

REVISTA
DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

S U M A R I O

EDMUNDO C. DRAGO, Mapa geomorfológico de la llanura aluvial del río Paraguay inferior.....	217
GUSTAVO GONZÁLEZ BONORINO, Sedimentología de la Formación Punta Negra y algunas consideraciones sobre la Geología Regional de la Precordillera de San Juan y Mendoza.....	223
R. R. ANDREIS, L. A. SPALLETTI Y M. M. MAZZONI, Estudio geológico del Subgrupo Sierra de Maz (Paleozoico superior), Sierra de Maz, provincia de La Rioja, República Argentina.....	247
VÍCTOR A. RAMOS, Geología del sector oriental del Macizo Nordpatagónico <u>entre Aguada Capitán y la Mina Gonzalito, provincia de Río Negro....</u>	<u>274</u>
NOTAS BREVES :	
REMBERTO PINEDO Y EDUARDO CARBAJAL, Hallazgo de vertebrados en el Grupo Salta de la Comarca de Carahuasi, provincia de Salta, República Argentina.....	286
VÍCTOR A. RAMOS Y GRACIELA BLASCO, Sobre la presencia de un Euryptérido en la facies graptolítica de la Formación Yerba Loca, <u>Departamento Jachal, provincia de San Juan.....</u>	<u>287</u>
COMENTARIOS :	
JUAN A. ROBIANO, Algunas consideraciones sobre comentarios referidos a la estratigrafía del Cerro Negro, Pampa de Agnia, Chubut..	290
CARLOS L. AZCUY, Consideraciones sobre el Carbónico y Pérmico en las Sierras de Los Llanos y Malanzán.....	291
NECROLOGÍA :	
<u>Armando Federico Leanza (1919-1975).....</u>	<u>294</u>

BUENOS AIRES
REPUBLICA ARGENTINA

1975

MAPA GEOMORFOLOGICO DE LA LLANURA ALUVIAL DEL RIO PARAGUAY INFERIOR

Por EDMUNDO C. DRAGO *

RESUMEN

Se ha confeccionado el mapa geomorfológico de la llanura aluvial del río Paraguay inferior en un tramo de 324 km de longitud. El sistema estudiado, con una superficie de 1960 km², configura una llanura de inundación compuesta, encontrándose en él cuatro unidades geomorfológicas: llanura de bancos, llanura de meandros recientes, llanura de meandros antiguos y llanura de avenamiento impedido. El trabajo fue realizado principalmente en base de interpretación aerofotográfica.

ABSTRACT

A geomorphological map of the Lower Paraguay River flood-plain has been prepared for a 324 km long reach. The studied system, a composite flood-plain with a surface area of 1960 km², is composed by four geomorphological units: bar plain, recent meandersplain, old meanders plain, and hindered-drainage plain. The work was mainly completed through aerial photographic interpretation.

INTRODUCCION

Se ha elaborado un mapa geomorfológico de la llanura aluvial del río Paraguay inferior desde los 25° 35' S (Punta Itá-Pirú, Paraguay), hasta su confluencia con el Alto Paraná, aproximadamente a los 27° 18' S (frente a Paso de la Patria, Argentina). El área mapeada ocupa una superficie de 1.960 km².

El trabajo está basado en la interpretación de las fotografías aéreas escala 1:35.000 y 1:50.000 del Instituto Geográfico Militar complementada con las cartas de navegación escala 1:50.000 del Servicio de Hidrología Naval.

* Instit. Nacional de Limnología (CONICET).
Santo Tomé, Prov. de Santa Fe.

CARACTERISTICAS PRINCIPALES DEL SISTEMA ALUVIAL DEL PARAGUAY INFERIOR

El Paraguay inferior se encuentra sometido a un régimen hidrológico más irregular y complejo que el del tramo medio, a causa de la influencia perturbadora ejercida por los dos principales tributarios de la margen derecha, los ríos Pilcomayo y Bermejo, y el principal sobre la margen izquierda, el río Tebicuary. Los ríos mencionados llevan, en conjunto, un caudal de aguas máximas próximo a 2.500 m³/s, correspondiendo 300 m³/s al Pilcomayo, 1.600 m³/s al Bermejo y 600 m³/s al Tebicuary; pero la influencia de estas descargas sobre el régimen del Paraguay no deriva tanto de sus volúmenes, como

This One



GC6Z-4Q5-YS6E

del hecho de que se producen cuando el caudal del Paraguay es moderado (entre 3.000 y 4.000 m³/s). Así, los caudales de creciente de los ríos Bermejo y Tebicuary pueden alcanzar en conjunto 2.200 m³/s, es decir aumentar en un 55 a 75 % la descarga del río Paraguay (Tossini, 1942).

No obstante, el mayor efecto de perturbación en el curso inferior de este río lo produce el Paraná, con un caudal medio 2,7 veces superior y cuyo régimen presenta una diferencia de fases muy marcada respecto a aquel río. La incidencia del río Paraná sobre el régimen del Paraguay es sobre todo debida al escaso valor de la pendiente longitudinal del cauce, que en los últimos 230 km de recorrido, alcanza a 0,021 m/km; por este motivo se producen, durante las crecientes del Paraná, remansos de gran amplitud que, en casos extraordinarios, alcanzan hasta el límite superior de este tramo inferior.

Los caudales mínimos y máximos registrados en Puerto Bermejo (Argentina), unos 66 km antes de su confluencia con el Paraná, son del orden de 1.800 y 10.000 m³/s respectivamente. Durante las grandes crecientes, el caudal máximo puede superar la última cifra (Tossini, 1942).

La longitud del río Paraguay inferior es de 324 km, siendo la distancia en línea recta de 224 km, lo que da un coeficiente de sinuosidad igual a 1,45, que lo caracteriza como un río de diseño meandroso (Leopold, Wolman y Miller, 1957). El ancho máximo del cauce es de 2,7 km, el medio de 0,705 km y el mínimo de 0,260 km; estos valores fueron obtenidos efectuando aproximadamente 400 mediciones sobre las fotos aéreas y las cartas de navegación.

Según Tossini (1942) las profundidades máxima y media son del orden de los 17 y 9 m respectivamente.

Los meandros del Paraguay inferior han generado una llanura aluvial sobre la que se observan cauces menores permanentes o semipermanentes, grandes

meandros abandonados, lagunas y pantanos. Sobre la ribera derecha se observa que varios de sus afluentes menores al llegar a la llanura aluvial, corren por ella paralelamente al cauce principal varios kilómetros antes de desembocar en él (ríos Aguapey, de Oro, etc.); los ríos que presentan esta característica son conocidos como ríos del tipo Yazoo (Lobeck, 1939).

El ancho máximo de esta llanura aluvial, medido en 15 km, se encuentra a la altura de Paso Patria (Paraguay), unos 5 km antes de la confluencia con el Paraná; el ancho mínimo, 1,5 km, fue encontrado aguas abajo de la localidad de Pilar (Paraguay); el ancho medio de este sistema es de 9,4 km.

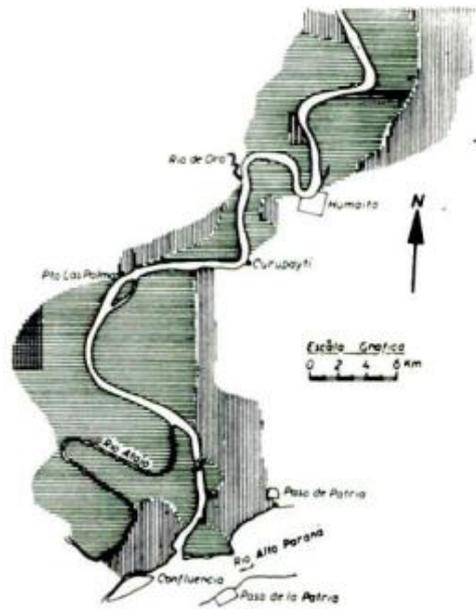
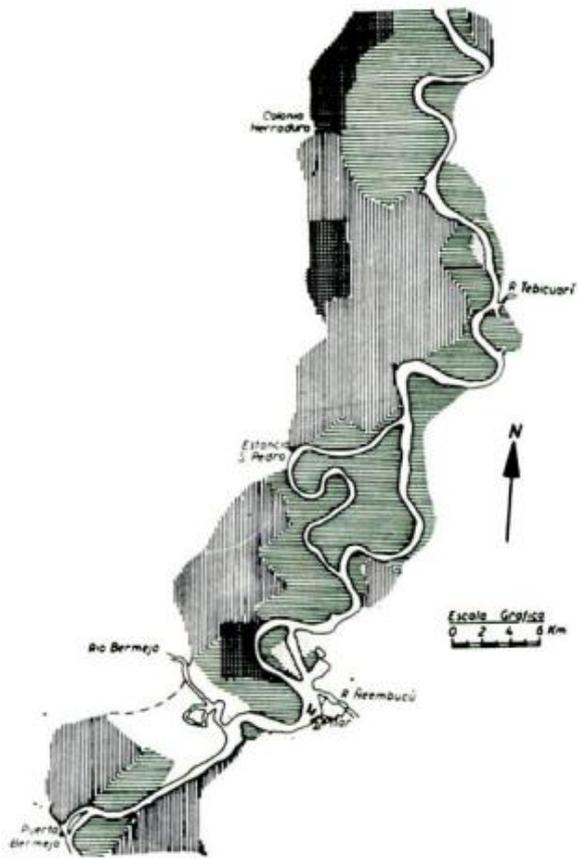
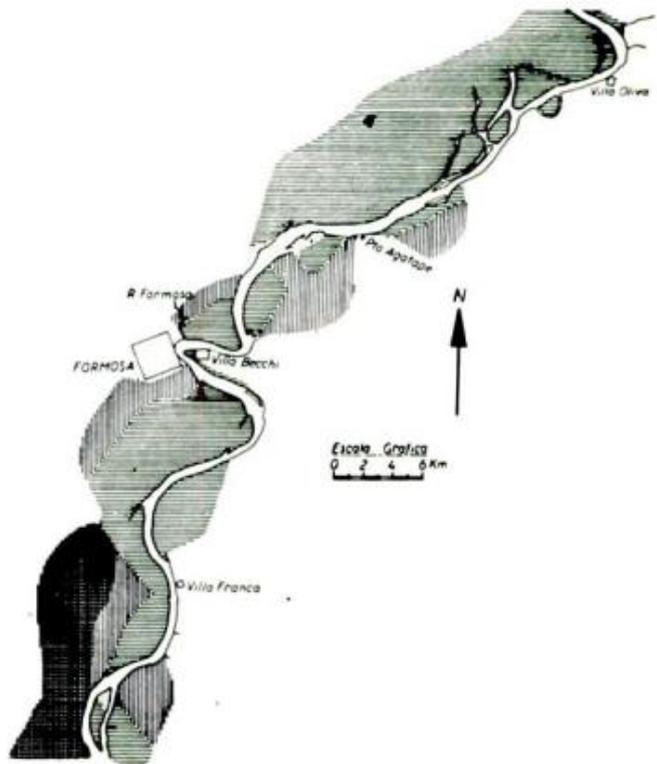
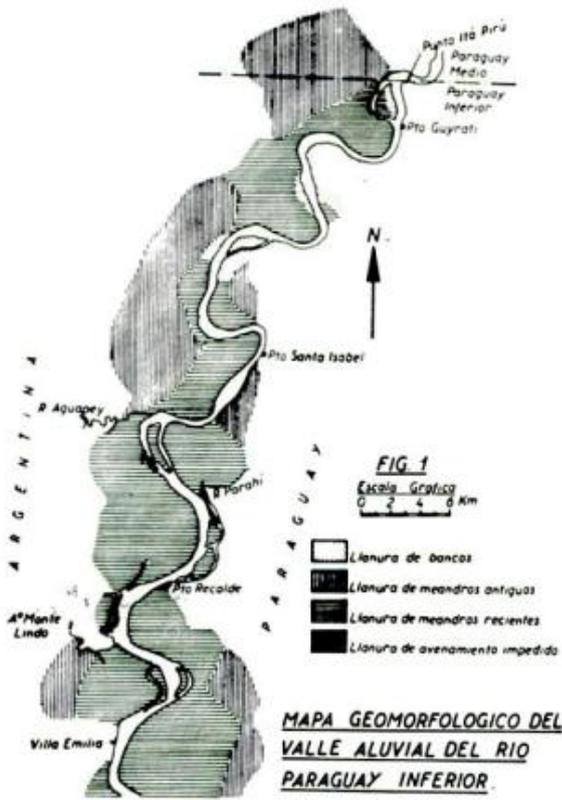
DESCRIPCION GEOMORFOLOGICA DE LA REGION MAPEADA

La diferenciación de las distintas unidades geomorfológicas se realizó con el criterio de tipo genético propuesto por Iriondo (1972).

La llanura aluvial del Paraguay inferior presenta las características de *llanura compuesta* (Melton, 1936), es decir, integrada por llanura de bancos, llanura de meandros antiguos, llanura de meandros recientes, y llanura con avenamiento impedido (Fig. 1).

La *llanura de bancos* (Fig. 2, A) está integrada por bancos del cauce principal y zonas adyacentes al mismo, presentándose en superficies aisladas y de escasa magnitud, no mayores de 13 km². Esta unidad se encuentra escasamente desarrollada, ocupando el 1,7 % del total de la región mapeada. Su origen está dado por el adosamiento irregular de bancos de cauce, quedando abandonados los tramos de cauce que separaban tales bancos, que pasan a ser emplazamientos de cuerpos de agua leníticos (Drago, 1973).

La *llanura de meandros recientes* (Fig. 2, B) acompaña al cauce principal del Paraguay, ya que se origina



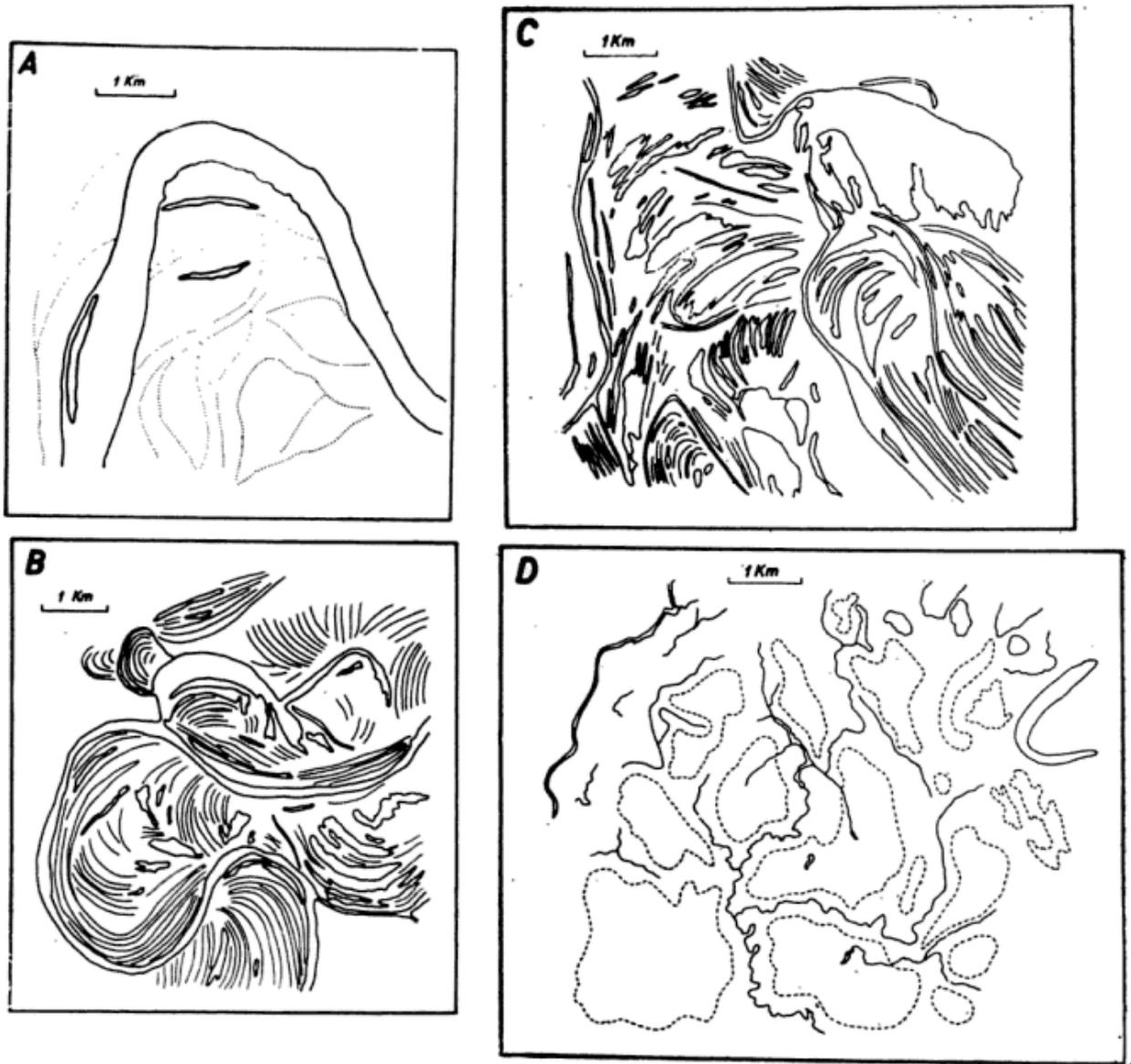


Fig. 2. — A, llanura de bancos; B, llanura de meandros recientes; C, llanura de meandros antiguos; D, llanura con avenamiento impedido. Para A, B, C y D: perímetro de bancos de cauce; — perímetro de cauces, lagunas y restos de espiras de meandros; - - - - - perímetro de bañados y pantanos.

precisamente por su migración lateral en las condiciones actuales, encontrándose también donde los cauces secundarios se hallan en actividad permanente. Esta unidad está constituida por series estrechamente espaciadas de albardones bajos y depresiones someras, que marcan el desplazamiento sucesivo de los bancos de meandros; se encuentran además lagunas semilunares, algunas de gran superficie, que durante las crecientes pueden convertirse en ambientes lóticos. Esta unidad es la de

mayor desarrollo dentro del sistema, ocupando el 58,4 % de la superficie total.

La *llanura de meandros antiguos* (Fig. 2, C) se encuentra generalmente separada del cauce principal por la unidad anterior, siendo la segunda en desarrollo areal, con un 33,7 % de la superficie total. Las espiras de meandros se presentan como "cicatrices" sobre el terreno, siendo ocupadas las depresiones por pantanos alargados y estrechos; son características de esta

unidad las lagunas de gran superficie, con mayor desarrollo longitudinal; estos espejos de agua, en sus extremos y algunas veces en sus márgenes laterales se continúan siguiendo los surcos de las antiguas espiras de meandros, inclusive es común la presencia de albardones en el interior de las lagunas, aislados en forma de isletas angostas y alargadas, o continuándose fuera del espejo de agua. El origen de estos cuerpos de agua se debe a que en una serie de espiras antiguas los albardones, durante las crecientes, son erosionados por las olas y las corrientes que se establecen al invadirlas las aguas de inundación, siendo rebajados en altura; con la continuación de este proceso, estas áreas de espiras van transformándose en cubetas poco profundas donde quedan retenidas las aguas de las crecientes.

Un proceso similar ha sido descrito para la llanura aluvial del Paraná medio, que origina la ampliación de cuerpos de agua leníticos por erosión de albardones interiores (Drago, 1973). Es común además, la existencia de series de espiras nuevas elaboradas sobre otras series más antiguas.

La *llanura con avenamiento impedido* (Fig. 2, D) se caracteriza por la gran profusión de bañados y pantanos que ocupan las antiguas lagunas o los restos de meandros que se observan en la unidad anterior. Cabe destacar que, en la mayoría de los casos, las evidencias de lagunas y espiras han desaparecido totalmente, encontrándose solamente grandes extensiones pantanosas. A través de ellas se originan pequeños cauces divagantes de escaso ancho (no mayor de 4 m) que son las vías de avenamiento de las aguas retenidas en dichos pantanos luego de las grandes crecientes.

Esta unidad se encuentra generalmente próxima a la "tierra firme", y alejada del cauce principal; sólo se halla cercana a éste cuando la dinámica

del mismo lo ha obligado a desplazarse hacia áreas más antiguas de la llanura aluvial. Esta unidad ocupa el 6,2 % de la superficie total.

ESQUEMA EVOLUTIVO

La primera etapa en este sistema comienza con el desarrollo de las espiras de meandros, proceso preponderante debido a las características hidráulicas del río. Así, el propio cauce del Paraguay y los secundarios que atraviesan la llanura aluvial crean, con sus desplazamientos, la *llanura de meandros recientes*, la que, a medida que los cauces activos se alejan por su propia dinámica, va quedando aislada, comenzando a actuar sobre ella los procesos de sedimentación en las depresiones y lagunas semilunares y de erosión de los albardones, lo que la transforma en una *llanura de meandros antiguos*.

La fase final está representada por los depósitos de la *llanura con avenamiento impedido*, aislada de los cauces activos por las dos unidades anteriores, con bañados y pantanos alimentados principalmente por el agua de las inundaciones.

Cabe destacar que se ha omitido de este esquema evolutivo a la *llanura de bancos*, por cuanto la misma alcanza escaso desarrollo y se presume que no incidiría fundamentalmente en dicho esquema.

COMPARACION ENTRE LOS SISTEMAS PARAGUAY INFERIOR Y PARANA MEDIO

Las diferencias ofrecidas por ambos sistemas en parámetros tan importantes como caudal y sedimentos suspendidos y de lecho, crean cauces morfológicamente distintos, los que inciden directamente sobre las respectivas llanuras aluviales.

Así, el cauce inferior del Paraguay con su diseño meandroso presenta un 92 % de la superficie de su llanura aluvial como llanura de meandros (antiguos y recientes), mientras que en el Paraná medio, con su cauce anastomoso, solamente el 17 % corresponde a la mencionada unidad. Al mismo tiempo, la llanura de bancos representa el 21 % del total del sistema (Iriundo, 1972), mientras que para el Paraguay inferior solamente el 1,7 %.

Con respecto a su evolución, el Paraná medio presenta como primera etapa la llanura de bancos (Iriundo, 1972), mientras que en el Paraguay inferior dicha etapa está representada por la llanura de meandros.

De lo expuesto, se puede afirmar que, si bien estos dos sistemas se presentan como un eje potámico bien definido geográficamente, sus respectivos paisajes morfológicos evidencian una diferente dinámica fluvial.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Drago, E., 1973. *Caracterización de la llanura aluvial del Paraná medio y de sus cuerpos de agua*. Boletim Pranaense de Geociencias n° 30, Univ. Federal do Paraná. Conselho de Pesquisas. Inst. de Geologia. Paraná, Brasil. En prensa.
- Iriundo, M., 1972. *Mapa geomorfológico de la llanura aluvial del río Paraná desde Helvecia hasta San Nicolás, Rep. Argentina*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXVII: 155-160.
- Leopold, L.; Wolman, M. y Miller, J., 1964. *Fluvial processes in Geomorphology*. W. H. Freeman and Co., 522 p.
- Lobeck, A., 1939. *Geomorphology*. McGraw-Hill Book Co., 731 p.
- Melton, F., 1936. *An empirical classification of flood-plain streams*. Geogr. Rev., XXVI: 593-609.
- Tossini, L., 1942. *El río Paraguay (Conclusión)*. An. Soc. Cient. Arg., CXXXIII: 502-522.

Recibido el 12 de noviembre de 1974.

SEDIMENTOLOGIA DE LA FORMACION PUNTA NEGRA Y ALGUNAS CONSIDERACIONES SOBRE LA GEOLOGIA REGIONAL DE LA PRECORDILLERA DE SAN JUAN Y MENDOZA

Por GUSTAVO GONZALEZ BONORINO¹

RESUMEN

La Formación Punta Negra (Devónico Medio a Superior) está constituida por unos 1000 m de grauwacas alternando con lutitas. Los sedimentos fueron depositados por corrientes de turbidez en un cono detrítico submarino. El espesor de la formación aumenta irregularmente hacia el oeste y disminuye hacia el norte y hacia el sur. El diseño de las paleocorrientes es radiado pero con componentes principales hacia el oeste y el noroeste (Fig. 9).

El cono submarino Punta Negra ocupa la mitad sur de la Precordillera de San Juan (Fig. 10). Hacia el norte se interdigita con el cono submarino Cerro Lojote (nombre propuesto), hacia el este pasa a la Formación Rinconada (depositada sobre un talud intracontinental), hacia el oeste llega hasta el flanco oriental de la Sierra del Tontal, y hacia el sur se acuña y quizás desaparezca antes de entrar en Mendoza.

