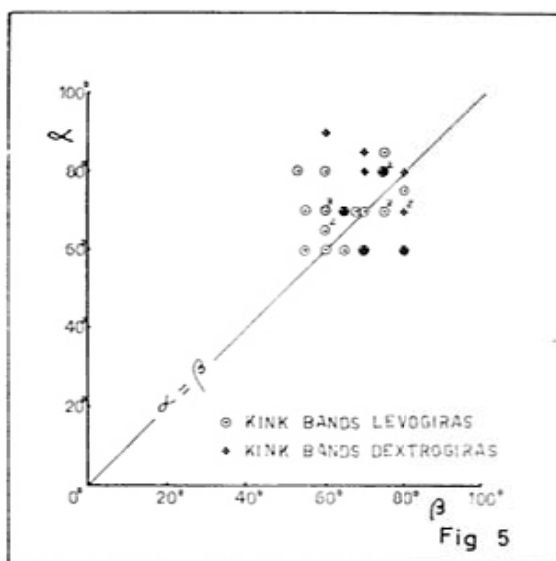


Fig. 5. — Relaciones angulares entre el clivaje externo y el plano *kink* (α) y el clivaje interno y el plano *kink* (β), para *kink bands* levógiras y dextrógiras.

plegamiento de estructura en arco. Respecto al grado del plegamiento señala que éste es muy intenso en la zona occidental, decrece luego hacia el E, hasta casi anularse y vuelve a cobrar intensidad en el sector oriental del conjunto montañoso. Posteriormente el mismo autor (Harrington, 1970) concluye que las Sierras Australes constituyen una cadena plegada aulacogénica compuesta y considera al plegamiento como el resultado de una sola fase tectónica que ocurriera probablemente durante el Triásico.

Suero (1957) señala que el plegamiento de la parte occidental (Sierras de Puán, Bravard, Chaco y Ventana) demuestran mayor comportamiento plástico de las sedimentos, lo cual se refleja en un acentuado volcamiento de los pliegues hacia el NE. Por otra parte, en la Sierra de Pillahuincó, los pliegues son por lo común simétricos y abiertos. El mismo autor indica que un solo episodio deformativo afectó a las sucesiones temprano y tardíopaleozoicas, adscribible a una tectogénesis triásica.

En opinión de Borello (1971) las Sierras Australes constituyen un geosinclinal epicratónico, de ámbito miogeosinclinal, en el cual diferencia un plegamiento premolásico, evidenciado por la discordancia entre las formaciones Lolén y Sauce Grande y otro plegamiento posmolásico de edad eopérmica.

Kilmurray (1975) al referirse a la evolución tectónica de Sierra de la Ventana, señala una serie de episodios deformativos; el primero se ubicaría en el límite Precámbrico-Cámbrico; posteriormente identifica la acción de la fase Tacónica. Una fase intercarbónica sería responsable del principal evento deformativo (plegamiento) de las formaciones pre Sauce Grande; finalmente señala que en una fase de edad triásica se repetirían los movimientos iniciados en el Carbónico, aunque menos intensamente.

Según Varela (1978) la cadena plegada de las Sierras Australes constituye un sistema montañoso pericratónico, en óvalo geosinclinal, con mayor afinidad hacia el tipo miogeosinclinal. Este autor señala además que las Sierras no son parte integrante de una estructura ortogeotectónica, pues no se ha comprobado la existencia del duplo mio-eugeosinclinal. Por otra parte reconoce una secuencia tectogenética y una secuencia orogenética, lo cual lo lleva a equiparar temporalmente el Grupo Curamalal con el Grupo Pillahuincó.

2. — Discusión

La caracterización de las distintas estructuras menores de deformación presentes en el sector estudiado y su vinculación a través del levantamiento geológico de detalle y por medio de las diferentes láminas y figuras que se acompañan, permite analizar ahora en conjunto, sus relaciones geométricas. Estas pueden contribuir, en alguna medida, a avanzar en el conocimiento de su significado desde el punto de vista tectónico.

Las estructuras tratadas, representativas de deformaciones continuas y discontinuas, se agrupan en dos conjuntos destacables, dentro de cada uno de los cuales se dan particularidades geométricas y genéticas comunes.

En un primer conjunto se reúnen, junto con la estructura principal de plegamiento macroscópico, el clivaje de plano axial, el *rod* de cuarzo, los sistemas de diaclasas, las grietas de tensión escalonadas con cuarzo y las fallas del frente artificial, al N del planchón y abra de la Ventana (Amos y Urien, 1968) ambas de tipo transcurrentes. Las relaciones geométricas entre ellas permitiría vincularlas genéticamente, con un campo de esfuerzos donde el esfuerzo principal máximo estaría orientado en dirección NE (fig. 1, b, c, d y e).

El otro conjunto de estructuras está integrado fundamentalmente por el sistema de *kink bands* levógiras y dextrógiras y también, a un nivel microestructural, por clivaje de transposición desarrollado en las diamictitas de la Formación Sauce Grande en el sector carteadado y entre el dique de Sierra de la Ventana y el cerro Pillahuincó (Llamblás y Prozzi, 1975). Megaestructuralmente el episodio deformativo que dio lugar a la formación de las *kink bands*, podría estar representado por el arqueamiento de rumbo NE de las Sierras Australes. Estas estructuras serían coherentes con un campo de esfuerzos cuyo esfuerzo principal máximo se hallaría dispuesto en dirección NO (fig. 3, A).

A partir de las consideraciones precedentes se pone en evidencia que la formación de *kink bands* a expensas de la deformación del clivaje de plano axial de las diamictitas de la Formación Sauce Grande, señala un episodio tectónico independiente de aquel que fuera responsable del plegamiento regional de las formaciones paleozoicas de la comarca. Esta relación espacial implica la

acción de un campo de esfuerzos cuyo esfuerzo principal máximo habría estado orientado normalmente con relación a la posición de su similar (fig. 3, A y B), deducible del campo de esfuerzos responsable de la formación de las *kink bands*. Estos resultados pese a haber sido obtenidos de una sola localidad, toman valor regional por la existencia de *kink bands*, con similar geometría, en distintas formaciones de esta Provincia Geológica (Llambías y Prozzi, 1975).

Desde el punto de vista temporal las *kink bands* son el resultado de un episodio deformativo posterior al plegamiento regional que afecta a las rocas de la comarca. La edad de ambos eventos tectónicos, de acuerdo con la información existente, es posterior a la edad pérmica del Grupo Pillahuincó (Harrington, 1980) y anterior a la edad miocénica superior atribuida al Conglomerado Abra (Harrington, *op. cit.*).

Por otra parte, pese a que la localidad estudiada reúne características litológicas y estructurales apropiadas para investigar en detalle la sucesión y relaciones entre los distintos eventos deformativos, no se ha hallado elementos que justifiquen reconocer más de un episodio de plegamiento regional en las formaciones paleozoicas cartedadas.

Cabe señalar finalmente que, en coincidencia con la opinión de otros autores (Anderson, 1964; Ramsay, 1967), el episodio deformativo que evidencian las *kink bands* y sus probable micro y megaestructuras relacionadas, representarían el epílogo de la evolución tectónica antigua de la comarca, bajo comportamiento relativamente frágil y en un nivel estructural alto.

Conclusiones

El estudio de las relaciones entre las distintas estructuras mapeables, en un sector próximo al acceso a la localidad de Sierra de la Ventana desde la ruta provincial N° 76, permite arribar a las siguientes conclusiones.

La descripción y relaciones entre las diferentes micro y mesoestructuras reconocidas (clivaje de plano axial, *rod* de cuarzo, sistemas de diaclasas, grietas de tensión escalonadas, *kink bands* y clivaje de transposición) junto con las macroestructuras (pliegues, fallas y superficie de discordancia) permiten

visualizar dos estadios deformativos, espacial y temporalmente diferentes.

Ambos episodios deformativos quedarían acotados temporalmente entre la edad pérmica del Grupo Pillahuincó y la edad miocénica superior del Conglomerado Abra.

El conjunto de estructuras resultante del primer episodio deformativo son: plegamiento regional, fallamiento transcurrente, clivaje de plano axial, *rod* de cuarzo, sistemas de diaclasas y grietas de tensión escalonadas con cuarzo.

El conjunto de estructuras producidas en el segundo estadio deformativo son las *kink bands*, el clivaje de transposición y probablemente el arqueamiento serrano de rumbo NE.

Las relaciones espaciales entre los dos conjuntos de estructuras tectónicas, permiten establecer que los respectivos campos de esfuerzos tuvieron sus esfuerzos principales máximos orientados normalmente entre sí, el más antiguo en dirección NE y el más moderno en dirección NO.

Las *kink bands* expuestas en el planchón al S de la ruta 76, están constituidas por dos juegos, uno levógiro dominante son subverticales y están controladas por el conspicuo clivaje de plano axial de las diamictitas, de disposición general N 40° O, subvertical, de la porción basal de la Formación Sauce Grande.

Se caracterizan a las *kink bands* como un sistema conjugado de simetría ortorrómbica.

La superficie de discordancia entre las formaciones Lolén y Sauce Grande es una discontinuidad estructural, quizá de importancia regional, que controló la formación de un *rod* de cuarzo de simetría monoclinica, en armonía con la geometría del plegamiento macroscópico.

La información obtenida de un sector crítico por sus características litológicas y estructurales, no aporta información positiva sobre posibles fases de plegamiento anteriores a la Formación Sauce Grande.

Agradecimientos

Se agradece a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, por el apoyo logístico y financiero. Al doctor Arturo J. Amos por las sugerencias y lectura crítica del manuscrito.

Lista de trabajos citados en el texto

- Amos, A. J. y C. M. Urien, 1968. *La falla "Abra de a Ventana" en las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires*. *Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIII (3)*: 197-206.
- Anderson, T. B., 1964. *Kink bands and related geological structures*. *Nature* 202 (4929): 272-274.
1969. *The geometry of natural orthorhombic system of kink bands*. *Proceedings Research in Tectonics, Geol. Surv. Can. Pap. 68-52*: 200-220, Ottawa.
- Borrello, A. V., 1971. *Aspectos geosinclinales salientes de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires*. *Reun. Geo. Sas. Aust. Bonaerenses, C.I.C.*: 21-25, La Plata.
- Clifford, P. M., 1969. *Kink band development in the Lake St. Joseph Area, Northwestern Ontario*. *Proceedings Research in Tectonics, Geol. Surv. Can. Pap. 68-52*: 229-241, Ottawa.
- Dewey, J. F., 1965. *Nature and origin of kink bands*. *Tectonophysics*, 1 (6): 459-494, Amsterdam.
- Donath, F. A., 1969. *Experimental study of kink band development in Martinsburg slate*. *Proceedings Research in Tectonics, Geol. Surv. Can. Pap., 68-52*: 255-288, Ottawa.
- Gay, N. C. y L. E. Weiss, 1974. *The relationship between principal stress directions and the geometry of kinks in foliated rocks*. *Tectonophysics*, 21: 287-300, Amsterdam.
- Harrington, H. J., 1947. *Explicación de las Hojas geológicas 33 m y 34 m, sierras de Curamalal y de la Ventana, Prov. de Buenos Aires*. *Dir. Min. Geol., Bol. 61*, Buenos Aires.
- 1970. *Las Sierras Australes de Buenos Aires, República Argentina: cadena aulacogénica*. *Asoc. Geol. Arg., Rev. XXV (2)*: 151-181.
- 1980. *Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires*. *Seg. Simp. Geol. Reg. Arg., Acad. Nac. Cienc. Córdoba, II*: 967-983, Córdoba.
- Kilmurray, J. O., 1975. *Las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Las fases de deformación y nueva interpretación estratigráfica*. *Asoc. Geol. Arg., Rev. XXX (4)*: 331-348.
- Llambías, E. J. y C. R. Prozzi, 1975. *Ventania*. *Rel. VI Vong. Geol. Arg.*: 79-101, Buenos Aires.
- Massabie, A. C. y E. A. Rossello, 1980. *Características litológicas y estructurales de la base de la Formación Sauce Grande, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires*. *Reun. Com. Argentino Proyecto Paleozoico Superior Am. Sur y sus Límites N° 42, Bol. 3*: 22-24, Buenos Aires.
- Paterson, M. S. y L. E. Weiss, 1966. *Experimental deformation and folding in phyllite*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 77: 343-374.
- Ramsay, J. G., 1967. *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill.
- Rickard, M. J., 1971. *A classification diagram for fold orientations*. *Geol. Mag.*, 108 (1): 23-26.
- Suero, T., 1957. *Geología de la sierra de Pillahuincó (Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires) Partidos de Coronel Pringles y Coronel Suárez*. *LEMIT, Ser. II (74)*, La Plata.
- Varela, R., 1978. *Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires: Hipótesis de trabajo sobre su composición geológica y rasgos tectónicos salientes*. *Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIII (1)*: 52-62, Buenos Aires.
- Weiss, L. E., 1969 a. *Proceedings Research in Tectonics*. *Geol. Surv. Can. Pap., 68-52, Discussion*: 242. Ottawa.
- 1969 b. *Flexural-slip folding of model materials*. *Ibidem*: 294-357.
- Wilson, G., 1953. *Mullion and Rodding Structure in the Moine Series of Scotland*. *Proc. Geol. Assoc.*, 64: 118-151.

Recibido: 29 de abril de 1981.

EDUARDO A. ROSSELLO
 ARMANDO C. MASSABIE
 Departamento Ciencias Geológicas,
 Universidad de Buenos Aires,
 Ciudad Universitaria, Pabellón 2,
 Buenos Aires.

FACIES SEDIMENTARIAS DE LA FORMACION ÑIRIHUAU EN LA REGION DE SAN CARLOS DE BARILOCHE, PROVINCIA DE RIO NEGRO

LUIS A. SPALLETTI

Resumen

En este trabajo se definen nueve facies sedimentarias volcánoclasticas (epi y piroclásticas) en secciones de la Formación Ñirihuau (Terciario) que afloran en la región de San Carlos de Bariloche (Río Negro). Las mismas son atribuidas a diversos ambientes de sedimentación, tales como fluviales de baja y alta sinuosidad, canales distributarios, planicies de inundación y zonas interdistributarias (más depósitos de fondos lacustres). De un modo más localizado se han identificado sedimentos tidalíticos, litorales y eolianíticos. Por su parte, las facies piroclásticas primarias son esencialmente asignadas a la acción de flujos densos, fluidos y con alta temperatura.

El análisis de las megasecuencias revela la existencia de ciclos progradantes y retrogradantes alternados, causados por procesos sedimentarios y por movimientos epirogénicos. La depositación de los materiales ha ocurrido con preferencia en complejos fluviales y deltaicos, especialmente de plataforma, en los que se han generado muy abundantes fases constructivas y escasas destructivas. Hacia el tope de la columna local se produjo la definitiva continentalización de la cuenca, con la acumulación de depósitos proximales pedemontanos que —a su vez— podrían denotar un cierto cambio climático.

Introducción

Este trabajo forma parte de un plan de investigaciones destinado al estudio de las unidades terciarias en la región de la Cordillera Patagónica Septentrional. En esta oportunidad, se pretende caracterizar estratigráfica, sedimentológica y paleoambientalmente a las secuencias de la Formación Ñirihuau en la región al sur del lago Nahuel Huapí (fig. 1). Dicho trabajo se ha visto facilitado por la existencia de una muy buena base geológica general, proporcionada principalmente por las contribuciones de Feruglio (1941), González Bonorino (1973) y González Bonorino y González Bonorino (1978).

Abstract

The Ñirihuau Formation (Tertiary) in San Carlos de Bariloche (Río Negro Province) is composed by nine volcanoclastic (epi and pyroclastic) facies formed in low and high sinuosity fluvial environments, distributary channels, flood plains, lakes and interdistributary areas. There are also restricted tidalitic, eolianitic and shoreline deposits. Primary pyroclastites are assigned to glowing, ash and dust flows.

Analysis of the megasequences reveals alternating of prograding and retrograding cycles originated by sedimentary processes and epirogenic movements. The Ñirihuau Formation was formed in fluvial and deltaic unstable platforms, with thick constructive phases under humid and subhumid conditions. Proximal fan conglomerates and laharic deposits, at the top of the stratigraphic column, evidence both a significant paleoclimatic change and the beginning of the definitive continentalization of the basin.

La información aquí analizada ha sido obtenida en una serie de relevamientos de detalle efectuados en las siguientes localidades.

- a) Perfil del cerro Otto (512 m de potencia).
- b) Perfil del cerro Carbón (320 m de potencia, fig. 2),
- c) Playa Bonita (sección aislada, 6 m de potencia),
- d) Exposición del camino que conecta las rutas 237 (faldeo) y 237 (costa) y pasa por teleférico al cerro Otto (6 m de espesor),

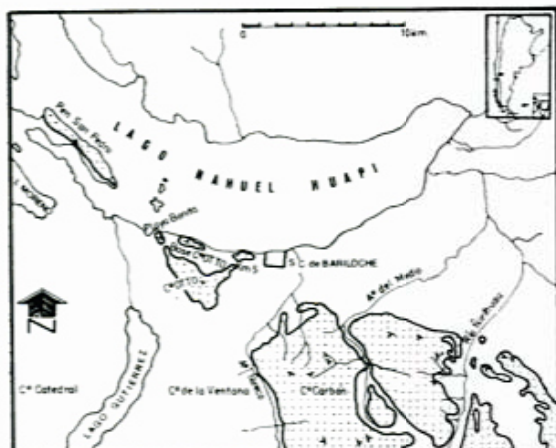


Fig. 1.— Mapa de ubicación y de la distribución de la Formación Ñirihuau en la región estudiada.

- e) Afloramientos aislados a lo largo de la ruta 237 (faldeo) al pie del cerro Otto (8 m de potencia),
- f) Afloramientos sobre la costa del lago Nahuel Huapi, kilómetro 5, ruta 237 (5 m de potencia), y
- g) Península de San Pedro (sección de 25 m de espesor).

Todas las tareas han sido sustentadas por el subsidio 8394 concedido por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

Características generales de la Formación Ñirihuau en la región

Las sedimentitas de esta unidad han sido reconocidas desde hace largo tiempo en el área de estudio (Roth, 1922), aunque la relación de concordancia respecto a la subyacente Formación Ventana (con la que constituye el Grupo Nahuel Huapi; Gon-

zález Bonorino, 1973), el pasaje litológico gradual entre ambas unidades, la intensa deformación sufrida por sus cuerpos de roca y la discontinuidad de muchos de los afloramientos ha traído cierta confusión respecto a su correcta delimitación.

De acuerdo con González Bonorino (*op. cit.*), La Formación Ñirihuau puede diferenciarse de los términos subyacentes porque en su mayor parte es de carácter sedimentario, aunque su material clástico es casi todo de procedencia volcánica. Con todo, el hecho de que varios niveles de la Formación Ventana ("Serie Andesítica") sean de tipo sedimentario (marino y continental) y que algunas secciones de la Formación Ñirihuau posean vulcanitas y piroclastitas de franco aspecto volcánico (tobas soldadas), trae serias complicaciones para diagnosticar asomos aislados y de escasa continuidad que se presentan con alguna frecuencia en la porción austral del lago Nahuel Huapi.

El perfil más completo de esta unidad en la región, queda conformado por las secuencias que afloran en el cerro Otto y cerro Carbón. Al parecer, ambas secciones representan una columna bastante completa, ya que el contacto entre las formaciones Ventana y Ñirihuau es de carácter deposicional, y que a las capas que aparecen hacia el techo del Cerro Otto les sucederían —sin mayores supresiones— las basales del Cerro Carbón (González Bonorino, *op. cit.*). Por su parte, algunos asomos de la costa sur del lago (playa Bonita, pie del cerro Otto) y los de la Península de San Pedro son atribuidos por el mencionado autor también a esta unidad, aunque sin mayores seguridades.

En lo que hace a la distribución de tipos litológicos, en un reciente trabajo, González Bonorino y González Bonorino (1978) han subdividido a la formación en un total de ocho miembros y secciones, además de tres



Fig. 2.— Vista general desde el oeste del perfil del cerro Carbón

niveles con rocas eruptivas. De los tramos sedimentarios, en nuestras columnas quedan incluidas las denominadas sección basal, miembro de ignimbrita dacítica, sección de tobas verdes y wackes, miembro de calizas con estrácodos, sección de wackes grises y miembro de tobas y brechas. En cambio, no se ha relevado la sección de tobas arenosas y miembro La Buitrera (más el basalto que se encuentra por encima de las brechas de este último miembro); estos últimos términos representan —según González Bonorino y González Bonorino (*op. cit.*)— a los 1000 m más recientes de la formación.

Facies sedimentarias

Tras el análisis de los perfiles relevados, y con el objeto de establecer procesos formadores de rocas, se ha efectuado la determinación de un conjunto de facies sedimentarias, con el empleo de la metodología detallada en otras oportunidades (Spalletti, 1979, 1980). En base a atributos composicionales, texturales, de estructuras sedimen-

tarias y a las relaciones o pasajes entre tipos litológicos, se han diferenciado las siguientes facies sedimentarias:

- 1) Facies granodecreciente de conglomerado hasta pelita.
- 2) Facies de conglomerados (y sabulitas) lenticulares.
- 3) Facies de psamitas y pelitas alternantes.
- 4) Facies de tobas y areniscas epiclásticas.
- 5) Facies de tobas.
- 6) Facies de ignimbritas.
- 7) Facies de wackes y lutitas.
- 8) Facies de conglomerados granocrecientes.
- 9) Facies de ortoconglomerado-diamictita.

Además se han identificado dos niveles constituidos por vulcanitas, la llamada "Piedra de Rosenbusch" (diabasa de la parte inferior del cerrc Otto) y una colada basál-

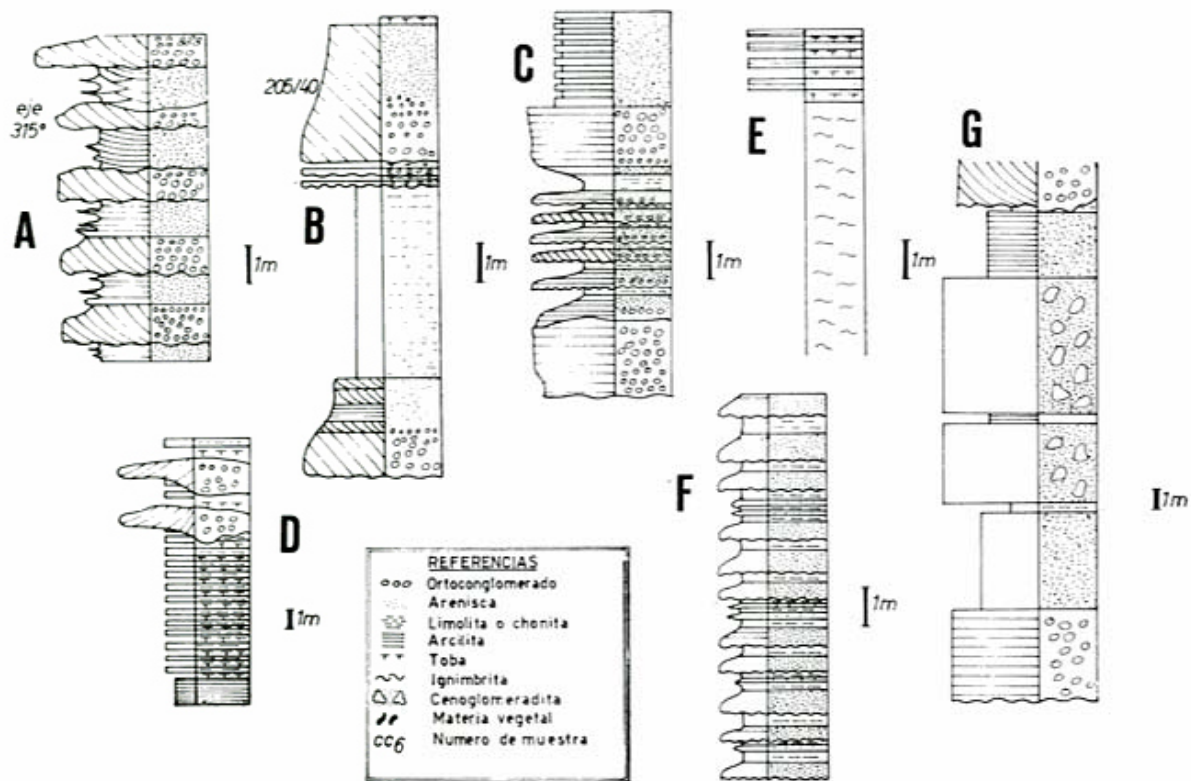


Fig. 3.—Perfiles esquemáticos de las facies sedimentarias de la Formación Nirihuau. A: Subfacies psefítico-psamítica; B: Subfacies granodecreciente completa de gran escala; C: Subfacies granodecreciente completa de pequeña escala y facies de conglomerados granocrecientes; D: Facies de psamitas y pelitas alternantes y de conglomerados lenticulares; E: Facies de ignimbritas; F: Facies de wackes y lutitas; G: Facies de ortoconglomerado-diamictita.

tica ubicada en la culminación del anticlinal del cerro Carbón.