La sedimentación de Punta Negra tuvo lugar sobre una plataforma continental, y estuvo controlada por dos arcos submarinos: el de Zonda y el de Tontal. El arco de Zonda separó las facies del cono submarino de la del talud, y el de Tontal detuvo el avance de las corrientes de turbidez hacia el oeste (Fig. 14). Estos arcos comenzaron a formarse a fines del Ordovícico y permanecieron sumergidos durante casi todo el Devónico, por lo menos. La Sierra de Tontal está formada por sedimentos del Ordovícico depositados sobre un talud continental y una eminencia continental ("continental rise"), y no pertenecen a la Formación Punta Negra.

ABSTRACT

The Punta Negra Formation (Middle to Upper Devonian) is a graywacke suite deposited by turbidity currents on a submarine fan. The total thickness of the formation increases irregularly to the west and decreases to the north and south. The paleocurrents show a radial pattern but with main components towards the west and northwest (Fig. 9).

The Punta Negra fan interdigitates to the north with another submarine fan, to the east it passes to a slope lithofacies, to the west it abuts against the Tontal Range, and to the south it tapers out.

The Punta Negra fan developed on a continental platform and was controlled by two submarine arches: the Zonda and the Tontal arches. The Zonda arch separated the slope from the fan lithofacies, and the Tontal arch checked the progradation of the fan towards the west (Fig. 14). These arches began forming by the end of the Ordovician and remained submerged during most of the Devonian, at least.

The Tontal Range is formed by Ordovician sediments deposited on a continental slope and continental rise, and is not part of the Punta Negra Formation as previous authors have suggested.

¹ Fundación Bariloche, C. C. 738, Bariloche, Río Negro.

INTRODUCCION

CONSIDERACIONES GENERALES

El conocimiento bioestratigráfico de la Precordillera de San Juan y Mendoza ha alcanzado un nivel satisfactorio gracias al trabajo de numerosos paleontólogos y estratígrafos durante varias décadas. Lamentablemente quedan aún varias unidades litoestratigráficas importantes, en las cuales no se han hallado fósiles, hecho que ha demorado la definitiva resolución de la estratigrafía de la Precordillera.

Buena parte de esta demora se debe a que no se han empleado otras metodologías que no dependan tanto del hallazgo de fósiles para establecer correlaciones. Uno de estos métodos de trabajo es la Sedimentología.

La Sedimentología se consolidó como disciplina con el libro de Pettijohn (1949): Rocas Sedimentarias. La esencia del enfoque de Pettijohn es la descripción petrográfica detallada de las rocas sedimentarias y el análisis de problemas conexos como son su evolución textural y la diagénesis. Este enfoque se difundió en la Argentina, con mucho provecho, a partir de la década del 50. El libro de Pettijohn tuvo, y tiene aún, una tremenda influencia sobre geólogos de todo el mundo pues ofreció un modo fructífero de trabajar.

Hacia fines de la década del 50 la Sedimentología comenzó a tomar otro rumbo que fue la comparación de las sedimentitas antiguas con sedimentos modernos, cuyos ambientes de sedimentación pueden ser conocidos con certeza. Las responsables de esta nueva orientación fueron sobre todo las compañías de petróleo norteamericanas; luego se difundió a las universidades e institutos de investigación con lo cual recibió un fuerte empuje y se desarrolló rápidamente. Los primeros estudios de sedimentos modernos fueron hechos en áreas donde se depositaban carbonatos, motivados por el interés de extraer petróleo de calizas; posteriormente se

agregaron estudios de sedimentos clásicos tanto continentales como marinos.

La esencia de este nuevo enfoque de la Sedimentología es la descripción detallada de las facies sedimentarias y la búsqueda de facies análogas en ambientes modernos.

En los últimos años ha tomado un moderado auge el análisis de los procesos sedimentarios mediante la reproducción en el laboratorio de procesos naturales, con el fin de dilucidar los mecanismos de origen de las estructuras sedimentarias y de transporte de sedimento. En rigor esta actividad es tan antigua como la petrología sedimentaria pero se ha difundido recientemente gracias a las facilidades experimentales de muchos laboratorios.

Inicialmente estas investigaciones formaron parte de la Ingeniería Hidráulica pues interesaban al control de ríos y a las construcciones sobre las plataformas continentales. Los geólogos expandieron estas observaciones y además desarrollaron una nueva línea experimental con el estudio de las corrientes de turbidez.

En realidad tanto la petrología sedimentaria como los experimentos en Hidráulica sirven de apoyo al análisis de facies sedimentarias. Este es el enfoque más moderno de la Sedimentología, pero afortunadamente es también el más adecuado para la Argentina, si se aplica en escala regional. El método bioestratigráfico ha rendido buenos frutos y lo ha hecho solo. Mas si consigue el apoyo firme de la Sedimentología no transcurrirá demasiado tiempo antes de que se resuelvan los problemas estratigráficos fundamentales de la Argentina.

El tema principal de este artículo es la descripción sedimentológica de la Formación Punta Negra (Devónico Medio a Superior). Esta formación es interpretada como un cono detrítico submarino. Se discute la importancia de la topografía en el desarrollo de sus facies sedimentarias y se la compara con otros conos submarinos. Para re-

construir la paleogeografía del área de depositación de Punta Negra, se hicieron observaciones en unidades estratigráficas relacionadas con ella. Estos datos, que tienen carácter de reconocimiento geológico, se presentan en la sección "Límites de la Formación Punta Negra".

UBICACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

La Precordillera es un sistema montañoso de unos 100 km de ancho y 400 km de largo, que se extiende desde el sur de La Rioja hasta el centro de Mendoza. Flanquea a la Cordillera Frontal separada por el valle Rodeo-Calingasta-Barreal-Uspallata. Tanto hacia el sur como hacia el norte, este valle desaparece gradualmente y la Precordillera se une con la Cordillera Frontal. Dentro de San Juan la Precordillera incluye dos serranías que se extienden de norte a sur: las sierras de Tigre-Tontal, por el centro, y las de Villicum-Zonda, por el este. Más hacia el este hay una vasta llanura aluvial sobre la cual está construída la ciudad de San Juan (Fig. 1). Los afloramiento naturales son muy

buenos y, además, los caminos ofrecen excelentes cortes.

A continuación se resumen las características geológicas más importantes de la Precordillera. El lector es remitido a Borello (1969) para un esquema de evolución tectónica, y a Furque (1972) para una síntesis bioestratigráfica y para ampliar información sobre las unidades formacionales mencionadas abajo. Las interpretaciones ambientales son del autor o fueron comprobadas por él.

La mayor parte de los afloramientos en la Precordillera son de sedimentos paleozoicos y el eratema Paleozoico está bastante completo. Las rocas del Cámbrico-Ordovícico pueden ser divididas en dos litofacies regionales: i) calizas, al este de las sierras Tigre-Tontal (p. ej. las formaciones Caliza La Laja, del Cámbrico, y Caliza San Juan, del Ordovícico) y ii) sedimentos clásticos más escasos basaltos y rocas ultrabásicas al oeste de, e incluyendo estas sierras (p. ej. las formaciones Yerba Loca y Alcaparrosa, del Ordovícico). La transición entre estas litofacies no fue observada. En principio se supone que las calizas fueron depositadas en un plataforma continental y los sedimentos clásticos en un talud continental, en una eminencia continental ("continental rise") y en una llanura abisal.

El sistema Silúrico sobryace en discordancia a las calizas al este de las sierras de Tigre-Tontal. Su base está marcada por un delgado conglomerado con clastos de ftanita y sigue con lutitas y limolitas fosilíferas, verdes y moradas, y escasas turbiditas (p. ej. las formaciones La Chilca, Los Espejos y Tambolar). En la Precordillera occidental cerca de Calingasta, afloran lutitas fosilíferas moradas (Formación Calingasta), que sobryacen a lutitas ordovícicas. Debido a que la deformación tectónica es fuerte, no se puede asegurar que allí también exista una discordancia. En la Precordillera central, los sedimentos del Silúrico se interpretan provisoriamente como depositados en

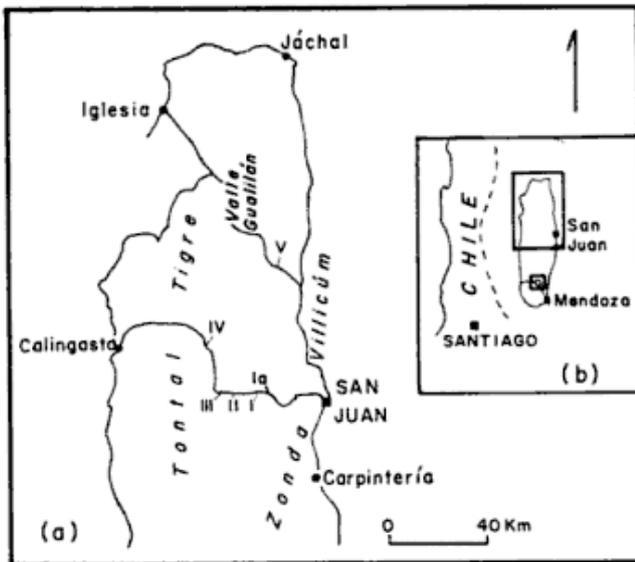


Fig. 1 - - a, Mapa de referencia de la Precordillera con la ubicación de las secciones banco-por-banco; b, Mapa de ubicación de las áreas estudiadas. Los trazos continuos indican caminos de automóvil.

una plataforma continental, mientras que en la región de Calingasta podrían corresponder a depósitos en un llanura abisal.

El sistema Devónico es marino y se caracteriza por la abundancia de turbiditas. Está bien desarrollado y preservado al este de las sierras de Tigre-Tontal, y en la de Villavicencio, en Mendoza; al oeste de estas sierras los afloramientos son mucho menores. En la zona oriental el Devónico es concordante sobre el Silúrico, excepto en las sierras de Villicún-Zonda, donde suele erodarlo y hasta sobreyace al Ordovícico. En el oeste no se observó una relación con el infrayacente. Los sedimentos devónicos se depositaron principalmente como conos detríticos submarinos, desarrollados sobre la plataforma continental.

El sistema Carbónico consiste principalmente de areniscas más lutitas y algunos conglomerados. Al este de las sierras de Tigre-Tontal es continental y sobreyace en discordancia angular al Devónico o, como en la Sierra de Zonda, al Cambro-Ordovícico. Al oeste de aquellas sierras es marino y continental, y también está en discordancia sobre rocas del Cambro-Ordovícico y del Devónico (Caminos, 1972).

El Permo-Triásico está representado por sedimentos continentales y vulcanitas (Harrington, 1941; Azcuy y Morelli, 1970; Stipanovic, 1972).

El rumbo regional de los estratos es NNE-SSO y el manto varía comúnmente entre vertical y moderado hacia el oeste.

En el área donde aflora la Formación Punta Negra la característica tectónica es el fallamiento inverso de alto ángulo. Se han formado una media docena de bloques limitados por fallas norte-sur casi verticales. Baldis y Chebli (1969) sugirieron que las fallas se originaron en la unidad de calizas ordovícicas y no afectaron al basamento, o sea que en la profundidad los planos de falla se horizontalizan. El estilo tectónico sería

similar al de las Montañas Rocosas de Norteamérica.

El plegamiento es poco importante en general pero aumenta hacia el oeste y es relativamente fuerte en la sección IV, cerca de Pacheco (fig. 1).

MÉTODOS DE INVESTIGACIÓN

El trabajo de campo ocupó unos 110 días y se llevó a cabo principalmente a lo largo de los caminos y afloramientos próximos. Los cortes de los caminos fueron muy útiles para medir los perfiles banco-por-banco de la Formación Punta Negra. Se midieron 5 perfiles banco-por-banco: 4 a lo largo del camino San Juan-Calingasta (las bases de los perfiles caen, aproximadamente, en los kilómetros 43, 48, 50 y 78 de la ruta a San Juan-Calingasta) y otro 15 kilómetros al noroeste de Talacasto, sobre el camino a Gualilán (aproximadamente por el kilometraje 21). Cada perfil se midió desde la base hacia el techo de la formación. Aproximadamente corresponde un perfil por bloque de fallado.

Cada turbidita se compone de una unidad de grauvaca y otra de lutita, unidas por una rápida transición granométrica. Se registró separadamente el espesor de cada unidad; la distinción de cada unidad no fue difícil gracias a la rápida transición. En unos pocas situaciones donde los afloramientos no fueron accesibles los espesores se estimaron. En zonas cubiertas por detrito, se midió el espesor total de la zona cubierta. Hay pequeños pliegues y fallas, pero son poco frecuentes y los bancos casi siempre pueden ser seguidos de un lado a otro de estas estructuras; una excepción es la sección IV, cerca de Pacheco, donde sólo se pudo medir la mitad inferior, pues el plegamiento es muy fuerte en la superior. En total se midieron unos 5.300 pares grauvaca-lutita.

En el laboratorio se escribió un programa de computadora para calcular

la media móvil de los espesores de los bancos y graficarla de dos maneras, a saber: contra el espesor acumulativo y contra el número ordinal de los bancos. El segundo gráfico se usó para corregir al primero por sectores no medidos. Los gráficos de media móvil presentados en este artículo, fueron construidos sobre grupos de 10 bancos y la ordenada es el espesor acumulativo. De los mismos datos originales se calculó el espesor promedio de banco y la relación arenisca/lutita, para cada sección.

Las diferencias de paleocorrientes se midieron donde fue posible de modo que el muestreo no fue aleatorio ni sistemático. Las mediciones tienen un error de 5° a 10° —determinado empíricamente— el cual es menor que la variación del rumbo por alabeo de los estratos.

Para este trabajo se estudió la mineralogía cualitativa en aproximadamente 50 cortes delgados.

Las observaciones fuera de la Formación Punta Negra tienen carácter de reconocimiento geológico expeditivo.

LA FORMACION PUNTA NEGRA

DEFINICIÓN

La Formación Punta Negra (Braccini, 1949; Padula y otros, 1967) es una unidad litológica muy distintiva, que yace entre lutitas marinas fosilíferas del Devónico Inferior y areniscas continentales del Carbónico, a lo largo del Río San Juan. Consiste de turbiditas de grauvaca verdes oliva oscuras alternando con lutitas grises oscuras, depositadas en un ambiente marino. La estratificación es mediana (30 a 40 cm de espesor) y la relación arenisca/lutita es alta.

La relación de Punta Negra con el Devónico Inferior (Formación Talacasto; Baldi, 1970) es transicional. El techo de la Formación Talacasto se ca-



Fig. 2. — Vista del contacto entre las lutitas del Devónico Inferior (Formación Talacasto) y las grauvacas de la Formación Punta Negra. Sección I.

racteriza por la presencia de algunos metros de lutita morada. Muy cerca del techo de esta unidad de lutitas aparecen banquitos delgados de grauvaca y una lutita gris reemplaza poco a poco a la morada. En el espacio de 1 m, aproximadamente, la lutita morada desaparece totalmente y los bancos de grauvaca se engrosan. La base de la Formación Punta Negra se ubicó arbitrariamente donde desaparece la lutita morada (Fig. 2). El techo de Punta Negra es una discordancia erosiva por debajo del Carbónico.

La Formación Punta Negra se extiende desde el sur del valle de Gualilán hasta unos 60 km al sur del Río San Juan, y desde el flanco oriental de las sierras de Tigre-Tontal hasta el flanco occidental de las sierras de Villicúm-Zonda. Presumiblemente, se extendía también al este de estas sierras pero habría sido erosionada; exis-

te un posible relicto al este de la Sierra de Villicúm.

Los lectores familiarizados con la geología de la Precordillera notarán que la extensión geográfica dada para Punta Negra es mucho menor que la comúnmente aceptada. (Ver p. ej. Padulla y otros, 1967; Baldis, 1973).

LITOLOGÍA

Los tres componentes litológicos de la Formación Punta Negra, en orden decreciente de abundancia son: i) grauvaca verde oliva oscura, de grano mediano, bien consolidada y maciza; ii) lutita gris oscura a casi negra, limosa y laminada; y iii) paraconglomerados verdes oliva a grises oscuros, dependiendo de la proporción de arena en la matriz; la matriz siempre es maciza.

La composición mineralógica de una grauvaca típica de Punta Negra es: un tercio de cuarzo, un tercio de fragmentos de rocas metamórficas de bajo grado, un 20 % de matriz y el resto son accesorios como mica, albita, minerales opacos, titanita: son wackes cuarzo-líticas. La lutita, que tiene una composición similar a la de la matriz de las grauvacas, es una lutita cuarzo-moscovítica. Los paraconglomerados contienen cantos rodado bien redondeados de metacuarcita, principalmente, más algunos de diabasa y pórfiro sienítico, o de metagrauvaca, esquistos cuarzosos, cuarzo de veta y caliza. La matriz es de argilita arenosa o argilita. El paraconglomerado más grueso se vio en la sección II (Fig. 1) y mide 7,5 m de espesor, pero en general no miden más de 1 m.

La estratificación es mediana, con el 70 % de los estratos menores de 1 m. La relación arenisca/lutita es alrededor de 3 (ver Tabla 1). Los bancos de grauvaca comúnmente tienen fondos planos y lisos, y están separados por una partición de lutita de sólo pocos mm de espesor (el 50 % de las unidades de lutita miden menos de 1 cm)

que hacia abajo gradaba a la grauvaca (Fig. 3). En estas delgadas particiones, la lutita es gris oscura y físil. La unidad de lutita, sin embargo puede estar ausente o medir varios decímetros y aún metros de espesor. En todas las secciones hay bancos que se han amalgamado por erosión de la lutita. A veces, siguiendo una partición de lutita, se ve que desaparece por un trecho y luego vuelve a aparecer. En otras partes es eliminada totalmente como en el Cerro Negro de Zonda (donde se halla la estación sismológica de la Universidad Nacional de Cuyo), y el te-

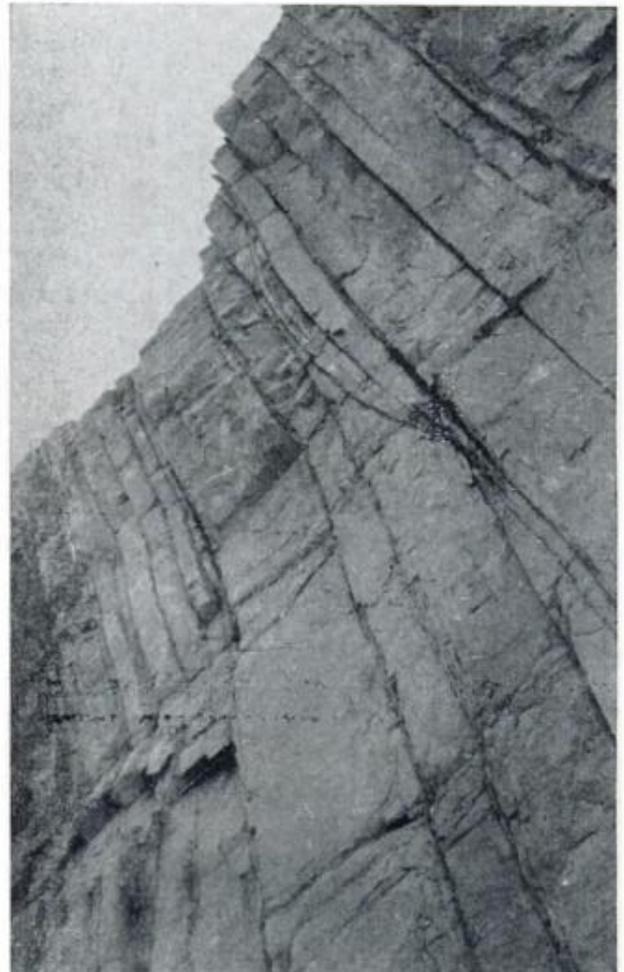


Fig. 3.— Bancos macizos separados por finas particiones de lutita. Hacia la izquierda los bancos son más delgados y la lutita es más abundante. En el centro de la foto hay un extraño canal que fue rebalsado por las corrientes de turbidez y que influyó notoriamente en la sedimentación. Se ven también bancos amalgamados. La base está hacia la izquierda (Este banco más grueso mide unos 60 cm. Sección III).



Fig. 4. — Unidad de lutitas laminadas con algunas turbiditas intercaladas. Las lutitas pueden haber sido depositadas dentro de un canal por las "colas" de corrientes de turbidez o sobre sus albardones. Base hacia la izquierda. Sección II.

cho de cada turbidita es de limo grueso o arena fina. Esta característica se repite en las partes altas de las secciones I y II. La otra posibilidad es que las lutitas formen unidades relativamente gruesas (Fig. 4). En estos casos la lutita es casi negra y se ven láminas de limolita cuarzosa. En algunos afloramientos, además de la laminación hay una mal desarrollada estratificación lenticular. Muy raras veces las lentes muestran laminación pero, en general, no se ven estructuras internas. Es posible que la falta de laminación sea sólo aparente y se deba a que la buena selección del sedimento no permita una clara diferenciación granulométrica.

Hay muy pocos bancos con clastos intraformacionales de lutita; se vieron algunos en las partes altas de las sec-

ciones I y II, y en la sección V. Los clastos son planares y redondeados.

La delicada erosión que es capaz de eliminar sólo una delgada partición de lutita, los fondos planos y lisos, y la escasez de clastos intraformacionales, atestiguan que la erosión durante la depositación de las turbiditas fue muy leve. Hay, sin embargo, algunos canales; el más profundo de los vistos se muestra en la Fig 5. También hay bancos que se acuñaen y desaparecen lateralmente (Figs. 3 y 6).

Es común hallar fragmentos de plantas en las lutitas o en las porciones limosas de los bancos, y Baldis (1970; 1973) halló fragmentos de crinoideos y valvas de braquiópodos. No hay casi sedimentos químicos o biogénicos; sólo en la sección Ia se vieron algunos banquitos de calcarenita con laminación inclinada.



Fig. 5. — Canal en lutitas y turbiditas delgadas (señalado por el martillo). Este canal es el más profundo de los vistos en Punta Negra. Base hacia la izquierda (Este). Apoyada sobre el suelo hay una varilla de 1m de longitud. Sección III.

CAMBIOS DE FACIES, CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA Y CICLOS SEDIMENTARIOS.

El estudio detallado de la Formación Punta Negra permitió establecer algunos cambios litológicos verticales y laterales, que hasta ahora no habían sido descriptos. Estos cambios se detectaron en el espesor de los estratos, en la relación arenisca/lutita y, en menor medida, en el tamaño de grano y en la composición mineralógica.

La composición mineralógica varía sólo en los clastos de los paraconglomerados los cuales son más diversos petrográficamente en los afloramientos orientales. En el Cerro Negro de Zonda, por ejemplo, hay rocas volcánicas, y por el Dique Punta Negra se hallaron

dos clastos de caliza menores de 3 cm; por lo general, los clastos son de metacuarcita.

El tamaño máximo de grano se midió con lupa en 438 bancos de diversas secciones. Existe una leve correlación positiva con el espesor de los estratos pero no se detectó cambios regionales. En cambio si se observó que en las partes altas de las secciones I y II el grano se engrosa levemente, manteniéndose siempre dentro del tamaño arena mediana; sólo los clastos de mica o de fragmentos líticos superan 1 mm, a veces. En los paraconglomerados la proporción de arena en la matriz parece disminuir hacia el oeste. Asimismo, los paraconglomerados desaparecen al oeste de la sección II y no se halló ninguno en la sección V.

En la tabla I se resumen las variaciones laterales en el espesor total de Punta Negra, en el espesor promedio de las unidades de grauvaca y lutita, en el espesor máximo de unidad de grauvaca y en la relación total arenisca/lutita. El espesor máximo de grauvaca es el promedio de los 10 bancos más gruesos en cada sección.

El espesor de Punta Negra aumenta irregularmente desde unos 700 m en la sección I hasta unos 1.700 m en la sección IV. La sección Ia (1.200 m de espesor estimados sobre foto aérea), frente al Dique Punta Negra, es anómala por ser más espesa que la I, inmediatamente al oeste. La sección V, la más delgada (180 m de espesor) es interpretada como el borde exterior del cono submarino Punta Negra.

Idealmente se esperaría que el espesor medio y máximo de banco, y la relación arenisca/lutita, aumente corriente abajo. De la sección I a la III esta tendencia existe, aunque no muy bien expresada, pero llama la atención que en la sección IV aumentan todos los parámetros excepto el espesor medio de lutita, el cual decrece.



Fig. 6. — Acuñaientos y amalgamas en algunos bancos en el centro de la foto. Hacia la izquierda hay una unidad de lutita. Base hacia la izquierda (Este). Sección II. El banco más grueso mide 1,2 m.