En síntesis, entre las facies sedimentarias se encuentran algunas de naturaleza epiclástica, otras piroclásticas y también piroclástico-epiclásticas. Los atributos más salientes de cada una de estas facies se detallan

en el cuadro 1 y se ilustran en la figura 3. Su distribución en las columnas estratigráficas analizadas puede observarse en la figura 4.

A lo largo de las mencionadas secciones se observa sistemática alternancia de acontecimientos epiclásticos y vulcano-piroclás-

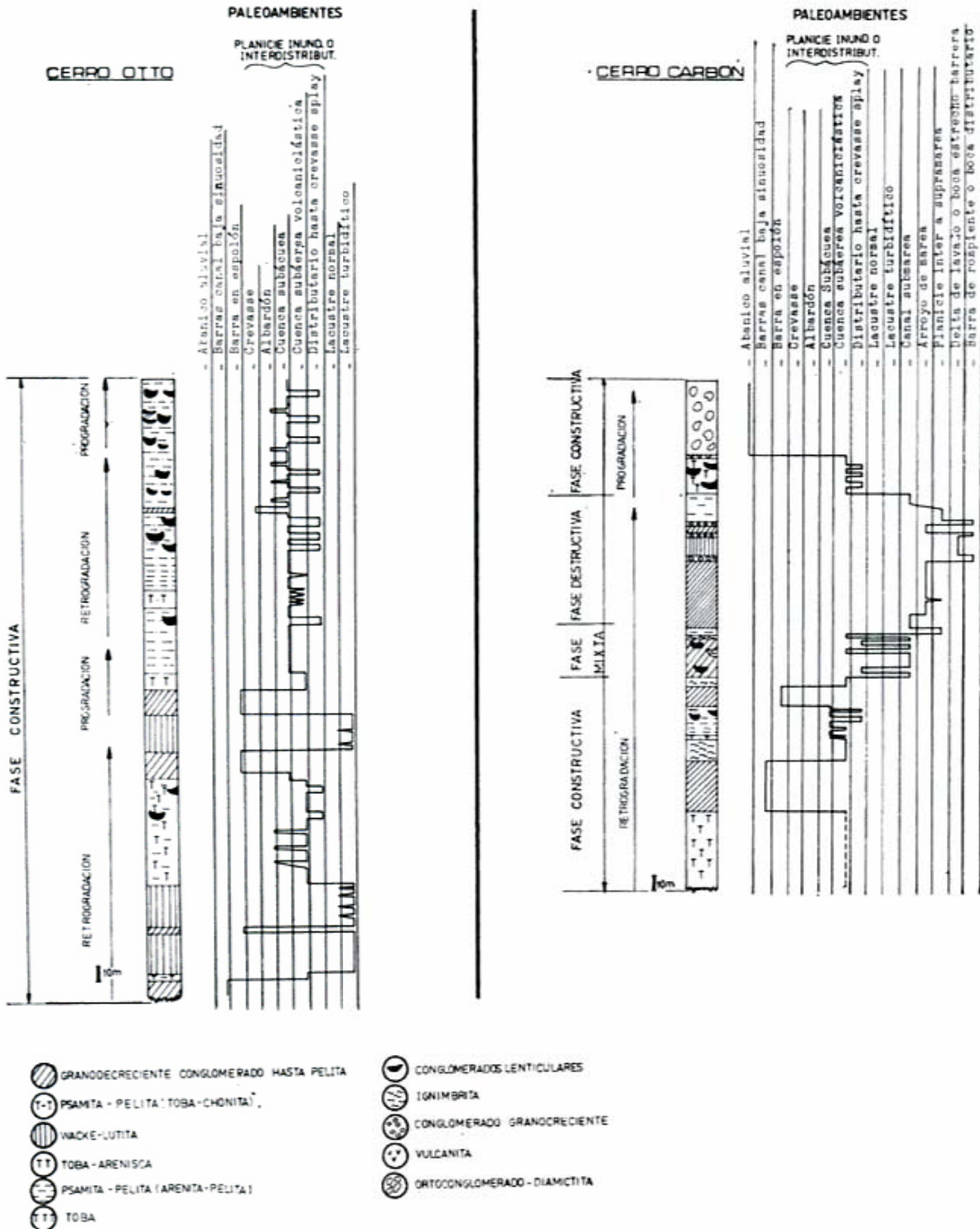


Fig. 4. — Distribución vertical de las facies sedimentarias y paleoambientes de la Formación Nirihuau en los perfiles del cerro Otto y cerro Carbón.

ticos, pues no resulta posible reconocer tramos más o menos continuos que se caractericen por el predominio de alguno de estos materiales (fig. 3).

Facies granodecreciente de conglomerado hasta pelita

Por tratarse de la más frecuente de las facies sedimentarias y la primera en describirse, a continuación se presenta un más minucioso tratamiento de sus caracteres.

Generalidades

Esta facies está presente en todas las secciones analizadas, aún las poco potentes de la Península de San Pedro y base del cerro Otto. Además en los cerros Otto y Carbón muestra múltiple recurrencia vertical (fig. 4).

Su aspecto es el de cuerpos tabulares de rocas grises a ocráceas con fuerte continuidad lateral, en los que los cambios litológicos se dan en sentido vertical por progresiva merma en el tamaño de grano (fig. 3 A, B, C). Por lo general, los conjuntos conglomerado-psamita-pelita conforman secuencias repetitivas, en ocasiones muy numerosas. En su conjunto, la facies muestra espesores variables, desde 3 m a un máximo de 52,5 m, aunque por lo común su escala (siguiendo el criterio de Spalletti, 1979) es muy delgada y delgada (menor de 40 m).

Tanto en el perfil del cerro Otto como en el del Carbón la facies suele pasar en sentido vertical a la de psamitas y pelitas (cuadro 1). El contacto entre ambas es difícil de precisar, ya que se manifiesta transicional o intercaladamente. Por el contrario, la base de la facies es erosiva o —al menos— neta, carácter que sin dudas está motivado por la existencia de cuerpos psefíticos en el inicio de sus secuencias. Cabe acotar que en uno de sus afloramientos del cerro Carbón esta asociación porta una intercalación de facies de conglomerados lenticulares y también una lente ignimbrítica (cuadro 1, fig. 4).

La participación de cada una de las variedades litológicas es cambiante. Así, en algunas secciones, se destaca la abundancia de sedimentitas gruesas (conglomerados y areniscas), mientras que en otras el tenor de pelitas se ve fuertemente incrementado (fig. 3 A y B). En algunas ocasiones las

pelitas se hallan sustituidas por estratos tabulares de tobas y chonitas.

En cuanto a la naturaleza de los cuerpos, puede mencionarse que las pelitas constituyen estratos tabulares, mientras que en las psefitas y psamitas se hallan tanto capas tabulares como lenticulares; estas últimas son más frecuentes en las rocas de mayor granulometría y —a pesar de su geometría— se caracterizan por una buena continuidad lateral. Además, es de destacar que la base de los cuerpos conglomerádicos es tanto irregular como recta, pero siempre de límite neto (fig. 6); en cambio, los pasajes desde psefitas a psamitas y de psamitas a pelitas son bastante graduales, mientras que el techo de los cuerpos pelíticos se encuentra por lo común bastante erosionado.

Estructuras sedimentarias

Según la escala de Ingram (1954), la estratificación es mediana a gruesa y se ha detectado fuerte correlación positiva entre los espesores de las capas y la granulometría de la sedimentita. Entre las estructuras sedimentarias más conspicuas, los conglomerados y areniscas muestran perfecta estratificación gradada, estratificación plana y entrecruzada. Esta última (fig. 5) se presenta como capas lenticulares planares aisladas de gran escala (alrededor de 1 m), artesis pequeñas de sólo 10 cm de espesor agrupadas en conjuntos y, menos frecuentemente, como camadas tabulares planares y tangenciales de mediana a gran escala (hasta 1,5 y 2 m) aisladas, en las que las capas frontales exhiben —a su vez— notoria estratificación gradada. También en los términos gruesos de las secuencias granodecrecientes se han identificado megaóndulas de longitudes de onda de 4 m y altura de 20 cm, y verdaderos paleocanales entre 20 y 30 m de ancho. En una ocasión, se ha determinado la presencia de dos paleocauces sobrepuestos, uno formado a expensas de la parcial erosión del anterior.

La estratificación plana es una de las más conspicuas estructuras de areniscas, sabulitas y conglomerados finos. Consiste en una serie de capas internas paralelas a las superficies de estratificación, que quedan determinadas por variaciones en el tamaño de grano. En particular, se ha observado buena correlación entre granulometría y espesor de la estratificación; de tal forma, en las psefitas los espesores oscilan entre 8 y

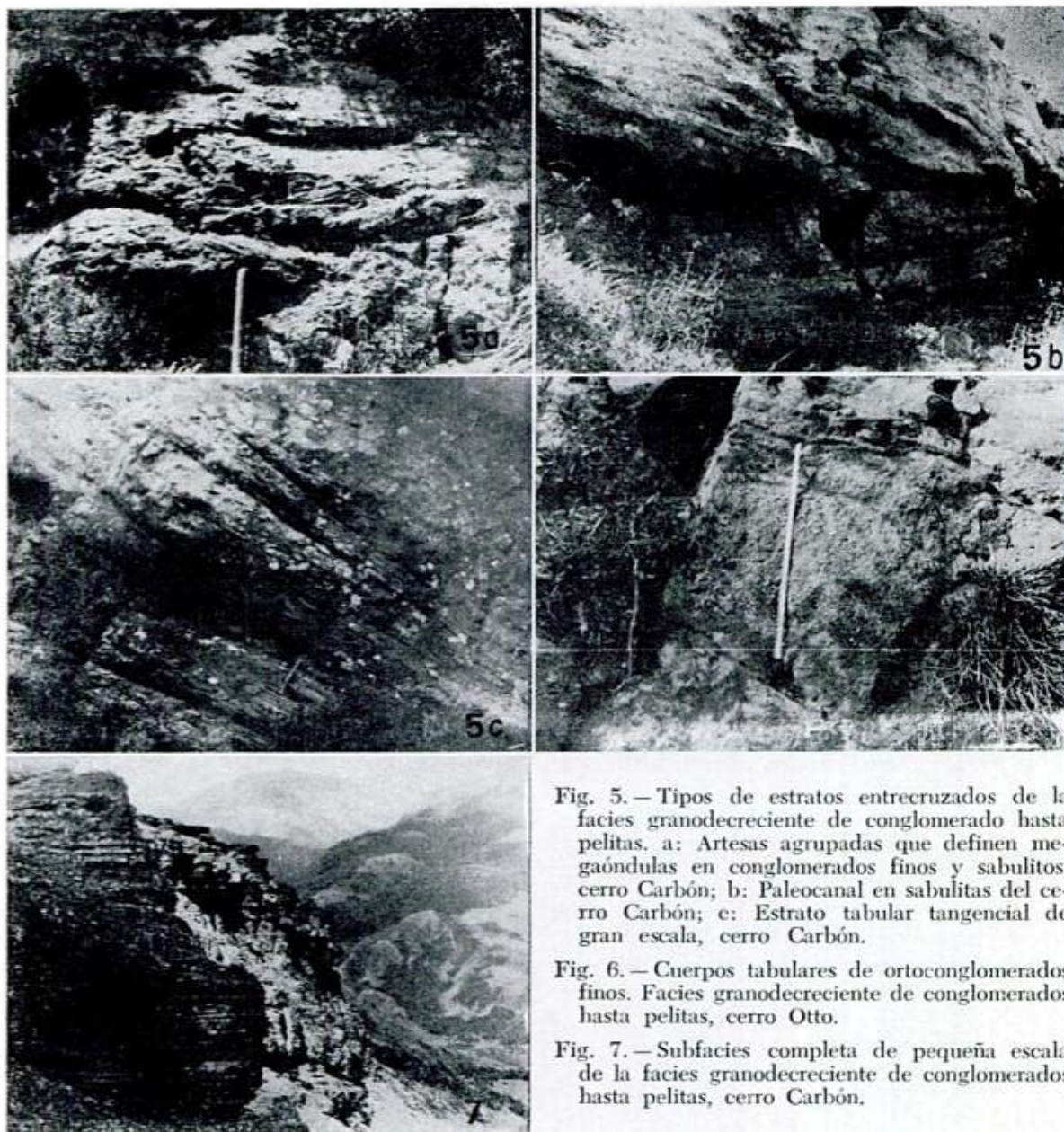


Fig. 5. — Tipos de estratos entrecruzados de la facies granodecreciente de conglomerado hasta pelitas. a: Artesas agrupadas que definen megaóndulas en conglomerados finos y sabulitos, cerro Carbón; b: Paleocanal en sabulitas del cerro Carbón; c: Estrato tabular tangencial de gran escala, cerro Carbón.

Fig. 6. — Cuerpos tabulares de ortoconglomerados finos. Facies granodecreciente de conglomerados hasta pelitas, cerro Otto.

Fig. 7. — Subfacies completa de pequeña escala de la facies granodecreciente de conglomerados hasta pelitas, cerro Carbón.

20 mm, en tanto que en las areniscas resultan sistemáticamente inferiores a 10 mm. Al parecer, se registra transición desde las típicas estratificaciones planas a las entrecruzadas en artesa; en algunas oportunidades las estructuras tienen muy escaso grado de curvatura y son paralelas a las superficies de estratificación inferiores, por lo que resulta difícil reconocer si se trata de estratos planos o entrecruzados. Cabe agregar que algunas capas planas asociadas con megaestratificaciones entrecruzadas y con el nivel de fósiles carbonáticos del cerro Carbón (cuadro 1) quedan definidas por variaciones en la composición de la psamita, caso en el que resultan manifiestas las alternan-

cias de capas claras con otras oscuras formadas por concentraciones de minerales pesados.

En los niveles psamíticos más finos, se han podido observar microestratificaciones entrecruzadas y estratificación mixta de tipo flaser (Reineck y Wunderlich, 1968). Por su parte, en las pelitas, algunas secciones muestran laminaciones poco notorias (en general gruesas, de 3 a 10 mm; Ingram, *op. cit.*), fisilidad y laminación ondulítica, aunque en general son macizas. En ciertos casos, en el techo de capas psamíticas muy finas y fangolíticas se han encontrado bien desarrolladas grietas de desecación.

En lo que hace al contenido de materia-

les orgánicos, se aprecia que las sedimentitas gruesas incluyen restos de troncos silicificados y carbonizados (cuadro 1). A medida que decrece la granulometría, el material vegetal carbonizado se torna más frecuente, a tal punto que en muchas pelitas las briznas son componentes principales y llegan a conformar verdaderos estratos carbonosos (descritos con sumo detalle en río Foyel por González Bonorino, 1944). Asimismo, no es raro encontrar a los materiales carbonosos como intraclastos en psamitas y psefitas, generalmente de grano más grueso que el de los componentes alotígenos de la propia sedimentita. Restos de invertebrados carbonáticos de tamaño microscópico (ostrácodos?) sólo se han identificado en algunos niveles psamíticos muestreados en el cerro Carbón (cuadro 1); estos componentes aparecen asociados a restos vegetales carbonizados y a troncos silicificados.

Los vectores acimutales que marcan la orientación de capas frontales entrecruzadas de mediana y gran escala son algo variables. Con todo, existe cierta orientación preferida hacia el sudoeste. Por su parte, la inclinación de las mencionadas estructuras varía entre 17° y 32°. En los casos en que se ha podido confrontar la orientación de capas frontales con la de los ejes de paleocanales, se han encontrado divergencias del orden de 56°, por lo que podría deducirse que los estratos entrecruzados se han depositado en sentido oblicuo respecto a la orientación media de las corrientes locales.

Litología

Las rocas psefiticas de la facies se caracterizan por su composición predominantemente volcánica. En general se trata de ortoconglomerados polimícticos compuestos por fragmentos ecuanes y tabulares, subangulosos a redondeados, de líticos volcánicos y piroclásticos, a veces con signos de silicificación; también los hay cuarzosos y feldespáticos y en algunos niveles resultan frecuentes los trozos de tallos retrabajados. Aunque el tamaño es variable, en la mayoría de los casos no pasa de 25 mm, por lo que deben clasificarse como ortoconglomerados finos y medianos (fig. 6). Por su parte, la matriz, psamítica, guarda buena correlación composicional respecto a los fenoclastos; su tenor es variable y va desde sumamente escasa a muy abundante, a tal punto que en muchos niveles se pasa en forma gradual desde pse-

fitas a psamitas. Aisladamente, se han identificado muestras en las que la matriz de los conglomerados es tobácea.

Dentro de los estratos psefiticos y psamíticos, en especial aquéllos que sobreyacen a capas pelíticas y tobáceas, se han encontrado delgados cuerpos de conglomerados intraformacionales, formados por fenoclastos fangolíticos o piroclásticos en matriz arenosa (heteroconglomerados según Spalletti y Mazzoni, 1975). En numerosas ocasiones los heteroconglomerados contienen fenoclastos de origen vegetal, como briznas y troncos carbonizados de hasta 50 mm de diámetro. Cualquiera sea la composición de los intraclastos, se aprecia invariablemente que éstos se disponen con sus caras mayores paralelas a la superficie de estratificación y —en los casos en que su geomericidad es tabular— orientan con sus ejes mayores paralelos.

Las rocas psamíticas de la facies son, en general, similares a las psefiticas. En realidad representan equivalentes de tamaño de grano más fino, pues su composición es fundamentalmente volcánica-piroclástica. Con todo, en este grupo ya se identifican mayores variaciones entre los diversos estratos; así por ejemplo se da una de carácter textural que permite distinguir niveles areníticos y otros (menos frecuentes) wáckicos (wackes cloríticas de González Bonorino, 1973). Por la composición de su fracción clástica, la mayoría de las psamitas deben denominarse arenitas y wackes líticas y feldespáticas, y, en el sentido de Pettijohn *et al.* (1972), volcaniclásticas erosivas.

Otros componentes de las psamitas son los cristaloclastos feldespáticos y cuarzosos, y los fragmentos de vegetales carbonizados (anormalmente gruesos en comparación con el resto de los constituyentes alotígenos). En algún caso, los feldespatos incrementan su tenor relativo, por lo que se forman niveles de carácter arcósico.

En relación con los conglomerados, las areniscas muestran más variados tipos composicionales. Es así que varios de sus afloramientos están hechos de tobas, en oportunidades bien típicas y en otras en las que resulta difícil identificarlas a ojo desnudo como piroclastitas primarias. También son frecuentes las tufolitas (Teruggi *et al.*, 1981) que tienen todo el aspecto de tobas, pero muestran signos de retrabajamiento de los componentes clásticos; en este sentido se tornan diagnósticas la existencia de intraclastos carbonosos, su mejor selección y la

presencia de estructuras mecánicas direccionales; es probable que muchas de estas tufolitas correspondan a las variedades descritas por González Bonorino (1973) como wackes claras y tufitas.

El único caso en el que la composición volcánica de las psamitas se ve modificada es cuando se incorporan materiales carbonáticos no terrígenos, en especial fósiles e intraclastos. En el perfil del cerro Carbón se ha identificado un estrato netamente carbonático (*packstone* en el sentido de Dunham, 1962) constituido por conchillas retrabajadas de ostrácodos (?) con escaso tenor de matriz micrítica (Miembro de calizas con ostrácodos de González Bonorino y González Bonorino, 1978). Entre este extremo y el de las areniscas volcanoclásticas se encuentran en esta sección transiciones evidenciadas por mezclas variadas entre detrito silíceo y carbonático.

Las sabulitas son rocas muy frecuentes en toda la facies y aparecen tanto como estratos homogéneos o como porciones de capas gradadas en las que se pasa verticalmente desde conglomerados a areniscas. Poseen atributos intermedios entre estos dos tipos litológicos; en general tienen buena a moderada selección (areníticas y wáckicas), composición lítica polimíctica, clastos subredondeados a subangulosos e intercalaciones de material vegetal carbonizado. Portan estratos planos—algunos con concentrados de minerales pesados— hasta lajosos y también niveles con entrecruzamientos.

Por su parte, las pelitas son comúnmente ricas en materia carbonosa desde elementos identificables a simple vista (tallos y briznas de hasta 2 mm) a componentes muy finos y diseminados, sin estructura aparente. En su mayoría son piroclásticas, clasificables como chonitas (vitreas), y desde el punto de vista textural se reconocen variedades primarias y retrabajadas (tufolíticas), las últimas con estructura laminar o microestratificación entrecruzada. Si bien en la mayoría de los casos las pelitas son macizas, la existencia de algunas estructuras moteadas sugiere pérdida de la laminación original por bioturbación. Cabe acotar que unos pocos niveles no poseen atributos piroclásticos, por lo que podrían considerarse como fangolitas, lutitas y arcilitas epiclásticas. Un componente accesorio común en las pelitas es el óxido de manganeso que se presenta como pigmentaciones irregulares y pátina de diaclasas.

Subfacies

El análisis de las secuencias elementales de esta facies ha permitido reconocer tres subfacies: a) subfacies psefítico-psamítica (fig. 3 A); b) subfacies completa de gran escala (fig. 3 B) y c) subfacies completa de pequeña escala (fig. 3 C).

La subfacies psefítico-psamítica se caracteriza por la existencia de estratos medianos y potentes alternantes de estas dos litologías, y por la escasez y hasta ausencia de niveles de rocas finas. Constituye quizás la secuencia lateralmente menos continua de esta facies, ya que es la que porta con más frecuencia capas de tipo lenticular. Las superficies de estratificación son netas y erosivas, y entre las estructuras internas abundan capas planas y entrecruzadas agrupadas (fig. 3 A).

La subfacies completa de gran escala se compone de secuencias elementales psefíticas, psamíticas y pelíticas tabulares, con espesores que superan —por lo común— los 4 m y llegan a los 15 y 20 m. Los estratos psefíticos y psamíticos son también medianos a gruesos, y portan estructuras entrecruzadas solitarias de gran escala, y tipo planar y tangencial. Las pelitas suelen formar pilas de 3 o más metros de potencia y muestran signos de erosión en la superficie de contacto superior, dado que aparecen cubiertas por los conglomerados de base de otra de estas secuencias (fig. 3 B).

Por su parte, la subfacies completa de pequeña escala está constituida también por secuencias elementales psefíticas a pelíticas, pero en este caso el espesor de cada conjunto granodecreciente es rara vez superior a 1 m. Aquí las estructuras entrecruzadas de las sedimentitas más gruesas tienden a ser sustituidas por capas planas, mientras que los tramos pelíticos tienen escasa magnitud o están ausentes por erosión (figs. 3 C, 7).

Interpretación

Las secuencias clásticas granodecrecientes, con insensibles transiciones texturales verticales, se han formado por flujos no fijos en los que, de abajo hacia arriba, se produce decrecimiento progresivo de energía cinética. Las acumulaciones psefíticas y psamíticas representan depósitos de carga tractiva sobre superficies casi siempre erosivas, mientras que las pelíticas que coronan cada una de las secuencias elementales han sido sedimentadas a partir de suspensión.

La continuidad lateral de cada uno de los cuerpos de roca pone de manifiesto procesos de acreción lateral por migración de los agentes según el rumbo deposicional. No obstante, la tendencia de algunos estratos psefíticos a la lenticularidad y a desarrollar paleocanales, evidencia fenómenos de estabilización periódica de los cauces.

La selección relativamente buena de los ortoconglomerados y arenitas puede atribuirse a la existencia de agentes fluidos. Sin embargo, el hecho de que se encuentren algunas wackes y tufolitas algo menos maduras entre las areniscas significa que ciertas corrientes tractivas decrecieron en fluidez a medida que perdían energía. El carácter fluido de estos agentes también queda evidenciado por la asociación de estructuras primarias en psefitas y psamitas; estratos entrecruzados y megaóndulas permiten deducir la formación en barras o dunas subácuas formadas, por lo general, en condiciones de régimen subcrítico (Simons *et al.*, 1965). Por su parte, los abundantes estratos planos pueden, por un lado, equivaler a secciones no direccionales de capas entrecruzadas, o bien a niveles formados por flujos transicionales o supercríticos. Ciertos tramos con estratificación plana, en especial aquéllos psamíticos en los que alternan láminas de minerales livianos y pesados, marcan la existencia de corrientes supercríticas repetitivas de energía variable.

La estratificación gradada que caracteriza muchas de las transiciones de conglomerados a psamitas es evidencia de la merma progresiva en competencia. Su hallazgo en capas frontales de estratos entrecruzados denota que la energía de los agentes tractivos que formaron las barras o dunas subácuas variaba en forma pulsatoria.

Junto con el decrecimiento granulométrico vertical de cada secuencia elemental es posible advertir un cambio en el carácter de las estructuras, que se interpreta como un pasaje a condiciones subcríticas de baja energía. En este caso, las corrientes tractivas se han desplazado en régimen de óndula, ya que las estructuras resultantes son ondulitas y microestratos entrecruzados.

Por su textura gruesa, sus estructuras mecánicas y la mayor discontinuidad lateral de la estratificación, la subfacies psefítico-psamítica debe haberse formado en cursos de agua proximales de moderada a baja sinuosidad por la migración de barras transversales sinuosas y con muy pobre desarro-

llo de ambientes de planicie de inundación (Smith, 1970; Steel, 1974).

La subfacies completa de gran escala reúne todos los caracteres de los depósitos originados en canales de elevada sinuosidad (Visher, 1965). Los vectores acimutales de estratos entrecruzados de escala mediana y grande, variables, con capas frontales de buzamiento moderado y oblicuos respecto a la orientación de paleocauces revela que los niveles psefítico-psamíticos pueden corresponder a porciones de barras en espolón de canales meandrosos, formadas por fenómenos de acreción lateral (Williams, 1966). En cambio, los agrupamientos de artesas pueden atribuirse a las porciones medias a superiores de estas barras o a barras sinuosas (arqueadas o catenarias) transversales del fondo de los canales o de los cauces de "chute" que se asocian a paleocursos de alta sinuosidad (McGowan y Garner, 1970). Los términos constituidos por capas planas pudieron generarse cuando decreció la profundidad del agente; por su posición en la secuencia elemental se suponen formados en las partes menos profundas pero de alta energía de barras en espolón (Kumar y Sanders, 1974). En cambio, los tramos ondulíticos pueden asignarse a subambientes de barra en espolón superior y banco acrecionario (Bluck, 1971).

El cierre de cada uno de los ciclos de gran escala, representado por depósitos pelíticos, denota sedimentación por corrientes muy disminuidas o en zonas de aguas estancadas. La alta concentración de materiales orgánicos descompuestos permite deducir la existencia de condiciones húmedas y reductoras, subácuas a edáficas, por lo que no se descarta que los materiales finos representen ambientes de pantanos, lagos semi-lunares y zonas subaéreas ubicados en la región de planicie de inundación (Cf. Spalletti, 1980). En particular, la concentración de briznas vegetales (suelos de vegetación), la bioturbación, las grietas de desecación y los depósitos de chonitas y tobas primarias pueden esgrimirse como pruebas de la presencia de periodos de sedimentación o exposición subaérea.

La subfacies completa de pequeña escala representa la múltiple reiteración de condiciones similares a las de la otra subfacies. Sin embargo, su formación se ha producido en cursos de menor caudal, como arroyos de escasa profundidad de regiones con bajo gradiente o, más probablemente, por aguas de crecientes a lo largo de crevasses, también

típicos de los ambientes fluviales de alta sinuosidad. En esta subfacies, los aportes de detrito se produjeron tanto por vía alotígena cuando desbordaron los cauces principales como por el retrabajamiento de cenizas intracuencales, ya que en sus secuencias se identifican algunos niveles extraformacionales y otros tufolíticos.

Si bien la mayoría de los ciclos granodecrecientes pueden atribuirse a ambiente fluviales, hay casos en los que sus depósitos se han formado en otras condiciones. Tal el ejemplo de las exposiciones del cerro Carbón caracterizadas por depósitos psamíticos carbonáticos no terrígenos, con fósiles de hábito al menos salobre (Bertels, en González Bonorino, 1973), asociados con psamitas epiclásticas ricas en carbonatos y capas planas con concentrados de minerales densos. A nuestro criterio, su generación se ha producido en cauces meandrosos de regiones transicionales, como canales de marea y estrechos de marea, en condiciones sub a intertidales (Cf. Kumar y Sanders, 1974; Ovenshine, 1975). Por su parte, los finos asociados se interpretan como sedimentos de inter a supramarea (planicie fangosas, Ovenshine, *op. cit.*; Reineck y Singh, 1975). En este caso, estructuras mixtas, como la estratificación flaser, evidencian alternancia de períodos tractivos causados por corrientes de marea y suspensivos que coinciden con estadios de plea y bajamar. Por su parte, las subfacies completas de pequeña escala de naturaleza carbonática representan depósitos de los pequeños arroyos dendríticos que se emplazan en las regiones altas de las planicies de marea (Allen, 1970).

Facies de conglomerados (y sabulitas) lenticulares

Descripción

Se trata de cuerpos aislados que aparecen incluidos en otras facies sedimentarias. Por lo común se encuentran asociados con facies de psamitas y pelitas, aunque en el perfil del cerro Carbón también se los halla dentro de la facies granodecreciente de conglomerados hasta pelitas y en la de tobas (cuadro 1). Los conglomerados lenticulares son verticalmente repetitivos en ambas secciones; en el cerro Otto se ha identificado un total de 14 niveles, mientras que en el

Carbón se encuentran 8 exposiciones (figura 4).

Esta facies se caracteriza por su geometría lenticular biconvexa o plano convexa (figs. 3 D, 8) y la escala de los cuerpos es variable entre 0,6 m y 5 m, aunque por lo común oscila entre 1 y 2 m. El ancho de las mencionadas lentes va desde los 3 a los 30 m, en tanto que en algún caso se han podido registrar longitudes del orden de los 300 m, aunque se debe destacar que este último parámetro es muy difícil de apreciar.

Por lo general, la facies está conformada por sedimentitas psefíticas grises a amarillentas, desde conglomerados medianos a sabulitas, a excepción de un cuerpo del cerro Carbón en el que la granulometría es arenosa (cuadro 1). En la mayoría de las exposiciones se detecta la existencia de cambios texturales verticales granodecrecientes (fig. 3 D).

Las estructuras sedimentarias presentes son la entrecruzada y plana, ambas definidas por cambios granulométricos. Las primeras conforman *cosets* de artesas o capas lenticulares cóncavas y tangenciales de escala mediana, en oportunidades con externos biconvexos que definen verdaderas megaóndulas agrupadas. Por su parte, la estratificación plana consta de capas alternantes de 3 a 20 mm. Estratos entrecruzados y planos se han visto en íntima asociación en varias exposiciones.

La direccionalidad de capas entrecruzadas es altamente variable; algunos niveles orientan al este y noreste y otros lo hacen hacia el sudoeste.

Litológicamente, las sedimentitas resultan semejantes a las de la facies anterior. Se caracterizan por la abundancia de clastos líticos alotígenos de naturaleza volcánica y piroclástica, de alta resistencia a la abrasión. Los ortoconglomerados finos y sabulíticos portan clastos subredondeados a subangulosos de no más de 20 mm, en una matriz arenosa poco abundante y con cemento de recristalización silícea y/o carbonática. Los niveles psamíticos presentan moderada a buena selección, aunque en casos aislados se registra leve incremento en el tenor de materiales limo-arcillosos intersticiales. Es habitual la presencia de fenoclastos volcánicos aislados de hasta 15 mm en estas arenitas, las que, a diferencia de los niveles psefíticos, aparecen enriquecidas en componentes cristaloclasticos de procedencia también volcánica.

Interpretación

Por los atributos litológicos, las estructuras mecánicas y la gradación interna, se aprecia que las condiciones de transporte y depositación de esta facies son muy semejantes a las de los términos gruesos (pséfíticos y psamíticos) de la asociación anteriormente descrita, es decir presencia de corrientes unidireccionales tractivas que se movieron en regímenes transicionales a subcríticos de alta energía, desde lechos planos a megaóndulas migratorias en fase de duna.

La geometría externa, típicamente lenticular y que define cuerpos de roca lateralmente discontinuos, permite advertir que los materiales se han originado en canales o cauces estables en los que no se produjeron variaciones laterales progresivas de emplazamiento. Por el contrario, la típica forma biconvexa a plano convexa de los estratos y los muy definidos contactos verticales y laterales con otras facies, ponen de manifiesto procesos de erosión y relleno. El abandono de estos canales se atribuye al proceso de avulsión.

La abundancia de paleocauces de este tipo en toda la columna geológica de la Formación Nirihau da indicios de la frecuencia de estos fenómenos. A la vez, la pronunciada divergencia de los vectores acimutales de capas entrecruzadas podría esgrimirse como prueba de una distribución radiada de los cursos, los que tendrían, en conjunto, un diseño de tipo distributivo.

Por la granulometría, se deduce que la mayoría de los canales poseían considerable energía cinética y se emplazaban en zonas de moderado gradiente. Sólo algunas de sus exposiciones, de carácter psamítico, revelan merma en la competencia por decrecimiento en la pendiente del terreno. Asimismo, los ciclos internos granodecrecientes permiten deducir que antes de la avulsión el poder de transporte de las corrientes decrecía en forma progresiva, en coincidencia con la reducción de la profundidad a medida que se producía el relleno sedimentario grueso.

Mayores precisiones en cuanto a los ambientes de depositación pueden alcanzarse si se analiza la relación de esta facies con aquéllas a las que se interestratifica. Así, es factible suponer que los lentos asociados con facies granodecrecientes de conglomerados hasta pelitas pueden corresponderse con depósitos de *crevasse splay* originados

en períodos de crecientes, aunque Elliot (1974) supone que la mayoría de éstos son de cilicidad granocreciente. Por su parte, los vinculados con secuencias psamíticas y pelíticas alternantes (fig. 3 D) parecen ser típicos depósitos de canales distributarios ubicados en el ambiente de plataforma deltaica (Scott y Fisher, 1972; McCabe, 1977). Asimismo, por la naturaleza a veces subaérea y otras netamente subácea de las interestratificaciones psamopelíticas que acompañan a los conglomerados lenticulares (véase próximo capítulo), es lícito inferir que los mencionados canales distributarios puedan representar tanto a las plataformas deltaicas subaéreas como subáceas, hecho que fuera ya notado por Fisk (1961) al definir las denominadas barras digitales.

Facies de psamitas y pelitas alternantes

Descripción

Esta facies sedimentaria se caracteriza por una sucesión de psamitas y pelitas en capas tabulares de gran continuidad regional. Sus exposiciones tienen espesores variables que van desde 79 m a 3,5 m, es decir que constituyen, siguiendo a Spalletti (1979), litosomas medianos, delgados y muy delgados. En el perfil del cerro Otto predominan las secuencias de escala mediana (entre 79 y 39 m), mientras que en el del Carbón se trata de cuerpos delgados. En ambas secciones la recurrencia es múltiple (cuadro 1, fig. 4).

La facies muestra estrechos pasajes a la granodecreciente de conglomerados hasta pelitas y es la que con mayor frecuencia incluye a la de conglomerados lenticulares (fig. 3 D; cuadro 1). En los dos perfiles se ha encontrado niveles ignimbríticos tabulares dentro de la asociación, y en el cerro Carbón, más precisamente en la exposición cuspidal de la facies, se identificaron areniscas carbonáticas que portan invertebrados fósiles.

Interpretación

En este caso, es posible que en base a las características litológicas, escala de los litosomas, relación con otras facies y proporciones de psamitas y pelitas, se puedan determinar diversos paleoambientes y procesos de sedimentación.

Así por ejemplo, la subfacies de tobas y chonitas (fig. 3 D) representa fenómenos piroclásticos cuyos eyectos fueron depositados en regiones más o menos alejadas de los centros efusivos. Al parecer, cada par toba-chonita representa uno de estos acontecimientos volcanoclásticos, en los que no ha habido retransporte por corrientes de ninguna índole, condiciones que son típicas de regiones relativamente planas o de escaso gradiente. Las pocas secciones en las que tobas y chonitas se asocian con arenitas muy bien seleccionadas pueden interpretarse como depósitos subaéreos formados bajo la influencia de agentes eólicos en planicies de inundación inactivas. Sin embargo, la mayor parte de las secuencias piroclásticas alternantes no difieren mayormente en constitución y escala de las que caracterizan los fondos de lagos actuales de la misma región (Mazzoni y Spalletti, 1981).

Por otra parte, la subfacies de psamitas epiclásticas y pelitas revela la existencia de episodios acaecidos bajo la influencia de corrientes tractivas que alternaron con períodos de tranquilidad en cuanto a la energía de los agentes. Este proceso no sólo está avalado por la textura de las sedimentitas, sino también por las estructuras mecánicas, ya que las areniscas muestran evidencias de transporte en régimen transicional (estratos planos), de duna (entrecruzados) y óndula (ondulitas escalonadas), que en forma progresiva, como lo denotan los frecuentes estratos gradados, han dado lugar a sedimentos pelíticos suspensivos con laminación y hasta fisilidad. En estas secuencias, el carácter de las corrientes resulta variable en fluidez, aunque la mayor proporción de arenitas sobre wackes revela predominio de agentes poco viscosos. Asimismo, la procedencia de los materiales puede ser extracuenal (caso de las arenitas, wackes y tobas) o intracuenal (en el de las tufolitas que proceden del retrabajamiento de piroclásticas primarias).

La tonalidad oscura de las pelitas y la presencia de materia vegetal finamente dividida permiten deducir condiciones reductoras (subaéreas a edáficas) en el ambiente, y pueden, a la vez, constituirse en indicio de paleoclimas húmedos; asimismo, denotan procesos sedimentarios en ambientes continentales o muy próximos al continente.

Si se tiene en cuenta la vinculación con otras facies sedimentarias, en particular con la granodecreciente de conglomerados hasta pelitas y de conglomerados lenticulares, es

posible advertir estrecha relación con fenómenos de depositación en canales. Es así, que litosomas de pequeña escala en los que alternan estratos delgados de psamitas y pelitas pueden asignarse a albardones, hecho que queda avalado por la forma de los cuerpos y las estructuras tractivas de alto a moderado régimen de las areniscas, así como por la frecuencia de troncos fósiles (Allen, 1970), que bien pueden corresponder a los episodios destructivos de las crecientes (Spalletti, 1980). En los casos en que la facies se vincula con conglomerados lenticulares, es posible pensar también en depósitos de zonas interdistributarias que se asocian con canales de plataformas deltaicas subaéreas (Scott y Fisher, 1972; Martini, 1971), a los que Elliot (1976) caracteriza como facies de abandono.

En cambio, cuando los litosomas de las facies se tornan más espesos y, en particular, se componen de potentes pelitas asociadas con delgadas capas psamíticas, es más lógico deducir que se trata de depósitos subaéreos, como los de fondos lacustres con escasa circulación o los de pequeños lagos y pantanos vinculados con planicies de inundación o regiones interdistributarias.

Un comentario particular merece la asociación que en el cerro Carbón se compone de areniscas carbonáticas con invertebrados fósiles. Al parecer, por su particular constitución y por hallarse vinculada con los depósitos granodecrecientes atribuidos a regiones de mareas (fig. 4), estos niveles deben corresponder, por su carácter alternante, a zonas de intermarea superior o de supramarea, asociadas con condiciones paleoclimáticas húmedas y subhúmedas (Baldwin, 1973; Reineck y Singh, 1975).

Desde el punto de vista de su constitución litológica, se han podido diferenciar dos subfacies: una de areniscas epiclásticas y pelitas, y otra de tobas y pelitas (cf. cuadro 1).

Las rocas pelíticas son, por lo general, de naturaleza piroclástica (chonitas), aunque algunos estratos resultan fangolíticos y aún arcilíticos epiclásticos. La tonalidad varía entre el ocre y verde pálido al negro, mas resultan habituales las coloraciones oscuras que denotan riqueza de componentes orgánicos descompuestos o finamente divididos. Entre las estructuras mecánicas se destaca delgada laminación horizontal y, en partes, fisilidad; muchos ejemplares tienen el típico aspecto fragmentoso de las piroclásticas de grano fino.

Por su parte, las psamitas son bastante más variadas, ya que se cuentan capas de arenitas y wackes epiclásticas, tobas y tufolitas. Las arenitas son, como en otras facies, de tono claro (gris, verdoso, amarillento) y composición preferentemente volcánica, líticas o cristalinas (feldespáticas); aunque de grano mediano a fino, algunos niveles alcanzan el tamaño sabulítico. Asimismo, se ha constatado que algunas variedades finas asociadas con piroclastitas muestran excelente grado de selección. Las arenitas son las más ricas en estructuras mecánicas, ya que portan estratos planos —a veces lajosos— estratificación gradada normal (granodecreciente), artesas agrupadas de mediana a pequeña escala y laminaciones ondulíticas asimétricas escalonadas de transición o fuera de fase (Hunter, 1977). En cuanto a los estratos, si bien con frecuencia resultan tabulares, los hay de suave a moderada lenticularidad, en especial aquéllos que incluyen estructuras entrecruzadas. Las arenitas también portan restos de tallos y raicillas carbonizados y fragmentos pelíticos, ambos bajo la forma de intraclastos de hasta 2 mm de diámetro.

Las wackes son las psamitas más escasas y aparecen esporádicamente. Desde el punto de vista composicional no exhiben mayores cambios respecto a las arenitas; sólo las diferencian el mayor tenor de matriz limo arcillosa (que les confiere tonos más oscuros) y la falta de estructuras direccionales.

Las tobas constituyen capas tabulares delgadas, libres de estructuras, salvo muy incipientes laminaciones, y tonalidades que van del verdoso al gris claro. Composicionalmente se trata de tobas *s. str.*, líticas y cristalinas (Teruggi *et al.*, 1978); resultan escasas las variedades puramente vítreas que se encuentran con preferencia entre las chonitas. Como se verá más adelante, algunos de estos niveles de tobas guardan fuerte afinidad o muestran pasajes a tobas soldadas de la facies de ignimbritas.

En cuanto a las tufolitas, merece destacarse su típica naturaleza transicional entre tobas y arenitas, ya que desde el punto de vista composicional y textural tienen estrecha relación con las piroclastitas primarias (aún conservan porfirismo y clastos poco desgastados), en tanto que por sus estructuras mecánicas se asemejan a las sedimentitas epiclásticas. En realidad su identificación resulta difícil, ya que en campaña

adoptan tanto el aspecto de verdaderas tobas como el de típicas arenitas.

Cabe destacar que, se ha advertido una fuerte variación en los tenores de psamita y pelita de sección a sección, que se manifiesta por los distintos espesores de ambas litologías. Es así que con mayor asiduidad, se han podido apreciar las siguientes alternativas: a) alternancias de estratos delgados de psamitas y pelitas (fig. 3 D) y b) alternancias de estratos potentes de pelitas con delgados de psamitas epiclásticas.

Facies de tobas y areniscas epiclásticas

Descripción

Estas facies consiste en cuerpos de geometría tabular en los que tobas primarias y sedimentitas retrabajadas por agentes tractivos definen ciclos bitemáticos. Se ha registrado tan solo una vez en cada uno de los perfiles estudiados y la escala de sus litosomas es invariablemente muy delgada (10 m en el cerro Otto y 1,7 m en el del Carbón). Muestra pasajes verticales netos y transicionales a las facies de psamitas y pelitas, y de ignimbritas (cuadro 1, fig. 4).

En el perfil del cerro Otto consiste en sucesivas interestratificaciones de tobas y tufolitas, similares a las que se describieran más arriba, mientras que en la otra sección consiste en alternancias de tobas con arenitas epiclásticas que portan típica estratificación plana con estructura interna gradada del orden de los 40 mm y niveles con cristalo-clastos oblados o tabulares orientados paralelamente a la base de cada capa.

Interpretación

Esta asociación revela la existencia de períodos alternantes de depositación piroclástica primaria a partir de lluvias de cenizas, muy probablemente en condiciones subaéreas, con otros en los que intervienen agentes tractivos fluidos. Son, al igual que algunas secuencias de la facies anterior, depósitos de áreas de bajo gradiente vinculados con psamitas y pelitas (e ignimbritas) por lo que su emplazamiento puede situarse en planicies de inundación de redes fluviales. Las capas piroclásticas representan períodos hidrodinámicamente inactivos del

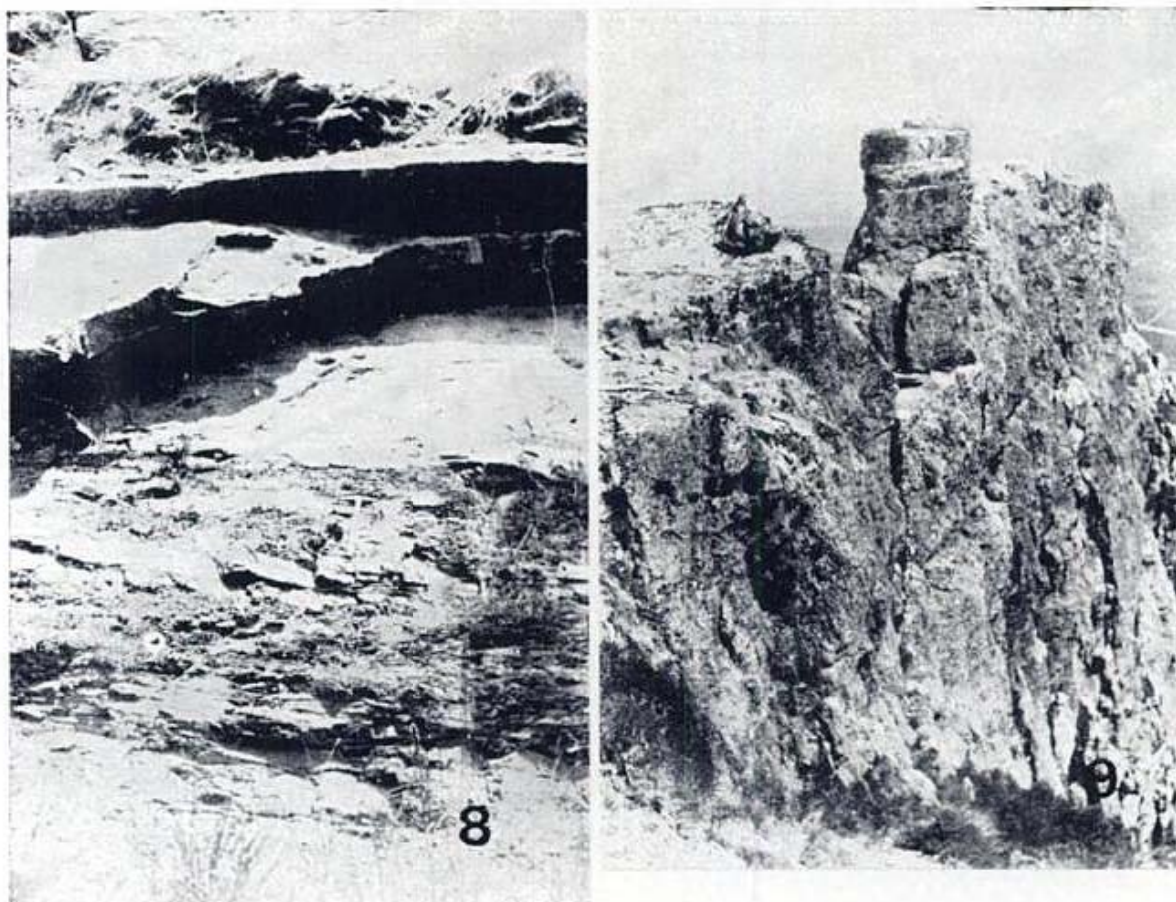


Fig. 8.—Parte superior de un estrato entrecruzado. Facies de conglomerados lenticulares, cerro Carbón.