Fig. 7. — Litofacies transicional al Miembro Pachaco. Notar la abundancia de lutita intercalada entre las grauwacas. Base hacia la derecha (Oeste)

TABLA I
Variaciones de facies en Punta Negra

Sección	Número de bancos medidos	Espesor total (m)	Espesor de arenisca prom. (cm)	Espesor de lutita prom. (cm)	Relación arenisca/lutita	Espesor máximo arenisca (cm)
Ia.....	169	ca. 1200	32,2	9,7	3,3	220
I.....	1190	780	41,9	18,3	2,3	597
II.....	1677	660	29,7	9,5	3,1	576
III.....	1142	870	31,8	19,9	1,6	350
IV.....	838	ca. 1700	40,0	12,8	3,1	404
V.....	305	180	42,5	8,5	5,0	428

La sección III es interesante, porque Punta Negra comienza con una unidad de lutitas de 50 m de espesor, en vez de turbiditas arenosas. Las lutitas son casi negras, tienen laminaciones limosas y ocasionales turbiditas dalgadas; estas lutitas son idénticas a las que aparecen más arriba, claramente dentro de la Formación Punta Negra. Esta anomalía en Punta Negra coincide con que en el Devónico Inferior (Formación Talacasto) las lutitas moradas son reemplazadas parcialmente por areniscas oolíticas ferruginosas moradas.

En la parte alta de la sección IV, cerca de Pachaco (Km 87), afloran lutitas verdes con intercalaciones de limolitas y limolitas calcáreas, y algunas turbiditas arenosas. Su litología contrasta fuertemente con los afloramientos de Punta Negra al oeste, tanto en color como en abundancia de lutita (Fig. 7); no obstante, el pasaje a Punta Negra típica es gradual. Esta litofacies que aflora entre el Km 87 y la discordancia con el Carbónico, se denominará Miembro Pachaco.

Una de los propósitos al medir las secciones banco-por-banco, fue intentar su correlación estratigráfica. La Fig. 8 presenta la media móvil para el espesor de la turbidita completa, o sea, grauvaca más lutita, contra el espesor

acumulativo, para cada sección. La sección II es la única completa. La sección Ia (Tabla I) no se incluye en esta figura pues no se pudo determinar su posición vertical dentro de la formación. Esto se debió a que la base de Punta Negra no aflora en esta zona. Los Km entre secciones indican su separación geográfica, medida respecto de sus bases.

Se han indicado con líneas cortadas dos conspicuos intervalos con estratificación más gruesa. El inferior aparece en las cinco secciones y el superior en cuatro. (Recuérdese que en la sección IV no se midió la mitad superior). Los gráficos han sido alineados por el intervalo inferior. Cada uno de estos intervalos es interpretado como un período de mayor influjo de sedimento, controlado sobre todo por la orogénesis. Evidentemente esta alteración del régimen de depositación afectó a toda la cuenca más o menos simultáneamente. En el intervalo inferior se puede ver que el espesor de los estratos decrece de la sección I a la III y luego aumenta. Nótese también que los grosores máximos de los estratos ocurren en las partes altas de las secciones.

Por último se desea comentar la presencia de ciclos sedimentarios en Punta Negra. Si se observa la Fig. 8, se

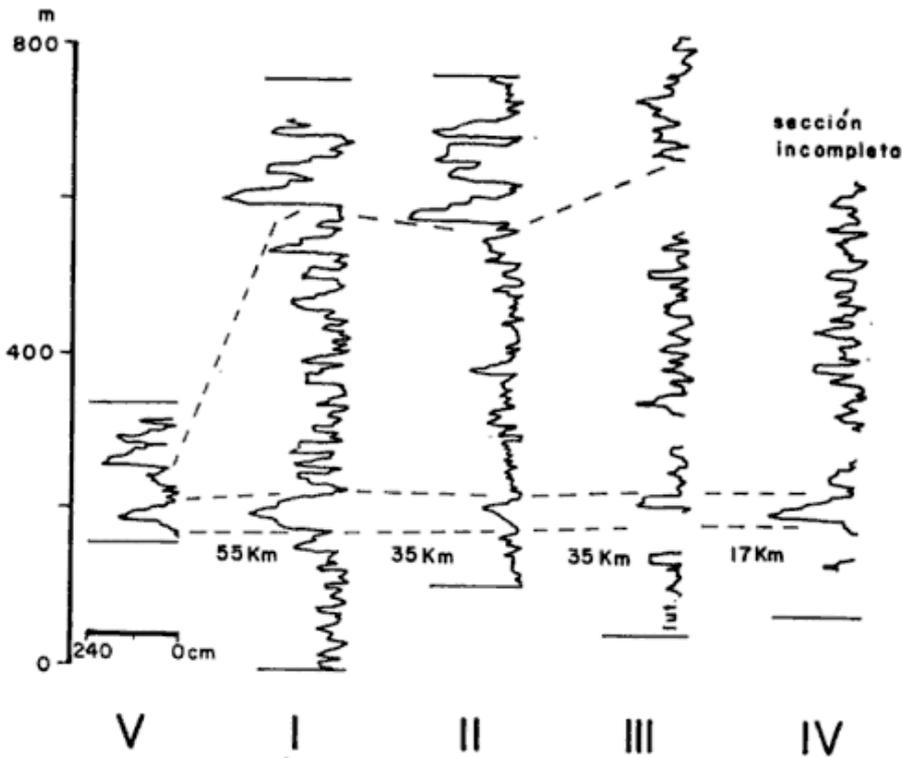


Fig. 8.— Gráficos de la media móvil del espesor completo de banco contra el espesor acumulativo, para cada sección. Los km entre las secciones indican su separación geográfica. Los espacios en blanco en las curvas se deben a que no fueron medidos. Las líneas cortadas indican la correlación aproximada de los intervalos con estratificación gruesa. La sección III comienza con 50 m de lutitas.

ven varios picos donde el espesor de los bancos disminuye hacia arriba, y si bien hay otros picos, aquellos son mucho más frecuentes. Cada uno de estos picos es interpretado como un ciclo sedimentario.

ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

Se observaron aproximadamente 1.700 bancos cuyos fondos estaban más o menos expuestos, de ellos el 70 % mostró fondos planos y sin calcos de flujo, un 20 % tuvo calcos de carga solamente y un 10 % calcos de flujo diversos; el 1 % mostró bioperforaciones ("burrows"). Los calcos de carga son pequeños, alrededor de 5 a 10 cm de diámetro, aunque algunos alcanzan a 40 cm. Los turboglifos son escasos; crestas y surcos longitudinales ("longitudinal ridges and furrows") son las estructuras más comunes producidas

directamente por turbulencia. Hay también calcos cauliformes y turboglifos interseptos. Marcas labradas, tales como surcos o calcos de punzamiento, son ubícuos pero los últimos parecen estar asociados preferentemente con las turbiditas más delgadas. Se vieron también dos pliegues recumbentes sinsedimentarios, cuyos flancos rebatidos tienen menos de 1 m de largo, y varios otros pliegues sinsedimentarios pequeños. En la mitad superior de la sección II, están expuestos dos bancos en cuyos techos hay formas de ondulitas de interferencia. Ellas podrían evidenciar la acción del oleaje.

La secuencia completa de Bouma (1962) para turbiditas (intervalo gradado macizo-laminación paralela-ondulitas-laminación paralela-lutita) casi nunca aparece. La secuencia más frecuente es: un intervalo macizo que gradado a un intervalo con laminación para-

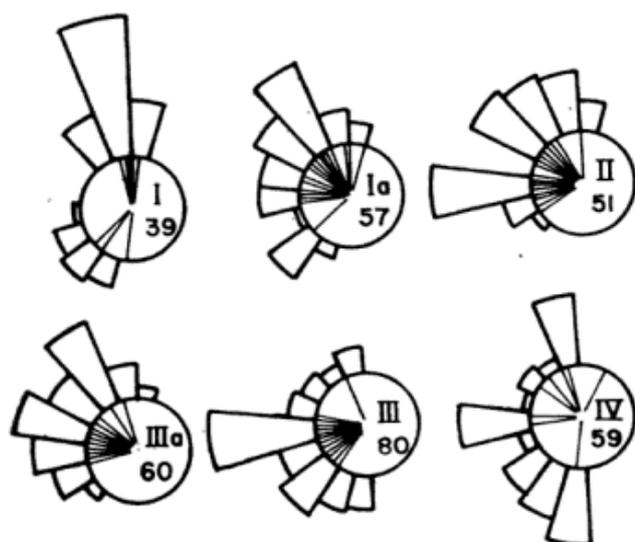


Fig. 9. — Rosas de paleocorrientes para la Formación Punta Negra. Los diagramas se componen de dos partes: adentro de la circunferencia figuran las mediciones vectoriales sin agrupar, y afuera de ella se representan todas las mediciones (vectoriales y lineales) agrupadas en intervalos de 20°, como porcentaje del total; la circunferencia es la línea de origen para los porcentajes. Los números romanos corresponden a las secciones y los arábigos indican el total de mediciones que componen cada rosa.

lela, el cual, a su vez, grada a lutita. Ondulitas y laminación de ondulitas son muy escasas. A veces hay buena laminación convoluta.

Las unidades de lutita siempre muestran laminación, a menos que hayan sido bioturbadas ("bioturbated") pero esto no es común. La laminación es paralela o levemente ondulante. Las láminas consisten de material oscuro micáceo alternando con limolita cuarzosa.

PALEOCORRIENTES

Se hicieron alrededor de 360 mediciones de paleocorrientes en la Formación Punta Negra; de ellas sólo el 14 % son vectoriales, el resto sólo da la dirección. Se tomó una medida por banco; en muy pocos casos donde había claramente dos direcciones diferentes, se tomaron ambos azimutes.

En la Fig. 9 a se presentan las rosas de las paleocorrientes. La numeración corresponde con la de la Fig. 8, excepto la IIIa que se tomó 7 km al norte de la sección III, por el km 67 de la ruta San Juan-Calingasta.

En la sección IV la distribución es trimodal; en la Ia es bimodal, y en las otras es más o menos unimodal con una gran dispersión. La componente principal del flujo va hacia el norte en la sección Ia y rota gradualmente hacia el oeste, acercándose a la Sierra de Tontal.

En la Fig. 9 b figuran las medias vectoriales estimadas y su ubicación geográfica. Se han agregado paleocorrientes de otras localidades donde las escasas mediciones no permiten construir rosas.

CONSIDERACIONES SOBRE LA TOPOGRAFÍA SUBMARINA DURANTE EL DEVÓNICO MEDIO.

La depositación y la distribución de la Formación Punta Negra estuvo controlada por dos arcos submarinos que aquí se llamarán arcos de Tontal y de Zonda (Fig. 10). Estos arcos fueron los gérmenes de las sierras de Tigre-Tontal y de Villicún-Zonda, respectivamente. La existencia de estas áreas positivas no es una idea original de este trabajo. Amos y Rolleri (1965) y Rolleri y Baldis (1967) postularon la presencia durante el Carbónico, de una cadena montañosa coincidente con la de Tigre-Tontal, a la cual llamaron Protoprecordillera, y Amos (1954) propuso la presencia durante el Devónico y Carbónico de otra cadena montañosa coincidente con las sierras de Villicún-Zonda, a la cual Padula y otros (1967) denominaron "arco de Zonda". Padula y otros (1967, p. 185 y Fig. 6) postularon que el arco de Zonda estuvo émergido durante el Devónico, y que la Protoprecordillera comenzó a formarse en el Devónico Tardío y estuvo emergida durante el Carbónico.

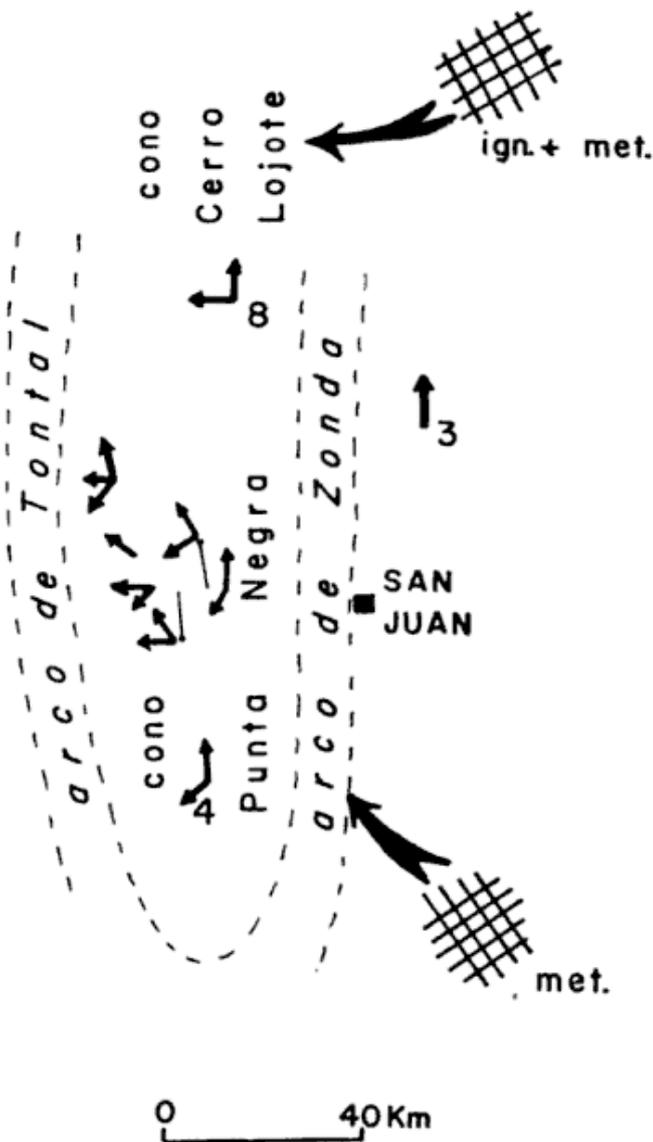


Fig. 10. — Elementos paleogeográficos principales que controlaron la sedimentación en la Pre-cordillera durante el Devónico. Las cuadrículas indican posibles áreas de aporte para sendos conos submarinos; se especifica sus litologías predominantes. Se han superpuesto las medias vectoriales estimadas de las paleocorrientes. Nótese que se han agregado datos para tres localidades y el número de mediciones en cada una.

Los conceptos que se desea recalcar aquí son: *a*) que estos arcos comenzaron a formarse antes del Devónico, posiblemente en el Ordovícico Tardío, y *b*) que ambos arcos estuvieron sumergidos en el Devónico Temprano y Medio, al menos en su mayor parte, y no contribuyeron sedimentos.

La afirmación del punto *a* se basa en los abruptos cambios de facies del Devónico Inferior a uno y otro lado de las sierras de Villicúm-Zonda, y del Devónico en general a uno y otro lado de las sierras de Tigre-Tontal. La afirmación del punto *b* se base en que no hay ninguna evidencia de que estos arcos contribuyeran sedimento. Más aún, en la Quebrada de la Alumbrera (km 117 de la ruta a Calingasta), en plena Sierra del Tontal, y aparentemente en discordancia sobre el sistema Ordovícico, Kerlleñevich (1967) halló estratos marinos fosilíferos que atribuyó al Devónico Temprano.

Además de estos arcos de escala regional, es casi seguro que había arcos menores (entre las secciones Ia y I, por ejemplo) y promontorios submarinos. Un posible indicio de la presencia de un promontorio submarino, son las areniscas oolíticas en el techo de la Formación Talacasto, debajo de Punta Negra en la sección III. Los promontorios submarinos son comunes en los océanos actuales, y algunos tienen oolitas.

CORRELACIÓN DE LA FORMACIÓN PUNTA NEGRA CON AFLORAMIENTOS AL ESTE DE LA SIERRA DE VILLICÚM.

Al este de la Sierra de Villicúm aflora la Formación Rinconada (Amos, 1954) de edad silurodevónica. Esta formación se caracteriza por la litología predominante lutítica, en la cual se destacan bloques de caliza ordovícica y lentes de conglomerados. Una mejor descripción se da en la sección que sigue. En este momento, sólo se desea comunicar que parece haber una zonación vertical en la producción de los clastos de caliza, de tal modo que los bloques de caliza, y los conglomerados con abundantes clastos de caliza (hasta 50%) se concentran en la parte inferior de la secuencia. En la parte superior los conglomerados son menos frecuentes y parecen tener menor propor-

ción de clastos de caliza, y ya no hay bloques de caliza. Esta parte superior es tomada provisoriamente como el equivalente lateral de Punta Negra.

Los fundamentos para esta separación más o menos arbitraria son que: *a)* el diseño de paleocorrientes para Punta Negra (Fig. 9) indica transporte desde el sector sureste y este, *b)* la mineralogía es similar en las Formaciones Rinconada y Punta Negra, *c)* en Punta Negra casi no hay clastos de caliza (sólo se hallaron dos clastos pequeños), de modo que la conexión entre ambas áreas debe haber ocurrido luego de concluida la erosión de la caliza cambro-ordovícica, y *d)* al cono submarino le *falta* el área de talud; con esta extensión se llenaría este vacío, pues la Formación Rinconada es interpretada en este trabajo como depósito en un talud intracontinental (ver próxima sección).

LÍMITES DE LA FORMACIÓN PUNTA NEGRA.

En esta sección se definirá geográficamente a la Formación Punta Negra. En particular, los límites septentrional y occidental son muy distintos de los postulados por otros autores.

Límite oriental. Por el este la Formación Punta Negra llega hasta el Bolsón de Matagusanos, al oeste de las sierras de Villicúm-Zonda, excepto por su posible extensión al este de las sierras de Villicúm-Zonda.

A continuación, se describirán los afloramientos del sistema Devónico al este de las sierras de Villicúm-Zonda, los cuales fueron agrupados por Amos (1954) en la Formación Rinconada. Esta digresión es necesaria para justificar la postulada extensión de Punta Negra al este de Villicúm, y para obtener una idea de la posible litofacies en las cabeceras, o parte proximal, del cono submarino Punta Negra. Se visitaron afloramientos por la zona de la Quebrada de la Flecha, y al oeste de

Carpintería (ambas localidades están sobre el flanco oriental de la Sierra Zonda), y por la zona al este de la Sierra de Villicúm. En todas estas localidades la Formación Rinconada está muy deformada por tectónica pero la deformación es notablemente menor en Villicúm que en Zonda.

La Formación Rinconada consiste, predominantemente, de lutitas verdes grises laminadas, con lentes de areniscas finas de pocos cm de espesor y 20 a 30 cm de largo que, a veces, tienen laminación interna; en partes estas lentes remedan la estratificación lenticular. La lutita parece estar algo bioturbada. Incluidos en esta "matriz" hay canales de areniscas y de conglomerados, bloques de caliza, algunas turbiditas sensu lato y algunos bancos delgados de caliza.

Las arenitas son cuarzosas con cemento calcáreo, verdes oliva, de grano mediano, y forman lentes aisladas de alrededor de 1 m de largo y 50 cm de espesor; en general, no tienen estructuras pero ocasionalmente se hallan calcos de roce en sus bases. Los conglomerados forman lentes de varios metros de longitud y 1 ó 2 m de espesor. Los clastos son redondeados a subredondeados y menores de 50 cm de diámetro (promedio alrededor de 15 cm). La matriz puede ser arenosa o limosa. El empaquetamiento de los clastos es apretado, en general, pero algunas lentes son de paraconglomerados. Algunos conglomerados tienen aspecto bandeado por la presencia de capas internas de arenisca. Predominan clastos de cuarcita, en el conjunto, pero algunos conglomerados —especialmente los que están más cerca de la base de la secuencia— contienen hasta un 50 % de clastos de caliza redondeados a subredondeados. Los bloques de caliza también parecen ser más abundantes en la parte baja de la secuencia. La caliza proviene de la Caliza San Juan (Amos, 1954) y los bloques miden varios metros de diámetro. Hay unos interesantes bancos

de areniscas sabulíticas (¿turbiditas?), sin estructuras internas, con fondos planos y netos. Estos bancos suelen tener arenisca mediana en la base, un poquito más arriba pasan a arenisca sabulítica y luego el tamaño de grano decrece hasta arenisca fina en el techo. Por último, hay banquitos delgados de caliza laminada marrón. Las marcas de flujo son muy escasas. Las pocas que se vieron, indican dirección norte-sur y, por el área de Carpintería, se halló un banco con turboglifos muy bien formados que indican flujo hacia el norte. En la parte baja de la secuencia, Amos y Boucot (1963) hallaron braquiópodos que indican edad Devónico temprana.

Amos (1954) postuló que los largos crestones de caliza que se adosan a la Sierra de Zonda, se habían deslizado desde el arco de Zonda hacia el este. El presente autor considera que, si esta hipótesis fuese correcta, debería haber abundantes brechas de caliza, que no se han hallado. Además, se hizo un perfil esquemático a través del crestón más oriental, frente a Carpintería, que muestra que a ambos lados del crestón las capas del Silúrico y Devónico cierran un anticlinal, posiblemente fallado. Respecto de los bloques menores de caliza, en cambio, no caben dudas que son sedimentarios. La mejor área para apreciar esto es el este de la Sierra de Villicúm pues allí la deformación es menor. De este manera se unifican las hipótesis sobre origen tectónico y sedimentario de los bloques de caliza, que sostuvieron Bracaccini (1946) y Heim (1948), y Amos (1954), Harrington (1967) y Borello (1969), respectivamente.

Resumiendo, entonces, se postula que parte de la Formación Rinconada al este de la Sierra de Villicúm es equivalente con la Formación Punta Negra. Esta litofacies, además, se interpreta como depositada en un talud intracontinental, inmediatamente al oeste del cual se desarrolló el cono submarino

Punta Negra. El aporte de sedimento fue desde el sur, en líneas generales. El arco de Zonda estaba sumergido y no aportó sedimento de manera apreciable.

Limite septentrional. En Loma de los Piojos, al sur de Jáchal, el sistema Devónico sobreyace concordantemente al Silúrico y comienza con una espesa (aproximadamente 600 m) secuencia marina de lutitas grises verdes y limolitas y areniscas finas micáceas. Los sedimentos están muy bioturbados por *Zoophycus* y otras bioperforaciones. Cerca del techo de esta unidad de grano fino, hay algunos pliegues por deslizamiento, algunos paraconglomerados, y la bioturbación parece menos importante ya que la laminación está mejor preservada. Por encima de estas unidades, pero interdigitada con ella, hay varios cuerpos lentiformes con areniscas y conglomerados amarillentos. Los cuerpos tienen algunos cientos de metros de longitud y decenas de metros de espesor. Las areniscas son cuarzo-plagioclaso-líticas, de grano mediano a conglomerádicas; algunos bancos delgados muestran gradación a lutita y podrían ser turbiditas, pero en general, las areniscas son macizas. Los conglomerados erosionan a las areniscas. El tamaño máximo de clastos es alrededor de 10 a 20 cm, en general, pero se vieron bloques de más de 1 m de diámetro. Los clastos son de granito principalmente pero hay de arenisca, de caliza y de metacuarcita.

Algunos niveles de areniscas finas dentro de estos cuerpos tienen estratificación lenticular abundante, y otros niveles de areniscas de grano mediano tienen laminación en cubeta bien desarrollada; los juegos tienen algunos cm de espesor y las cubetas tienen 20 cm de diámetro. Cada tanto, hay pliegues por deslizamiento. Hay canales y la estratificación es irregular. Se vieron algunos otros paraconglomerados. Bloques del derrubio muestran marcas de fondo; por ejemplo: calcos de surcos

longitudinales, calcos caulifoliados y calcos de carga. Por encima de la sección con sedimentos gruesos reaparecen las lutitas bioturbadas y las limolitas, pero ahora se agregan delgadas turbiditas de grano fino. Las lutitas tienen nódulos calcáreos. Las turbiditas aumentan en frecuencia hacia arriba. Un poco al oeste de Loma de los Piojos, el sistema Devónico está cubierto en discordancia por el Carbónico (Paganzo II) (Baldis y Cané, 1968). El espesor total para el sistema Devónico aquí se estimó en 1.500 m.

Más al oeste, a lo largo del Río Jáchal, y al sur de esta área, por el Río de la Puerta de las Casitas, al oeste de Niquivil, turbiditas y lutitas constituyen la litología predominante del Devónico. La secuencia sedimentaria generalizada comienza con lutitas verdes y limolitas, fosilíferas y bioturbadas, que muestran un bandeo marrón claro, frecuentemente con nódulos calcáreos, las cuales pasan hacia arriba a turbiditas de grana mediano, con estratificación mediana, a veces micáceas y con partición planar. La parte inferior de la secuencia, la más lutítica, contiene una fauna de braquiópodos que indica edad Devónico temprana (Padula y otros, 1967). En la parte superior no se hallaron fósiles. El espesor para el sistema Devónico aquí es de alrededor de 2.000 m (Baldis y Cané, 1968); (Espisúa, 1968).

La Fig. 11 (Jáchal) muestra 10 mediciones de paleocorrientes en esta área de la Precordillera nororiental; la media vectorial indica paleoflujo hacia el suroeste.

Aunque los datos recogidos son escasos; permiten una interpretación preliminar. Los sedimentos en Loma de los Piojos se interpretan como depositados en un sistema (¿deltaico?) con canales submarinos que alimentaron a un cono detrítico submarino (ver también Baldis, 1973, p. 153); los sedimentos al suroeste y oeste de Jáchal pertenecerían a este cono submarino. Ya que la

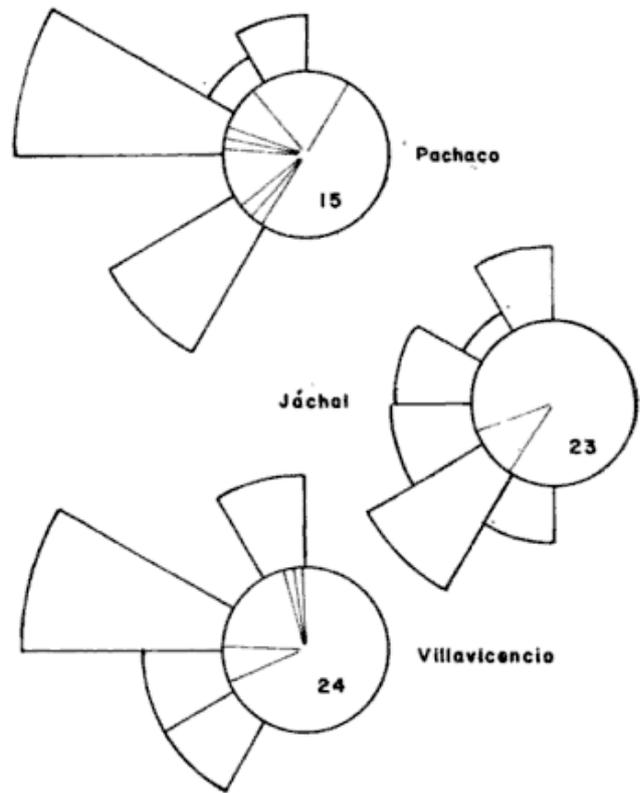


Fig. 11. — Rosas de paleocorrientes para unidades lindantes con Punta Negra. Los datos están agrupados en intervalos de 30°. Los datos para Pachaco se tomaron entre los Km 95 y 96 de la ruta a Calingasta. Los de Jáchal provienen del área al oeste y suroeste de Jáchal. Los de Villavicencio se tomaron a lo largo de la Cuesta de Villavicencio.

parte inferior de la secuencia es ciertamente Devónico inferior, es razonable suponer que la parte superior sea Devónico medio y coetáneo con Punta Negra. A su vez, el paleoflujo indica claramente una pendiente hacia el área de depositación del cono submarino Punta Negra. Este cono submarino septentrional se interdigita con el de Punta Negra y forma el Miembro Pachaco, en la sección IV.

El límite septentrional para la Formación Punta Negra, entonces, pasa aproximadamente entre el Valle Gualilán y el extremo norte de la Sierra de Villicúm.

Límite occidental. La Formación Punta Negra puede seguirse sin problemas hasta el flanco oriental de las

sierras de Tigre-Tontal. Yendo por el camino San Juan-Iglesia, se cruzan probables afloramientos de Punta Negra en la Sierra de la Invernada y luego se llega al núcleo de la Sierra del Tigre. Allí hay lutitas pizarrosas y grauvacas con clivaje oblicuo incipiente, el grano es fino o mediano y la estratificación es mediana (Km 79 de este camino, al este del Portezuelo del Colorado). Por el grado de metamorfismo y por su posición geográfica, estos metasedimentos se correlacionan con la Formación Yerba Loca, que aflora que el Río Jáchal y que es del Ordovícico (Furque, 1972). Se supone aquí, entonces, que Punta Negra no aflora al oeste del Río de la Invernada (ver también Baldis 1973, Fig. 1).

Por la ruta San Juan-Calingasta, se puede seguir bien la Formación Punta Negra hasta el Km 89, más o menos, por donde aflora el Miembro Pachaco. A la altura del Km 92 está el último afloramiento de caliza de la Caliza San Juan. Aquí (Fig. 12) la secuencia comienza con calizas ordovícicas de la Caliza San Juan, sigue con el conglomerado basal del Silúrico de 30 cm de espesor, que tiene clastos de ftanita redondeados (menores de 10 cm de diámetro) en una matriz limosa-arcillosa verde clara, luego hay lutitas y limolitas verdes y moradas, que también se atribuyen al Silúrico; estas lutitas y limolitas están muy fracturadas y muestran un clivaje perpendicular a la estratificación. Al otro lado de una quebradita aflora un buen espesor de lutitas grises verdosas a verdes oliva, micáceas, pizarrosas, con algunas turbiditas de grauvaca micácea grises claras, con partición planar; algunas tienen ondulitas y laminación convoluta. El tamaño de grano en las grauvacas es arena fina a gruesa y parecen silicificadas.

En estos afloramientos hay clivaje oblicuo incipiente y se ven pliegues chevrón y venillas de cuarzo. No se pudo determinar con certeza la relación entre las lutitas pizarrosas con turbidi-



Fig. 12. — Perfil esquemático cerca de Pachaco. Las lutitas pizarrosas han sido correlacionadas por otros autores con la Formación Punta Negra. En este trabajo se supone que son del Ordovícico y que la relación con el Silúrico es por falla.

tas y los sedimentos del Silúrico. Por el momento, se supone que es por falla inversa (Fig. 12).

Alrededor de los Kms 95 a 96 afloran subgrauvacas grises de grano grueso a fino, algo micáceas a veces, con estratificación mediana a gruesa, e intercalaciones de lutitas laminadas. En partes, las lutitas son abundantes y parece haber deformación por deslizamiento sinsedimentario.

Cerca del Km 97 hay una quebradita donde aflora una litofacies lutítica que pasa normalmente a grauvaca hacia arriba. Se intercalan diabasas.

Por el Km 98 hay un banco de conglomerado fino y por el Km 98,5 hay una secuencia que comienza —si la base está al este— con un paraconglomerado con matriz de argilita, sigue con 8 m de paraconglomerados con matriz de arena gruesa a mediana, laminada, con clastos bien dispersos y culmina con unos 30 m de conglomerados con matriz de arena gruesa conglomerádica y clastos de hasta 30 cm de largo. Hay clastos de cuarzo blanco, de caliza y de cuarcita.

A la altura del Km 101 aflora una interesante litofacies donde predominan lutitas verdes y marrones, con lentes de areniscas y de calcarenitas. Hay delgados bancos conglomerádicos o con arena gruesa en la base, marrones, con buena gradación, los cuales a veces forman lentes alargadas; tienen calcos de carga. Entre las lutitas marrones se

intercalan delgados banquitos de arenisca fina, marrón, laminada, con buena partición. Por el Km 100 esta misma litofacies está apenas desarrollada, pero hay lutitas negras blanquecinas y amarillas muy similares a las de la Formación Alcaparrosa (Ordovícico) (Furque, 1972), que ya está bien desarrollada —con las típicas alubreras— por el Km 109.

En la Fig. 11 (Pachaco) se dan las escasas mediciones de paleocorrientes obtenidas entre los Kms 95 y 96, que indican transporte hacia el oeste y noroeste.

La litofacies que aflora entre los Kms 98 y 101 es interpretada como depósito de talud continental (comparar con la Formación Rinconada) y correlacionada con la Formación Alcaparrosa (Ordovícico). El pasaje de esta litología a las grauvacas y lutitas entre los Kms 92 y 97 parece ser transicional, pero no se determinó la relación estratigráfica. A estas últimas se las considera como pertenecientes al sistema Ordovícico, o a lo sumo al Silúrico. Si en Pachaco (Fig. 12) existiera una falla inversa, podría pensarse que las lutitas pizarrosas fueran ordovícicas y se hubieran corrido sobre el Silúrico.

Finalmente, cabe señalar que el desarrollo de las facies de Punta Negra hacia el oeste no permite aceptar una litofacies como la que aflora entre los Kms 98 y 101, pues sería reiterativa de la que existe en su límite oriental.

En resumen, el límite occidental de la Formación Punta Negra corre aproximadamente por el flanco oriental de las sierras de Tigre-Tontal. Esta generalización no excluye, ni es destruída por la posibilidad de que existan retazos de Punta Negra preservados en las partes altas de la Sierra del Tontal (Baldís, 1972, comunicación personal).

Límite meridional. El límite sur de los afloramientos de la Formación Punta Negra no se definió bien pues quedó sin recorrer el área comprendida entre la Quebrada de Bachongo, al suroeste

de la Sierra de Zonda, y la zona de la Quebrada de Villavicencio, en Mendoza. A continuación, se describirán los afloramientos en la zona de Villavicencio (Formación Villavicencio de Harrington, 1941) y se explicará por qué se considera que estos sedimentos no deben incluirse, por ahora, en la Formación Punta Negra.

Se construyó un perfil esquemático a lo largo de la Quebrada de Villavicencio (Fig. 13). A la entrada de la quebrada, por el Km 1.120, afloran delgadas turbiditas de limolita y arenisca fina, verdes, con bastante lutitas intercalada; en partes predomina la lutita. Las turbiditas son menores de 10 cm de espesor; suelen ser micáceas, tienen fondos planos y gradan a la lutita. Muestran ondulitas, laminación en cubeta, laminación convoluta y, en sus bases, hay muy escasas marcas de flujo y bioperforaciones. Hay también pequeños canales rellenos por arenisca mediana. Esta litología es similar a la del Devónico inferior en la región de Gualilán. Estos afloramientos se separan informalmente como miembro I de la Formación Villavicencio.

Por el Km 1.123 la litofacies fina pasa bastante abruptamente a otra con grauvacas macizas, verdes, con puntitos de oxidación que, en el conjunto, las hacen aparecer amarillentas. Tienen grano grueso a mediano en la base, y estratificación mediana y gruesa (menor que 1 m). La lutita es muy escasa; se intercalan algunas turbiditas delgadas y limolitas. Las grauvacas muestran gradación en la mitad superior y hay escasas marcas de fondo, por ejemplo: calcos de carga, calcos de surcos longitudinales y turboglifos. Algunos bancos están amalgamados. Dos bancos con turboglifos indican paleoflujo hacia 290° y 100° , o sea, opuestos; tres bancos con marcas lineales indican direcciones entre SO y NO. Estas grauvacas también son turbiditas en un sentido amplio. Algunas de las turbiditas de esta litofacies gruesa se pare-

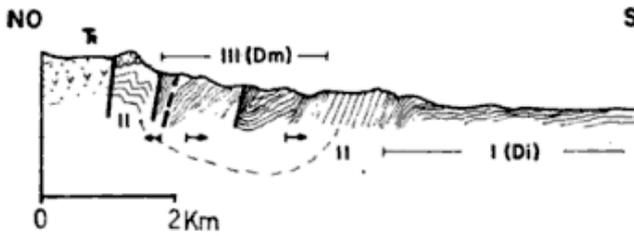


Fig. 13. — Perfil a lo largo de la Cuesta de Villavicencio. La topografía y los límites del Triásico se tomaron de Harrington (1941). Los números romanos indican los tres miembros en que se ha subdividido a la Formación Villavicencio. Las pequeñas flechas señalan hacia donde está la base de los estratos en cada lugar.

cen mucho en color y mineralogía a las de Punta Negra clásica. Esta litofacies es denominada miembro II.

Cerca del Km 1.130 la litofacies pasa a otra con turbiditas de grano fino, grises oscuras. Las turbiditas forman bancos de 20 a 30 cm de espesor, con grauvaca fina o limolita en la base y buena gradación a lutita hacia arriba; algunas turbiditas tienen ondulitas y liminación convoluta; abundan las marcas de fondo producidas por percusión o roce. En partes hay clivaje oblicuo bien desarrollado. Esta litofacies aflora a lo largo de casi toda la cuesta, pero está plegada y fallada. Se tomaron 23 muestras de paleocorrientes que tienen una distribución bimodal con medias hacia el oeste y el norte (Fig. 11, Villavicencio). Esta litofacies es denominada miembro III.

Al final de la cuesta, poco antes de llegar a los afloramientos del Triásico, se pasa a una litofacies con turbiditas gruesas idénticas a las que afloran por el Km 1.123-1.130 pero de espesores mayores (hasta 3 m). La secuencia es cubierta en discordancia por el Triásico. Estos afloramientos se consideran parte del miembro II.

El perfil de la Fig. 13 muestra la reconstrucción estructural de estas unidades y la asignación de edades. O sea, al miembro I que aflora por el Km 1.120 y en buena parte del camino por la Quebrada del Toro, más al norte, se le asigna edad Devónico temprano por

SE comparación con el Devónico inferior en San Juan, especialmente por Gualilán. Al miembro III se le asigna edad Devónico medio, o sea que se lo considera coetáneo con Punta Negra, tal como ya lo han dicho otros autores (Harrington, 1941).

Lamentablemente, no se puede decidir si este miembro III de la Formación Villavicencio integra al sistema del cono submarino Punta Negra. La duda se basa en que esta litología no se vió en ningún afloramiento de Punta Negra en San Juan, y que en el infrayacente es muy distinto. De acuerdo con la mineralogía la litología del área de aporte debe haber sido la misma que para Punta Negra; rocas metamórficas de bajo grado. Cabe la posibilidad de que este miembro se haya depositado en un subcuenca, separada de la de Punta Negra, y que pertenezca a otro sistema sedimentario. En la Fig. 10 los arcos de Zonda y Tontal se representan unidos hipotéticamente para cerrar la cuenca por el sur. Esta idea surge de que el Devónico inferior (Formación Talacasto) parece acuñarse, y desaparecer, al sur del Río San Juan (Padula y otros, 1967, Fig. 11; Baldis, 1970).

En resumen, se considera en forma preliminar que el límite meridional de la Formación Punta Negra pasa aproximadamente por el límite provincial entre Mendoza y San Juan.

DESARROLLO DEL CONO SUBMARINO PUNTA NEGRA.

Los elementos paleogeográficos principales que controlaron la depositación de la Formación Punta Negra fueron los arcos de Zonda y de Tontal. Ambos arcos estaban sumergidos. El área de aporte para Punta Negra yacía hacia el sureste, en líneas generales (Fig. 10). El área de aporte estaba constituida por rocas metamórficas del Precámbrico. El área de aporte pare el cono submarino septentrional se ubica al este de Jáchal en la Fig. 10, pero es necesario definirla mejor. En la Fig. 14 se es-

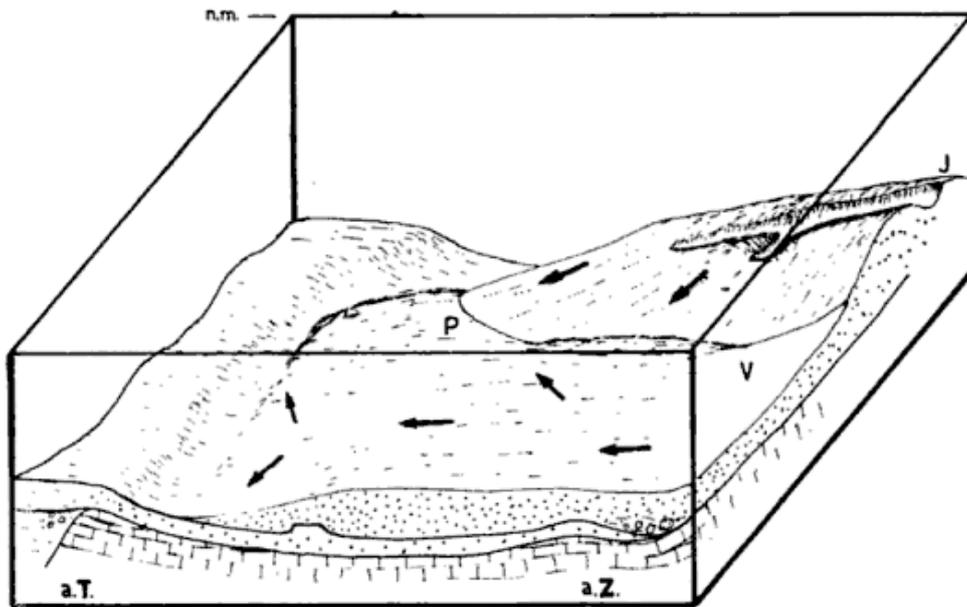


Fig. 14. — Dibujo esquemático que ilustra los rasgos principales de la topografía submarina en la cuenca de Punta Negra, y la relación entre ambos conos submarinos. Se ha superpuesto la ubicación hipotética de Pachaco (P), Villicúm (V) y Jáchal (J). Las abreviaturas a.T. y a.Z. indican los arcos de Tontal y de Zonda. En la figura, el cono de Punta Negra es el más próximo al lector, el de atrás es el de Cerro Lejote. El abrupto cambio de facies en el Ordovícico fue dibujado tomando como modelo bordes de plataformas carbonáticas actuales.

quematiza la relación entre ambos conos submarinos y la paleogeografía de la cuenca de Punta Negra.

Hacia el Devónico temprano la región al sureste de la Precordillera se elevó fuertemente. Las calizas cambro-ordovícicas se rompieron en bloques, que fueron transportados hacia el norte (geografía actual) a lo largo de la subcuenca formada por el arco Zonda, y se depositaron como Formación Rinconada. Hacia el final del Devónico temprano la cubierta de caliza había sido erosionada completamente.

Durante el Devónico medio y tardío, el Precámbrico brindó grandes cantidades de sedimento que rápidamente llenaron la subcuenca de Villicúm. Corrientes de turbidez que cruzaban el talud y el arco de Zonda, comenzaron a formar el cono submarino Punta Negra. Al comienzo de la sedimentación pueden haberse llenado depresiones menores, lo cual explicaría que la sección Ia sea más espesa que la I, y que las paleocorrientes en aquella sean hacia el norte y hacia el sur (Fig. 9). Pero

la presencia del intervalo inferior con estratificación gruesa en todas las secciones (Fig. 8) sugiere que la sedimentación ocurrió más o menos simultáneamente en toda la cuenca. A partir de entonces el crecimiento del cono debe de haber sido principalmente vertical, pues el arco de Tontal impedía su extensión hacia el oeste. El diseño divergente de las paleocorrientes en la sección IV, habría sido causado por la presencia de este arco. Además el cambio de pendiente forzaría la depositación de las corrientes de turbidez, lo cual explicaría que el espesor medio y máximo de banco, y la relación arenisca/lutita, aumentan en la sección IV.

El cono submarino Punta Negra mide unos 100 km de ancho y unos 50 km de largo; comparado con algunos conos modernos es pequeño (ver Nelson y Kulm, 1973, Tabla I). Tomando un período de sedimentación de 25 m.a. (Devónico Medio y Tardío, van Eysinga, 1972), un espesor promedio para la formación de 900 m, sin tener en cuenta la compactación, y un

número promedio de 1.500 turbiditas, se obtiene una velocidad de sedimentación de 1 m de sedimento cada 28.000 años y 1 turbidita cada 16.000 años. Dado que numerosas turbiditas delgadas limosas no se contaron, la última cifra podría ser considerablemente menor. Este cálculo da una idea del ritmo de sedimentación de Punta Negra.

Los canales que se observaron en la Formación Punta Negra fueron todos relativamente pequeños, a diferencia de otros conos submarinos donde los canales son profundos y bien desarrollados. Una evidencia indirecta de la ausencia de canales profundos es que la erosión no alcanzó a la caliza ordovícica del arco de Zonda, ya que casi no hay clastos de caliza en Punta Negra. Si los canales fuesen muy anchos y de poca profundidad, sería difícil reconocerlos pues sus contactos erosivos serían casi paralelos a la estratificación. Se sugiere que los canales utilizados por las corrientes de turbidez fueron simplemente depresiones relativas flanqueadas por turbiditas externas de conos submarinos modernos (Nelson y Kulm, 1973).

Los ciclos sedimentarios en los cuales la estratificación se adelgaza hacia arriba, fueron explicados por Mutti y Ricci Lucchi (1972) como formados por el abandono gradual de canales en las zonas medias de conos submarinos. Otra explicación posible es que cuando se produce el deslizamiento del sedimento acumulado en la zona nerítica (provocado por terremotos, maremotos o sobrecarga del sedimento, por ejemplo), una mayor parte del material se desplaza en los primeros flujos y forma turbiditas gruesas. Posteriormente, la inestabilidad provocada por la falta de esa masa de sedimento originaría otros flujos menores. Con esta hipótesis no es necesario suponer que un canal fue colmatado y abandonado, sino que puede permanecer activo largo tiempo, lo cual parece suceder en los conos modernos.

La profundidad del mar en que se depositó Punta Negra pudo haber sido de sólo pocos cientos de metros. Si se toma una pendiente de 1° que sería intermedia entre la del talud y la del cono, y se supone que la costa se hallaba a unos 30 km, se obtiene una profundidad de 500 m. En Punta Negra no se hallaron fósiles diagnósticos de la profundidad. (Pöthe de Baldi analizó 4 muestras de lutita provenientes de base, centro y techo de la formación y halló materia orgánica amorfa, formas atribuibles con duda a microplankton y esporas; en González Bonorino, 1970). En la Formación Talacasto se hallaron bioperforaciones de *Zoophycus*, que es más común en sedimentos de profundidades intermedias (Kern y Warme, 1974). La mayor parte de Punta Negra debe haber sido depositada por debajo de la acción del oleaje, ya que los sedimentos no están retrabajados. Sin embargo, en las partes altas de las secciones I y II hay sectores donde el grano se engrosa levemente, falta la lutita, las areniscas tienen menos matriz (subgrauvacas) y tienen pequeñas concreciones oxidadas, y se ven ondulitas de interferencia. Estas características podrían indicar que la cuenca de Punta Negra se estaba colmatando y que la depositación ocurría en un ambiente más oxigenado y afectado por el oleaje.

Comparando con otros conos submarino, por ejemplo el de la región de Jáchal, el cono Punta Negra se caracteriza por no tener una zona de alimentación única y restringida. El sedimento seguramente cruzó el arco de Zonda por numerosos canales menores. Esto impidió, junto con la topografía submarina, que desarrollara la forma clásica de semicono o abanico.

Las grauvacas que forman el cono submarino Punta Negra fueron transportadas principalmente como corrientes de turbidez de alta densidad, las cuales fueron modificadas en los últimos estadios de la depositación por los meca-

nismos: flujo granular ("grain flow") y flujo de detrito ("debris flow") (González Bonorino, 1973; González Bonorino y Middleton, en preparación). Las lutitas con laminaciones limosas y estratificación lenticular pueden haber sido depositadas por las "colas" de las corrientes de turbidez, tanto dentro de los canales como sobre los albardones.

CONCLUSIONES

La Formación Punta Negra se depositó en una cuenca intracontinental durante el Devónico Medio y Tardío. Comprende dos facies, a saber: depósitos de talud en el este y depósitos de cono detrítico submarino al oeste. La mayor parte de los afloramientos corresponden a la facies del cono submarino.

Este cono se desarrolló en una cuenca pequeña restringida por dos arcos sumergidos. Uno de estos arcos, el de Tontal, impidió su extensión hacia el oeste, e influyó en la estratificación y las paleocorrientes. El cono submarino se caracteriza por la ausencia de canales profundos y de material grueso, por la estratificación horizontal y por la falta de erosión entre las turbiditas. El material grueso habría sido depositado en el área de talud, al este, donde hay numerosos conglomerados.

Los límites de la Formación Punta Negra no quedaron muy bien definidos pero la aproximación es aceptable. Se concluye que el área es mucho menor que la postulada por otros autores.

Las razones para postular que la Formación Punta Negra es un cono detrítico submarino son: *a*) el diseño radiado de las paleocorrientes; *b*) la deposición de paraconglomerados y turbiditas gruesas, que implica una pendiente relativamente alta; *c*) el acuñamiento hacia el norte (sección V) y *d*) la comparación con sistemas sedimentarios en modernos márgenes continentales.

Las razones más fuertes para asegurar que la sedimentación fue submarina es

que Punta Negra es transicional a la Formación Talacasto, con fósiles marinos, que dentro de Punta Negra no hay ningún cambio litológico que permita sospechar un cambio de ambiente marino a continental, y que Baldis (1970; 1973) halló fragmentos de invertebrados marinos. La evidencia más citada en favor de un ambiente continental para Punta Negra, es la presencia de restos vegetales en ella. Este argumento carece de valor pues es conocido, y además fácil de imaginar, que restos vegetales pueden ser transportados del continente hacia el mar.

La cuenca de Punta Negra debe de haberse colmatado hacia el final del Devónico o principios del Carbónico. Durante el Carbónico Temprano y Medio, el frente fluvial o fluviodeltaico que había alimentado a los conos submarinos cruzó la Precordillera central y desbordó el arco de Tontal. Durante este período se produjo la discordancia en el techo de Punta Negra, y comenzó la depositación de los gruesos depósitos de Carbónico marino de la Cordillera Frontal (Caminos, 1972).

En un artículo reciente Baldis (1973) postuló que la Formación Punta Negra muestra dos cambios de facies: uno hacia el oeste y otro hacia el norte y noroeste. Su facies occidental incluiría las rocas de la Sierra del Tontal entre Pachaco y el Km 110 de la ruta San Juan-Calingasta, o sea afloramientos que en el presente trabajo se consideran del Ordovícico. En consecuencia, se considera aquí que su cambio de facies hacia el oeste no existe.