Fig. 9.—Vista general de afloramientos de ignimbritas del cerro Carbón.

citado paleoambiente, mientras que las epiclásticas corresponden a fenómenos de crecientes fluviales cuando su constitución es alotígena, mas pueden significar tan sólo épocas de aumento en las precipitaciones pluviales cuando su naturaleza es tufolítica (retrabajamiento local de las tefras).

Facies de tobas

Descripción

Consiste en litosomas constituidos exclusivamente por piroclastitas psamíticas que alcanzan escala delgada y mediana y afloran en el perfil del cerro Carbón. Muestran doble recurrencia, ya que aparecen sólo en la base y cerca del techo de la mencionada sección (cuadro 1, fig. 4).

En el tramo basal, los afloramientos son discontinuos, por lo que no se descarta que estas tobas puedan formar parte de facies sedimentarias más complejas. Cabe consig-

nar que en este caso, la roca, de tonalidad gris a castaña clara, muestra progresiva variación vertical desde sedimentitas muy finas a finas, con inclusión de materia vegetal carbonizada y con escaso firismo, a tobas pumíceas livianas, porosas, con fenoides cristalinos abundantes de hasta 1 mm.

Como se aprecia en el cuadro 1, las tobas ubicadas en el tramo superior del cerro Carbón son rocas finas, poco fíricas, a veces pumíceas y están coronadas por una colada de basalto, por lo que su contacto superior se encuentra fuertemente modificado por efectos térmicos. Como dato adicional, se menciona que encierran tres cuerpos discontinuos de menos de 1 mm de potencia cada uno, que corresponden a la facies de conglomerados lenticulares.

Interpretación

La existencia de niveles continuos de piroclastitas primarias en algunas posiciones

del perfil del cerro Carbón permite deducir la ocurrencia de episodios volcánicos explosivos de cierta intensidad y duración en algunas épocas que demandó la sedimentación de la Formación Ñirihuau. Asimismo, la asociación con facies de conglomerados lenticulares pone de manifiesto que estas lluvias de cenizas abarcaron zonas de gradientes moderados en los que los cauces fluviales no experimentaron variaciones progresivas de emplazamiento. Por tal razón, debe sospecharse que el paleoambiente sedimentario de estas tobas pudo ser de zonas inter-distributarias de plataforma deltaica sub-aérea, caracterizadas por la existencia de vegetación arbórea, en las que se implantaron períodos paleoclimáticos algo más secos, que permitieron que la cubierta de detritos no fuera afectada por acción hídrica. Con todo, cuando se trate el origen de la facies de ignimbritas, se considerará otra posibilidad de formación de las secuencias de tobas.

Facies de ignimbritas

Descripción

En lo esencial, consiste en cuerpos de tobas soldadas que constituyen litosomas muy delgados (de espesor entre 1 y 13,5 m) que aparecen en el perfil del cerro Carbón con múltiple recurrencia. En el cerro Otto, las ignimbritas sólo se han identificado en un nivel de 0,4 m de potencia intercalado en facies de psamitas y pelitas alternantes (cuadro 1, figura 3). Cabe destacar que esta facies también se presenta hacia la base de la Formación Ñirihuau en el kilómetro 5 de la ruta 237. En la Península de San Pedro (fig. 1) sus afloramientos muestran máximo desarrollo y constituyen los potentes farallones que dan al lago Nahuel Huapí.

En la mayoría de las exposiciones las ignimbritas son de geometría tabular y exhiben marcada continuidad lateral (como por ejemplo la que constituye el Miembro de ignimbrita dacítica de González Bonorino y González Bonorino, 1978, en el cerro Carbón), no obstante, las más potentes y mejor expuestas muestra ciertas variaciones de espesor a lo largo del rumbo, causadas por irregularidades en las superficies de contacto. En un caso, hacia la parte media del perfil del cerro Carbón (cuadro 1, fig. 4), la facies ignimbrítica tiene conformación

fuertemente lenticular y toma el aspecto de un verdadero paleocauce de 2,5 m de espesor, incluido en facies granodecrecientes de conglomerados hasta pelitas.

Por lo común, las exposiciones son muy buenas, ya que se trata de rocas tenaces, resistentes a la erosión, por lo que sus cuerpos forman resaltos en el paisaje (figura 9). En general, estos paredones están constituidos por una piroclastita de aspecto macizo, muy dura, de tonalidades claras (con preferencia verdosas pálidas a grises) y fractura irregular. Las estructuras habituales son diaclasas verticales o subverticales, manifestadas por superficies de separación mecánicas y libres de precipitados epigénicos, que definen bloques de grandes dimensiones. Dichos planos han sido, sin dudas, provocados por contracción de la roca durante el enfriamiento (fig. 9).

La estructura interna más destacable de las tobas soldadas es la fluidalidad marcada por líneas irregulares a onduladas que, en promedio, se orientan paralelamente a las superficies del cuerpo. En ciertas oportunidades, este rasgo queda acentuado por la presencia de flamas lenticulares algo aplanadas, del orden de los 10 mm y de tonos más oscuros; también resalta por la concentración de cristaloclastos y/o litoclastos en determinados sectores y por la disposición paralela a los planos de estratificación de clastos líticos y cristalinos tabulares. Sin embargo, la ubicación de estos elementos no es pareja, sino que tiende a disponerse más frecuentemente hacia la parte inferior de los cuerpos de roca. Cabe destacar que la estructura orientada no es un patrón uniforme en todas las tobas soldadas, ya que algunos afloramientos o porciones de las coladas ignimbríticas son macizos.

Desde el punto de vista textural, las tobas soldadas varían entre finas (casi chomticas) a brechosas finas (con fenoides de hasta 20 mm). Las primeras tienden a ser afíricas o poco porfíricas, las intermedias porfíricas y las más gruesas porfíricas a granudas, con escaso tenor de matriz. En su composición los clastos líticos volcánicos resaltan por su mayor tamaño (normalmente entre 1 y 20 mm), los cristalinos —algo más finos— son de naturaleza feldespática, aunque los hay cuarzosos y biotíticos; por su parte, el vidrio constituye la base de la roca y llega a concentrarse en los sectores donde constituye las típicas flamas.

Uno de los rasgos más salientes de estas tobas soldadas es su pasaje vertical a tobas no soldadas y/o chonitas (fig. 3 E). Aunque se han encontrado coladas ignimbríticas cuya base es poco compacta, lo más común parece ser la transición desde toba soldada abajo a toba normal arriba. En los potentes afloramientos de la Península de San Pedro, la presencia de un nivel de tobas normales intercalado entre tobas soldadas pone de manifiesto la existencia de —por lo menos— dos coladas superpuestas de material ignimbrítico.

Interpretación

Por el hecho de estar constituida en su mayor parte por tobas soldadas y que también se identifiquen en íntima asociación tobas primarias normales, se deduce que la facies constituye verdaderos depósitos ignimbríticos (en el sentido de Vlodavetz, 1966; Cf. Teruggi *et al.*, 1978). Según los criterios más aceptados, estas coladas, que se han dado durante todo el tiempo que demandó la sedimentación de la Formación Nirihuau, aunque lo han hecho con mayor frecuencia en los términos más jóvenes, deben su formación a flujos piroclásticos del tipo de las nubes ardientes (Ross y Smith, 1961; McDonald, 1972, entre otros). Estos agentes densos, muy móviles y de alta temperatura, han tenido, por lo común, un pronunciado desarrollo regional, tal como lo prueba la tabularidad de la mayoría de los mantos ignimbríticos; empero, su intensidad (¿y fluidez?) ha sido variada, dado que existen litosomas de dispar espesor; este hecho, más su discontinuidad estratigráfica (temporal) permiten diferenciar esta facies de las que componen los plateaus ignimbríticos (Llambías, 1973). Por su geometría y el carácter de las superficies de contacto con otras facies, estos flujos parecen haberse desarrollado en áreas de topografía suavemente ondulada, aunque en ocasiones se encauzaron a lo largo de canales o cárcavas preexistentes.

El análisis de las secuencias permite establecer típicos ciclos ignimbríticos (Smith, 1960; Vlodavetz, *op. cit.*), con porciones originadas por flujos de cenizas incandescentes (caracterizadas por tobas fuertemente soldadas) y sectores debidos a la acción de nubes de cenizas (que están compuestos por piroclastitas normales). La escala de las

coladas y la alta proporción de toba soldada con relación a toba normal (7 a 1) indican posiciones relativamente próximas a los centros de efusión (fisurales, según Vlodavetz, *op. cit.*), los que se habrían situado a unos pocos kilómetros del área de acumulación. Si se considera válida la correlación de las ignimbríticas de la Península de San Pedro con las más potentes del cerro Carbón (González Bonorino, 1973), puede sospecharse que las zonas de aporte se ubicarían con preferencia en la región occidental o noroccidental de la zona de estudio, ya que los depósitos de la primera de las localidades —emplazados en esa dirección— tienen mucho mayor desarrollo.

Este razonamiento, también induce a pensar que —al menos parcialmente— la facies de tobas representa depósitos distales de estas nubes ardientes (nubes de cenizas), ya que resulta difícil atribuir a mecanismos de lluvias de ceniza los importantes espesores de piroclastitas primarias puras en una cuenca de tan intenso relleno epiclástico. Dicha posibilidad estaría avalada por la ubicación de las citadas tobas en áreas topográficamente deprimidas de la cuenca, como son las regiones interdistributarias, a las que por asociación con otros depósitos se asignan sus secuencias.

Facies de wackes y lutitas

Descripción

Aflora en el perfil del cerro Otto con recurrencia triple y en litosomas delgados (de espesor variable entre 23 y 26 m), y en el del cerro Carbón en un solo asomo de escala muy delgada (12 m) (cuadro 1). En la primera de estas localidades se asocia verticalmente con la facies granodecreciente de conglomerados hasta pelitas y, en menor grado, con la de psamitas y pelitas alternantes. En cambio, en la otra localidad lo hace en íntima vinculación con la de conglomerados granocrecientes (fig. 4).

Consiste en cuerpos tabulares, compuestos por interestratificaciones repetitivas de psamitas wackicas y pelitas (fig. 10), entre las que pueden intercalarse diamictitas psefíticas, tobas primarias y cuerpos lenticulares de sabulitas y arenitas con estructura interna gradada normal.

Los estratos de wackes (que se supone corresponden a las denominadas wackes clo-

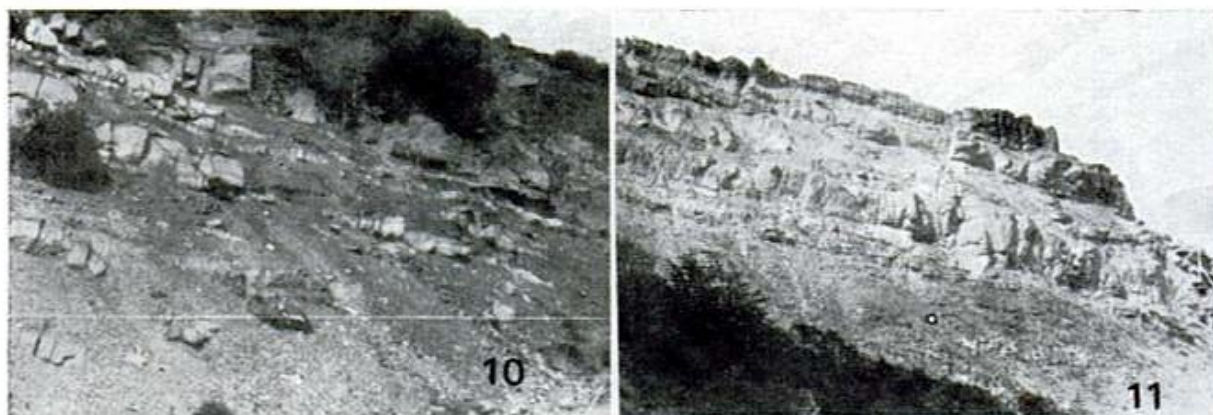


Fig. 10.—Secuencia de wackes y lutitas en el cerro Otto.

Fig. 11.—Vista de la cumbre del cerro Carbón, con facies de ortoconglomerado-diamictita.

riticas de González Bonorino, 1973) varían de 10 a 200 cm de espesor, pero por lo general están entre 30 y 80 cm. Las sedimentitas, de tonalidad verdosa y gris verdosa, muestran típica estructura interna gradada normal (granodecreciente) en la base y laminar o con estratificación plana de hasta 2 cm desde la parte media al techo del estrato (fig. 3 F). El contacto basal es siempre neto y con frecuencia erosivo (fig. 10), aunque no se han podido identificar lineaciones subestratales. Por el contrario, el pasaje superior a las rocas pelíticas es invariablemente transicional y se acentúa por progresiva pérdida de compacidad, dado que las variedades más finas son mucho menos resistentes. Es de destacar, asimismo, que en algunas oportunidades la estratificación plana puede faltar, mientras que en otras, escasas, las wackes constituyen capas totalmente macizas.

La textura abierta de las psamitas está conformada por cantidades moderadas a altas de matriz fangolítica, en tanto que los clastos, angulosos y subangulosos, pueden llegar excepcionalmente a los 8 mm. Por su granulometría, las wackes varían desde muy finas a gruesas; en las primeras predominan los cristaloclastos, en tanto que en las otras se destacan los líticos volcánicos. En razón de la estructura gradada, variedades texturales extremas pueden identificarse en un mismo estrato.

Cabe consignar que sólo se ha encontrado una exposición psefítica. Se trata de una sabulita diamictítica (cerro Otto, cuadro 1) con la que se inicia uno de los litosomas de la facies y que pasa en transición vertical a wackes con algunos gránulos y guija-

ros dispersos. Como dato adicional se menciona que en las wackes resultan comunes los restos de vegetales carbonizados y son frecuentes los clastos intraformacionales pelíticos. Algunas de estas sedimentitas son de filiación piroclástica (tufolitas wáckicas).

Por su parte, las pelitas son fangolitas y lutitas choníticas de tono verdoso a francamente gris oscuro, ricas en materia orgánica descompuesta y en pequeños fenoelementos vegetales carbonizados. Su estructura más típica es la laminación, en general mal definida, de escala muy fina (del orden del milímetro); empero, este rasgo resulta difícil de apreciar debido al carácter fragmentoso de la mayoría de los ejemplares (fig. 10). Venas calcíticas y silíceas irregulares son también elementos de frecuente presencia en los términos de grano fino.

El espesor de las secciones pelíticas es similar al de las wackes y está, en promedio, alrededor de los 60 cm; sin embargo, en algunas exposiciones el tenor de lutitas es superior al de psamitas (fig. 10). Asimismo, las pelitas suelen mostrar delgadas intercalaciones repetitivas de wackes muy finas mantiformes de tan sólo 2 a 3 cm de espesor que recuerdan una estructura varvada (fig. 3 F).

Interpretación

Las características litológicas, el desarrollo tabular de los cuerpos, la asociación vertical de estructuras internas en cada ciclo y el pasaje transicional de wackes a pelitas, permiten deducir que la depositación de las unidades de roca se produjo por agentes

poco fluidos, de competencia decreciente y repetitivos, que resultan muy similares a las corrientes de turbidez. Con todo, estos ciclos se diferencian de las típicas turbiditas de abanicos submarinos (Walker, 1978) por su escala vertical muy reducida, la simplicidad de las asociaciones litológicas, la pobreza en lineaciones subestratales y en lo incompleto de cada uno de los ciclos elementales. En este último sentido, si se sigue el concepto de Bouma (1962), estas unidades son del tipo T_{a-b-e} (fig. 3 F); por ende, no se han producido sedimentos formados en regímenes subcríticos lentos, del tipo de las capas ondulíticas, pues verticalmente se pasa de niveles gradados o con capas planas a materiales depositados a partir de suspensión.

La proximalidad estas sedimentitas queda confirmada por la identificación de una diamictita psefítica que tiene todo el aspecto de tilloide o de las llamadas fluxoturbiditas que se forman por mecanismos intermedios entre deslizamientos y corrientes de turbidez (Dzulynski y Walton, 1965).

Aparte de los caracteres mencionados, las secuencias aquí analizadas se diferencian de las típicas turbiditas por la existencia de considerables espesores de pelita en cada ciclo, muy ricas en materia vegetal descompuesta, que portan delgadas intercalaciones repetitivas de wackes mantiformes muy finas.

Por todo ello, es lícito suponer algunas diferencias en lo que hace a la deposición de las turbiditas de la Formación Ñirihuau. En este sentido, la asociación con otras facies sedimentarias induce a pensar que estas secuencias corresponden, en su mayoría, a depósitos de fondos lacustres o de las regiones de plataforma subárea y pendiente deltaica, en las que periódica y súbitamente se establecían corrientes viscosas de alta velocidad, aunque, por la escala de las lutitas, no tan consecutivas como las que originan a las turbiditas oceánicas. Es probable también que una parte de estas sedimentitas se haya formado por otros mecanismos, como por ejemplo corrientes de densidad verticales provocadas por considerables aportes de cenizas subaéreas (Bradley, 1965), las que una vez depositadas constituyen estratos de tufólicas wáckicas y aún tobas. Sin embargo, cabe recordar que los depósitos más habituales de fondo parecen ser —en este caso— las camadas pelíticas, a veces con las mencionadas intercalaciones delgadas de psamitas, que podría homologarse a depósitos

bitemáticos estacionales (de tipo varve, no glaciales).

Cabe mencionar que la facies de wackelutita hallada en el cerro Carbón guarda mayores relaciones con depósitos que aquí se interpretan como tidalitas, por lo que no es raro suponer que se hayan acumulado en la boca de los estrechos de marea o —al menos— en los típicos deltas de lavado de los flancos de barreras que miran al continente (Spalletti, 1980).

Facies de conglomerados granocrecientes

Descripción

Aparece únicamente en la parte superior del perfil del cerro Carbón en tres exposiciones de escala muy delgada (entre 1,7 y 2 metros de espesor), bastante próximas entre sí (cuadro 1). En realidad, se trata siempre de un estrato grueso de geometría lenticular que se caracteriza por la gradación inversa desde psamita muy gruesa o sabulita en la base hasta conglomerado mediano en el techo (fig. 3 C). Con todo, en una de sus exposiciones se observa estratificación gradada recurrente en la que se advierte incremento y luego decrecimiento granulométrico desde la base al techo del cuerpo.

Estas capas muestran relaciones de contacto basal y cuspidal netas hasta levemente erosivas y se vinculan en sentido vertical con facies granodecrecientes de conglomerados hasta pelitas, con la de psamitas y pelitas alternantes, y con la de wackes y lutitas (cuadro 1, fig. 4).

Composicionalmente, estas psefitas no difieren de las que componen otras facies ya descritas. Se clasifican como ortoconglomerados polimícticos de composición lítica (volcánica y piroclástica) y se constituyen de guijas y gránulos ecuanes y prolados, redondeados y subredondeados, de hasta 50 mm de diámetro, aunque su tamaño medio está entre 10 y 15 mm. El tono de la roca es ocráceo a gris y la matriz arenosa (de igual composición que el esqueleto), aunque —en partes— contiene escaso tenor de material pelítico.

La estructura más típica de estos conglomerados y sabulitas es, aparte de la gradada, la estratificación plana, en capas de 1 a 7 cm de potencia.

CUADRO 1. — Caracteres y distribución de las facies sedimentarias de la Formación Nirihuanu

Perfil o área	Facies	Subfacies	Espesor	Geometría	Pasaje basal	Estructuras, contenido orgánico, otros caracteres
Techo	Ortoconglomerado-diamictita		45 m	Tabular	Erosivo	Base conglomerados erosiva, de diamictitas no erosiva. Estratificación plana. Mat. carbonoso en pelitas.
	Vulcanita	Basalto	3 m	Tabular	Neto	Colada con cierta fluidalidad.
	Tobas		20 m	Tabular	Neto	Techo quemado por colada; pumita fluidal en la base. Incluye 3 niveles de f. de conglomerados lenticulares de 0,6 x 3 a 8 m; estrat. plana y entrecruzada (Al E).
	Psamita-pelita	Arenisca-pelita	18 m	Tabular	Neto	Arenitas lajasas con incipiente gradada; areniscas carbonáticas con invertibrados. Hacia el techo transición parcial a f. granodereciente de congl. a pelita.
	Conglomerado granodereciente		1,7 m	Lenticular	Neto	
	Granodereciente conglomerado a pelita	Pequeña escala	3,7 m	Tabular	Erosivo	Base conglomerado lenticular; estrat. plana y laminación; en pelitas mat. carbonoso. Seis secuencias.
	Conglomerado granodereciente		2 m	Lenticular	Levem. erosivo	
	Wacke-lutita		12 m	Tabular	Neto	Fósiles. Granodereciente.
	Conglomerado granodereciente		3,5 m	Lenticular	Neto	Estratificación plana; techo gradado normal.
	Granodereciente conglomerado a pelita	Pequeña y gran escala	52,5 m	Tabular	Erosivo	Megaentrecruzadas al N (barras), estratos planos, concentrados de pesados. Material carbonoso, troncos; niveles con fósiles carbonáticos. Parte alta con grietas de desecación. Toba reemplaza a pelita en tramo basal.
	Psamita-pelita	Arenisca-pelita	4,3 m	Tabular	Transic.	Material carbonoso en tufolitas y pelitas. Estrat. plana en arenitas.
	Ignimbrita		1 m	Tabular	Neto	Techo tobáceo, fluidal, brechosa en la base.
	Granodereciente conglomerado a pelita	Gran escala	24,5 m	Tabular	Neto	Estrat. plana en pséfitas y psamitas, base erosiva; tobas y tufolitas asociadas a pelitas. Carbonáticas fosilíferas y material carbonoso. F. de conglomerados lenticulares granoderec., con megaóndulas y entrecruzadas, 2 niveles de 2,5 y 5 m. Una ignimbrita lenticular de 2,5 m.
	Ignimbrita		5,5 m	Tabular	Erosivo	Toba soldada, base y techo tobáceo normal con laminac.
	Granodereciente conglomerado a pelita	Gran escala	12 m	Tabular	Erosivo	Abunda material pelítico. Megaentrecruzada de 4,2 m con interna gradada evidente. Paleocorriente al suroeste.
	Psamita-pelita		17,5 m	Tabular	Transic.	Elementos carbonosos. Incluye ignimbrita tabular de 0,6 m y conglomerados lenticulares finos, distales, de 1 m y estructura interna entrecruzada.
	Toba-arenisca		1,7 m	Tabular	Transic.	Estratificación plana en areniscas.

CERRO CARBON

BASE	Ignimbrita		13,5 m	Tabular irregular	Erosivo	Decrece compactación hacia arriba.
	Granodreciente conglomerado a pelita	Psefítico-psamítica	31 m	Lenticular amplia	Erosivo?	Tabulares planares, paleocanales, megarteras y artesas agrupadas; megaóndulas. Ciclos granodrecientes repetitivos. Ejes paleocanales: 315, entrecruzada al noreste.
TECHO	Tobas		47,5 m?	Tabular	?	Restos vegetales, laminación; muy cubierto.
	Psamita-pelita	Arenisca-pelita	79 m	Tabular	Erosivo	Areniscas con estratificación gradada, plana y artesas, incluye f. conglomerados lenticulares, 10 cuerpos de 2 a 2,5 m, granodrecientes y de 30 m.
	Granodreciente conglomerado a pelita	Pequeña escala	3 m	Tabular	Erosivo	Estratificación gradada. Ciclo repetido tres veces.
	Psamita-pelita	Arenisca-pelita	49 m	Tabular	Por falla	Pelitas negras, tufolitas, tobas y wackes. Arenitas con microar-tesas y concentrados de pesados; estratificación plana. F. conglomerados lenticulares en la base, 2 m.
	Toba-arenisca		10 m	Tabular	Neto	Tobas y tufolitas.
	Psamita-pelita	Arenisca-pelita	49 m	Tabular	Neto	Alto tenor pelita. F. conglomerados lenticulares. Areniscas lenticulares con microarteras. Transic. a sec. granodreciente con-glomerado a pelita.
	Psamita-pelita	Toba-chonita	10 m	Tabular	Transic.	
CERRO OTTO	Granodreciente conglomerado a pelita	Gran escala	16,5 m	Tabular	?	Lenticulares planares gran escala. Abundantes conglomerados y areniscas; también microarteras y concentrados de pesados. Material carbonoso en pelitas. Paleocorr. al suroeste.
	Wacke-lutita		23 m	Tabular	Transic.	Estructura gradada. Intercalaciones de arenita y toba.
	Granodreciente conglomerado a pelita	Gran escala	16 m	Tabular	Neto	Artesas agrupadas, estrat. flaser, internas gradadas. Restos carbonosos. Abundantes pelitas.
	Psamita-pelita	Toba-chonita	67 m	Tabular	Neto	Intercalan arenitas con microarteras y estratificación plana. F. conglomerados lenticulares, 2 cuerpos, 1 m con lenticular planar. Paleocorriente al noreste.
	Wacke-lutita		23,5 m	Tabular	Erosivo	Wackes gradadas, base erosiva; elementos carbonosos. Intercalan tobas y arenitas. En la base diamictita.
	Granodreciente conglomerado a pelita	Gran escala	3 m	Tabular	Neto	Abunda sedimentita gruesa. Pelitas laminadas. Artesas agrupadas, estratigrafía plana.
Base	Wacke-lutita		26 m	Tabular	Erosivo	Interna gradada. Pelitas carbonosas.
	Psamita-pelita	Toba-chonita	4,5 m	Tabular	Intercal.	Laminación y material carbonoso. Ignimbrita tabular de 0,4 m.
	Granodreciente conglomerado a pelita	Psefítico-psamítica	10 m	Lenticular	?	Abunda sedimentita gruesa. Pelitas laminadas y tobas. Lenticulares planares, artesas agrupadas, estratificación plana. Paleocorriente al suroeste.
	Vulcanita?		113 m	Tabular	?	Filón capa? Rosetas y esferulitas ceolíticas.

Interpretación

A pesar de su muy pequeño desarrollo se considera que esta facies tiene gran importancia desde el punto de vista genético. Su litología pone de manifiesto depositación en condiciones de alta energía, mientras que la ciclicidad interna denota la presencia de flujos con régimen no fijo en los que se verifican cambios temporales en la competencia. Por su geometría, se deduce que los agentes se encontraban arealmente restringidos a fajas o cordones, mientras que las estructuras planas revelan fuerte acción dinámica en fases transicionales. Así también, la geometricidad y redondez de los fenoclastos son testimonio de la existencia de individuos poco susceptibles al transporte suspensivo y revelan condiciones de fuerte abrasión; no obstante, el grado moderado de selección permite deducir que los agentes no han tenido capacidad como para eliminar completamente a los materiales intersticiales de grano más fino.

Todas estas condiciones se dan justamente en depósitos cordoniformes litorales o sublitorales (Allen, 1970), y en particular en barras subácuas sujetas a la acción del oleaje (Spalletti, 1980). Por la asociación con otras facies sedimentarias transicionales, se considera que los paleoambientes de depositación más probables han sido barras de rompiente paralelas a la costa o bien barras de la boca de los canales distributarios ubicadas en el contacto entre plataforma deltaica subaérea y subácuca (Elliott, 1974, 1976).

Facies de ortoconglomerado-diamictita

Descripción

Se encuentra únicamente en la porción más alta de la sección del cerro Carbón (fig. 4). Constituye un litosoma mediano, de 45 m de potencia, y geometría tabular (fig. 11). El contacto basal es erosivo respecto a una colada de basalto en tanto que la relación cuspidal no ha sido observada en la localidad de estudio (cuadro 1).

Los altos farellones que forman la cumbre del mencionado cerro están compuestos por la facies de ortoconglomerado-diamictita, lo que pone de manifiesto la gran resistencia a la erosión de sus sedimentitas (fig. 11).

En la secuencia predominan las rocas psefíticas, que se presentan en estratos muy potentes, siempre mayores a los 4 m de espesor. Los ortoconglomerados poseen muchos de los caracteres composicionales hallados en otras facies y difieren sólo en la escala y forma (tabular) de la estratificación, y en su grano más grueso, que con frecuencia puede alcanzar 100 mm (textura mediana) (fig. 3 G). Sus estructuras más comunes son capas internas planas, a veces poco notorias, en tanto que las superficies de estratificación inferiores son de carácter erosivo. Los clastos, subangulosos a subredondeados, tienen composición lítica volcánica.

En sentido vertical, los ortoconglomerados pueden pasar a estratos tabulares psamíticos de grano grueso (fig. 3 G), principalmente plagioclásicos, en los que es común encontrar algunos fenoclastos de vulcanitas, dispersos, de más de 2 mm. No es raro que estas sedimentitas tengan cierto tenor de matriz que les da tonalidad ocre verdosa. Algunas variedades aparecen también interestratificadas con ortoconglomerados en secuencias tabulares alternantes, en tanto que otras se encuentran a modo de lentejones de grano más fino dentro de cuerpos psefíticos. Junto a ortoconglomerados y psamitas se han identificado además escasos estratos fangolíticos carbonosos, macizos y muy compactos.

Por su parte, las diamictitas consisten en ciclos de paraconglomerados medianos y wackes verdes amarillentas y gris verdosas. Los primeros, compuestos de clastos entre 100 y 150 mm, muy angulosos hasta subredondeados y de composición lítica polimíctica volcánica (más intraformacionales pelíticos y wáckicos), poseen abundante matriz pelítica que —a su vez— muestra rasgos composicionales y texturales de filiación piroclásticas (con abundantes pulvículas vítreas). Estos cuerpos, de típico esqueleto quebrantado y fábrica paralela de clastos laminares, tienen un contacto basal muy neto con respecto a sedimentitas pelíticas y psamíticas, aunque no revelan la existencia de procesos erosivos previos a su depositación. En sentido vertical, las diamictitas psefíticas pasan en transición a estratos de 0,5 a 2,5 m de tufolitas wáckicas, de composición lítica, que se caracterizan por la presencia de estructuras internas planas de 5 a 10 mm de espesor (fig. 3 G).

Es muy probable que la facies de ortoconglomerado-diamictita se correlacione con el Miembro de tobas y brechas definido por

González Bonorino y González Bonorino (1978).

Interpretación

Por la textura gruesa de su sedimentitas, esta facies es la formada bajo condiciones de mayor energía. No obstante, los flujos han sido de típico carácter no fijo en razón de los importantes cambios granulométricos entre diversas unidades de sedimentación. Por otra parte, se ponen de manifiesto fuertes variaciones temporales en la fluidez de las corrientes, ya que en las exposiciones alternan capas potentes de rocas diamicticas con otras mucho más retrabajadas (fig. 3 G). Es indudable que el área de depositación se encontraba emplazada en regiones muy próximas a los afloramientos de rocas madres y se caracterizaba por topografías irregulares, con fuertes pendientes.

La geometría tabular y las superficies inferiores erosivas de las secuencias de ortoconglomerados (con psamitas) permiten deducir que estos cuerpos se han formado en áreas de abanicos aluviales por la acción de crecientes laminares (Steel, 1974). Asimismo, la existencia de algunos niveles pelíticos y de secuencias con ciclicidad granodecreciente tienden a indicar su emplazamiento hacia la base o porción distal de los mencionados ambientes (Spalletti, 1980).

Por su parte, los niveles diamictíticos pueden ser considerados como típicas cenoglomeraditas formadas por fluidos laminares viscosos del tipo de los flujos de barro. En este sentido, avalan dicho mecanismo de formación la falta de superficies erosivas, la pobreza de selección, el grano grueso y la fábrica paralela de clastos laminares en sus sedimentitas, así como la presencia de capas psamíticas planas en el tope de algunos de sus ciclos (Spalletti, 1979).

Además, la composición netamente piroclástica de todos los materiales que constituyen las diamictitas, permite pensar que se trate de cenoglomeraditas laháricas. La posibilidad de la existencia de tales depósitos aparece avalada por la frecuencia de flujos ignimbríticos en la unidad estudiada (en especial en el cerro Carbón), procesos con los cuales la generación de lahares está estrechamente vinculada (Polanski, 1966).

Consideraciones paleoambientales

Son varios los investigadores que han mencionado los posibles paleoambientes de

depositación de la Formación Ñirihuau o de las unidades equivalentes. Del análisis de esta información surgen algunas conclusiones importantes. En primer lugar, se advierte que los fenómenos de acumulación han variado sus caracteres generales según los sectores de la cuenca de depositación; así por ejemplo, en la zona septentrional se ha destacado la existencia de paleoambientes continentales (Turner, 1965), mientras que en la sudoccidental predominan los depósitos marinos (Miró, 1967). Por otra parte, la identificación de un solo paleoambiente se ha efectuado en áreas donde los espesores de la unidad resultan bastante reducidos; en cambio, y en concordancia con los resultados aquí obtenidos, cuando su desarrollo verticales considerable, se ha apreciado que la formación se depositó en variados ambientes sedimentarios (González Bonorino, 1944, 1973; Petersen y González Bonorino, 1947; Rabassa, 1974; González Díaz y Nullo, 1980, entre otros), tales como fluvial, palustre, lacustre, albuférico, litoral y hasta marino profundo. González Bonorino y González Bonorino (1978) también señalan la existencia de depósitos eólicos en ciertos niveles.

En relación con la variabilidad vertical de los mencionados paleoambientes, cabe destacar que Cazau (1980) ha destacado que la unidad evolucionó desde áreas de depositación continentales a marinas, luego deltáicas, y finalmente fluviales pedemontanas y aluviales. A este respecto en la región estudiada, la secuencia vertical de medios sedimentarios y su relación con las facies puede apreciarse en la figura 4. El análisis de estos resultados ha permitido establecer un esquema general de la evolución temporal de la Formación Ñirihuau en el área, la que también se muestra en la figura 4. Dicho panorama, a nuestro entender, puede ser explicado en relación con procesos de progradación y retrogradación¹ sedimentaria, y en base al establecimiento de fases deposicionales constructivas y destructivas.

En base a estos resultados, en una primera instancia se advierte un fenómeno de retrogradación en el que se pasa desde ambientes fluviales proximales de escasa persistencia a facies fluviales de alta sinuosidad

¹ El término *retrogradación* se emplea en oposición al de *progradación* sedimentaria. Por tanto, queda caracterizado por una continua acreción vertical de los depósitos, en la que se pasa desde secuencias proximales en la base a distales en el techo de la columna estratigráfica.

(distales) estrechamente combinadas con sucesiones lacustres (fig. 4). Este proceso pone de manifiesto progresivo rebajamiento de las áreas de aporte y de los desniveles en la cuenca, así como el establecimiento de niveles de base transitorios para la red de drenaje, con la implantación de cuerpos lacustres. A pesar de que en la región estudiada no se constatará la existencia de depósitos marinos, es muy probable que en esos tiempos se hubiese producido un pulso transgresivo desde el oeste, al estar de los datos proporcionados por González Bonorino (1944), Cazau (1972), Diez y Zubia (1979) y Bertels (1980). Este acontecimiento pudo haber contribuido al ahogo de las redes imbríferas y, por ende, ocasionados el mencionado ciclo retrogradante.

Después de un pequeño pulso de progradación, marcado por el pasaje de facies lacustres a fluviales de alta sinuosidad, el proceso antes mencionado continuó hasta la finalización de la depositación de la columna sedimentaria del cerro Otto (fig. 4).

Posteriormente, y si se tiene en cuenta la continuidad estratigráfica entre las secciones de los cerros Otto y Carbón, se verificaría una nueva etapa de progradación en la que se pasa desde depósitos de plataforma deltaica hasta facies fluviales proximales. Dicho acontecimiento, al parecer bastante brusco, revela una reactivación de las zonas de aporte, con incremento tanto en desniveles como en la pendiente del área de depositación. Con todo, la mayor parte de la columna del cerro Carbón es también de índole retrogradante (fig. 4), con pasaje desde neta sedimentación fluvial hasta fases deltaicas destructivas (Brown, 1972), caracterizadas por depósitos de planicie de marea y litorales. Con todo, en el techo de la secuencia, y como cierre del espesor estudiado, se advierte un retorno a condiciones deltaicas constructivas, las que abruptamente cedieron lugar a típicas facies proximales de regiones pedemontanas (fig. 4). Dicho acontecimiento progradante, que justamente se inicia con una efusión basáltica, es de gran importancia, dado que pone de manifiesto un notorio proceso de continentalización de la cuenca, en la que no se reimplantaron ya más condiciones de sedimentación marina.

Por el carácter de sus facies sedimentarias, es evidente que buena parte de la Formación Ñirihuau puede asignarse a megaambientes deltaicos, en especial aquella que en el área de estudio comprende al término

superior del cerro Otto y un importante espesor del cerro Carbón. Sin embargo, el análisis de conjunto no ha puesto de manifiesto las típicas secuencias granocrecientes progradantes (Spalletti, 1980), sino que se advierten sucesivos tramos progradantes-retrogradantes, con predominio de los segundos. Este fenómeno, a nuestro entender, debe explicarse por causas ajenas al propio proceso de agradación de la cuenca, tal el caso del pasaje a fases transicionales destructivas del cerro Carbón (fig. 4) que estaría controlado por un segundo pulso transgresivo ubicado hacia la parte media superior de la unidad.

Esta consideración, induce a pensar que los depósitos de gran parte de la Formación Ñirihuau se produjeron en un área deltaica altamente constructiva, caracterizada por constantes y voluminosos aportes detríticos, estrechas relaciones con depósitos fluviales meandrosos, fases constructivas bien desarrolladas (como canales digitales y áreas interdistributarias ligníferas) y escasa proporción de secuencias destructivas (Fisher, 1972). Todo ello, combinado con destacables fenómenos volcánicos que no sólo condicionaron los rasgos composicionales de las sedimentitas, sino que periódicamente afectaban con sus depósitos primarios el cuadro de la sedimentación epiclástica.

Desde el punto de vista paleoclimático, muestras evidencias no hacen más que corroborar las deducciones de Romero (1979), quien al describir asociaciones paleoflorísticas mixtas señala condiciones templado-frías, aunque (según Cione, 1979) algo más cálidas que las de la actualidad en esa latitud. A la vez, la abundancia de depósitos subácueos, muchos formados en medios reductores, permite deducir —como lo puntualiza Rabassa (1974)— la existencia de prolongados períodos húmedos, quizás con ligeras variaciones de carácter estacional; sin embargo, evidencias de exposición subaérea en algunos sedimentos y niveles de piroclásticas primarias asociadas con arenas eolianíticas podrían indicar la presencia de lapsos en los que se implantaron condiciones de mayor sequedad. En particular, la facies de ortoconglomerado-diamictita, con la que culmina la secuencia estudiada, denota que —en concordancia con la definitiva continentalización de la cuenca— se habría verificado un fenómeno de mayor desecación ambiental.

Condiciones tectónicas

Las características de la Formación Ñirihuau en el área de estudio proporcionan indicios del marco tectónico en el que se desarrolló la sedimentación. En base a los grandes espesores y al carácter fuertemente inmaduro desde el punto de vista composicional, las sedimentitas estudiadas revelan fenómenos de depositación en condiciones inestables. A este hecho se le suma la existencia de una asociación volcanoclástica que pone en evidencia una gran continuidad de los fenómenos piroclásticos y lávicos que no sólo se manifestaron durante los tiempos que demandó la sedimentación de la formación sino que se iniciaron mucho antes, con la generación de la Formación Ventana, y culminaron bastante más tarde con la depositación de la Formación Collón Curá. Estas tres unidades, por su consanguineidad, son prueba fehaciente de la envergadura témporo-espacial del vulcanismo Terciario en la Patagonia Septentrional. El evento que marca el inicio del mencionado vulcanismo es, según González Díaz (1979), la fase Mapúchica, que se corresponde con la Primera Fase del Primer Movimiento Andino de Groeber (1951), y se habría iniciado en el Paleoceno superior.

A pesar de la continuidad genética entre las formaciones Ventana y Ñirihuau, la existencia de relaciones de contacto discordantes en la región austral de la cuenca de sedimentación pone de manifiesto un nuevo movimiento, previo a la sedimentación de la unidad estudiada, que puede corresponder a la Fase Incaica (Charrier y Malumián, 1975) y habría acaecido entre el Eoceno superior y el Oligoceno inferior (con ciertas dudas, según Charrier y Vicente, 1972); dicha discordancia había sido atribuida por Volkheimer (1964) a la Segunda Fase del Primer Movimiento Andino. Según Pascual (com. pers.), la Fase Incaica tiene alcance regional y ha provocado fuertes cambios fisiográficos que alteraron los caracteres de los mamíferos "postincaicos". Sin embar-

go, en la cuenca de Ñirihuau, a la que pertenece el área aquí estudiada dicho evento ha tenido una muy pobre o ninguna manifestación, pues el contacto basal de la formación homónima es concordante y transicional (González Bonorino, 1973).

La inexistencia de discontinuidades mayores dentro de la Formación Ñirihuau es prueba de la falta de acontecimientos deformantes en el lapso que insumió su depositación. Empero, el hallazgo de secuencias alocíclicas progradantes-retrogradantes revela condiciones de inestabilidad, en las que se destacan movimientos de componente vertical predominante, con alternancias de fases ascensionales y subsidentes. Estas últimas parecen ser bien notorias en los tramos basal y medio a superior de la unidad, y habrían provocado la localización de ambientes marinos y transicionales en —por lo menos— dos oportunidades, la más antigua datada como Rupeliana superior— Chattiana por Bertels (1980). Por su parte, entre las fases ascensionales se destaca la ocurrida hacia el techo de la unidad, cuando a partir de la depositación de la facies de ortoconglomerados y diamictitas se produce la definitiva continentalización de la región, y muy probablemente un cambio climático notorio.

El reinicio de los procesos deformantes se produce una vez finalizada la sedimentación de la Formación Ñirihuau y se manifiesta con el plegamiento homogéneo de las unidades que componen el Grupo Nahuel Huapi (González Bonorino, 1973); asimismo, genera una importante discordancia en la base de la Formación Collón Curá. En razón de la edad Friasense (Mioceno alto) de esta última, el mencionado acontecimiento diastrófico debe asignarse a la Fase Quechua (Charrier y Malumián, *op. cit.*), Pontiana (Charrier y Vicente, *op. cit.*) o Quechuaica (Uliana, 1978), del Mioceno superior. La importancia de este evento queda también destacada por la intrusión de los granitos de la Formación Coluco que es atribuida al mencionado acontecimiento diastrófico por González Díaz y Nullo (1980).

Lista de trabajos citados en el texto

- Allen, J. R. L., 1970. *Physical processes of sedimentation*. Am. Elsevier, 248 págs.
 Baldwin, E. J., 1973. *The Moenkopi Formation of North Central Arizona: an interpretation of ancient environments based upon sedimentary structures and stratification types*. J. Sed. Petrol. 43 (92-106).
 Bertels, A., 1980. *Foraminíferos (Protozoa) y ostrácodos (Arthropoda) de las "Lutitas de Río Foyel" (Oligoceno) de la cuenca de Ñirihuau, Provincia de Río Negro, República Argentina*. Ameghiniana 17, 1 (49-52).

- Blissenbach, E., 1954. *Geology of alluvial fans in semiarid regions*. Geol. Soc. Am. Bull. 65 (175-190).
- Bluck, B., 1971. *Sedimentation in the meandering river Endrick*. Scottish J. Geol. 7, 2 (93-138).
- Bouma, A., 1962. *Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation*. Elsevier, 168 págs.
- Bradley, W., 1965. *Vertical density currents*. Science 150 (1423-1428).
- Brown, L. Jr., 1972. *North Texas (eastern shelf) Pennsylvanian delta systems*. In: Fisher, W. Coloq. Univ. Texas (40-53).
- Cazau, L., 1972. *Cuenca del Nirihuau-Norquincó-Cushamen*. In: Geol. Region. Arg., Acad. Nac. Cienc. Córdoba (727-740).
- 1980. *Ibid.* In: Geol. Region. Arg., Acad. Nac. Cienc. Córdoba, V II (1149-1171).
- Cione, A., 1979. *Aportes paleoictiológicos al conocimiento de la evolución de las paleotemperaturas en el área austral de América del Sur durante el Cenozoico*. Ameghiniana 15, 1-2 (183-208).
- Charrier, R. y Malumán, R., 1975. *Orogénesis y epeirogénesis en la región austral de América del Sur durante el Mesozoico y el Cenozoico*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXX, 2 (193-207).
- Charrier, R. y J. Vicente, 1972. *Liminary and geosynclinal Andes: major orogenic phases and synchronous evolution of the Central and Austral Sectors of Southern Andes*. Solid Earth Probl. Conf. Upper Mantle Project, 2 (451-470).
- Diez, O. y M. Zubia, 1979. *Informe preliminar de la hoja 41 a, El Bolsón, provincia de Río Negro*. Serv. Geol. Nac. Inf. inéd., 987.
- Dunham, R., 1962. *Classification of carbonate rocks according to depositional texture*. In: *Classification of carbonate rocks*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoir 1 (108-121).
- Dzulynski, S. y E. Walton, 1965. *Sedimentary features of flysch and greywackes*. Elsevier, 274 págs.
- Elliott, T., 1974. *Interdistributary bay sequences and their genesis*. Sedimentology 21 (611-622).
- 1976. *Upper Carboniferous sedimentary cycles produced by riverdominated, elongate deltas*. J. Geol. Soc. London, 132 (199-208).
- Feruglio, E., 1941. *Nota preliminar sobre la Hoja Geológica "San Carlos de Bariloche" (Patagonia)*. Bol. Inf. Petrol. 200 (27-64).
- Fisher, W., 1972. *Gulf coast basin Tertiary delta systems*. In: Fisher, W. Coloq. niv. Texas (30-39).
- Fisk, H., 1961. *Bar-finger sands of Mississippi delta*. In: *Geometry of Sandstone bodies*. Am. Assoc. Petrol. Geol. (29-52).
- González Bonorino, F., 1944. *Descripción geológica y petrográfica de la hoja 41 b —Río Foyel— (Terr. Río Negro)*. Dir. Minas, Geol. Hidrogeol. Bol. 56, 124 págs.
- 1973. *Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Llao Llao*. Dep. Rec. Nat. y Energ., Fundac. Bariloche, Publ. 16, 53 págs.
- González Bonorino, F. y G. González Bonorino, 1978. *Geología de la región de San Carlos de Bariloche: un estudio de las formaciones terciarias del Grupo Nahuel Huapí*. Asoc. Geol. Arg. Rev. XXXIII (3 (175-210)).
- González Díaz, E., 1979. *La edad de la Formación Ventana, en el área norte y al este del lago Nahuel Huapí*. Asoc. Geol. Arg. Rev. XXXIV, 2 (113-124).
- González Díaz, E. y F. Nullo, 1980. *Cordillera neuquina*. En: Geol. Reg. Argentina; Acad. Nac. Cienc. Córdoba, II (1099-1147).
- Groeber, P., 1951. *La Alta Cordillera, entre las latitudes 34° y 29°30'*. Museo Arg. Cienc. Nat. "B. Rivadavia", Rev. Geol. 1, 5 (235-351).
- Hunter, R., 1977. *Terminology of cross-stratified sedimentary layers and climbing-ripple structures*. J. Sed. Petrol. 47, 2 (697-706).
- Ingram, R., 1954. *Terminology for the thickness of stratification and parting units in sedimentary rocks*. Geol. Soc. Am. Bull. 65 (937-938).
- Kumar, N. y J. Sanders, 1974. *Inlet sequence: a vertical succession of sedimentary structures and textures created by lateral migration of tidal inlets*. Sedimentology 23 (491-532).
- Llambías, E., 1973. *Las ignimbritas de la Sierra de Lihuel Calel, Prov. de La Pampa*. Actas V Congr. Geol. Arg. 6 (55-68).
- Martini, I., 1971. *Regional analysis of sedimentology of Medina Formation (Silurian), Ontario and New York*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 55, 8 (1249-1261).
- Mazzoni, M. y L. Spalletti, 1981. *Los sedimentos de fondo de los lagos Moreno y El Trébol (provincia de Río Negro)*. En preparación.
- McCabe, P., 1977. *Deep distributary channels and giant bedforms in the Upper Carboniferous of the Central Pennines, northern England*. Sedimentology 24, 2 (271-293).
- McDonald, G., 1972. *Volcanoes*. Prentice Hall, 510 págs.
- McGowan, J. y L. Garner, 1970. *Physiographic features and stratification types of coarse grained point bars: modern and ancient examples*. Sedimentology 14 (77-111).
- Miró, R., 1967. *Geología glaciaria y preglaciaria del valle de Epuyén*. Asoc. Geol. Arg. Rev. 22, 3 (177-202).
- Ovenshine, A., 1975. *Tidal origin of parts of the Karheen Formation (Lower Devonian) Southeastern Alaska*. In: *Tidal deposits*. Springer (127-133).