Su cambio de facies hacia el norte y noroeste (Baldis, 1973, Fig. 2) es correcto pero pertenecería al cono submarino septentrional y no al de Punta Negra. Estratigráficamente ambos conos submarinos son parcialmente equivalentes pero sus evoluciones fueron diferentes. Por ejemplo: *a*) el Devónico Inferior es muy distinto en cada área, *b*) el arco de Zonda no parece haber afectado la depositación del co-

no submarino septentrional (Datos sísmicos de Shell C.A.P.S.A. indican que en el extremo norte de la Sierra de Villicúm el Triásico se apoya directamente sobre las calizas ordovícicas. Esto se podría interpretar como prueba de un límite septentrional para la cuenca de depositación de la Formación Rinconada y la terminación del arco de Zonda. Comun. pers. del Dr. Antonio Mozetic, 1974), c) las áreas de aporte para cada cono submarino tuvieron distinta litología y ubicación completamente separada, d) los sistemas de paleocorrientes en cada caso indicarían que las paleocorrientes regionales en ambas subcuencas habrían sido diferentes.

En razón de estas consideraciones el autor cree conveniente separar al cono submarino septentrional con el nombre de Formación Cerro Lojote (Fig. 10). El Cerro Lojote está a 10 km al oeste de Jáchal y la geología en esta área fue descrita por Baldis y Cané (1968). La Formación Lojote contiene en su parte basal fósiles que indican edad Devónico Temprano (Baldis y Cané, 1968), se apoya concordantemente sobre el Silúrico (Baldis y Cané, 1968; Cuerda, 1969; Cuerda y Baldis, 1971) y su techo está marcado por una discondancia debajo del Carbónico (Baldis y Cané, 1968).

La Formación Cerro Lojote se extiende hacia el sur aproximadamente hasta una línea que une el extremo norte de la Sierra de Villicúm con el Valle de Gualilán, pero se interdigita con la Formación Punta Negra y forma el Miembro Pachaco. Sus otros límites laterales aún deben definirse.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo surgió de la tesis de Master of Science que el autor presentó ante la Universidad de McMaster, tesis que fue dirigida por el Dr. G. V. Middleton.

En primer lugar se desea agradecer

al Dr. Middleton por su ayuda en el campo y en el laboratorio.

Se agradece también la colaboración del Dr. B. A. Baldis quien suministró al autor información inédita y con quien hubo un buen intercambio de ideas. El extinto Dr. Horacio Harrington y el Dr. Antonio Mozetic guiaron al autor por afloramientos de la Formación Rinconada al este de las sierras de Zonda y de Villicúm.

La Dirección de Minería de San Juan facilitó gentilmente mapas y fotografías aéreas de la Precordillera, y, en una primera etapa de la campaña, también un vehículo.

El manuscrito fue leído críticamente por los Dres. Jorge Rabassa, B. A. Baldis y los editores de esta Revista; las correcciones sugeridas contribuyeron a mejorarlo.

Finalmente se desea agradecer a la Universidad de McMaster por el uso de sus instalaciones y al Consejo Nacional de Investigaciones de Canadá por la financiación de todo el trabajo.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Amos, A. J., 1954. *Estructura de las formaciones de la Rinconada, pie oriental de la Sierra Chica de Zonda, San Juan*. Rev. Asoc. Geol. Argentina, v. 9, p. 5-38.
- Amos, A. J. y A. J. Boucot, 1963. *A revision of the brachiopod family Leptocoeliidae*. Paleontology, v. 6, p. 440-457.
- Amos, A. J. y E. O. Rolleri, 1965. *El carbónico marino en el Valle Calingasta-Uspallata*. Bol. Inform. Petroleras, v. 368, p. 1-23.
- Azcuy, C. L. y J. R. Morelli, 1970. *Geología de la comarca Paganzo-Amaná. El Grupo Paganzo. Formaciones que lo componen y sus relaciones*. Rev. Asoc. Geol. Argentina, v. 25, p. 405-429.
- Baldis, B. A. J., 1970. *Estratigrafía del Devónico de la Precordillera entre los paralelos 30° y 32° S*. Tesis Doctoral, Univ. Buenos Aires, Argentina, 120 p.
- 1973. *Variaciones de facies en la Formación Punta Negra (Devónico) de la Pre-*

- cordillera sanjuanina*. Rev. Asoc. Geol. Argentina, v. 28, p. 147-155.
- y Tomás Cané, 1968. *El Paleozoico en la región occidental y austral de Jáchal*. Rev. Asoc. Geol. Argentina, v. 23, p. 121-128.
- y G. A. Chebli, 1969. *Estrucutra profunda del área central de la Precordillera sanjuanina*. Journ. Geol. Argentinas, 4as., v. 1, p. 47-65.
- Borello, A. V., 1969. *Los geosinclinales de la Argentina*. Dir. Nac. Geol. Min., Anales, 14, 188 p.
- Bouma, A. H., 1962. *Sedimentology of some Flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation*. Elsevier, Amsterdam, 168 p.
- Bracaccini, O. I., 1946. *Contribución al conocimiento geológico de la Precordillera sanjuanino-mendocina*. Bol. Infor. Petroleras, v. 260.
- 1949. *El perfil de Tambolar*. Rev. Asoc. Geol. Argentina, v. 4, p. 165-179.
- Caminos, Roberto, 1972. *Cordillera Frontal*, en Leanza, A. F. (ed.), *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Ciencias Córdoba, p. 305-343.
- Cuerda, A. J., 1969. *Sobre las graptofaunas del Silúrico de San Juan, Argentina*. Ameghiniana, v. 6, p. 223-325.
- y B. A. Baldis, 1971. *Silúrico-Devónico de la Argentina*. Ameghiniana, v. 8, p. 128-164.
- Espisúa, Eduardo, 1968. *El Paleozoico inferior del Río de las Chacritas, Depto. de Jáchal, San Juan. Con especial referencia al Silúrico*. Rev. Asoc. Geol. Argentina, v. 3, p. 297-311.
- Furque, Guillermo, 1972. *Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza*, en Leanza, A. F. (ed.), *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Ciencias Córdoba, p. 237-282.
- González Bonorino, Gustavo, 1970. *Algunos rasgos sedimentológicos de la Formación Punta Negra y de la parte inferior del Grupo Paganzo*. Tesis Licenciatura, Univ. Buenos Aires, Argentina, 33 p.
- 1973. *Sedimentology and paleogeography of a Devonian turbidite basin in Argentina*. Tesis Master of Science, Univ. McMaster, Canadá, 137 p.
- Harrington, H. J., 1941. *Investigaciones geológicas en las sierras de Villavicencio y Mal País (Mendoza)*. Dir. Nac. Geol. Min., Bol. 49, 55 p.
- 1967. *Devonian of South America*. Internat. Sympos. Devonian System, Calgary, v. 1, p. 651-671.
- Heim, Arnoldo, 1948. *Observaciones tectónicas en la Rinconada, Precordillera de San Juan*. Dir. Nac. Geol. Min., Bol. 64, 50 p.
- Herrero Ducloux, Abel, 1963. *The Andes of western Argentina*, en Childs, O. E. y B. W. Beede (eds.), *Backbone of the Americas*. Amer. Assoc. Petrol., Geol., Memoir 2, p. 16-28.
- Kerlleñevich, Cecelia, 1967. *Hallazgo de Devónico marino en la zona de Calingasta, San Juan*. Rev. Asoc. Geol. Argentina, v. 22, p. 291-294.
- Kern, J. P. y J. E. Warme, 1974. *Trace fossils and bathymetry of the Upper Cretaceous Point Loma Formation, San Diego, California*. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 85, p. 893-900.
- Mutti, Emiliano y Franco Ricci Lucchi, 1972. *Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies*. Soc. Geol. Italiana, Mem. 11, p. 161-199.
- Nelson, C. H. y L. D. Kulm, 1973. *Submarine fans and deep-sea channels*, en Middleton, G. V. y A. H. Bouma (chairmen), *Turbidites and deep-water sedimentation*. Soc. Econ. Paleont. Min., Short Course Notes, p. 39-78.
- Padula, E. L.; E. O. Rolleri; A. R. G. Minnigramm; Pedro Criado Roque; M. A. Flores y B. A. Baldis, 1967. *Devonian of Argentina*. Internat. Sympos. Devonian System, v. 1, p. 165-199.
- Rolleri, E. O. y B. A. J. Baldis, 1967. *Paleogeography and distribution of the Carboniferous deposits in the Argentine Precordillera*. 1er. Simposio Estrat. Paleont. Gondwana, U.N.E.S.C.O., Mar del Plata, v. 2, p. 1005-1024.
- Stipanovic, P. N., 1972. *Cuenca triásica de Barreal*, en Leanza, A. F. (ed.), *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Ciencias Córdoba, p. 537-566.
- van Eysinga, F. W. B., 1972. *Geological Time Table*. Elsevier, Amsterdam, 2da. edición.

Recibido el 30 de noviembre de 1974.

ESTUDIO GEOLOGICO DEL SUBGRUPO SIERRA DE MAZ
(PALEOZOICO SUPERIOR), SIERRA DE MAZ,
PROVINCIA DE LA RIOJA, REPUBLICA ARGENTINA

Por R. R. ANDREIS, L. A. SPALLETTI y M. M. MAZZONI¹

RESUMEN

Se propone el Subgrupo Sierra de Maz, integrado por las Formaciones Guandacol, Tupe y Patquía, y se describen sus caracteres texturales, composicionales y estructurales, así como la índole y magnitud de los cambios laterales y verticales en el área tipo, la sierra de Maz.

El análisis mineralógico-petroológico indica que las rocas madre de las unidades mencionadas fueron de naturaleza variable, aunque predominaron netamente aquellas del basamento ígneo-metamórfico. Las paleocorrientes a su vez, muestran cambios en la direccionalidad de los agentes, tanto desde el punto de vista areal como temporal. La Formación Guandacol se caracteriza por líneas de movimiento orientadas hacia el Oeste; para las Formaciones Tupe y Patquía, los datos de mayor significación indican paleopendiente hacia el Este y Sudeste.

Se interpreta a la Formación Guandacol como una diamictita de ambiente continental, depositada en cuerpos de agua y zonas de pendiente considerable; hacia los términos superiores pasa a depósitos aluviales de menor gradiente. La formación Tupe se considera origen fluvial, con amplias variaciones locales y muestra un aumento progresivo de la competencia hacia su techo. Finalmente, la Formación Patquía, también de origen fluvial, se ha depositado en zonas de gradientes muy bajos a nulos, en condiciones climáticas más áridas respecto a las unidades precedentes.

ABSTRACT

The Sierra de Maz Subgroup here proposed, is formed by Guandacol, Tupe and Patquía Formations, whose textural, compositional and structural characteristics are described. Lateral and vertical variations are also considered.

Provenance studies of mineralogical — petrological features show a clear predominance of local Basement igneous and metamorphic rocks, plus others of different nature. Paleocurrents analysis reveal areal and temporal variations. Guandacol Formation is characterized by flow lines oriented Westward; for Tupe and Patquía Formations relevant data suggest paleoslope towards the East and South east.

Paleoenvironmental conditions reveals that Guandacol Formation, interpreted as a continental diamictite, was deposited in water bodies with high gradient; towards its upper sections there is a progressive change into alluvial deposits owing to a gradient decrease. Tupe Formation is considered fluvial in origin, with wide variations, and general increase of competence at the top. Patquía Formation was also deposited in a very low gradient fluvial environment under arid conditions, in opposition to the cold climate prevailing during Guandacol and Tupe sedimentation.

¹ Cátedra de Sedimentología. Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata.

INTRODUCCION

Este trabajo está destinado a presentar un detallado estudio de las características sedimentológicas de la secuencia paleozoica presente en la Sierra de Maz —una de las secciones más importantes de los “Estratos de Paganzo” en las Sierras Pampeanas—, cuyo estudio preliminar fue realizado por Teruggi *et al.* (1969) en el perfil del Cerro Guandacol. Al mismo tiempo, como resultado del cúmulo de datos obtenidos, se introducen algunas modificaciones en los esquemas estratigráficos de De Alba (1954) y Cuerda (1965), particularmente en lo que concierne a contactos entre formaciones.

Debemos destacar, que uno de los objetivos fundamentales de la presente investigación fue verificar la presencia y evaluar la magnitud de las variaciones litológicas laterales y verticales que ocurren en unidades formadas en ambiente continental. De esta manera, hemos podido comprobar grandes cambios producidos en áreas reducidas como la aquí estudiada, por lo que inmediatamente surge —a manera de recomendación— analizar a fondo los métodos de correlación y de designación estratigráfica cuando se encarán estudios de carácter regional más amplios de secuencias continentales.

La Sierra de Maz se halla ubicada en la Provincia de La Rioja, y está comprendida entre los paralelos 29° 10' S y 29° 35' S, y los meridianos de 68° 15' y 68° 30' de longitud oeste. Los “Estratos de Paganzo” conforman aquí una faja de afloramientos más o menos continuos de sedimentitas clásticas con estructura homoclinal que se apoyan sobre el basamento cristalino y cubren unos 240 km².

Desde los tiempos de Bodenbender (1896), los “Estratos de Paganzo” fueron objeto de numerosos trabajos de índole estratigráfica y estructural en el área en cuestión (Bodenbender, 1911;

Hausen, 1921; Frenguelli, 1943, 1944, 1946, 1949, 1954; De la Mota, 1946; De Alba, 1954; Cuerda, 1965, 1967 y Cuerda *et al.*, 1968), pero en cambio, son escasas las contribuciones petrológicas (Andreis, 1969) y sedimentológicas (Teruggi *et al.*, 1969; Spalletti, 1968, 1973).

La sucesión estratigráfica local está constituida por tres unidades que, en orden decreciente de edad, fueron denominadas por Frenguelli (1944) Estratos de Guandacol, de Tupe y de Patquía y a los que Cuerda (1965) confirió carácter formacional. En base a nuestra experiencia de campo, hemos considerado la conveniencia de reunir estas formaciones en una unidad de rango mayor. Entre los más recientes intentos de síntesis nomenclatural debemos destacar la creación del Grupo Paganzo por Azcuy y Morelli (1970), en el que los autores mencionados trasladaron a las nuevas normas de designación estratigráfica las ideas originales de Bodenbender (1911). Sin embargo, este Grupo Paganzo no sólo comprende a las sedimentitas del Paleozoico superior —entre las que creemos adecuado incluir las correspondientes a las formaciones Guandacol, Tupe y Patquía— sino que también se incorporan las triásicas (en nuestra opinión las formaciones Talampayá y Tarjados de Romer y Jensen, 1966, *in* Azcuy y Morelli, 1970).

Nuestras observaciones en el área de la Sierra de Maz nos indican que las sedimentitas paleozoicas de las formaciones Guandacol, Tupe y Patquía constituyen un conjunto con desarrollo regional propio, que se diferencia notablemente de la secuencia triásica suprayacente por sus rasgos cromáticos, composicionales y texturales, y por relaciones estructurales discordantes (Andreis, 1969). Como consecuencia, creemos necesario distinguir dentro del Grupo Paganzo, una sección inferior (compuesta por las citadas formaciones Guandacol, Tupe y Patquía) a la que proponemos

nominar *Subgrupo Sierra de Maz*¹. Es decir, entonces, que el cuadro estratigráfico para la zona estudiada y para el área de sedimentación gondwánica ubi-

cada al sur de la misma sería, en base a los datos de Stipanovic (1972), Azcuy y Morelli (1970) y los aquí expresados, el siguiente:

Grupo Ischigualasto-Ischichuca		Fm. Los Colorados Fm. Ischigualasto Fm. Los Rastros Fm. Ischichuca
Grupo Paganzo	« Paganzo III »	Fm. Tarjados Fm. Talampaya
	Subgrupo Sierra de Maz (« Paganzo I y II »)	Fm. Patquía Fm. Tupe Fm. Guandacol

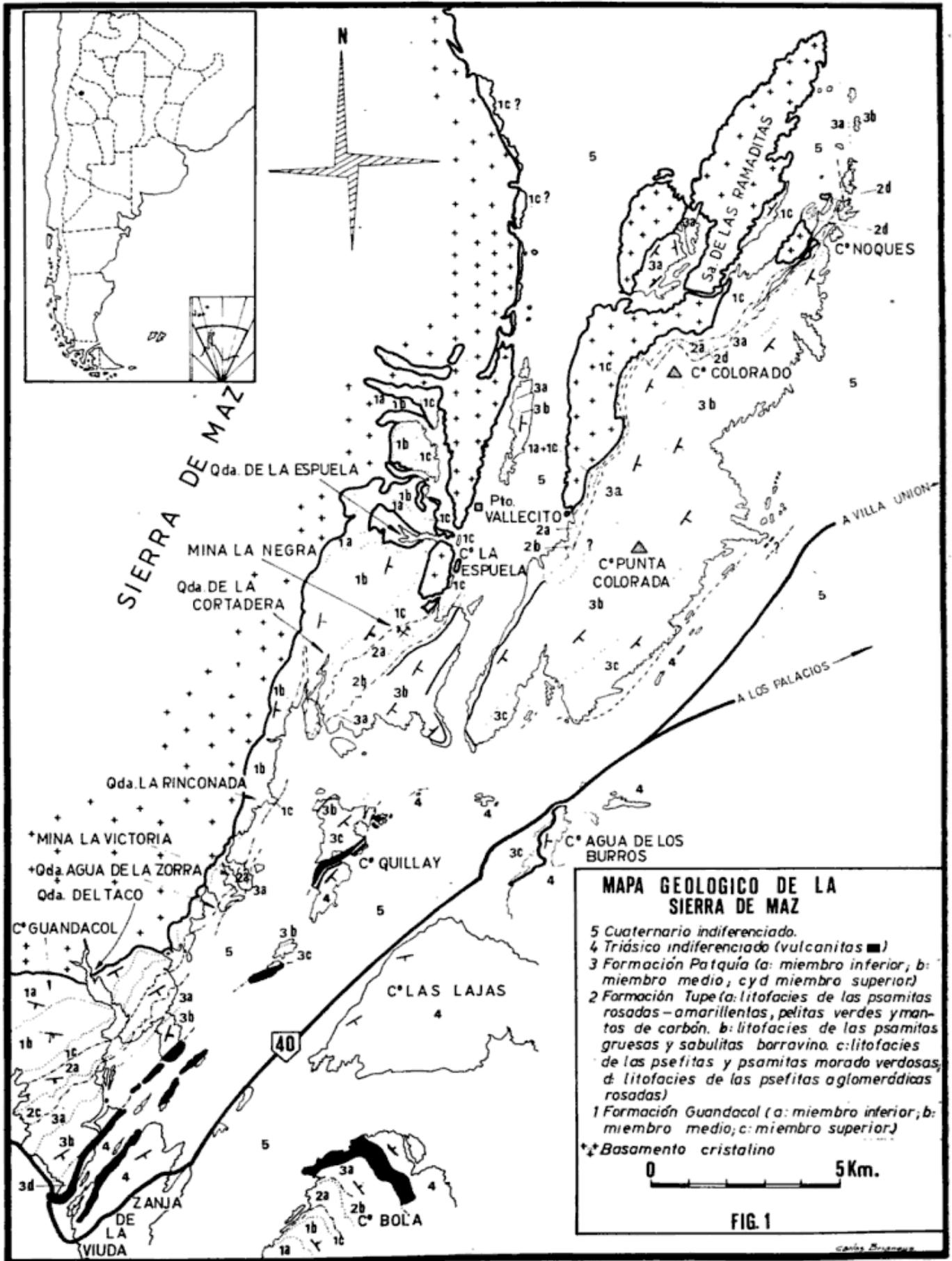
Es necesario agregar que el esquema presentado no pretende ser definitivo ya que entendemos que el cuadro estratigráfico general de las unidades gondwánicas debe ser elaborado una vez analizados detalladamente todas las áreas de depositación de las Sierras Pampeanas. Asimismo, debemos destacar que la sección tipo del Subgrupo Sierra de Maz en el ámbito de las Sierras Pampeanas se encuentra en el perfil del Cerro Guandacol (Los Blanquitos), a causa de su gran potencia (2251 metros) y a la continuidad de los afloramientos.

Las formaciones del nuevo Subgrupo

¹ Debemos aclarar a este respecto, que no hemos encontrado mejor manera de resolver el encuadramiento de estas formaciones en otra unidad nomenclatural; a pesar de que el Comité Argentino de Nomenclatura Estratigráfica (1972) no recomienda su uso, hemos debido recurrir —como solución— al empleo de la categoría de Subgrupo.

Sierra de Maz, divididas en miembros informales por Teruggi *et al.* (1969) en el perfil del Co. Guandacol, han sido reconocidas y mapeadas (fig. 1) en las restantes localidades de la Sierra de Maz y el Co. Bola.

El relevamiento de once perfiles estratigráficos en la Sierra de Maz y en el Co. Bola, ha suministrado suficiente información que, posteriormente elaborada, ha permitido caracterizar cada una de las unidades en cuestión. Los perfiles se efectuaron desde el contacto con el basamento hasta alcanzar las lavas basálticas con las que se inicia la sucesión triásica (Andreis, 1969) o los depósitos de la planicie aluvial del Río Bermejo, en los perfiles más septentrionales. Es de señalar que sólo se pudieron medir secuencias continuas en el sector comprendido entre el Co. Bola y la Quebrada Agua de la Zorra, donde también se han registrado las me-



jores exposiciones. En las demás localidades, se han integrado perfiles parciales por las fallas longitudinales de carácter regional y la cubierta moderna que interrumpen la secuencia normal.

El mapa geológico que se incluye en este trabajo (fig. 1) fue realizado en base a fotomosaico de IFTA en escala 1:50.000; además se contó con aerofotografías en escala 1:20.000 para observaciones de mayor detalle.

Por último, en cuanto a la ubicación cronológica de las unidades involucradas, la revisión de las asociaciones paleoflorísticas ha revelado que la Fm. Guandacol se depositó en el Carbónico inferior y tiene una edad mínima post-Tournasiana (Andreis y Arrondo, 1974). La Formación Tupe, sería Westfaliana-Stefaniana (Archangelsky, 1971), en tanto que la Fm. Patquía se asigna al lapso Carbónico superior (Stefaniano) - Pérmico (cf. Scalabrini Ortiz, 1973).

BASAMENTO CRISTALINO. PALEORRELIEVE PREPALEOZOICO

Las rocas metamórficas e ígneas que lo constituyen fueron estudiadas por Hausen (1921), De Alba (1954), Kilmurray (1969, 1971) y Kilmurray e Iñíguez (1968). A través de la exhaustiva labor de Kilmurray, referida principalmente a los caracteres estructurales y composicionales, el complejo metamórfico puede agruparse en unidades litológicas representadas por gneisses micáceos, grafíticos y calcosilicáticos, mármoles, migmatitas y anfibolitas.

Como lo reconociera Kilmurray (1971), antes de comenzar el ciclo de sedimentación paleozoica, las metamorfitas fueron sometidas a varias fases de deformación, de intensidad decreciente, que finalizaron asociadas con fallamiento, cuya edad comprende el lapso Precámbrico - Ordovícico. En esta etapa tectónica póstuma, el basamento

fue afectado por fallas de rumbo norte-sur, noroeste-sudeste y otras, menos importantes, de orientación este-oeste, que provocaron la parcial elevación de la Sierra de Maz y la formación de un relieve caracterizado por depresiones y dorsales de rumbo noroeste-sudeste y norte-sur. Con posterioridad a los eventos tectónicos mencionados, comenzó un largo período erosivo que produjo el modelado de los bloques fracturados del basamento y el comienzo de la deposición gondwánica.

Las características del paleorrelieve resultante, reconocidas por Cuerda (1965), han sido corroboradas por nuestras observaciones. A continuación presentamos un resumen de los rasgos más salientes de la paleotopografía local (véase fig. 2), que de norte a sur consta de:

a) *Depresión septentrional* (cuenca nororiental de Cuerda, 1965). Orientada aproximadamente norte-sur, con suave pendiente hacia el noreste y máximo espesor (profundidad) en la Quebrada del río Suri; está interrumpida por la gran falla longitudinal de la fosa del río Bermejo. En nuestra opinión esta cuenca parece extenderse hacia el noreste, en dirección del Co. La Puntilla (cf. De Alba, 1954).

b) *Dorsal El Vallecito*, importante área ubicada en el extremo sur de la Sierra de Ramaditas, orientada con rumbo este-oeste y con sus flancos inclinados suavemente.

c) *Depresión central*, se extiende entre la dorsal de Vallecitos y la dorsal de Mina La Victoria y presenta algunas subdorsales pequeñas (Quebrada La Cortadera); la máxima profundidad ha sido registrada en el sector de Mina La Negra y su perfil es algo asimétrico, con fuerte pendiente hacia el sur.

d) *Dorsal Mina La Victoria*, de fuertes pendientes y conformación simétrica; separa la depresión central de la austral.

e) *Depresión austral*, con moderada pendiente hacia el sur, presenta máxima exondación en la zona del cerro Guandacol; sin embargo, esta conformación es aparente, pues no se conoce la forma real de la depresión, a causa de la importante fractura de alto ángulo que limita la sierra por el oeste (fosa del río Guandacol) y ha hundido el basamento en el sector del cerro Bola.