- Petersen, C. y F. González Bonorino, 1947. *Observaciones geológicas en el Chubut occidental*. Asoc. Geol. Arg. Rev. 2, 3 (177-222).
- Pettijohn, F., P. Potter, y R. Siever, 1972. *Sand and sandstone*. Springer, 618 págs.
- Polanski, J., 1966. *Flujos rápidos de escombros rocosos en zonas áridas y volcánicas*. EUDEBA, Manuales, Geol. 67 págs.
- Rabassa, J., 1974. *Geología de la región de Pilcaniyeu-Comallo, provincia de Río Negro, Argentina*. Dep. Rec. Nat. y Energ., Fund. Bariloche. Publ. 17, 128 págs.
- Reineck, H. y I. Singh, 1975. *Depositional sedimentary environments. With reference to terrigenous clastics*. Springer, 439 págs.
- Reineck, H. y F. Wunderlich, 1968. *Classification and origin of flaser and lenticular bedding*. Sedimentology 11 (99-104).
- Romero, E., 1979. *Paleoecología y paleofitogeografía de las tafofloras del Cenofitico de Argentina y áreas vecinas*. Ameghiniana 15, 1-2 (209-227).
- Ross, C. y R. Smith, 1961. *Ash flow tuffs: their origin, geologic relations and identification*. U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 366.
- Roth, S., 1922. *Investigaciones geológicas en la región norte de la Patagonia durante los años 1897 a 1899*. Rev. Museo La Plata 25 (333-392).
- Scott, A. y W. Fisher, 1972. *Delta systems and deltaic deposition*. In: Fisher, W. Coloq. Univ. Texas (10-29).
- Simons, D., E. Richardson y C. Nordin jr., 1965. *Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels*. In: Middleton G. Spec. Publ. 12, Soc. Econ. Pal. Geol. (32-52).
- Smith, R., 1960. *Zones and zonal variations in welded ash flows*. U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 354 F (149-159).
- Smith, N., 1970. *The braided stream depositional environment: comparison of the Platte River with some Silurian rocks, North Central Appalachians*. Geol. Soc. Am. Bull. 81, 10 (2993-3014).
- Spalletti, L., 1979. *Paleoambientes de sedimentación de la Formación Patquía (Pérmico) en la Sierra de Maz, La Rioja*. Acad. Nac. Cienc. Córdoba Bol., 53, entr. 1-2 (167-202).
- 1980. *Paleoambientes sedimentarios en secuencias silicoclásticas*. Asoc. Geol. Arg. Ser. B., nº 8, 175 págs.
- Spalletti, L. y M. Mazzoni, 1975. *Nuevo ordenamiento y significado de psefitas intraformacionales*. Asoc. Arg. Min. Petr. Sed. 6, 1-2 (1-10).
- Steel, R., 1974. *New Red Sandstone flood plain and piedmont sedimentation in the Hebridean Province, Scotland*. J. Sed. Petrol. 44, 2 (336-357).
- Teruggi, M., M. Mazzoni, L. Spalletti y R. Andreis, 1978. *Rocas piroclásticas. Interpretación y sistemática*. Asoc. Geol. Arg. Ser. B., nº 5, 57 págs.
- Teruggi, M., A. Inñiguez, L. Spalletti y M. Mazzoni, 1981. *Tipos de rocas vulcano-piroclásticas del Grupo Bahía Laura en el Gran Bajo de San Julián (provincia de Santa Cruz)*. Actas VIII Congr. Argentino T. III: 509-531.
- Turner, J., 1965. *Estratigrafía de la comarca de Junín de Los Andes (provincia del Neuquén)*. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, Bol. 44, entr. 1-4 (5-51).
- Uliana, M., 1978. *Estratigrafía del Terciario*. En: Relatorio Geol. Rec. Nat. Neuquén, VII Congr. Geol. Arg. (67-83).
- Visher, G., 1965. *Fluvial processes as interpreted from ancient and recent fluvial deposits*. In: Middleton, G. Spec. Publ. 12, Soc. Econ. Pal. Geol. (116-132).
- Vlodavetz, V., 1966. *The problem of tufflavas and ignimbrites*. In: Cook, E., *Tufflavas and ignimbrites*. Elsevier, 212 págs.
- Volkheimer, W., 1964. *Estratigrafía de la zona extrandina del Departamento de Cushamen (Chubut) entre los paralelos 42° y 42°30' y los meridianos 70° y 71°*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XIX, 2: 85-107.
- Walker, R., 1978. *Deep water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 62, 6 (932-966).
- Williams, G., 1966. *Planar cross-stratification formed by lateral migration of shallow streams*. J. Sed. Petrol. 36 (742-746).

Recibido: Abril 24, 1981.

LUIS A. SPALLETTI

Centro de Investigaciones Geológicas - CONICET
 Fac. de Ciencias Naturales y Museo
 Paseo del Bosque s/n
 1900 - La Plata.

COMENTARIOS

NEOVENERICOR, UN SINONIMO DE VENERICARDIA
(VENERICOR) (MOLLUSCA, BIVALVIA)

HORACIO H. CAMACHO

El propósito de esta nota es formular algunas observaciones con relación a los conceptos paleontológicos vertidos en el trabajo "Neovenericor n. gen. (Bivalvia), su presencia en el Miembro Monte León (Formación Patagonia)" (Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXV, 1 (1980): 59-71). Si bien la publicación de nuestro interés presenta muchos puntos para comentar, nos restringiremos a aquellos que estimamos de mayor significación.

a) Orientación de la conchilla
de los bivalvos

La orientación de la conchilla de los bivalvos se ajusta a cánones universalmente aceptados. De ahí que no podamos dejar de señalar que la "región anterior" figurada (*op. cit.*, fig. 5) en realidad se trata de la región ventral. En nuestra lámina I, figura 3, reproducimos la mencionada valva derecha marcando con X el sector abarcado por la figura 5 antes citada, mientras que con Y se indica la correcta posición de la región anterior.

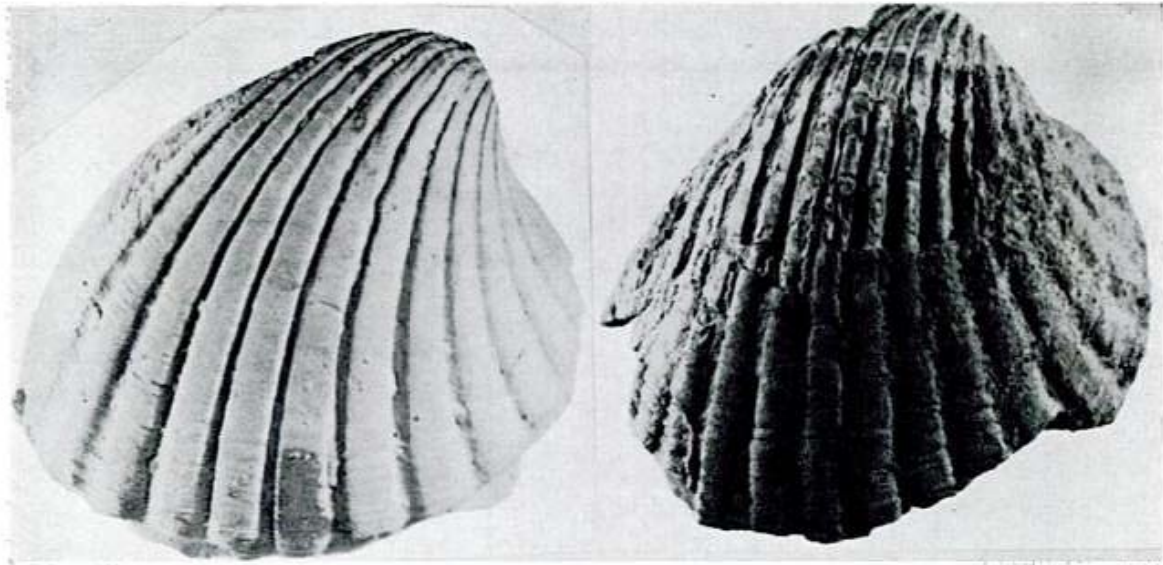
b) La determinación genérica

La determinación genérica y/o subgenérica del venericárdido existente en los "Estratos con *Monophoraster* y *Venericor*" (Camacho, 1974) constituye el punto álgido del

trabajo que comentamos. Según nuestra opinión (Fernández y Camacho, 1956) su valva derecha tiene tres dientes cardinales y por lo tanto, corresponde a *Venericardia* (*Venericor*) mientras que en el trabajo de referencia se argumenta que sólo tiene dos dientes cardinales ya que "... el supuesto diente cardinal posterior derecho carece de foseta que lo contenga en la valva izquierda..." (*op. cit.*: 64 y 67) y el "hueco" de la valva izquierda que hizo suponer ese tercer diente cardinal en la valva derecha "... es en realidad la pared del diente y asimismo la cavidad donde se ajusta el repliegue de la ninfa ligamentaria de la valva derecha" (*op. cit.*: 67 y 68). Estas razones llevan a crear el género *Neovenericor*.

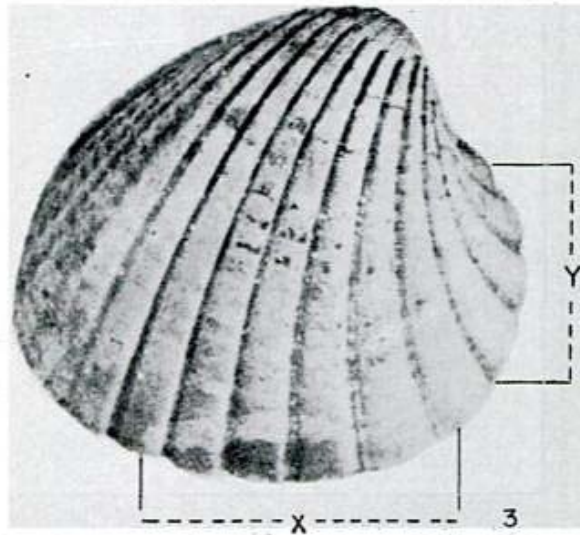
En la figura 4 del trabajo aludido se ilustra la charnela de la valva derecha de "*Neovenericor*" en la que sin embargo, con gran nitidez se observan tres dientes cardinales en vez de dos. Para que no queden dudas al respecto, en nuestra lámina II, figuras 4 y 5 hemos reproducido las charnelas correspondientes a las figuras 3 y 4 del trabajo en cuestión y, en una posición inferior (nuestra lámina I, figs. 6 y 7) aquellas pertenecientes a la especie *Venericardia planicosta*, tipo del subgénero *Venericor*, que incuestionablemente está dotado de tres dientes cardinales en su valva derecha. Ello permite al lector comparar directamente ambas charnelas y decidir si tienen o no igual cantidad de dientes cardinales. La observación directa muestra bien claramente que a cada

Lam. I: 1. - *Venericardia* (*Venericor*) *austroplata* Gardner y Bowles, plastotipo de la valva derecha, x 0,6. 2 4. - *Venericardia* (*Venericor*) sp., Formación Río Turbio. 2 a - valva derecha, vista externa. 2 b - la misma valva, vista interna, x 0,6. 4 - vista interna de la valva izquierda de otro ejemplar x 0,6. 3. - *Venericardia* (*Venericor*) *austroplata* Gardner y Bowles (reproducción de la Lám. I, fig. 2 "*Neovenericor abasolensis*" del trabajo comentado) X = tramo del borde ventral ilustrado como borde anterior en la Lám. I, fig. 5 del trabajo comentado; Y = correcta ubicación del borde anterior.



1

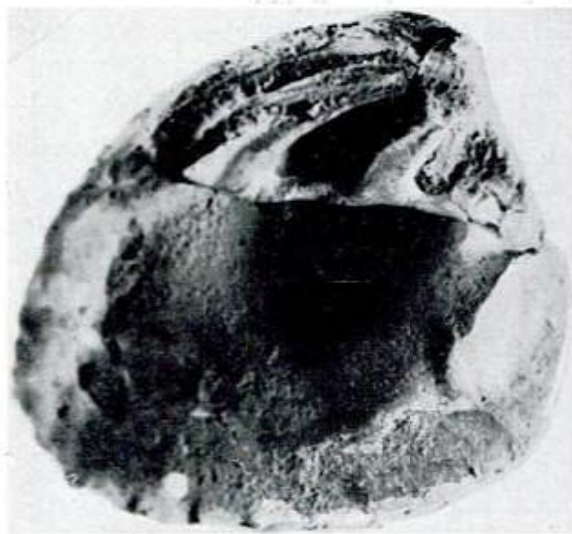
2a



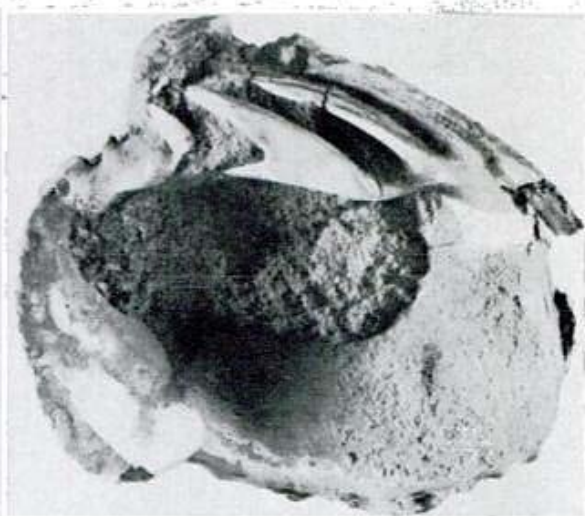
X

3

Y



4



2b

LAMINA I

elemento cardinal en la *planicosta* corresponde otro en la especie patagónica es decir, ambas valvas derechas tienen tres dientes cardinales y en ambas valvas izquierdas se encuentran las tres fosetas (señaladas con F en nuestra lámina) para albergarlos. En consecuencia, *Neovenericor* es un sinónimo de *Venericardia* (*Venericor*).

En nuestra lámina hemos marcado con N la posición de las ninfas para mostrar que ellas no tienen nada que ver con el diente cardinal posterior derecho (3b) ni con el "hueco" (F3b) de la valva izquierda. Ello no podría ser de otra manera que:

- 1) como lo indican todos los textos (por ej. el *Treatise on Invertebrate Paleontology* N: 548), la Familia Carditidae se caracteriza por su ligamento externo; y
- 2) el "hueco" es una típica foseta dentaria.

En el trabajo comentado se agregan, además de las diferencias charnelares entre *Venericor* y "*Neovenericor*", que no son tales como se ha mostrado, otras dos vinculadas con la ornamentación, a saber:

- 1) Mientras en las etapas juveniles de *Venericor* las costillas son angulosas y gradualmente se vuelven planas, en "*Neovenericor*" las costillas planas se hallan inclusive en los primeros estadios del desarrollo (*op. cit.*: 64 y 66).
- 2) En *Venericor* se observa una gradual obsolescencia de las costillas en la "región anterior" (léase "región ventral"), carácter éste que no existiría "*Neovenericor*" (*op. cit.*: 66).

Con relación al carácter anguloso de las costillas en el estadio juvenil debemos decir que el mismo es perfectamente observable en los ejemplares patagónicos si bien, en estos últimos el momento en que aparece

el aplanamiento de las costillas ocurre antes que en *Venericardia planicosta*, por ejemplo.

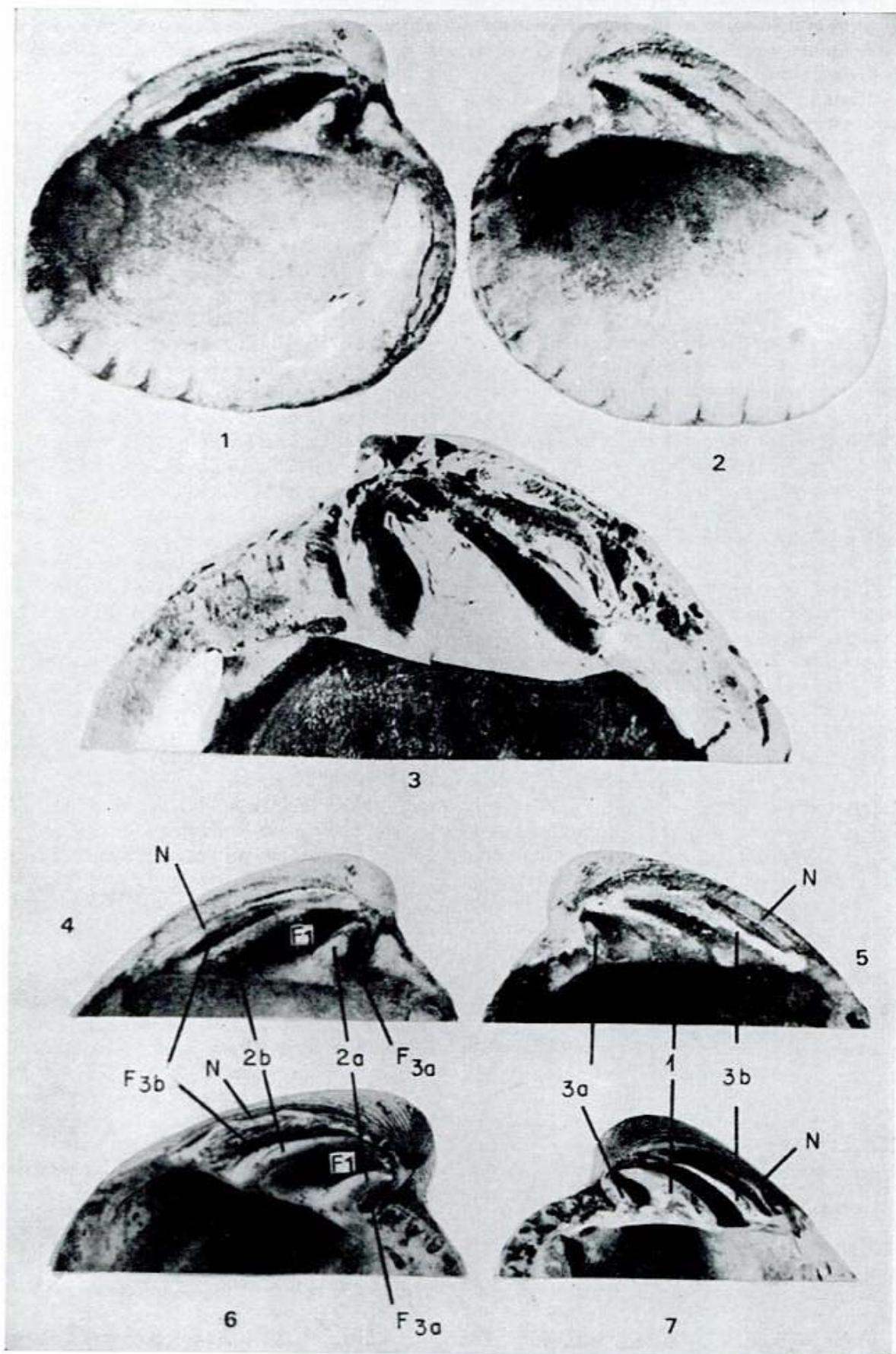
Lo mismo se puede decir con respecto a la obsolescencia de las costillas a lo largo del borde ventral, principalmente. Esta particularidad es bastante frecuente en los bivalvos que tienen conchilla grande y se produce en la culminación del estadio adulto cuando el crecimiento casi se ha detenido. En algunas especies puede manifestarse antes que en otras. Así, en *Venericardia* (*Venericor*) *abasolensis* está mucho más desarrollado que en *Venericardia* (*Venericor*) *austroplata*.

En consecuencia, las dos características arriba mencionadas carecen de valor genérico y a lo sumo, pueden tener una significación específica. En este caso particular además, sirven para mostrar que la especie *abasolensis* determinada en el trabajo que comentamos tampoco es tal sino que se trata de *Venericardia* (*Venericor*) *austroplata* Gardner y Bowles, como a continuación confirmaremos basándonos en las relaciones charnelares.

c) La determinación específica

En Patagonia se conocen tres especies de *Venericardia* (*Venericor*): *V. (V.) austroplata* Gardner y Bowles, *V. (V.) abasolensis* Camacho y Fernández y *V. (V.) n. sp.?* (como *V. (V.) wichmanni* en lám. IV, *Asoc. Geol. Arg., Rev. XI, 1; 1956*). En el trabajo criticado se ha confundido la *V. (V.) abasolensis* con la *V. (V.) austroplata*. La *V. (V.) abasolensis* (nuestra lám. II; fig. 3) tiene el umbón en posición más central que la otra especie, lo que determina que su área charnelar triangular sea tan alta como larga en la base. En cambio, *V. (V.) austroplata* muestra su umbón más desplazado hacia adelante por lo que su charnela triangular resulta más larga que alta. Disponemos del calco de la especie de Gardner y Bowles que confirma que, tanto la rela-

Lám. II: 1-2. — *Venericardia* (*Venericor*) *austroplata* Gardner y Bowles, reproducción de la Lám. I, fig. 3 y 4 "*Neovenericor abasolensis*" en el trabajo comentado. 3. — *Venericardia* (*Venericor*) *abasolensis* Camacho y Fernández. Obsérvese las diferencias de esta charnela con respecto a la de la fig. 2 que muestran que ésta última no pertenece a la misma especie, como se supone en el trabajo comentado. 4-5. — *Venericardia* (*Venericor*) *austroplata* Gardner y Bowles, reproducción parcial de la Lám. I, figs. 3 y 4 "*Neovenericor abasolensis*" del trabajo comentado. 6-7. — *Venericardia planicosta* Lamarck, tipo del subgénero *Venericor*. Las líneas negras indican la correspondencia entre los elementos charnelares de estas valvas y aquellos de la especie patagónica ilustrados más arriba. Cada elemento de la *planicosta* (figs. 6 y 7) tiene su equivalente en las charnelas (figs. 4 y 5) de la especie patagónica, por lo que ambas especies tienen igual número de dientes en sus respectivas charnelas. F3 b, F1, F3 a = fosetas dentarias en la valva izquierda que alojan a los dientes 3 b, 1, 3 a respectivamente, de la valva derecha. N = ninfa.



LAMINA II

ción aludida como los demás caracteres de la especie patagoniana ilustrada en el trabajo comentado, coinciden con la *austroplata* y no con la *abasolensis*. La confrontación de las figuras 2 y 3 de nuestra lámina II destaca estas disimilitudes.

d) La edad de los "Estratos con *Monophoraster* y *Venericor*"

El trabajo en cuestión presenta como única novedad la propuesta del género "*Neovenericor*" que, como hemos mostrado, resulta improcedente. El hecho de que tampoco la especie reconocida sea la correcta nada agrega a lo ya conocido y, en lo que respecta a la edad y correlación de estos estratos, excepto la formulación de críticas a nuestras argumentaciones, no se ofrecen otras nuevas evidencias que contribuyan a solucionar este tan discutido problema.

Por dicha razón hemos decidido incluir en la oportunidad un dato que esperamos ayude a aproximarnos más a la solución buscada. Se trata de la presencia en la Formación Río Turbio, de una forma de *Venericardia* (*Venericor*) muy similar a la *V. (V.) austroplata*, de la que quizá podría ser una variedad. La descripción estratigráfica más completa que se tiene de la secuencia cretácico-terciaria de Río Turbio se debe a Hünicken (1955, 1966) quien dividió a los "Estratos de Río Turbio" en una sección inferior y otra superior, asignándolos al Eoceno inferior-superior hasta Oligoceno, esto último por hallar en dichos sedimentos a ciertas especies de invertebrados conocidas en el Patagoniense, entonces referido al Oligoceno-Mioceno inferior. El ejemplar que ilustramos (lám. I, fig. 2 a, b) es idéntico a *Venericardia* sp. II del banco 204 (nivel i) del perfil de Hünicken (1955: 135) y proviene de un horizonte inmediatamente arriba del Manto Dorotea, por lo que se encuentra en la sección superior.