Cabe destacar finalmente que las depresiones central y austral han sido reunidas por Cuerda (1965) en una única cuenca que denomina sudoccidental.

CUBIERTA SEDIMENTARIA PALEOZOICA

Como se mencionara anteriormente esta cubierta está compuesta por tres unidades formacionales que se disponen transgresivamente sobre el basamento cristalino descripto. En la mayoría de los afloramientos, el contacto entre el basamento y la secuencia sedimentaria se manifiesta a través de una marcada discordancia; en particular en la zona de las Ramaditas se han encontrado evidencias de contactos por fallas.

En la Sierra de Maz, como en otras localidades gondwánicas de las provincias de La Rioja y San Juan, es relativamente sencillo distinguir los depósitos verdosos, amarillentos verdosos y rosados que integran las formaciones Guandacol y Tupe de aquéllos de tonalidades rojizas asignados a la Formación Patquía. Por el contrario, la distinción entre las formaciones Guandacol y Tupe ha sido tradicionalmente difícil de establecer por la similitud cromática, textural y composicional exhibida por las sedimentitas involucradas. Es por ello que De Alba (1954) las consideró como una unidad que denominó Estratos de Guandacol-de Tupe. La diferenciación de ambas unidades es más notoria en la región ubicada al norte del Co. Colorado, en las cabeceras del río Suri; en este lugar se observa una

discordancia angular separando ambas formaciones (Andreis y Arrondo, 1974). Según los autores mencionados, este rasgo se hace menos notorio hacia el sur, puesto que en la zona comprendida entre la Quebrada de la Espuela y Mina La Negra sólo se advierte una discordancia de tipo erosivo que desaparece en los perfiles australes (Cerro Guandacol y Quebrada del Taco).

I. FORMACIÓN GUANDACOL.

Presenta su mayor desarrollo en el perfil del cerro homónimo con 1059 metros (Teruggi *et al.*, 1969), considerado por Cuerda (1965) como localidad tipo para la formación. Las variaciones de espesor se muestran en la figura 2, aunque cabe aclarar que el medido en la cuenca norte es estimativo a causa de la deformación que afectó las capas guandacolenses (Andreis y Arrondo, *op. cit.*).

La Formación Guandacol se caracteriza por su coloración verdosa y por el neto predominio de las sedimentitas psamíticas. En la mayoría de los perfiles la participación de estas rocas varía entre 61 y 77 % y en los sectores correspondientes a las dorsales se eleva hasta 100 %.

Los miembros informales definidos por Teruggi *et al.* (1969) han sido identificados, sin cambios sustanciales en su constitución, en la región estudiada, y han servido como base para la realización del trabajo estratigráfico.

1. *Miembro inferior* (1 a, fig. 1 y 2)

Mejor representado en la depresión austral, más exactamente en el perfil del cerro Guandacol (Los Blanquitos); también aparece en los perfiles de Mina La Negra y Puesto El Vallecito, aunque con espesores más reducidos (fig. 2). Las características fundamentales de este miembro se resumen en el cuadro I. No obstante, es necesario remarcar la naturaleza esencialmente psamítica de

la unidad (96 %) y su tonalidad verdosa dominante; además se destaca la presencia de un conglomerado polimítico basal de 0,40 a 1 metro de potencia, la abundancia de guijas dispersas en wackes —que confieren aspecto diamítico a esta secuencia—, y la invariable presencia de concreciones epigénicas esferoidales calcáreas que han sido útiles en el reconocimiento del Miembro inferior en la Sierra de Maz.

Los depósitos del Miembro inferior muestran muy pocas variaciones faciales en relación con la sección del cerro Guandacol. Como se muestra en el cuadro I, este término se caracteriza por la falta de ritmos sedimentarios; sin embargo, en los perfiles meridionales aparecen reducidos espesores con ritmos bandeados psamo-pelíticos bien definidos, en estratos de 10 a 60 centímetros de potencia.

Asimismo, en la depresión central —en particular en el área de la quebrada de La Espuela— aparecen psamitas con abundante material psefítico incluido que pasan hacia el este a un ritmo bandado de conglomerados con base erosiva (o psamitas con guijas dispersas) y psamitas finas a medianas con marcada laminación, a veces ondulítica.

2. *Miembro medio* (1 b, fig. 1 y 2)

Con moderadas variaciones de potencia (fig. 2) se extiende desde el cerro Bola hasta la dorsal de El Vallecito, en la que no se han registrado afloramientos. En el cuadro I se muestran sus rasgos principales.

La proporción de psamitas aumenta hacia el norte y varía entre 50 y 70 %. El rasgo más distintivo de la unidad es la abundancia de lineaciones subestratales de génesis pre y postdeposicional (Teruggi *et al.*, 1969; Spalletti, 1968). En cuanto a la laminación ondulítica se observa predominio de variedades linguoides en la base, en tanto que hacia la parte superior se hacen comunes las

ondulitas de cresta recta y sección simétrica y asimétrica y disminuyen las lineaciones subestratales.

Como fuera observado por Teruggi *et al.* (*op. cit.*) la característica saliente del Miembro medio es el ritmo bandado (fig. 3 B), debido a la alternancia regular de psamitas y pelitas. Al respecto, hemos tenido la oportunidad de observar esta periodicidad en la sedimentación desde el perfil del cerro Bola hasta el de Mina La Victoria; en estas secciones hemos registrado gran similitud en el espesor de cada uno de los términos que componen el ritmo —entre 10 y 60 cm—. En cambio, el ritmo en la depresión central (fig. 3 A) si bien es bandado, se hace más heterogéneo a causa de la frecuente aparición de estratos psamíticos de hasta 6 metros de potencia, que alternan con otros pelíticos cuyo espesor no excede los 80 cm. También se observaron ritmos bandeados menos frecuentes formados por estratos tabulares de psamitas medianas y limolitas, que en conjunto miden 4 a 5 metros de espesor y reemplazan al término pelítico del ritmo antes descrito (fig. 3 B).

3. *Miembro superior* (1 c, fig. 1 y 2)

Se diferencia de los otros miembros por su coloración más clara (gris verdosa clara), la conspicua tabularidad de los estratos y la presencia de concreciones calcáreas de tipo marlekor (Spalletti, 1968), caracteres que se mantienen esencialmente invariables en la mayoría de los perfiles analizados. Cabe destacar que estas estructuras han sido utilizadas por Andreis y Arrondo (1974) como una ayuda de campo en la identificación del plegamiento de la Formación Guandacol en la depresión norte.

Datos generales sobre la textura, composición y estructuras del Miembro superior pueden consultarse en el cuadro I.

CUADRO I. — Características

Miembro	Granulometría proporción	Color	Madurez textural	Litología	Estratificación	
					Potencia	Forma
					Inferior	Psefitas subordinadas (congl. medianos)
Psamitas abundantes (medianas o gruesas)	Verdoso (raro gris y rosado)	Baja	Wackes, escasas arenitas	Gruesa		Tabular
Pelitas escasas	Negro, gris, verde		Limolitas, arcilitas	Delgada		Tabular, rara lenticular
Medio	Psefitas escasas	Gris verdoso y verde	Baja selección, buena redondez	Conglomerados extraformacionales polimicticos e intraformacionales aloclásticos	Delgada (aprox. 20 cm) A veces gruesa y potente (hasta 6 m)	Tabular, rara lenticular
	Psamitas abundantes (medianas)		Baja	Wackes (feldespáticas), escasas arenitas		
	Pelitas abundantes	Gris verdoso		Lutitas, limolitas y arcilitas		
Superior	Psefitas subordinadas	Gris verdoso pálido	Pobre	Conglomerados extraformac. e intraformacionales aloclást.	Delgada, gruesa escasa	Tabular
	Psamitas abundantes (medianas a finas)			Arenitas (feldespáticas)		
	Pelitas abundantes			Lutitas, limolitas y arcilitas		

enciales de la Formación Guandacol

Estructuras sedimentarias						Rítmicos
Contactos	Otras estructuras primarias			Químicas	Orgánicas	
	Predeposicionales	Sindeposicionales	Postdeposicionales			
Erosivos		Macizos. Petrofábrica polar. simétr. rómbica, ejes A NW-SE				Generalmente ausentes
Mal definidos (transicionales)	Calcos de : roce, punzamiento, surco, crestas longitudinales	Laminación ondulítica. Muy rara entrecruzada	Calcos de carga, bola y cojín	Concreciones calcár. esferoidales	Tallos y briznas dispersos	
Netos		Laminación	Bola y cojín	Lentes calc. epigénicos con cono en cono : estr. de disoluc.	Huellas unilobul. Abundantes briznas y restos veget. carbonizados	Bandeado. Principalmente psamita-pelita
Base erosiva	Calcos de : punzamiento, surco, roce, flujo y de crestas longitudinales	Macizas, laminación paralela y ondulítica. Ondulitas asim. (linguoides y de cresta recta) y simétricas	Calcos de carga y deltoidales Laminación replegada			
Techo erosivo		Fisilidad			Detrito veg. carbonizado abundante, hasta lentes carbonosos	
Base erosiva		Macizos. Petrofáb. simétr. rómbica, ejes A N-S				Bandeado mal definido
Netos	Escasas lineaciones subestratales. Calcos de crestas longit.	Macizos. Laminación ondulítica	Escasas estructuras de bola y cojín	Concreciones tipo marlekor	Restos de tallos	
		Lamin. ondulítica, fisilidad. Bloques en lut.			Huellas bilobadas y tallos	

Como en el caso del Miembro medio, la secuencia psamita-pelita exhibe ritmo bandeado poco marcado. Se advierte, sin embargo, que hacia la depresión austral (perfiles de la Quebrada del Taco hasta el cerro Bola) el ritmo se pierde paulatinamente; en efecto, tanto vertical como lateralmente se evidencia progresivo enarenamiento de la secuencia junto con incremento en la potencia individual de los estratos, a tal punto que en el cerro Bola sólo aparecen psamitas y el espesor de las capas es de hasta 2 metros.

II. FORMACIÓN TUPE.

Alcanza su máximo espesor en la depresión central con 695 metros (perfil Mina La Negra); las variaciones de potencia (fig. 2) indican que durante la sedimentación tupense aún se mantenía la configuración de depresiones y dorsales esbozada para la Fm Guandacol.

La Fm. Tupe se caracteriza por un conjunto de sedimentitas epiclásticas, principalmente psefitas y psamitas, cuya participación varía entre 50 y 77 % y se incrementa a 100 % en los sectores de dorsales. La tonalidad general es variable, en la gama de los rosados y rojizos, hasta morados; son comunes las intercalaciones de pelitas verdes, grises, negras, rojas y moradas, y de mantos de carbón semibituminoso (Heim, 1946).

Es necesario destacar que la Fm Tupe se caracteriza también por sus importantes cambios litológicos (cromáticos, composicionales y texturales) verticales y laterales; precisamente, esta heterogeneidad constituye una forma de unidad que sirve para su separación de las formaciones Guandacol y Patquía. A los fines de una más acabada descripción de la Fm. Tupe, hemos considerado conveniente reconocer cuatro litofacies (según el criterio de Weller, 1960) que, desde el punto de vista informal, denominaremos:

- 1) litofacies de las psamitas rosado amarillentas, pelitas verdes y mantos de carbón;
- 2) litofacies de las psamitas gruesas y sabulitas borraquina;
- 3) litofacies de las psefitas y psamitas morado-verdosas; y
- 4) litofacies de las psefitas aglomeradas rosadas.

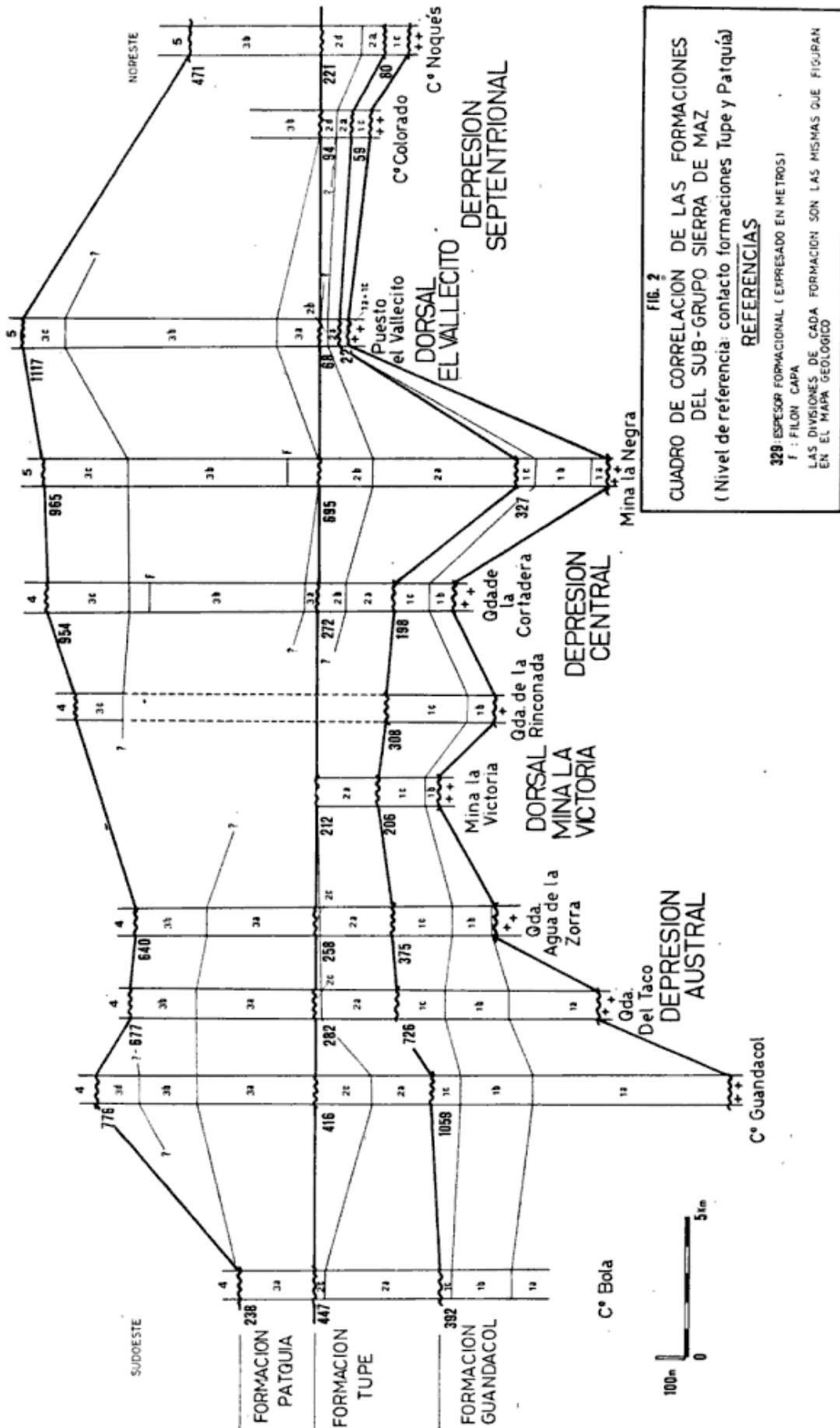
1. Litofacies 1 (2 a, fig. 1 y 2)

Se presenta en toda la extensión de los afloramientos y, como puede advertirse en la figura 1 y 2, alcanza su máxima potencia en el perfil de Mina La Negra con 505 metros y se reduce a un mínimo de 43 metros en la dorsal de El Vallecito. La litofacies 1 es esencialmente psamítica (arenitas) con abundante estratificación entrecruzada, y contiene restos vegetales de la flora de *Rhacopteris ovata*, en especial en mantos de carbón y arcilitas carbonosas.

Las psamitas de esta litofacies poseen, en general, tonalidades rojizas, amarillentas o gris amarillentas, verdosas y rosadas. Las pelitas, por su parte, están representadas por limolitas verdosas, gris verdosas a grises, y arcilitas negras con escasas lutitas íntimamente asociadas a mantos de carbón; son generalmente macizas, aunque pueden contener raros calcos de carga, estructura de bola y cojín y huellas de vermes, y con frecuencia encierran lentes de psamitas grises o rojizas.

Los fenoclastos psefíticos, por su parte, aparecen dispersos en la base de numerosos estratos psamíticos, donde configuran lentes de conglomerados extraformacionales finos a medianos de hasta un metro de potencia. Los clastos, subangulosos a subredondeados, oscilan entre 1 y 10 cm de diámetro, aunque no son raros los bloques de 30 cm. Los ortoconglomerados son más abundantes en la depresión norte donde forman estratos tabulares de hasta 2 metros.

En cuanto a los horizontes carbonosos, característicos de esta unidad, de-



bemos agregar que son más frecuentes y puros en la depresión central y su potencia varía entre 5 y 50 cm (máximo en el llamado "Manto La Negra"). En las depresiones austral y norte, sólo se ha encontrado un nivel carbonoso: en la primera se trata de una capa muy impurificada por materiales detríticos, de 70 cm de espesor, en tanto que en la segunda, la potencia alcanza 30 cm. En general, todos los horizontes carbonosos contienen venillas de yeso paralelas a la estratificación y frecuente pigmentación limonítica.

Los rasgos más salientes de la litofacies de la Fm. Tupe han sido sintetizados en el cuadro II.

El conjunto de sedimentitas que constituye este término se dispone formando ritmos pulsatorios bien definidos en las depresiones central y norte, y más confusos e incompletos en la austral. Esencialmente, el ritmo completo se compone de 5 términos (fig. 3 C), que de la base al techo son:

- a) psamitas gruesas rosadas o amarillentas (con ortoconglomerados en la base) con buenas estratificaciones entrecruzadas.
- b) psamitas medianas a finas verdosas, con escasas estratificaciones entrecruzadas.
- c) limolitas (y limolitas arenosas) verdes o grises, laminadas.
- d) arcilitas carbonosas gris oscuras o negras, macizas.
- e) horizontes carbonosos.

Cabe agregar, empero, que suelen faltar los dos últimos términos, probablemente a causa de procesos erosivos previos a la depositación del ritmo siguiente, o a la no depositación de los componentes ausentes. Este es particularmente notorio en las depresiones austral y norte, y es consecuencia, quizá, de la mayor participación de sedimentitas arenosas más gruesas y conglomerádicas cuyos estratos tienen base erosiva. Además, en ambas cuencas,

suelen aparecer las limolitas, dando lugar —en parte— a un confuso ritmo bandeado, de características variables según los perfiles¹.

A veces las arcilitas carbonosas y el carbón aparecen en íntima relación y configuran un único término.

2. Litofacies 2 (2 b, fig. 1 y 2).

Esta litofacies aparece únicamente en la depresión central en los perfiles de Cortadera, Mina La Negra y El Vallecito; su máximo espesor se ha registrado en la Mina La Negra con 190 m.

Está constituida esencialmente por psamitas muy gruesas y sabulitas en estratos de 20 a 30 cm que pueden contener pequeñas lentes de psefitas polimícticas gruesas y guijas dispersas. La tonalidad de las rocas es variable desde morada pálida, borravino pálido, borravino, hasta morada, y muy rara rosada y amarillenta. La estratificación es, en general, tabular, aunque se han encontrado escasos lenticulares y raros cuneiformes; la estratificación entrecruzada es frecuente y la laminación poco notoria (Cf. cuadro II).

3. Litofacies 3 (2 c, fig. 1 y 2).

Con una potencia máxima de 190 m en el Co. Guandacol, se acuña progresivamente en dirección a la Qa. Agua de la Zorra, sitio donde desaparece. Esta litofacies se caracteriza por la presencia de psefitas, psamitas y pelitas de color morado-verdoso, hasta castaño rojizo en los términos superiores. Las características principales de sus sedimentitas aparecen en el cuadro II.

Las psefitas están compuestas por clastos de naturaleza exótica, aparentemente ajenos a la sierra (véase com-

¹ En la cuenca austral está compuesto por psamitas gruesas y medianas a finas y en la norte por psefitas y psamitas gruesas. En los perfiles de la Qa. del Taco, Mina La Negra y Cortadera, se han encontrado ritmos bandeados esporádicos definidos por psamitas rosadas hasta rojizas y pelitas verdes.

posición). Por su parte, las psamitas presentan estratificación tabular, preferentemente en la parte inferior de la sección, en cambio en los sectores medios, las capas se tornan lenticulares y forman frecuentes paleocanales unilobulados bien definidos, de sección simétrica o asimétrica. Es necesario destacar la presencia de una lente psamítica muy conspicua en la parte más alta de esta litofacies, de 2 m de espesor por unos 100 m de ancho, de granulometría gruesa a sabulítica y color rosado, muy litificada y de composición arcósica (Co. Guandacol).

Cabe destacar que en el perfil del Cerro Guandacol, se advierte clara disminución granulométrica desde la base al techo de la litofacies 3; asimismo, en dirección hacia Agua de la Zorra, se ha observado el mismo fenómeno en sentido lateral; esto trae como consecuencia la desaparición de los términos psefíticos basales en la Qa. del Taco, donde aparecen —a la vez— capas de arcilitas bentónicas verdes, intercaladas en la secuencia rojiza.

En general, se advierte carencia de ritmos sedimentarios en esta unidad; sin embargo en la parte inferior se han encontrado algunas alternancias entre psefitas y psamitas.

4. Litofacies 4 (2 d, fig. 1 y 2).

Se desarrolla en la depresión norte, y su máxima potencia ha sido registrada en el perfil de cerro Noqués con 143 m. Sus mejores exposiciones se han encontrado en las inmediaciones del referido cerro.

Se trata de depósitos conglomerádicos hasta aglomerádicos con bloques que llegan a los 50 cm de diámetro, mal estratificados y de color rosado; los clastos han derivado de la destrucción del basamento metamórfico local (cf. composición).

Es conveniente destacar que en dirección hacia el cerro Colorado (fig. 1) las psefitas son reemplazadas lateral-

mente y hacia los términos más altos por una alternancia rítmica de conglomerados finos o sabulitas y psamitas finas a medianas de coloración violácea y estratificación tabular; en ocasiones, y por encima de las psamitas, aparecen limolitas y arcilitas moradas o verdosas con escasas briznas.

Los rasgos más salientes de esta litofacies se pueden consultar en el cuadro II.

III. FORMACIÓN PATQUÍA

Como lo reconocieran Braccacini (1946), Heim (1947) y Cuerda (1965), la Fm. Patquía yace en concordancia sobre la Fm. Tupe, de la que está separada por una superficie irregular de carácter erosivo (Frenguelli, 1944). Sólo en el cierre oriental de la depresión norte, esta unidad se apoya sobre el basamento cristalino. Se distingue de la Fm. Tupe por su tonalidades rojizas, la predominancia de psamitas, la abundancia de estructuras sedimentarias sindeposicionales y la marcada tabularidad de la estratificación. Cabe señalar que en la depresión central (perfiles de Cortadera y Mina La Negra) es difícil la distinción entre las litofacies 2 de la Fm. Tupe y la Fm. Patquía. En este caso, se ha adoptado como criterio de separación la desaparición de estratos pelíticos verdosos en la Fm. Patquía.

Los mayores espesores han sido medidos en el sector comprendido por los perfiles de la Cortadera, Mina La Negra y El Vallecito (fig. 2); en esta última localidad, alcanza máximo desarrollo con 1.117 m. La reducida potencia registrada en el Co. Bola (225 m) se debe quizás al truncamiento de las capas patquienses por el plano de discordancia triásico, sobre el que yacen coladas de basaltos asignadas a esa edad (Andreis, 1969). Cabe señalar al respecto que esa discordancia angular ha sido detectada desde el Co. Bola hasta la falda oriental del Co. Punta

CUADRO II. — Característica

Litofacies	Granulometría proporción	Color	Madurez textural	Litología	Estratificación	
					Potencia	Forma
Litofacies I	Psefitas escasas (finas a gruesas)	Amarillento, rosado, verdoso. Localmente rojo	moderada	Conglomerados extraformacionales, polimícticos	Gruesa (excepcionalmente potente)	Tabular y lenticular
	Psamitas abundantes (finas a gruesas)			Arenitas feldespáticas (arcosas) y escasas wackes	Delgada a gruesa	Tabular y lenticular
	Pelitas subordinadas	Verdoso, gris y negro		Limolitas y arcilitas, arcilitas carbonosas, escasas lutitas		Tabular y lenticular
Litofacies II	Psefitas Subordinadas (sabulitas y congl.)	Rojo y borravino	Moderada	Conglomerados polimícticos	Delgada	Lenticular
	Psamitas abundantes (finas a gruesas)			Arenitas feldespáticas (arcosas)		Tabular, lentic. subordin. Rara cuneiforme
	Pelitas ausentes					
Litofacies III	Psefitas abundantes (sabulitas a conglomerados gruesos)	Morado, verdoso	Moderada	Ortoconglomerados polimícticos	Gruesa y potente	Lenticular y tabular
	Psamitas abundantes (medianas a gruesas)	Rojo, morado y verdoso		Arenitas líticas y arcosas	Delgada	Tabular, lenticular subordin.
	Pelitas subordinadas	Morado, hasta rojizo, gris verdoso, verde oscuro y negro		Limolitas, escasas arcilitas; arcilitas carbonosas y bentonitas	Muy delgada	Tabular
Litofacies IV	Psefitas abundantes	Rosado	Moderada a baja	Sabulitas y ortocongl. polimícticos. Aglomer.	Gruesa	Tabular
	Psamitas subordin. (finas a gr.)	Rojo pálido a rosado violác.	Moderada	Arcosas	Delgada	Lenticular y tabular
	Pelitas escasas	Morado o verdoso		Limolitas y arcilitas	Delgada	Tabular

senciales de la Formación Tupe

Estructuras sedimentarias						Rítmicos
Contactos	Otras estructuras primarias			Químicas	Orgánicas	
	Predeposic.	Sindeposicionales	Postdeposicionales			
Base erosiva		Macizos. Petrofábrica polar, simetría monoclínica, eje A al W. Intercal. de lentes psamíticas y pelíticas			Impresiones de troneos	Pulsatorio (de 5 términos); escaso bandeado
Base erosiva. Contactos poco marcados	Escasas lineaciones subestratales	Maciza, lamin. y entrecruzadas. Laminación ondulítica, ondulitas simétricas	Escasa laminación replegada; escasos calcos de carga y bola y cojín	Cristales de arena. Concreciones tipo marlekor	Huellas. Abundantes suelos de vegetación. Lentes de Carbón	
Techo erosivo		Laminación, escasa fisilidad		Marlekor, intercalaciones de yeso		
Base erosiva		Estratificación entrecruzada				Generalmente ausentes
		Estratificación entrecruzada. Escasa laminación horizontal				
Base erosiva		Maciza. Petrofábrica polar, simetría rómbica y monoclínica, orient. variable. Sabulitas con estratific. entrecruzada				
Netos y de base erosiva		Macizas, a veces lamin. Lineación por partición; ondulitas y entrecr. escasa	Grietas de desecación	Venas de baritina	Impresiones de troncos y huellas	Generalmente ausentes; escaso bandeado
Netos		Macizas, escasa laminación		Manchones amar. de decoloración; yeso fibroso en capas y nód. silíceos	Huellas	
Mal definidos		Macizas		Manchones amarillentos de decoloración		Generalmente ausentes; escaso bandeado
		Macizas, escasa laminación				

Colorada; es probable que se extienda hacia el norte, pero la cubierta de depósitos aluviales del río Bermejo impide su observación.

El predominio de las sedimentitas psamíticas sobre las pelíticas es notorio. En la mayoría de los perfiles las psamitas suman entre el 80 y 100 % y sólo en Guandacol, El Taco y La Cortadera disminuyen su participación a sólo 37 a 55 %. Como en las unidades precedentes se advierte que el aneramamiento se produce hacia los sectores ubicados en las cercanías de las dorsales.

De los tres miembros reconocidos por Teruggi *et al.* (1969) en el perfil del Co. Guandacol, nuestras observaciones han revelado que los miembros inferior y medio se desarrollan también hacia el norte (fig. 1), mientras que el superior, con las características composicionales y cromáticas citadas en ese trabajo, sólo aflora en la mencionada localidad. En cambio, entre los perfiles de la Qa. de La Rinconada y El Vallecito, se ha detectado otra litofacies con caracteres fácilmente reconocibles, especialmente en los cerros Quillay y Agua de los Burros (fig. 1), por debajo de las vulcanitas y brechas triásicas.

1. *Miembro inferior* (3 a, fig. 1 y 2).

Está caracterizado por la alternancia de psamitas gruesas rosadas, con psamitas finas y pelitas de color rojo oscuro o borraño a castaño. En la mayoría de los perfiles donde se halla presente, se advierte hacia sus porciones basales la predominancia de psamitas muy gruesas a sabulíticas en estratos tabulares de base erosiva que alternan frecuentemente con psamitas lenticulares.

El ritmo sedimentario de esta unidad es preferentemente bandeado, más raramente pulsatorio, y consiste en la alternancia de psamitas y pelitas (fig. 3 D). Las psamitas son rosadas, grue-

sas a muy gruesas y de naturaleza arcósica, y pueden contener lentes conglomerádicas de igual composición. Su estratificación es lenticular, con base erosiva y de escala delgada a gruesa; pueden ser macizas o mostrar un buen desarrollo de laminación ondulítica y de estructuras entrecruzadas aisladas. Por su parte, las limolitas, y las escasas arcilitas, de tonalidad castaña morada, se presentan en estratos tabulares o lenticulares, macizos o con incipiente laminación.

Esta unidad se encuentra en todos los perfiles, a excepción de los de Mina La Negra y Banda Florida; su mayor espesor se ha registrado en el sector Co. Guandacol-Qda. del Taco (fig. 1 y 2) con 426 y 423 m, respectivamente. Las características de este miembro se muestran en el cuadro III.

2. *Miembro medio* (3 b, fig. 1 y 2).

Este miembro está integrado por psamitas medianas a finas color rojo sangre, morado pálido y rosado pálido (muy escaso) y limolitas de tonalidades similares. Estas sedimentitas se caracterizan por la tabularidad de la estratificación y su disposición alternante, que configura un ritmo bandeado (fig. 3 E).

A diferencia del Miembro inferior, presenta escasa estratificación entrecruzada, sin embargo lleva abundantes estructuras —además de variadas— primarias, tales como laminación ondulítica, grietas de desecación, marcas de gotas de lluvia (cuadro III). Es común, además, la presencia de finas capas de conglomerados intraformacionales.

En la depresión norte este miembro presenta una porción basal algo diferente dada por la alternancia bandeada de psamitas y pelitas moradas, con algunas capas psamíticas de color lila; en su base aparecen intercalaciones sabulíticas arcósicas.

En cuanto a su distribución regional, señalamos que se presenta en todos los perfiles a excepción del Co. Bola (fig. 2), culminando su espesor en la zona del perfil El Vallecito (814 m). A este respecto, debemos señalar que la configuración de depresiones y dorsales desaparece en forma definitiva con el comienzo de la depositación del Miembro medio. Asimismo, parece no existir la influencia de la Sierra de Maz como elemento positivo, siendo la nueva cuenca mucho más amplia, continua y de profundidad pareja.

A pesar de la homogeneidad litológica que caracteriza a esta unidad, debemos destacar que en la Qda. de la Cortadera se intercalan 22 m de psefitas y psamitas de tonalidad castaña o composición lítica (clastos de basaltos alveolares) y baja madurez textural.

Cabe aclarar que este miembro es el más característico de la Formación Patquía y ha sido reconocido en otros sectores de la cuenca paganciana (Famatina, Patquía, La Torre, etc.). Sus caracteres salientes pueden consultarse en el cuadro III.

3. Miembro superior (3 c y 3 d, fig. 1 y 2).

Este miembro no puede ser definido litológicamente por rasgos generales valederos para toda el área en estudio. Por esta razón nos hemos visto en la necesidad de reconocer o definir dos litofacies que difieren sensiblemente entre sí. Por un lado, encontramos la *Facies Austral* (3 d), que pertenece al que Teruggi *et al.* (1969) denominaron Miembro superior, constituida por psamitas rojas y limolitas morado pálidas y verde nilo junto a evaporitas; estas sedimentitas, que constituyen ritmos bandeados, sólo aparecen en el perfil del cerro Guandacol y su contacto con el Miembro medio de la Formación Patquía es transicional.

Por otro lado, en el área comprendida entre los perfiles de La Rinconada y El Vallecito, se encuentra la litofacies de arcosas gruesas rosadas y morado pálidas (3 c), que alcanza máximo espesor en la Mina La Negra con 295 m. Estas sedimentitas (cuadro III) aparecen en estratos tabulares, más raramente lenticulares y contienen abundantes intercalaciones de lentes psefiticas polimícticas. Por lo común portan estructuras primarias direccionales (artesas, estratificación entrecruzada, lineación parting y raros rill marks) y no direccionales (laminação horizontal). Es de destacar que esta litofacies (cuadro III) se distingue fácilmente del Miembro medio por su color pálido y granulometría más gruesa, y tiene la forma de una depresión simétrica con flancos de poca pendiente y máxima profundidad en la zona de Mina La Negra-Qa. de la Cortadera (fig. 2).

IV. COMPOSICIÓN MINERALÓGICA

1. Generalidades

El examen de los componentes livianos y pesados de las tres formaciones estudiadas ha dado resultados ampliamente coincidentes con los obtenidos por Teruggi *et al.* (1969). En este sentido, se ratifican las conclusiones de los autores mencionados en cuanto a la falta de cambios verticales desde la base de la Formación Guandacol hasta el Miembro superior de la Formación Patquía, con la excepción de la litofacies 3 de la Formación Tupe. Asimismo, se debe destacar que son también escasas, o de carácter muy local, las variaciones areales en cada una de las unidades en cuestión.

Sin embargo, se hace necesario presentar una breve reseña de la composición de las psefitas y psamitas, y de sus cambios según los perfiles a los fines de la determinación de procedencia.

CUADRO III. — Características

Miembro	Granulometría proporción	Color	Madurez textural	Litología	Estratificación		
					Potencia	Forma	
					Inferior	Psefitas escasas (sabulitas y conglomerados)	Rosado, castaño y rojo
Psamitas abundantes (muy gruesas a medianas)	Arenitas arcósicas	Tabular y lenticular					
Pelitas subordinadas	Rojo		Limolitas y escasas arcilitas	Delgada			
Medio *	Psefitas escasas	Rojo morado y rojo ladrillo	Moderada	Ortoconglomerados polimíctico basal y conglomerados intraformacionales	Gruesa	Tabular	
	Psamitas abundantes (medianas a finas)			Arenitas arcósicas, escasas tobas y arenitas líticas			
	Pelitas subordinadas	Chocolate y verde anaranjado		Limolitas Arcilitas			
Superior	Facies Austral	Rojo abigarrados	Moderada	Conglomerados intraformacionales	Delgada	Tabular	
				Psamitas abundantes (medianas y finas)	Arenitas arcósicas, escasas tobas	Delgada a gruesa	Tabular
				Pelitas escasas	Limolitas (algo margosas)		
	Facies Rinconada-Vallecito	Rosado a morado pálido	Moderada	Ortoconglomerados polimícticos		Lenticular	
				Psamitas abundantes (medianas a gruesas)	Arenitas arcósicas	Tabular, raro lenticular	
		Pelitas ausentes					

* Con intercalaciones de filones capas de diabasas.

Presencias de la Formación Patquia

Estructuras sedimentarias						Ritmos
Contactos	Otras estructuras primarias			Químicas	Orgánicas	
	Predeposic.	Sindeposicionales	Postdeposicionales			
Base erosiva						Bandeado, raro pulsatorio
Netos y de base erosiva		Estratificación entrecruzada ; maciza; laminación ondulítica		Zonas decoloradas		
Netos y erosivos		Maciza, laminación ondulítica				
Netos		Imbricación				Bandeado
		Maciza, laminación ondulítica y ondulitas	Laminación replegada	Decolor. al verde ; cristales de arena. Concreciones y venillas (calcita, baritina y yeso)		
		Maciza, laminación, laminación ondulítica y ondulitas	Grietas de desecación, marcas de gotas de lluvia		Huellas de vermes	
Base erosiva						Generalmente ausentes ; raro bandeado
Netos		Lineación parting, estratificación entrecruzada mal conservada		Cristales de arena, nódulos y venas calcáreos y de baritina, lentes de yeso		
		Maciza				
Erosivos			Diques clásticos			Ausentes
		Laminación, estratificación entrecruzada, ondulitas, lineación parting				

Los componentes epiclásticos de las sedimentitas son los siguientes:

Cuarzo: es el más abundante; presenta extinción ondulante e inclusiones globulares y regulares.

Cuarzo policristalino: predominantemente con contactos intergranulares netos y crenulados.

Feldespatos:

Potásicos: *Ortoclasa* (y *ortoclasa micropertítica*) frescas o con débil alteración alófanica. También hay *ortoclasa granulada* y pigmentada con hematita.

Microfino, fresco o con incipiente alteración y pigmentación hematítica.

Calcosódicos: *oligoclasa* (composición promedio An 25), se presenta en tres variedades:

a) límpida o con variable alteración en alófano o sericita; no zonal.

b) con fuerte granulación y procesos de reemplazo sódico y potásico; son comunes los fenómenos cataclásticos y pigmentación hematítica.

c) tablillas subedrales con alteración variable caolinítica o reemplazos en albita y sericita. *Maclas Carlsbad* comunes; sin zonación; composición An 20-An 25.

Litoclastos. Su reconocimiento se efectuó en los depósitos psefiticos y psamíticos de las formaciones involucradas. Están representados esencialmente por fragmentos de rocas metamórficas y plutónicas. En proporciones discretas aparecen clastos de vulcanitas intermedias hasta básicas. Los individuos de rocas filonianas ácidas y sedimentarias son los que aparecen en menor cantidad.

Metamórficos: pizarras, filitas, esquistos (cloríticos, muscovíticos y muscovítico-granatíferos), mármoles, gneiss, migmatitas graníticas.

Plutónicos: granitos alcalinos y calcoalcalinos.

Hipabisales: pegmatitas y aplitas graníticas, pórfidos y granófiros riolíticos y riodacíticos.

Volcánicos: espilitas, andesitas, basaltos olivínicos, vulcanitas muy alteradas, vulcanitas epidotizadas (andesitas?).

Sedimentarios: arenitas cuarzosas y feldespáticas-cuarzosas, wackes cuarzosas y feldespáticas-cuarzosas, limolitas y arcilitas.

Es necesario destacar que la mayoría de los componentes detríticos se presentan en clastos angulosos a subangulosos, con la excepción de los granos de pórfidos riolíticos y riodacíticos, arenitas y wackes cuarzosas y feldespáticas-cuarzosas y algunos granitos que alcanzan formas subredondeadas a redondeadas.

Minerales pesados. Representados en orden decreciente de frecuencia por: biotita (fresca, vermiculitizada y caolinizada), muscovita y clorita. Siguen en abundancia magnetita y un conjunto integrado por granate incoloro y rosado, turmalina (verde, castaña y azul), apatita, circón, pistacita, zoicita, clinozoicita, titanita y rara siderita.

2. Variaciones composicionales.

Si bien como se señalara anteriormente, las variaciones laterales son escasas hay algunas que merecen ser citadas. Entre ellas, empobrecimiento general en la proporción de cuarzo policristalino hacia el norte; aparición de plagioclasas (del tipo *c* de este trabajo) en la litofacies 3 de la Formación Tupe, donde también aparecen fenoclastos de vulcanitas epidotizadas y abundante epidoto; aparición de clastos de pórfidos y granófiros en la litofacies 4 de la Formación Tupe, en la depresión norte; presencia de litoclastos basálticos en intercalaciones del Miembro medio e la Formación Patquía, entre Cortadera y Mina La Negra.

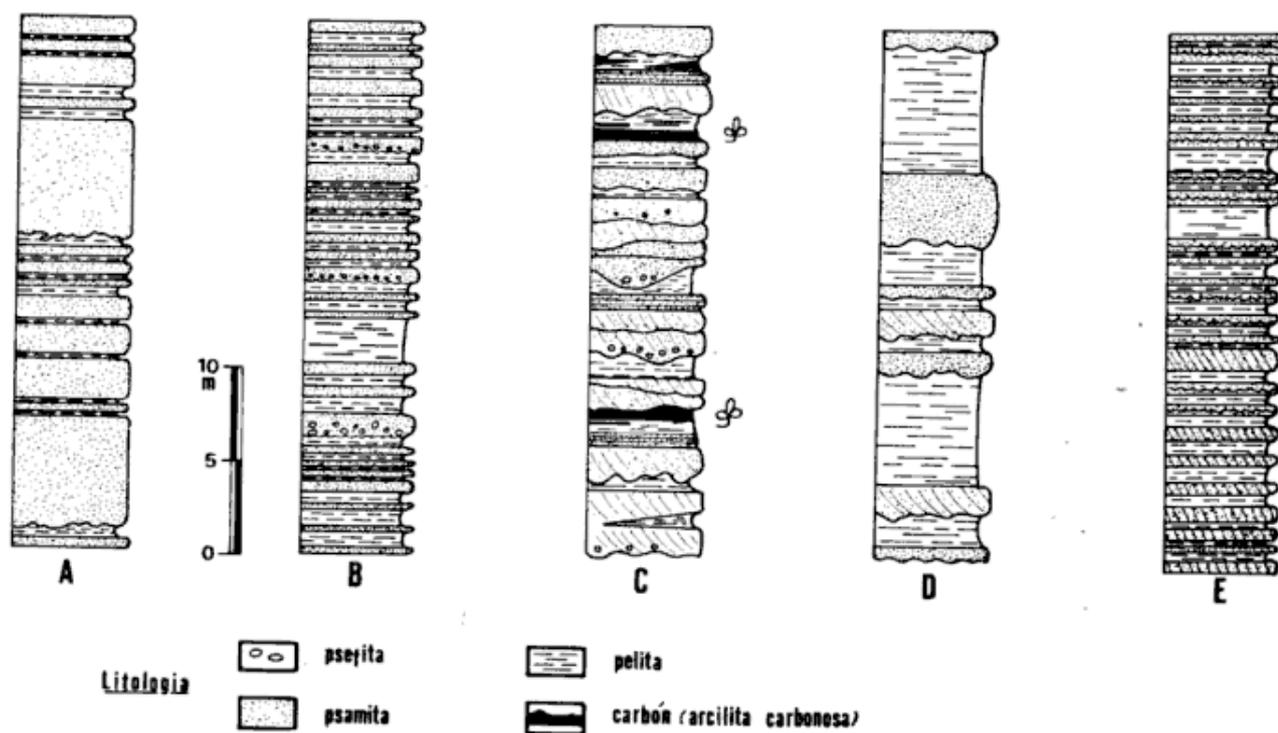


Fig. 3. — *Ritmos sedimentarios*. Bandeado: A y B, Formación Guandacol, miembro medio; D y E, Formación Patquía, miembros inferior y medio respectivamente. Pulsatorio: C, Formación Tupe, litofacies 1.

Los cambios verticales se manifiestan más claramente en algunas variedades líticas. Así por ejemplo, los fragmentos de rocas esquistosas son más abundantes en la Formación Guandacol (Cf. Teruggi *et al.*, 1969), disminuyen su participación en Tupe y son muy escasos en la Formación Patquía. Por su parte, los litoclastos de rocas plutónicas y metamórficas de alto rango no presentan variaciones sistemáticas verticales. Finalmente, los volcánicos: espilitas y vulcanitas muy alteradas en Guandacol; andesitas y basaltos en Patquía y vulcanitas epidotizadas exclusivamente en la litofacies 3 de la Formación Tupe. Para esta última formación, en la depresión norte y tal como se hiciera notar anteriormente, se advierte predominancia de litoclastos con composición riolítica y riodacítica (pórfidos y granófiros).

También han sido detectados algunos otros cambios verticales, como en el caso de las micas, en las que se advierte que la biotita aumenta en detrimento

de clorita y muscovita a partir de la Formación Tupe. Además, se nota —con respecto a la biotita— que en la Formación Guandacol sus individuos aparecen invariablemente frescos; en cambio en Tupe es frecuente la vermiculitización y la parcial pigmentación por hematita; por su parte en la Formación Patquía suele aparecer decolorada quizás por fenómenos de caolinización.

3. *Procedencia.*

De la comparación entre la composición de los materiales alotígenos epiclásticos y de los distintos tipos litológicos que constituyen el basamento cristalino de la Sierra de Maz (Kilmurray, 1969), se deduce que la mayoría de los clastos han derivado de ese complejo. Sin embargo, conviene aquí señalar que las formaciones Gondwánicas más antiguas han recibido aporte de las zonas más altas del basamento cristalino (cubierta metamórfica de bajo ran-

go), mientras que a las más jóvenes habrían contribuido detritos procedentes de la denudación de los sectores más profundos del mismo basamento. Este proceso se hace más notorio en los sectores norte y central del área en estudio.

Particularmente en lo que atañe a la Fm. Patquía, debemos destacar que a causa de la desaparición de la configuración de depresiones y dorsales a partir del Miembro medio, no estamos en condiciones de establecer con precisión las áreas de aporte de los materiales arcóscicos que constituyen los términos medios y superiores de la unidad.

En cambio, pueden asignarse a áreas de procedencia ajenas al basamento vecino los individuos de vulcanitas espiliticas y de las llamadas "cuarcitas verdosas" (arenitas y wackes cuarzosas y feldespáticas) encontradas en algunos niveles de las Formaciones Guandacol y Tupe. También podrían considerarse exóticos los granos de vulcanitas epidotizadas que en gran cantidad se hallan en la litofacies 3, así como los de riolitas de esta misma unidad.

Respecto a los clastos de espilitas, es nuestra opinión que pueden provenir de las intercalaciones de esa naturaleza identificadas en las Formaciones Malimán y Cortaderas (Carbónico) que afloran actualmente al sudoeste de la Sierra de Maz (Scalabrini, 1972). Las áreas de aporte de las "cuarcitas verdosas" también pueden ubicarse hacia el oeste, ya que se atribuyen a la Fm. Punilla (Devónico), de la que Scalabrini (1973) encontrara clastos en las formaciones Malimán y Cortaderas. A su vez, los pórfidos y granófiros de naturaleza riolítica, por su textura y color podrían provenir de los diques de esa composición, que atraviesan las Formaciones Volcancito y Suri en la Sierra de Famatina (Turner, 1964). Las riolitas, en cambio provendrían de las efusivas que componen la Fm.

Morado, aflorante en la referida sierra (Turner, 1964).

En cuanto a las vulcanitas epidotizadas se carece de antecedentes sobre su afloramiento.

Por último, cabe destacar que las intercalaciones de clastos basálticos halladas en el Miembro medio de la Fm. Patquía, proceden de la destrucción de coladas que actualmente se observan en el área de Mina La Negra, y que se ubican hacia la base de la formación.

V. PALEOCORRIENTES

El estudio de las paleocorrientes ha sido realizado sobre la base del análisis de las estructuras primarias unidireccionales y bidireccionales. Los métodos y técnicas utilizados son los mismos que emplearan Teruggi (1964), Andreis (1965) y Spalletti (1968).

Si bien el cúmulo de estructuras medidas es harto suficiente en variedad y cantidad, han aparecido una serie de inconvenientes que complican la interpretación final de las paleocorrientes:

- 1) falta de coincidencia en la direccionalidad para estructuras diferentes en una misma localidad y unidad;
- 2) diferencia entre los vectores resultantes pertenecientes a cada una de las litofacies, miembros y formaciones (variabilidad temporal);
- 3) cambios en el rumbo de los vectores resultantes en distintas localidades de una misma unidad litostratigráfica (variabilidad areal).

1. Formación Guandacol.

Las paleocorrientes obtenidas con estructuras entrecruzadas indican para el Miembro inferior en la depresión austral, que las corrientes fluían hacia el S-SW (Spalletti, 1968) y eran probablemente de carácter local. Por su parte en la quebrada de La Espuela la

imbricación de los depósitos psefíticos indica paleopendiente hacia el este.

En cuanto al Miembro medio, desde el Co. Bola hasta la Qa. de la Cortadera, las lineaciones subestratales señalan corrientes dirigidas hacia el cuadrante NW; una excepción a esta tendencia se advierte en Mina La Negra (depresión central) donde la resultante apunta hacia el E, probablemente a causa de la influencia de corrientes locales procedentes de la zona serrana. El esquema general de paleocorrientes encontrado en el Miembro medio se mantiene sin variantes sustanciales durante la depositación del Miembro superior, a excepción de una mayor bidireccionalidad en los valores resultantes.

2. *Formación Tupe.*

En esta entidad, cambia manifiestamente el diseño de las paleocorrientes. En el área comprendida entre la Qa. del Taco y el perfil de Ramaditas, se han encontrado vectores dirigidos hacia el este y sudeste, aparentemente de naturaleza local; en cambio, en las localidades meridionales, las paleocorrientes apuntan hacia el sur y suroeste.

En consecuencia, la Fm. Tupe muestra resultados constantes hacia el oriente en la mayoría de las localidades, mientras que en el extremo austral el diseño es de tipo radial. Cabe mencionar, que en algunas localidades se hallan resultantes divergentes debido, muy probablemente, al bajo gradiente de la zona de depositación.

Estos resultados permiten deducir o confirmar, que el basamento cristalino se mantuvo como elemento positivo en épocas de la depositación tupense, y las corrientes que de ella procedían regularon la dispersión de sus detritos.