Con posterioridad al trabajo inicial de Hünicken (1955) tuvieron lugar otras contribuciones, como las de Borrello (1956), Archangelsky (1968, 1969, 1972), Archangelsky y Fasola (1971) y Romero (1977). Excepto la primera, todas las restantes se ocuparon del paleomicroplancton de la Formación Río Turbio (Archangelsky, 1969 = Estratos de Río Turbio Hünicken, 1955), hallándolo similar al de la Formación Leña Dura, del Eoceno chileno (Cookson y Cranwell, 1967). Archangelsky (1969) conclu-

ye que en la Formación Río Turbio de acuerdo con el microplancton, no están representados ni el Paleoceno ni el Oligoceno y diferencia en dichos sedimentos dos asociaciones: una inferior (B) del Eoceno inferior alto-Eoceno medio bajo, y otra superior (A) del Eoceno medio alto-Eoceno superior bajo. Por lo tanto, la sección superior del perfil de Hünicken tendría una edad que oscilaría en el Eoceno medio a superior, lo que concuerda con la edad asignada en el Golfo de San Jorge a *Venericardia* (*Venericor*) *austroplata*.

La presencia en Río Turbio de un venericárdido tan similar al del Golfo de San Jorge permite acotar cronoestratigráficamente con bastante exactitud el techo de los "Estratos con *Monophoraster* y *Venericor*" de la costa atlántica. La base de la mencionada secuencia se halla indicada, en el Golfo de San Jorge, por la Zona de *Neoinoceramus ameghinoi*, especie que hasta el presente se encontraría restringida a esta cuenca. Cacione *et al.* (1974) mencionan la existencia de *N. ameghinoi* en la base de la Formación Agua Fresca, pero la fotografía del ejemplar que ha tenido la gentileza de remitirnos el Doctor Raúl Cortés R. (ENAP) muestra que más bien, se trataría de una *Raetomya*.

Riggi (1980: 286) manifiesta que *Neoinoceramus* es un género cuestionado en el "Treatise on Invertebrate Paleontology" (Part N° 320) y además, no se explica cómo pudo haber sido considerado un fósil guía por excelencia de la Formación San Julián "... si, desde su primera mención, no ha vuelto a ser hallado en la Patagonia".

En el Treatise . . . , no se cuestiona la validez de *Neoinoceramus* sino su ubicación en la Familia Inoceramidae que, como es bien sabido, está restringida al Mesozoico, con la excepción (según el Treatise . . .) de *Aphanaia* de Koninck, del Pérmico inferior neocelandés y australiano, aunque su posición en la familia sería dudosa (Waterhouse, 1980), y *Neoinoceramus* Ihering, cuyas características del área ligamentaria son prácticamente desconocidas como para poder establecer su correcta posición sistemática. Lamentablemente, en el Treatise . . . se ha omitido una nota de Ihering (1907: 561) relacionada con este punto. En efecto, en la parte final de su extraordinaria obra, Ihering se refiere a un ejemplar de *Neoinoceramus* existente en el Museo de Historia Natural de París, hallado por Tournouer en Punta Nava y aclara que no se trata de un inocerámico como él había supuesto prime-

ramente, sino que por sus características este género estaría más cerca de *Lima*.

Los datos bibliográficos tampoco avalan la aseveración de que después de su primera mención, no se haya vuelto a encontrar *Neoinoceramus* en la Patagonia. La primera mención de este género monotípico se debe a Ihering (1902) quien lo describió e ilustró en base a un ejemplar procedente del Golfo de San Jorge "...al oeste de Punta Nova" (léase Punta Nava). Ameghino (1906: 126, fig. 34) también se refirió a esta especie ampliando la información sobre su posición estratigráfica y presencia en otras localidades. Así, dicho autor aclaró que en el Golfo de San Jorge, la parte basal del Juliense tiene grandes ostras mezcladas con numerosos ejemplares de *Neoinoceramus ameghinoi* y agrega: "C'est peut être le mollusque le plus extraordinaire de la formation patagonienne, et quoique abondante...". Luego de expresar que las capas con *Neoinoceramus* se pueden seguir hasta Mazarredo y Sanguinetti y que dicho fósil existe sólo en el Golfo de San Jorge, agrega que también lo halló en Punta Borja (Comodoro Rivadavia) concluyendo (1906: 127): "Est-ce qu'on n'est pas endroit del' appeler couche ou zone à *Neoinoceramus*?".

Ihering (1907: 561) alude a un ejemplar hallado por Tournouer en Punta Nava; Bonarelli (1918) y Frenguelli (1933) hallaron esta especie al oeste de Puerto Deseado; Frenguelli (1931) la encontró en Bahía Sanguinetti y Feruglio (1949) afirma que es abundante en Puerto Mazarredo, mientras que Frenguelli (1929) la cita en el cerro Cabeza de Papagayo, frente a Astra (Comodoro Rivadavia). En el Museo de

La Plata se conservan ejemplares recogidos por Frenguelli en las Estancias Pasuco y Floradora (Mazarredo) y el Cañadón del Diablo (Comodoro Rivadavia), y en la colección de la Cátedra de Paleontología de Buenos Aires existe ejemplares de Mazarredo colectados durante un viaje de estudios.

Finalmente, el párrafo de la página 64 que expresa: "En el desarrollo de las charnelas heterodontas aparecen tres láminas primitivas: II en la V.I. y I y II en la derecha. De la lámina II proviene el diente 2 en la V.I., y de la I y III provienen respectivamente los dientes 3a y 3b de la V.D; por lo tanto, la fórmula dentaria dada por Gardner y Bowles (*op. cit.*) no correspondería a una charnela lucinoide sino a una de tipo cirenoide, que presenta dicha fórmula 3a 1 3b 2 y 4b", merece los siguientes comentarios:

- 1) Los dientes 3a y 3b de la valva derecha (V.D.) surgen de la misma lámina primitiva IIA, no interviniendo en absoluto, para este caso, la lámina I.
- 2) Los autores reconocen que el venericárdido patagónico estudiado por Gardner y Bowles tiene charnela cirenoide y por lo tanto, tres dientes cardinales en la valva derecha, justamente todo lo contrario de la tesis que sostienen en el resto del trabajo.
- 3) La fórmula cirenoide, en lo que concierne a los dientes cardinales, para la valva izquierda es 2a, 2b, 4b y no 2,4b (notación típica de la charnela lucinoide). Cuando no existe el diente 2b, la fórmula queda resumida en 2a,4b.

Lista de trabajos citados en el texto

- Ameghino, F., 1906. *Les Formations sédimentaires du Crétacé Supérieur et du Tertiaire de Patagonie*. Anal. Mus. Nac. Bs. Aires, ser. 3, t. VIII: 126 y 127.
- Archangelsky, S., 1968. *Sobre el paleomicroplancton del Terciario inferior de Río Turbio, Provincia de Santa Cruz*. Ameghiniana V: 406-416.
- 1969. *Estudio del paleomicroplancton de la Formación Río Turbio (Eoceno), Provincia de Santa Cruz*. Ameghiniana VI: 181-218.
- 1972. *Esporas de la Formación Río Turbio (Eoceno), Provincia de Santa Cruz*. Rev. Mus. La Plata (n. s.) VI, Paleont. n° 39: 65-100.
- Archangelsky, S. y A. Fasola, 1971. *Algunos elementos del paleomicroplancton del Terciario inferior de Patagonia (Argentina y Chile)*. Rev. Mus. La Plata (n.s.) VI, Paleont. n° 36: 1-17.
- Bonarelli, G., 1918. *Un "Neoinoceramus" de Santa Cruz* (comunicación). Physis IV: 317.
- Borrello, A. V., 1956. *Recursos minerales de la República Argentina. III. Combustibles sólidos minerales*. Mus. Arg. Cs. Nat. "B. Rivadavia", Ser. Cienc. Geol. 5: 1-542.
- Camacho, H. H., 1974. *Bioestratigrafía de las formaciones marinas del Eoceno y Oligoceno de la Patagonia*. Acad. Nac. Cienc. Ex. Fis. y Nat., Anales 26: 39-57.

- Cecioni, G., G. von Goetsche y J. Alvarez, 1954. *Anticlinales Pratt y Canelos, Seno Otway y Magallanes*. Fac. Cienc. Fís. y Nat., Dpto. Geol. Univ. Chile, Publ. 42: 1-18, Santiago.
- Cookson, I. C. y L. M. Cranwell, 1967. *Lower Tertiary microplankton spores and pollen grains from Southern Chile*. Micropal. 13: 204-216.
- Fernández, J. y H. H. Camacho, 1956. *La transgresión patagónica en la costa atlántica entre Comodoro Rivadavia y el curso inferior del río Chubut*. Asoc. Geol. Arg. Rev. XI: 25-45.
- Feruglio, E., 1949. *Descripción geológica de la Patagonia. II*
- Frenguelli, J., 1929. *Apuntes de geología patagónica. Descripción de algunos perfiles de la zona petrolífera de Comodoro Rivadavia*. Bol. YPF VI: 576-605.
- 1931. *Observaciones estratigráficas en Bahía Sanguinetti (Santa Cruz, Patagonia)*. Anal. Soc. Cient. Santa Fe III: 237-283.
- 1933. *Apuntes de geología patagónica. Situación estratigráfica y edad de la "Zona con Araucarias", al sur del curso inferior del río Deseado*. Bol. YPF, X: 843-900.
- Hünicken, M., 1955. *Depósitos neocretácicos y terciarios del extremo SSW de Santa Cruz (Cuenca carbonífera de Río Turbio)*. Mus. Arg. Cienc. Nat. "B. Rivadavia", Rev. Cs. Geol. IV: 1-161.
- 1966. *Flora terciaria de los Estratos de Río Turbio, Santa Cruz (niveles plantíferos del arroyo Santa Flavia)*. Rev. Fac. Cienc. Ex. Fís. y Nat., Córdoba, Serv. Cien. Nat. 27: 139-260.
- Ihering, H. von, 1902. *On the Molluscan fauna of the Patagonian Tertiary*. Proc. Amer. Phil. Soc. XLI: 132-137.
- 1907. *Les Mollusques fossiles du Tertiaire et du Cretacé supérieur de l'Argentine*. Mus. Nac. Bs. Aires, Anal. XIV (ser. III, t. VII): 561.
- Moore, R. C. (editor), 1969. *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part N*. Geol. Soc. Amer. and Univ. of Kansas Press.
- Riggi, J. C., 1980. *Aclaración y ampliación de conceptos sobre el nuevo esquema estratigráfico de la Formación Patagonia*. Asoc. Geol. Arg. Rev. XXXV: 282-289.
- Romero, E. J., 1977. *Polen de gimnospermas y fagáceas de la Formación Río Turbio (Eoceno), Santa Cruz, Argentina*. CIRGEO: 1-181, Buenos Aires.

Recibido: Mayo 1, 1981.

HORACIO CAMACHO
CONICET-CIRGEO

NOTA SOBRE LA FORMACION PILTRUITRON Y OTRAS FORMACIONES MAS ANTIGUAS Y MAS MODERNAS EN LA REGION DE EL BOLSON, EN RIO NEGRO Y CHUBUT

FELIX GONZALEZ BONORINO

La región de Sierra Chata

Uno de los propósitos de esta comunicación es notificar sobre el hallazgo de Jurásico inferior algo al noroeste de la Sierra Chata. Sobre la ruta 258, aproximadamente 1 km al sur del cruce sobre el río Villegas, hay un buen afloramiento de areniscas grises-verdes de grano grueso en bancos macizos y espesos; en partes afloran también conglomerados. Los estratos tienen un rumbo aproximado NO-SE e inclinan unos 20° al sudoeste. Intercalados en estos estratos sedimentarios se hallan algunos estrato-capas de diabasa, generalmente alteradas. Estas rocas se apoyan en discordancia sobre el basamento (González Bonorino, 1944).

Las areniscas son en partes muy ricas en microfósiles. Se pueden ver varias valvas grandes enteras de unos 10 cm de diámetro pero, en general están rotas. Muestras de los fósiles contenidos en estas areniscas fueron gentilmente estudiadas por la Doctora Regina Levy de Caminos, del Servicio Geológico Nacional. En su informe escribe que halló "restos de braquiópodos pertenecientes a la familia Rhyconellidae, restos fragmentarios de pelecípodos atribuibles a una trigonia *Myophorella* cf. *signata* Agassiz y también escamas de peces. Aunque el contenido es escaso y poco representativo, por la presencia de representantes de la subfamilia Myophorellinae, podemos sugerir para las sedimentitas una edad jurásica inferior".

Estas rocas se correlacionarían con las que en la Sierra Chata cubren el basamento cristalino formando el cuerpo principal de la sierra, y que fueron incluidas en la Formación Piltriquitrón (González Bonorino, 1944).

Además de estos estratos jurásicos, se hallan areniscas y conglomerados que cubren el basamento cristalino y que constituyen los términos basales de la Serie Andesítica. Estos depósitos sedimentarios terciarios ha-

bían sido reconocidos por mí en el sector noroeste de la Sierra Chata apoyados sobre el basamento cristalino (González Bonorino, 1944: 14), pero sin duda es bien posible que depósitos equivalentes se hallen sobre rocas jurásicas de esta sierra.

González Díaz y Zubia (1980) informaron sobre el hallazgo de plantas en afloramientos de la Sierra Chata, plantas que fueron clasificadas como diagnósticas del "Terciario inferior, dentro de una edad general eocena-oligocena" (González Díaz y Zubia, 1980: 185). Los autores no describen las rocas portadoras de plantas ni dan precisiones sobre la ubicación del yacimiento, de manera que es difícil juzgar la afirmación de que efectivamente se muestreó la Formación Piltriquitrón como ellos afirman. Y más aún se debilita esta afirmación cuando González Díaz y Zubia (1980) no hacen mención de los sedimentos de la Serie Andesítica, los cuales, quizás hayan en realidad muestreado.

No obstante, deseo aclarar que no es mi intención negar la posibilidad de que en la Sierra Chata exista más Terciario que el que figura en la Hoja "Río Foyel". Hacia el sur de la sierra hay extensos afloramientos de Terciario en el valle de Río Foyel y en el Cerro Fortaleza, y es bien posible que remanentes de esta cubierta se hallen sobre el Jurásico de la Sierra Chata. Pero lo que de ninguna manera puedo considerar como demostrado por el trabajo de González Díaz y Zubia (1980) es que todo lo mapeado por mí como Piltriquitrón en la Sierra Chata sea Terciario.

El Cordón de Piltriquitrón y regiones adyacentes

A mitad de camino entre la Sierra Chata y el Cordón del Piltriquitrón, en la quebrada angosta y profunda del Arroyo de los

Repollos, se puede observar que las "lutitas del Río Foyel", de edad oligocena (Bertels, 1980; González Bonorino, 1944) sobreyacen en discordancia a lutitas y areniscas finas grises oscuras bien litificadas. Para llegar a la zona de contacto se debe seguir por unos 500 metros la huella que va por la margen izquierda del Arroyo de los Repollos. La superficie de contacto no se vio pero el contraste litológico entre estas dos unidades es demasiado fuerte como para que formen parte de una misma unidad. Las lutitas y areniscas finas son consideradas como de posible edad jurásica.

El Cordón del Piltriquitrón está constituido por tres unidades principales. Por un lado, formando las partes más elevadas del cordón, se encuentra el "Basamento Granítico" compuesto por granitos, dioritas y gneisses inyectados por diques y filones ácidos (Petersen y González Bonorino, 1947). Este complejo gnéissico se extiende por los cordones Serrucho, Aspero, etc., y si bien en gran parte estas rocas pueden ser de edad paleozoica inferior o precámbrica, es posible que también esté representado el paleozoico superior.

La otra unidad importante en el Cordón del Piltriquitrón está constituida por los sedimentos y estratos-capas de diabasa que forman la Formación Piltriquitrón (González Bonorino, 1944). Esta unidad fue considerada por mí como de posible edad jurásica (González Bonorino, 1973; González Bonorino y González Bonorino, 1978). Recientemente, Lizuain (1980; comun. verbal a Gustavo G. Bonorino, 1981) halló fósiles jurásicos en ambos faldeos del cordón.

La tercera unidad que forma el Cordón del Piltriquitrón es un Terciario sedimentario atribuido al Patagoniano por Petersen y González Bonorino (1947, bosquejo geológico).

González Díaz y Zubia (1980 b) informaron sobre el hallazgo de sedimentos con flora fósil asignable al Terciario inferior en el Cordón del Piltriquitrón. Por toda descripción del afloramiento dicen que las rocas son "típicas de la Formación Piltriquitrón" (González Díaz y Zubia, 1980 b: 203) y, al igual que para la Sierra Chata, admiten dar un perfil y la ubicación precisa de la localidad fosilífera.

Asimismo es llamativa la falta de referencia al trabajo de Petersen y González Bonorino donde ya en 1947 se mencionó la pre-

sencia de Terciario en el Cordón del Piltriquitrón.

Al sur del Piltriquitrón, en el Cerro Pirque, afloran estratos sedimentarios que podrían ser más antiguos que la Formación Piltriquitrón. Se trata de bancos de subgrauvacas alternando con pelitas negras, todo plegado suavemente, las rocas están bien litificadas. Hacia el norte estos estratos chocan contra un complejo volcánico e intrusivo andesítico, y más al norte, en el extremo del Cerro Pirque hay plutones dioríticos y granodioríticos, y diabásicos.

Las rocas sedimentarias pertenecerían a la Formación Millaqueo, mientras que las ígneas —presentes en el Cerro Pirque, Cordón Divisorio, etc.— pertenecerían a la Formación Huemul. Tanto en la Formación Millaqueo como en la Huemul se encuentran importantes plutonitas, generalmente dioríticas y granodioríticas (Petersen y González Bonorino, 1947). Conviene recordar que la Formación Huemul, que se caracteriza principalmente por aglomerados y pórfiros groseramente estratificados, se extiende en el área chilena (Fuenzalida 1946/47).

En mi nota publicada algunos años atrás (González Bonorino, 1974) sugerí mantener la denominación algo imprecisa de Grupo Huemul con el objeto de paliar la dificultad de correlación entre las formaciones preliásicas.

Según el estudio de Ljungner (1931; ver también Larsson, 1940), los afloramientos de la Formación Millaqueo en la zona del Nahuel Huapi eran liásicos. Posteriormente, Feruglio (1941) opinó que esta formación era paleozoica.

Ljungner (1931) mencionó también la presencia de un complejo eruptivo en una posición inferior, aunque nunca fuera ilustrada ésta en forma de perfiles (González Bonorino, 1974: 147).

En mi opinión los sedimentos podrían ser equivalentes a los "esquistos de Esquel" y corresponder al Paleozoico medio o superior; el complejo ígneo podría tener edad pérmica.

En la última parte de esta nota me referiré a la publicación de Diez y Zubia (1981). Estos autores estudiaron la región comprendida entre la ruta 258 y el límite internacional. Estos autores mostraron un cuadro estratigráfico en el cual señalan como elemento principal al Grupo Huemul, al cual consideraron como del Jurásico. Además, basándose en mi trabajo de 1974, considera-

ron que la Formación Millaqueo sobreyace a la Formación Huemul.

Deseo aquí rectificar lo publicado en 1974 referente a la superposición de Millaqueo y Huemul. Recientes observaciones en el Cerro

Pirque permitieron comprobar que la Formación Huemul es más joven que la Formación Millaqueo. El contacto se puede observar a mitad del faldeo oriental del Cerro Pirque, frente al Vivero La Araucanía.

Lista de trabajos citados en el texto

- Bertels, A., 1980. *Foraminíferos (Protozoa) y ostrácodos (Arthropoda) de la "Lutita del Río Foyel", Oligoceno de la cuenca de Niriuhau, prov. de Río Negro, Rep. Argentina.* "Ameghiniana", XVII (1): 49-52.
- Diez, O. M. y M. A. Zubia, 1981. *Sinopsis estratigráfica de la región de El Bolsón, Prov. de Río Negro.* Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXVI (1): 19-28.
- Fuenzalida, V. H., 1946-1947. *Información Geológica sobre la región del río Puelo.* Museo Nac. Hist., Bol. 23: 79-106. Santiago, Chile.
- González Bonorino, F., 1944. *Descripción geológica y petrológica de la Hoja 41 b - Río Foyel.* Dir. Min. Geol., Bol. 56, Buenos Aires.
- 1974. *La Formación Millaqueo y la "Serie Porfirica" de la Cordillera Nordpatagónica: nota preliminar.* Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIX (2).
- González Díaz, O. M. y M. A. Zubia, 1980. *La supuesta "Serie del Piltriquitrón" de la Sierra Chata: su edad y la de sus plutonitas asociadas.* Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXV (2): 183-186.
- 1980. *Un nuevo afloramiento del Terciario inferior continental (Formación Norquincó) en el cerro Piltriquitrón, suroeste de Río Negro.* Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXV (2): 203-207.
- Larsson, W., 1941. *Petrology of interglacial volcanics from Andes of Northern Patagonia.* Geol. Inst. Uppsala, Bull. 28: 191-405.
- Lizuaín Fuentes, A., 1980. *Las formaciones suprapaleozoicas y jurásicas de la Cordillera Patagónica, Prov. de Río Negro.* Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXV (2): 174-182.
- Ljungner, E., 1931. *Geologische Aufnahmen in der Patagonischen Kordillera.* Geol. Uppsala, Bull. 23: 208-242.
- Petersen, C. S. y F. González Bonorino, 1947. *Observaciones geológicas en el Chubut occidental.* Asoc. Geol. Arg., Rev. II: 177- 222.

Recibido: Setiembre 1, 1981.

FELIX GONZALEZ BONORINO
Caseros 740
4400 - Salta.

XI CONGRESO INTERNACIONAL DE SEDIMENTOLOGIA

Hamilton, Ontario - Canadá

A realizarse entre le 22 - 28 de agosto de 1982.

Toda información debe hacerse a:

IAS Congress 1982
McMaster University
Hamilton, Ontario L 854 M1
Canadá.

RESUMENES

SOME RELATIONSHIPS BETWEEN THE CRATONIC AREAS OF THE RIO DE LA PLATA, SOUTH AMERICA AND THE WESTERN KALAHARI, AFRICA

L. Dalla Salda

RESUMEN

Se presenta un estudio comparativo petrológico-estructural del Precámbrico medio a superior del cratón del Río de la Plata en Sud América y del sector oeste del cratón del Kalahari en África.

No obstante la falta de control estratigráfico y la compleja historia evolutiva de ambas regiones se estima que, tan temprano como 2.200 m.a. atrás, los extremos australes de Sud América y África sufrieron eventos tecto-térmicos comunes en varias fases de un ritmo y orientación tal que hacen suponer ambas regiones en una posición similar a aquella que ocuparon durante el Fanerozoico en épocas anteriores a la deriva continental.

El insuficiente control estratigráfico de las unidades Precámbricas sumado a su compleja deformación y metamorfismo hace difícil su separación en más de un ciclo de depositación y orogénesis. No obstante, la larga actividad tecto-térmica en el Precámbrico de estas regiones parece indicar que ocurrieron diferentes ciclos orogénicos; además algunas características tales como las rocas básicas de 1.750 m.a. intruidas en los gneises M₂ de Tandilia y el comportamiento estable de las regiones del Río Orange y Balcarce, luego del evento granítico de 1.850 m.a., posiblemente indiquen límites entre un ambiente más antiguo y profundo de uno más moderno y supra-crustal.

Chamber of Mines Precambrian Research Unit, University of Cape Town, 17 th. Annual Report, 74-88, 1980.

FE DE ERRATAS

En el trabajo *La Magnetoestratigrafía del Ensenadense de la Ciudad de Buenos Aires: Su significado geológico.* (P. E. Nabel y D. A. Valencio) publicado en el Tomo XXXVI (1): 7-18 de esta Revista, en la figura 7 (pág. 13) donde dice: Intensidad normal e Intensidad reversa, debe decir: *Intermedia normal e Intermedia reversa* respectivamente.

En la figura 5 (pág. 12) donde dice magnetización remanente estable (m.r.n.) debe decir: *magnetización remanente estable (m.r.e.)*.

CRONICA DE LA ASOCIACION

Asamblea Ordinaria y Elecciones

El día 11 de setiembre se realizó de acuerdo a lo estipulado en nuestros estatutos, la Asamblea Ordinaria convocada para analizar la Memoria y Balance General del período 1980-1981 y efectuar la elección de la nueva Comisión Directiva de la A.G.A. para el bienio 1981-1983.

Ante un nutrido y selecto número de socios la C.D. saliente procedió a leer la Memoria Anual destacando las numerosas actividades realizadas durante el último período. Se puso especial énfasis en los ocho cursos de actualización realizados a la fecha, más los diversos seminarios y cursillos auspiciados en el interior del país por la Asociación Geológica Argentina. Se analizaron las diversas publicaciones especiales editadas, en impresión y planificadas para el próximo ejercicio, así como la continuidad de la nueva serie de reimpresiones.

El análisis de la situación económica y financiera de la institución, que a pesar de las diversas inversiones realizadas mostró un sólido balance económico y una excelente situación financiera, recibió la aprobación unánime de la Asamblea.

Se procedió a elegir la nueva Comisión Directiva, la que quedó constituida por los siguientes socios:

Presidente
Vicepresidente
Secretario
Tesorero
Vocales

Vocales suplentes

río, tras lo cual se dió por terminada la Asamblea.

Cursos de actualización

Quinto Curso: *Aspectos descriptivos y genéticos de yacimientos estratoligados*, por los doctores: Milka K. de Brodtkorb, Horacio Magliola Mundet, Beatriz Coira, Norma Pezzutti, Abel Schalamuck y Mario Iñiguez. Este curso dictado del 20 al 24 de abril, encaró de un punto de vista moderno la interesante problemática de yacimientos metalíferos y no metalíferos estratoligados.

Sexto Curso: *Análisis de Paleocorrientes*, a cargo del doctor Gerardo Bossi. Este curso se dictó entre el 18 y 22 de mayo de 1981 y abarcó la metodología y aplicación de modernas técnicas, imprescindibles para el análisis de los procesos sedimentarios con el necesario apoyo estadístico.

Séptimo Curso: *Paleoclimatología*, por el Dr. Wolfgang Volkheimer del 22 al 26 de junio de 1981. Este curso versó sobre paleoclimatología general e histórica, la evolución y génesis de los climas globales, con especial énfasis en la historia climática de la Argentina durante el Fanerozoico y sus relaciones con otras regiones gondwánicas.

DR. GUALTER CHEBLI
 DR. CARLOS CINGOLANI
 LIC. MIGUEL HALLER
 LIC. GUILLERMO TURAZZINI
 LIC. JUAN V. PLOSKIEWICZ
 LIC. EDUARDO ESPISÚA
 DR. JORGE CANGINI
 DRA. MILKA K. DE BRODTKORB
 DR. LUIS SPALLETI
 LIC. EDUARDO OLIVERO

Tras una breve alocución del nuevo presidente, quien confirmó como Director de la Revista al DR. FRANCISCO E. NULLO y a sus colaboradores, procedió a establecer las prioridades de acción para el próximo pe-

Octavo Curso: *La Geología en la Evaluación y Promoción Minera*, del 24 al 28 de agosto de 1981. Este curso fue dictado por los Dres. Vicente Méndez, Emore Borelli, Wilfredo Lyons, Eduardo Granillo, Jorge R.

Cuomo y Luis Perazzo, junto con el Ing. José A. J. Matar. La participación de geólogos, ingenieros de minas, abogados y contadores que efectuaron el análisis de las diversas etapas de la investigación minera, con especial atención en las de promoción, evaluación y cubicación de yacimientos, bajo la óptica de la legislación vigente y los problemas actuales de factibilidad técnico-financiera, garantizó el éxito del curso

Noveno Curso: Este se realizará entre el 2 y el 6 de noviembre y versará sobre las Rocas Carbonáticas, génesis, clasificación y diversos modelos de formación, presentados por el Dr. Albert Carozzi de la Universidad de Illinois, Estados Unidos.

Congreso Geológico Argentino

Del 20 al 26 de setiembre se realizó en la ciudad de San Luis el Octavo Congreso Geológico Argentino, auspiciado por la Asociación Geológica Argentina. Este congreso, inaugurado en una brillante ceremonia por el Señor Gobernador de la Provincia, en representación de S. E. el Señor Presidente de la Nación, Tte. Gral. Don Roberto Viola, y diversas autoridades nacionales y locales, rindió homenaje a uno de los primeros geólogos argentinos el doctor Franco Pastore. La A.G.A. inauguró una placa en el monolito erigido en la nueva avenida que lleva su nombre, y rindió así un justiciero reconocimiento a este ilustre geólogo puntano.

El congreso, que contó con más de 1450 participantes inscriptos, sesionó durante cinco días, destacándose el interés despertado en los colegas presentes por el desarrollo de los simposios sobre Geología Aplicada a la Ingeniería, Yacimientos Estratoligados y Rocas Carbonáticas, los que fueron seguidos por una numerosa concurrencia, así como las diversas sesiones sobre diferentes temas generales.

La excelente organización del Congreso, en sus aspectos específicos y sociales, tanto como las excursiones pre y post-congreso, motivó el reconocimiento de la comunidad geológica hacia la Junta Ejecutiva y la Comisión Organizadora local por la labor realizada.

El congreso se vio coronado por la impresión de un completo relatorio sobre la "Geología y recursos naturales de la provincia de San Luis", el que fue acompañado por un Mapa Geológico de la provincia, impreso

en colores y a escala 1 : 500.000. Asimismo la edición previa de las Actas del congreso, con tres voluminosos tomos conteniendo más de 170 trabajos, atestiguó el interés mostrado por la comunidad geológica para este tipo de eventos. En el mismo participaron numerosos colegas de países vecinos, así como de Europa y Estados Unidos.

En la Asamblea de clausura se estableció la nueva sede para el IX Congreso Geológico Argentino, la que recayó en la ciudad de San Carlos de Bariloche, eligiéndose las nuevas autoridades para la organización del mismo en 1984.

Premio Juan J. Nágera "a la difusión de la Geología"

Durante la Asamblea de inauguración del Congreso se eligieron los integrantes del Jurado, quienes decidieron por unanimidad, tras haber analizado varios candidatos en forma pormenorizada, designar al Doctor Horacio H. Camacho para este premio. La distinción fue un merecido reconocimiento a su prolongada actividad profesional, docente y de investigación realizada en diferentes instituciones del país y del exterior, siendo el premiado un relevante representante y difusor de la actividad dentro y fuera del ámbito geológico.

Premio Franco Pastore "a la investigación científica"

Los miembros del Jurado elegido en la mencionada Asamblea, luego de realizar un detallado análisis de los numerosos candidatos potenciales para esta distinción, decidieron por unanimidad conferirla al Doctor Alberto Mingramm, como un reconocimiento a su pionera labor de investigación científica en el estudio sistemático de las cuencas sedimentarias del país y sus trascendentes aportes al conocimiento de las estructuras del Sistema Subandino.

Premio Storni 1980

En la cena de clausura del VIII Congreso fue entregado este premio estímulo dedicado a jóvenes investigadores, al Licenciado Osvaldo Bordonaro, consistente en diploma y medalla de oro, tal cual lo estipula su regla-

mento. En esa oportunidad fueron entregados además los premios Juan J. Nágera y Franco Pastore, en una cálida ceremonia que contó con la concurrencia de autoridades y numerosos congresistas, que brindaron un adecuado marco para el evento.

Miembro Correspondiente

En el marco del VIII Congreso Geológico Argentino, se procedió al acto académico por el cual recibió el diploma de Miembro Correspondiente de la Asociación Geológica Argentina el Doctor Jean Claude Vicente. En esa oportunidad el nuevo miembro disertó sobre *Las características paleogeográficas y estructurales de la Cordillera Occidental Peruana*. La magistral conferencia fue seguida con mucho interés por la gran cantidad

de colegas presentes, suscitando la unánime aprobación de la comunidad geológica la reciente designación.

Serie "B" Didáctica y Complementaria

Ha aparecido el "Catálogo de la Asociación Geológica Argentina" con los trabajos publicados en la Revista (1946-1980) y los Congresos Geológicos Argentinos (1960-1978), ordenados por autores y fecha de publicación. Una segunda parte, próxima a aparecer, presenta un índice temático y geográfico, ordenados por autores. El mismo ha sido prolijamente compilado por la Doctora Milka K. de Brodtkorb y está disponible para su venta en la sede de la Asociación Geológica Argentina y en las diferentes delegaciones del país.

INFORMACIONES

III CONGRESO COLOMBIANO DE GEOLOGIA

Organizado por el Instituto Nacional de Investigaciones Geológico-Mineras, la Sociedad Colombiana de Geología y la Universidad Nacional de Colombia.

Se efectuó entre el 3 y 8 de agosto pasado, en la ciudad de Medellín, el III Congreso Colombiano de Geología.

Las sesiones se desarrollaron en los salones del Hotel Intercontinental, ubicado en el suburbio de El Poblado, de Medellín, y sobre la carretera de Las Palmas, que asciende las Sierras del Este Antioqueño, en medio de un paisaje tropical permanentemente florido.

Participaron además de los colegas colombianos, geólogos de Venezuela, Costa Rica, U.S.A., Perú, Francia y Argentina. El Simposio fue presidido por el Director Regional de INGEOMINAS en Medellín, Ingeniero Humberto González, y la inauguración la efectuó el Gobernador de Antioquía y altas autoridades mineras de Colombia.

Durante el desarrollo del Congreso se

efectuaron tres sesiones plenarias a manera de discusión abierta sobre los temas:

1. — Recursos energéticos.
2. — Geología e Ingeniería.
3. — Situación actual de la enseñanza de la Geología en Colombia.

Quien escribe tuvo ocasión de comprobar en muchas sesiones la similitud de muchos problemas de coparticipación profesional existente en países latinoamericanos y la importancia que su discusión puede tener en futuros congresos continentales.

Se pudo observar también que Colombia ha volcado su principal esfuerzo para exploración energética en la prospección de carbones y su clasificación por calidades a fin de plantear distintas posibilidades de mercado. En la sesión plenaria se escuchó a muchos colegas la idea de intercambio de carbones por materias primas en Latinoamérica y aperturas de mercados regionales.

En la discusión sobre enseñanza de la Geología se destacó en forma unánime la carencia de recursos humanos en enseñanza y la necesidad de afluencia de especialistas a Colombia para colaborar en la generación de sus propios profesionales.

En las sesiones científicas del Congreso se presentaron 99 trabajos distribuidos en sesiones de:

- Geología regional.
- Geomorfología.
- Geología del Cuaternario.
- Geoquímica.
- Paleontología - Estratigrafía.
- Petrología.
- Recursos Minerales.
- Tectónica.

El grupo de sesiones que más se destacó fue el de Recursos Minerales debido al fuerte incremento de los últimos años en la prospección de metalíferos, carbones y uranio, presentándose trabajos tanto de entidades estables como contribuciones de compañías particulares.

De todas ellas las mayores procedieron de la Empresa Carbocol, en referencia al Proyecto Carbonífero de El Cerrejón, la mayor área prospectiva actual de Colombia. Entre otros temas de interés merecen destacarse trabajos sobre estratoligados de la Cordillera Oriental, prospección de uranio en la zona Preamazónica y relación entre minerales pesados y geomorfología en placeres.

En las sesiones de tectónica y Geología Regional se hizo fuerte hincapié en estudios de Cordillera Oriental, Llanura Amazónica y problemas de subducción de la Placa de Cocos.

El suscripto presentó en colaboración con J. Febrer y A. Vaca un trabajo titulado: "Sobre algunos esquemas estructurales y geotérmicos asociados a la subducción Sudamericana", en el cual se analiza el hallazgo de dos cámaras magmáticas de magnitud regional, a baja profundidad, una en el NO argentino y otra en el sur de Perú.

Al cierre del Congreso se decidió que la próxima sede será en una ciudad a determinar y en el año 1982.

BRUNO A. J. BALDIS

I N Q U A

COMMISSION ON GENESIS AND LITHOLOGY OF QUATERNARY DEPOSITS COMISION SOBRE LITOLOGIA Y GENESIS DE DEPOSITOS CUATERNARIOS

REUNION REGIONAL SUDAMERICANA SOBRE DEPOSITOS GLACIGENICOS
NEUQUEN Y SAN CARLOS DE BARILOCHE, MARZO 28 A ABRIL 5, 1982

Presidente de la Comisión

Dr. Aleksis Dreimanis,
Department of Geology, University of
Western Ontario, London, Ontario,
Canadá.

Comisión Organizadora

Dr. Jorge Rabassa
(Universidad Nacional del Comahue)
Ing. Pedro Skvarca
(Instituto Antártico Argentino)
Lic. Eloy Depiante
(Agua y Energía Eléctrica de la Nación)

Trabajos: Resúmenes, textos completos y publicaciones

Los participantes son invitados a contribuir con resúmenes extendidos de hasta tres carillas, con diagramas y mapas pero sin fotografías, escritos en castellano y traducidos al inglés. Estos resúmenes deberán ser enviados en 3 copias antes del 15 de diciembre de 1981. Se publicará un Volumen de Resúmenes bilingüe, en castellano e inglés. Los resúmenes serán luego evaluados por el Editor del Volumen especial a publicarse, Doctor Christian Schluchter (E.T.H., Sui-

za). Los autores serán notificados de su aceptación antes del 31 de diciembre de 1981. Los trabajos aceptados serán publicados por A. A. Balkema, editora holandesa de Rotterdam, en inglés. Los autores recibirán instrucciones y papel especial para el tipeado del manuscrito, para su ulterior publicación por el sistema de "camera-ready".

Correspondencia

Toda la correspondencia, consultas, resú-

menes, información, etc., debe ser enviada a la siguiente dirección:

Dr. Jorge Rebassa
 INQUA - Reunión sobre Depósitos
 Glacigénicos
 Departamento de Geografía
 Universidad Nacional del Comahue
 Av. Argentina 1400
 8300 Neuquén.

COMENTARIOS BIBLIOGRAFICOS

IAKUBOVSKII, I. U. V. y L. L. LIAJOV.
 Exploración eléctrica. Editorial Reverté,
 421 p., 234 figs., Barcelona, España,
 1980.

Este libro es una traducción directa al español de la tercera edición rusa, publicada por la Editorial Nedra de Moscú. La versión castellana se debe al Doctor Ingeniero de Minas Juan González Montero.

Este texto se constituye en una guía práctica, amena y bien ilustrada de las técnicas de exploración geoelectrica, en general bien conocidas en los países occidentales, de uso regular en la U.R.S.S. Es de hacer notar que en este país, de acuerdo con lo expresado por los autores, el 35 % del gasto total en trabajos geofísicos corresponde a la aplicación de métodos eléctricos lo que evidencia la solidez de los recursos tecnológicos empleados.

Tratado de geología. Tomo 3: Tectónica. Tectonofísica. Morfología. Autores: J. Aubouin; R. Brousse; J. P. Lehman. Editorial Omega, 4ta. Edición, 642 págs.

El presente tomo 3 de la obra ofrece en su parte Tectónica un panorama de todos los problemas que hacen a la especialidad, con particularidades que van desde los criterios más sencillos hasta la relación de la tectónica con los otros fenómenos geológicos, sin

Los autores demuestran a lo largo de los temas desarrollados su experiencia en campañas de exploración, aportando gran cantidad de consejos prácticos que complementan el aspecto teórico de los métodos descriptos. Esta característica hace de este manual una herramienta especialmente útil para aquellos que no posean experiencia en la aplicación de las técnicas operativas de campo.

El mayor énfasis está puesto en la utilización de los métodos eléctricos para la localización de yacimientos minerales sin dejar de lado sus aplicaciones en hidrogeología, geotécnica y carteo geológico. La bibliografía citada por los autores está restringida en su totalidad al ámbito de actuación de los mismos.

Lic. JOSÉ E. MENDIA

olvidar las teorías orogénicas y finalizando con una amplia explicación de los estilos estructurales y regionales de la tectónica de Europa y América (ver Andes de la R. Argentina).

Con referencia a la Tectonofísica (5ta. Parte) da los rudimentos necesarios para tener una visión generalizada y de cierta magnitud, de los problemas geofísicos, haciendo hincapié en el origen de los océanos

y mares, para luego analizar y discutir la teoría de placas, sus consecuencias y aspectos más relevantes.

La sexta parte o Morfología, además de las cuestiones generales, introduce la morfología climática, donde son tratados con cierta profundidad los temas referidos a suelos, circulación de capas atmosféricas y relaciones de climas y suelos. Los autores han introducido un capítulo referido a la Morfología Histórica con análisis de los ciclos de erosión y una breve explicación topo-geológica sobre el emplazamiento de la ciudad de París.

La obra en todos sus capítulos ofrece abundantes gráficos y láminas explicativas de alta calidad de impresión y claridad de comprensión e interpretación, además de una excelente encuadernación y presentación general.

En lo que respecta a la traducción, se aprecian algunas insuficiencias que en ciertos párrafos pueden tornar engorrosa la lectura, pero este ocasional inconveniente no alcanza para desmerecer su valor y en todo caso es error imputable al traductor.

Finalmente debemos decir que este texto es recomendable para todos los profesionales jóvenes que necesitan respaldarse en bases científicas con ejemplos prácticos antes de especializarse, como también para los geólogos de mayor experiencia, ya que les permite disponer de una amplia información actualizada y sustancial, sobre los temas que son actualidad en el mundo de la Geología.

DR. ROBERTO SCHILLIZI

Dr. OSCAR A. LOSADA

EL NUMERO 3 DE ESTE TOMO
SE TERMINO DE IMPRIMIR EL 5 DE
DICIEMBRE DE 1981 EN LOS TALLERES
GRAFICOS ZLOTOPIORO S.A.C.I.F.
SARMIENTO 3149, BUENOS AIRES,
REPUBLICA ARGENTINA

El presente Tomo se ha financiado con un subsidio del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, y del Consejo de Investigaciones Científicas de la Prov. de Buenos Aires, que no se hacen responsables del contenido del mismo.

NORMAS Y SUGERENCIAS PARA LOS AUTORES

1. **EXTENSION.** Se recomienda que la extensión de los originales no sea mayor de treinta páginas tamaño carta dactilografiadas a doble espacio (alrededor de 10.000 palabras). Cada trabajo podrá contener hasta tres páginas impresas de ilustraciones, las que podrán consistir indistintamente en mapas, perfiles, cuadros, diagramas, fotografías, etc. Cuando se acepten trabajos más extensos en texto y/o ilustraciones los autores deberán abonar la impresión del exceso, la que se les facturará a precio de costo. Los originales, tanto del texto como de las ilustraciones, se enviarán a la Asociación Geológica en duplicado.

2. **TITULO.** Debe ser sucinto e informativo sobre el tema y la localidad a que se refiere el trabajo. Es conveniente evitar iniciaciones o agregados tales como: *Sobre la importancia de...*, o *Consideraciones sobre la importancia del hallazgo de... y sus implicancias con respecto a...* etc. Los títulos deben redactarse teniendo presente la importancia de palabras claves que ayuden al fichaje en bibliotecas y servicios de documentación.

3. **RESUMENES.** Cada trabajo se iniciará con un resumen en español con su traducción al inglés, francés o alemán, sugiriéndose el primer idioma. Debe ser comprensible en sí mismo, sin referencia al trabajo y su extensión no deberá ser mayor de 150 palabras.

4. **CONCLUSIONES.** Las conclusiones consistirán en nuevos descubrimientos, conceptos, hipótesis, hallazgos significativos, etc. Deben constituir la apropiada finalización de una obra mayor y no un simple sumario o la extensión del resumen.

5. **REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.** Conviene controlar dos veces las referencias y citas, una para comprobar que la cita tenga su correspondiente referencia, y la otra para verificar si la referencia está citada en el texto. La lista bibliográfica llevará como título: *Lista de trabajos citados en el texto*, y se confeccionará siguiendo el ejemplo del presente número, abreviando de igual manera las indicaciones de tomo (o volumen), número y página de las publicaciones citadas.

6. **ILUSTRACIONES.** Deberán ser las estrictamente necesarias para completar el texto. Los mapas, perfiles, diagramas, etc., serán dibujados sobre papel blanco cartográfico o transparente, de buen cuerpo, con tinta china. Se aconseja el dibujo en tamaño doble con respecto al de su publicación, cuidando que la dimensión de las letras y la abertura de las rastras permitan su reducción en forma legible. Los mapas y perfiles llevarán escala gráfica y, en una esquina inferior, el nombre del autor y el año de confección. Las letras deberán ser dibujadas con letógrafo. Los mapas de ubicación que comprendan la totalidad del territorio argentino deberán incluir además el Sector Antártico, dibujado a otra escala en cualquier espacio libre. Todas las localidades mencionadas en el texto figurarán en las ilustraciones. Se recomienda el mejor aprovechamiento posible del espacio, evitando dejar superficies en blanco que puedan ser ocupadas por referencias o títulos. Es importante que el marco de las ilustraciones se adecúe a la relación de medidas de la caja: 14 x 21,5 cm. Los perfiles de largo excesivo podrán ser fraccionados y ordenados de manera que las partes resultantes no sobrepasen las dimensiones de una página. Las ilustraciones en colores, así como el exceso ocasionado por figuras de tamaño mayor que una página, que deban ser plegadas, correrán por cuenta de los autores. Las fotografías serán claras y con buen contraste, limitándose sólo al objeto que se desee ilustrar; los fósiles, muestras de mano, etc. deberán iluminarse desde el ángulo superior izquierdo.

7. **SEPARADOS.** Los autores recibirán, sin cargo, 25 separados de cada trabajo. Aquellos que deseen un número mayor deberán indicarlo claramente al enviar los originales y los mismos correrán por su cuenta a precio de costo.

Toda correspondencia para la Asociación Geológica Argentina,
deberá ser dirigida a:

MAIPU 645, piso 1º, 1006 Buenos Aires, República Argentina

Asoc. Geol. Arg. Rev.

TOMO XXXVI - N° 3

CORREO ARGENTINO Central B	TARIFA REDUCIDA Concesión N° 9157
	FRANQUEO PAGADO Concesión N° 3667

CONTENIDO

El substrato precretácico del extremo noreste de la provincia del Chubut JOSÉ MARÍA CORTÉS	217
<i>Benedettia huaquensis nov. gen. et nov. sp.</i> (Trilobita-Pliomeridae) de la quebrada de Huaco, provincia de San Juan MARGARITA TORO Y CÉSAR RUBÉN MONALDI	236
Interpretación geofísica y geológica del valle de Ypacaraí (Paraguay) y su formación JAMES M. DEGRAFF, RAFAEL FRANCO Y DELIO ORUÉ	240
<i>Phycoides aff. pedum</i> (traza fósil) en estratos cuarcíticos de San Manuel, sierras septentrionales de la provincia de Buenos Aires GRACIELA M. REGALÍA Y HEBE H. HERRERA	257
Pavimento glaciario en el Carbónico de la Precordillera CARLOS ROBERTO GONZÁLEZ	262
Estándar interno del Laboratorio de Carbono-14 FERNANDO E. ANGIOLINI Y MIGUEL C. ALBERÓ	267
Micro y mesoestructuras en las Formaciones Lolén y Sauce Grande y sus implicancias tectónicas. Sierras Australes de Buenos Aires EDUARDO A. ROSELLO Y ARMANDO C. MASSABIE	272
Facies sedimentarias de la Formación Nirihuau en la región de San Carlos de Bariloche, provincia de Río Negro LUIS A. SPALLETTI	286
<i>Comentarios</i> Neovenericor, un sinónimo de Venericardia (Venericor) (Mollusca, Bivalvia) HORACIO H. CAMACHO	312
Nota sobre la Formación Piltriquitrón y otras Formaciones más antiguas y más modernas en la región de El Bolsón, en Río Negro y Chubut FÉLIX GONZÁLEZ BONORINO	319
<i>Resúmenes</i> Some relationships between the cratonic areas of the Río de la Plata, South America and the western Kalahari, Africa L. DALLA SALDA	322
<i>Crónica de la Asociación</i>	323
<i>Informaciones</i> III Congreso Colombiano de Geología	325
INQUA	326
<i>Comentarios Bibliográficos</i>	327

La Asociación Geológica Argentina no se hace responsable de las opiniones y/o conclusiones vertidas por los autores de los trabajos.