3. *Formación Patquía.*

En casi toda la extensión de los depósitos pertenecientes a esta entidad,

se mantiene el esquema general de paleocorrientes esbozado para la Fm. Tupe, es decir, vectores dirigidos hacia el E y SE. Sólo en el área comprendida entre la Qa. de la Cortadera y puesto El Vallecito (depresión central), se ha encontrado notable variabilidad en la orientación de los distintos tipos de estructuras direccionales, por lo que no ha sido posible obtener resultantes consistentes.

VI. AMBIENTE DE SEDIMENTACIÓN

1. *Formación Guandacol.*

El Miembro inferior de la Formación Guandacol se ha depositado mediante la actividad de corrientes de turbidez en un sector proximal de la cuenca. Al respecto, existen referencias sobre su génesis en los trabajos de Spalletti (1968) y Teruggi *et al.* (1969), y en general sus caracteres litológicos se asemejan a los de diamictitas, descritos extensamente por diversos autores (Frakes y Crowell, 1967, 1969, 1970 *a*, 1970 *b*; Crowell y Frakes, 1970, 1971; Frakes *et al.*, 1969). Según nuestra opinión podría tratarse de depósitos originados por movimientos de remoción en masa subácueos que afectaron detritos procedentes de áreas positivas cercanas, posiblemente englazadas. Asimismo, refirma esta interpretación la presencia de pelitas laminadas, con rodados o bloques dispersos, que revelan sedimentación en cuerpos de agua estancados con aporte esporádico de materiales exóticos (Caldenius, 1938; Kulling, 1938; Emery y Eschudy, 1941; Pettijohn, 1952; Crowell, 1957).

Debemos advertir, sin embargo, que las características litológicas del Miembro inferior entre Mina La Negra y Qa. de La Espuela, parecen indicar depositación preferentemente tractiva en ambiente aluvial. Esta consideración nos sugiere que el ambiente lacustre sólo debe haberse extendido hasta la zona de Agua de la Zorra, donde

una dorsal separaba las depresiones sur y central.

Las evidencias sedimentológicas señalan para el Miembro medio la presencia de un ambiente predominantemente subácueo, con progresivo decrecimiento en la velocidad de las corrientes. Trabajos anteriores (Teruggi *et al.*, 1969; Spalletti, 1968, 1973) han probado que sus sedimentitas se depositaron a partir de corrientes viscosas y de variable energía.

La zona del cerro Guandacol representa el sector más profundo de la cuenca, ya que allí se registran los mayores espesores y es donde se han identificado lineaciones subestratales generadas por flujos laminares lentos. Hacia el cerro Bola, los materiales pertenecen a ambiente subácueo menos profundo y de mayor energía cinética; en cambio hacia el norte de la Sierra de Maz, las condiciones de sedimentación se hicieron progresivamente subaéreas (presencia de ondulitas, rill marks, marcas de gotas de lluvia y escasos calcos).

Las estructuras mecánicas identificadas en el Miembro superior (cuadro I), permiten deducir la actividad de corrientes más fluidas y lentas; asimismo, los caracteres litológicos, estructurales y de paleocorrientes —estos últimos con vectores resultantes encontrados— indican la presencia de una planicie aluvial extendida y de bajo gradiente. Estas condiciones ambientales son uniformes en toda el área relevada, por lo que suponemos que la configuración de depresiones y dorsales tendía —al menos en el lapso que demandó la depositación del Miembro superior— a desaparecer. Por otra parte, se producía una ampliación de la cuenca, que queda demostrada por la depositación de este Miembro sobre el basamento cristalino (disposición transgresiva) en el sector norte de la Sierra de Maz.

2. Formación Tupe.

La litología de la secuencia y la presencia de estratificación entrecruzada y lineaciones revelan que las condiciones de transporte fueron, en lo esencial, fluidas, tractivas, de competencia variable y preferentemente de carácter unidireccional. Teruggi *et al.* (1969) consideran que el ambiente de sedimentación de la Formación Tupe ha sido fluvial, con zonas pantanosas asociadas en las que tuvo lugar la sedimentación de carbones y pelitas laminadas. La presencia de estructuras pedogénicas, principalmente en el Miembro inferior (Teruggi y Andreis, 1971), más la presencia de suelos de vegetación, revelan períodos de exposición subaérea bajo condiciones frías y húmedas, dado el carácter de la flora preservada (Arrondo, com. pers.).

Las paleocorrientes indican cambios notorios en la paleopendiente regional que podrían atribuirse a los movimientos intercarbónicos registrados al norte de la Sierra de Maz (Andreis y Arrondo, 1974). Los vectores resultantes muestran, además, que las áreas de procedencia se hallaban al noroeste de la comarca estudiada, donde emergió el zócalo cristalino, probablemente a causa de la citada tectónica. Por su parte, el análisis de los espesores permitió deducir que las zonas más profundas de la cuenca se encontraban en el área comprendida entre el cerro Bola y Mina La Negra.

La sedimentación rítmica regional de la litofacies 1 de la Fm. Tupe puede ser explicada sedimentológicamente por la migración de cauces en un plano aluvial; los depósitos basales de cada ritmo representan típica sedimentación en el álveo, en tanto que los cuspidales son característicos de cuencas de inundación (flood basins).

Luego de la citada sedimentación rítmica en la parte basal de la formación, se observa la diversificación del proceso sedimentario, según distintas localidades. Así por ejemplo, en la zona norte

(cerro Noqués) se produjo el ascenso del basamento local que provocó la formación de potentes y extensos fan-glomerados (litofacies 4) de hasta 150 metros de espesor; hacia zonas más alejadas, secuencias psamo-pelíticas coetáneas corresponden a depósitos de bolsón (Blissenbach, 1954). Contemporáneamente, en el área del cerro Guandacol, la sección superior de la Formación Tupe queda representada por materiales psefíticos y psamíticos de composición particular (litofacies 3).

La variación registrada entre la litofacies 1 y el resto de las litofacies de la Formación Tupe revela incremento en la energía de las corrientes y cambios importantes en la posición de las cabeceras y en la naturaleza de la roca madre.

3. Formación Patquía.

Según nuestros resultados, la Fm. Patquía parece, en general, haberse originado en cuencas cerradas. Gran parte de su sedimentación ha sido de naturaleza fluvial en áreas de baja pendiente, como lo prueban la alternancia de psamitas y pelitas, la granulometría de los depósitos, y la presencia de estructuras de corrientes formadas por regímenes bajos. Ha sido también detectada la formación de cuerpos de agua periódicos y someros por la presencia de pelitas laminadas con grietas de desecación y marcas de gotas de lluvia, junto a delgadas intercalaciones de evaporitas.

El paulatino decrecimiento de la granulometría desde la base de la formación hasta el techo del Miembro medio evidencia merma en la competencia de los agentes de transporte, que tuvieron casi invariablemente carácter tractivo. Hacia el Miembro superior, en cambio, los cursos responsables del transporte de detritos se tornaron más vigorosos, como lo prueban frecuentes ortoconglomerados polimícticos y arcosas gruesas ricas en estratos lenticulares entrecruzados.

Si bien tanto la Fm. Tupe como la Fm. Patquía son de génesis fluvial, existen entre ambas unidades marcadas diferencias en los caracteres litológicos que deben atribuirse seguramente a cambios climáticos. En efecto, la Fm. Patquía se caracteriza por el color rojo de sus sedimentitas que revela —como lo han destacado Teruggi *et al.* (1969)— predominio de valores de Eh positivos durante la depositación de sus sedimentos. Además, la paulatina desecación del ambiente de sedimentación no sólo está probada por la presencia de ocasionales evaporitas, sino también por la abundancia de corrensita, arcilla característica de zonas salinas (Teruggi *et al.*, 1969; Iñíguez, 1968). Estos rasgos, son indicativos de la ausencia de cuerpos de aguas estancadas permanentes durante la sedimentación de la Formación Patquía.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Andreis, R. R., 1965. *Petrografía y paleocorrientes de la Formación Río Negro (tramo General Conesa-Boca del Río Negro)*. Rev. Mus. La Plata (nva. ser.), Sec. Geol. V: 245-310.
- 1969. *Los basaltos olivínicos del Cerro Guandacol (Sierra de Maz, provincia de La Rioja) y su posición estratigráfica*. Actas IV Jorn. Geol. Arg., Mendoza, 1: 15-34.
- y Arrondo, O. G., 1974. *Acerca de la discordancia angular entre las formaciones Guandacol y Tupe en Sierra de Maz (provincia de La Rioja)*. Ameghiniana XI, 4 (373-378).
- Archangelsky, S., 1971. *Las tafofloras del Sistema Paganzo en la República Argentina*. An. Acad. Brasil. Cienc., 43, 67-88.
- Azcuy, C. y Morelli, J., 1970. *Geología de la Comarca Paganzo-Amaná. El Grupo Paganzo. Formaciones que lo componen y sus relaciones*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXV 405-429.
- Blissenbach, E., 1954. *Geology of alluvial fans in semiarid regions*. Geol. Soc. Am. Bull., 65, 175-190.
- Bodenbender, G., 1896. *Devono y Gondwana en la República Argentina. Las Formaciones sedimentarias de la parte noroeste*. Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, XV, 201-252.

- 1911. *Constitución geológica de La Rioja y regiones limítrofes*. Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, XIX, ent. 1, 5-202.
- Bracaccini, O., 1946. *Los Estratos de Paganzo y sus niveles plantíferos en la Sierra de Los Llanos (Provincia de La Rioja)*. Rev. Asoc. Geol. Arg., I, 19-62.
- Caldenius, C. C., 1938. *Carboniferous varves measured at Paterson, N. S. W.* Geol. Fören. I Stockholm Förh., 60, 349-364.
- Comité Argentino de Nomenclatura Estratigráfica, 1972. *Código de Nomenclatura Estratigráfica*. Asoc. Geol. Arg. ser. "B", nº 2, 40 pg.
- Crowell, J. C., 1957. *Origin of pebbly mudstone*. Geol. Soc. Am. Bull., 68, 993-1010.
- Crowell J. C. y Frakes, L. A., 1970. *Phanerozoic glaciation and causes of ice ages*. Am. J. Sci., 268, 193-224.
- 1971. *Late Paleozoic glaciation of Australia*. Jour. Geol. Soc. Australia, 17, 115-155.
- Cuerda, A. J., 1965. *Estratigrafía de los depósitos neopaleozoicos de La Sierra de Maz, provincia de La Rioja*. Acta Geol. Lilloana, VII (79-94).
- 1967. *Formación Guandacol (Devónico Superior)*. La Rioja. Notas C.I.C., Bs. As., 4, 14 pg. La Plata.
- Cuerda, A. J.; Wagner, R. H. y Arrondo, O. G., 1968. *Observaciones sobre algunas floras del Carbonífero argentino*. Ameghiana, 5, 265-269.
- De Alba, E., 1954. *Descripción geológica de la Hoja 16-c, Villa Unión, La Rioja*. Dir. Nac. Geol. Min. Bol. 82, 81 pg.
- De La Mota, H. F., 1946. *Estudios geológicos en el Cerro Bola al sur de Villa Unión, Departamento General Lavalle, provincia de La Rioja*. Tesis inéd. Museo La Plata, nº 111.
- Emery, K. O. y Tschudy, R. H., 1941. *Transportation of rock by kelp*. Geol. Soc. Am. Bull., 52, 855-862.
- Frakes, L. A. y Crowell, J. C., 1967. *Facies and paleogeography of the Late Paleozoic Lafonian diamictite, Falkland Island*. Geol. Soc. Am. Bull., 78, 37-58.
- 1969. *Late Paleozoic glaciation: I, South America*. Geol. Soc. Am. Bull., 80, 1007-1042.
- 1970 a. *Late Paleozoic glaciation II, Africa exclusive the Karroo Basin*. Geol. Soc. Am. Bull., 81, 2261-2286.
- 1970 b. *Geologic evidence for the place of Antarctica in Gondwanaland*. Antarctic J., 5.
- Frakes, L. A.; Amos, A. J. y Crowell, J. C., 1969. *Origin and stratigraphy of Paleozoic diamictites in Argentina and Bolivia*. Gondwana Strat. I.U.G.S. Symp. 2, 235-248. UNESCO.
- Frenguelli, J., 1943. *Acerca de la presencia de Rhacopteris ovata en el Paganzo I de Villa Unión, La Rioja*. Rev. Mus. La Plata (nva. ser.) Sec. Geol. II, 11-47.
- 1944. *Apuntes acerca del Paleozoico Superior del noroeste argentino*. Rev. Mus. La Plata (nva. ser.) Sec. Geol. II, 213-265.
- 1946. *Consideraciones acerca de la "Serie del Paganzo" en las provincias de San Juan y La Rioja*. Rev. Mus. La Plata (nva. ser.) Sec. Geol. II, 313-376.
- 1949. *Acerca de un nuevo descubrimiento de plantas en los Estratos del Arroyo Totoral en la Sierra de Los Llanos, provincia de La Rioja*. Rev. Asoc. Geol. Arg. IV, 153-154.
- 1954. *El Gondwana inferior en la Argentina*. Physis, XX, 59, 424-437.
- Hausen, H., 1921. *On the lithology and geological structure of the Sierra de Umango area*. Acta Acad. Aboensis, Math. et Phys. i-4. Abo. 1-138.
- Heim, A., 1946. *El carbón de la mina "La Negra", Villa Unión, La Rioja, y su posición tectónica*. Bol. Dir. Minas y Geol. nº 60, 1-19.
- Iñiguez Rodríguez, A. M., 1968. *Minerales de arcillas interestratificadas en los sedimentos del Paganzo (provincia de La Rioja)*. Rev. Mus. La Plata (nva. ser.), sec. Geol., VI, 237-300.
- Kilmurray, J. O. e Iñiguez Rodríguez, A. M., 1968. *Los gneises escapolíticos de las Ramaditas, Villa Unión (provincia de La Rioja)*. Rev. Mus. La Plata (nva. ser.), sec. Geol., VII, 13-29.
- Kilmurray, J. O., 1969. *Petrología de las rocas metamórficas del sector noroeste de la Sierra de Maz - Prov. de La Rioja*. IV Jorn. Geol. Arg. I, 409-428.
- 1971. *Las ortoanfíbolitas de la Sierra de Maz-Prov. de La Rioja*. Rev. Mus. La Plata (nva. ser.), sec. Geol., VII, 51-75.
- Kulling, O., 1938. *Notes on varved boulder-bearing mudstones in Eocambrian glacials in the mountains of Northern Sweden*. Geol. Fören. I Stockholm Förh.; 60, 393-396.
- Pettijohn, F. J., 1952. *Precambrian tillite, Menominee District, Michigan*. Geol. Soc. Am. Bull., 63, 1289.
- Scalabrini Ortiz, J., 1972. *El Carbónico en el sector septentrional de la Precordillera sanjuanina*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXVII, 351-377.
- 1973. *El Carbónico de la Precordillera argentina al norte del río Jáchal*. Actas V Congr. Geol. Arg., III, 387-401.
- Spalletti, L. A., 1968. *Estructuras sedimentarias de la Formación Guandacol (Carbónico). Extremo sur de La Sierra de Maz, provincia de La Rioja*. Rev. Mus. La Plata (nva. ser.), sec. Geol., VI, 235-272.
- 1973. *Estudio granulométrico estadístico de las sedimentitas de la Formación Guan-*

- dacol (Carbónico) en la Sierra de Maz.* Rev. Mus. La Plata (nva. ser.), sec. Geol., XIX, 9-23.
- Stipanivic, P. N. y Bonaparte, J. F., 1972. *Cuenca triásica de Ischigualasto-Villa Unión.* Simp. Geol. Reg. Arg.; Acad. Nac. Cienc. Córdoba, 507-536. (1970).
- Teruggi, M. E., 1964. *Paleocorrientes y paleogeografía de las ortocuarcitas de la Serie de La Tinta.* An. Com. Inv. Cient. Bs. As., 5, 1-27. La Plata.
- Teruggi, M. E.; Andreis, R. R.; Iníguez Rodríguez, A. M.; Abait, J. P.; Mazzoni, M. M. y Spalletti, L. A., 1969. *Sedimentology of the Paganzo beds at Cerro Guandacol, province of La Rioja.* Gond. Strat. IUGS Symp. 2, 857-880. UNESCO.
- Teruggi, M. E. y Andreis, R. R., 1971. *Microestructuras pedológicas. Características, distribución en sedimentos argentinos y posible aplicación en sedimentología.* Rev. Asoc. Geol. Arg., XXVI, 491-502.
- Turner, J. C. M., 1964. *Descripción geológica de la Hoja 15c. Vinchina, provincia de La Rioja.* Bol. Dir. Nac. Geol. Min., n° 100, 81 pg.
- Weller, J. M., 1958. *Diferenciación de facies estratigráficas y su nomenclatura.* Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 42, 609. Trad. cast. en Bol. Inf. Petrol. (1960), n: 322, 92-106.

Diciembre de 1974.

GEOLOGIA DEL SECTOR ORIENTAL DEL MACIZO NORDPATAGONICO ENTRE AGUADA CAPITAN Y LA MINA GONZALITO, PROVINCIA DE RIO NEGRO

POR VICTOR A. RAMOS¹

RESUMEN

El sector oriental del Macizo Nordpatagónico está caracterizado por un basamento metamórfico compuesto por ectinitas, migmatitas y granitos sintectónicos de posible edad precámbrica, sobre el que se implantó un plutonismo posorogénico de edad pérmica y un vulcanismo subsecuente de composición predominantemente riolítica, cuya edad estaría comprendida entre el Triásico y el Jurásico inferior. La escasa cubierta sedimentaria se compone de areniscas silíceas y arcilitas portadoras de moldes de pelecípodos y otras trazas fósiles asignables a la Formación Roca, a la que se sobrepone una delgada secuencia de otros depósitos terciarios y derrames basálticos.

La estructura de la región se caracteriza por una tectónica de basamento en bloques de rumbo noroeste, con predominio de esfuerzos tensionales. Los movimientos orogénicos principales son de segura edad precarbónica superior.

ABSTRACT

The Eastern part of the Northpatagonian Massif is characterized by a metamorphic basement composed of ectinites, migmatites and syntectonic granites of possible Precambrian age. A postorogenic plutonism took place in the Lower Permian and was covered by rhyolitic volcanic rocks between the Lower Triassic and the Lower Jurassic times. The sedimentary cover is composed by sandstones and claystones bearing pelecipod moulds and other fossil traces, correlated to the Roca Formation, and a thin sequence of other Tertiary deposits and basalt flows.

The basement tectonics is characterized by a tensional block faulting of northwestern trend. The main diastrophic phase is of pre-Upper Carboniferous age.

INTRODUCCION

En el sector oriental del Macizo Nordpatagónico, en las adyacencias de la Mina Gonzalito, aflora un basamento metamórfico mencionado desde los trabajos de Wichmann (1927 a), cuyas características geológicas y estructurales permanecían en gran parte desconocidas. Se espera con la presente contribución, no sólo dar a conocer la geolo-

gía de la comarca, sino también caracterizar el ambiente geológico regional donde está emplazado este importante yacimiento de plomo de nuestra Patagonia.

La primer visita al área se realizó en junio de 1971, en ocasión de realizar la verificación de la fotointerpretación geológica del sector adyacente a Mina Gonzalito (o Mina Geotécnica). Recientemente, durante el levantamiento geológico del sector sudoriental del Macizo en la provincia de Chubut, se ha

¹ Geólogo de C.O.P.Y.M.E.

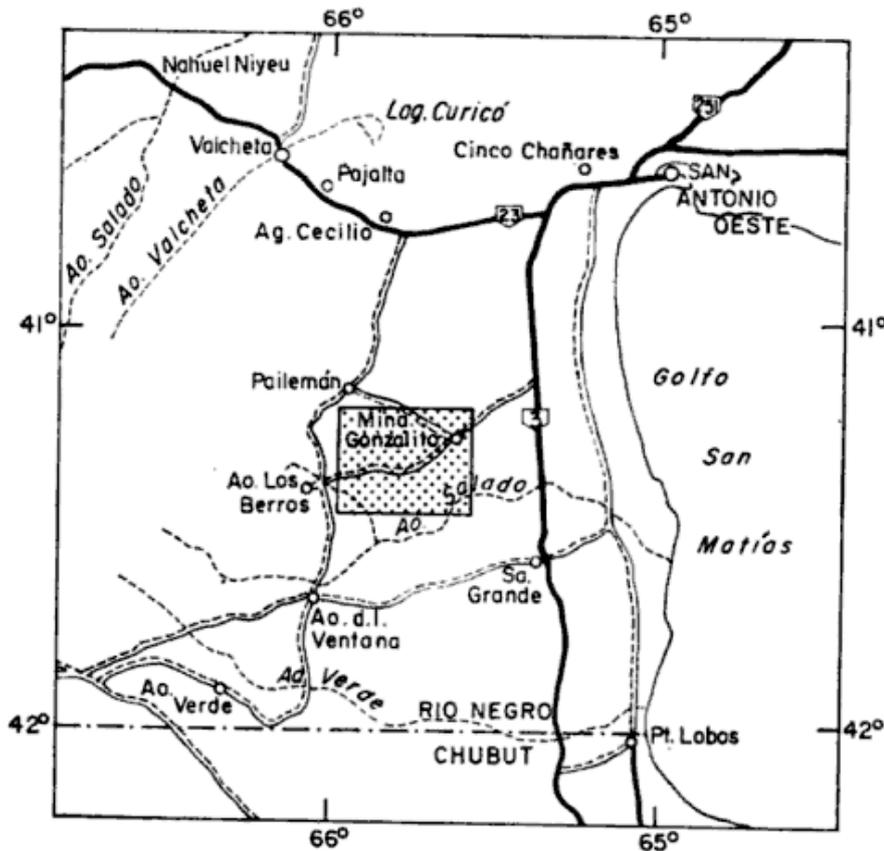


Fig. 1. — Mapa de ubicación

tenido oportunidad de hacer nuevas observaciones y correlacionar las unidades aflorantes.

El área levantada se halla comprendida entre los $41^{\circ} 15'$ y $41^{\circ} 30'$ de latitud y $65^{\circ} 35'$ a $66^{\circ} 00'$ de longitud, abarcando unos 750 kilómetros cuadrados.

El acceso al área es generalmente bueno, pudiéndose recorrer en vehículo por numerosas huellas secundarias. Se llega a la misma por el desvío existente unos kilómetros antes del cruce entre la ruta nacional N° 3 y el arroyo Salado, que conduce a Mina Geotécnica (véase para ubicación la figura 1).

Investigaciones anteriores

Diversos autores se ocuparon en forma regional del basamento metamórfico del Macizo Nordpatagónico, desde los primeros trabajos de Stappenbeck (1913) y principalmente de Wichmann

(1919, 1927 a y 1934), a los más recientes de Bracaccini (1966), Stipanovic (1967), Stipanovic et al. (1968) y Stipanovic y Methol (1972).

Arnolds (1952) estudió las características del basamento en los alrededores de Laguna Grande en su trabajo sobre el distrito ferrífero de Sierra Grande.

Más recientemente se realizaron algunos estudios de detalle como el de del Mónaco (1971) que da a conocer la geología de Mina Gonzalito, refiriéndose con precisión a la estructura y controles geológicos de la mineralización y Rosenman (1972) que, en su trabajo final de licenciatura estudia la región de arroyo Los Berros, reconociendo diversas unidades dentro del complejo volcánico y en las metamorfitas de la porción sur del área. Caracteriza litológicamente las distintas unidades, sin dilucidar las relaciones estructurales entre las mismas.

Rasgos generales de la región

El área estudiada comprende uno de los últimos remanentes de basamento metamórfico en la porción sur del sector oriental del macizo. Corresponde a Wichmann (1927 a) el mérito de establecer su estratigrafía. En una de sus travesías recorre la comarca desde la costa atlántica, subiendo por el arroyo Salado, hasta el arroyo Los Berros, desde donde cruza por Aguada Capitán hasta la Laguna Grande (véase mapa geológico inédito a escala 1:100.000 en el S.N.M.G.). En este recorrido sienta las bases de la actual secuencia estratigráfica.

En el basamento de la región se pueden reconocer ectinitas y rocas metamórficas de mayor grado, asociadas a intrusiones graníticas sintectónicas. Estas rocas son intruídas discordantemente por granitos posorogénicos, de posible edad pérmica. Sobre estas rocas se asienta un complejo volcánico mesozoico. En neta discordancia se apoyan sedimentos en parte marinos, de edad terciaria, coladas basálticas y depósitos cuaternarios. En el Cuadro I se ilustran las distintas unidades y la relación entre las mismas.

ESTRATIGRAFIA

Ectinitas El Jagüelito

Se propone esta denominación para una unidad litológica perfectamente diferenciable de las otras rocas que componen el basamento metamórfico de la región. Está compuesta por esquistos cuarcíticos y pizarras, sin ninguna evidencia de inyección ígnea o migmatización, como se observa al oeste del puesto El Jagüelito, donde aflora el perfil tipo de esta formación.

Está expuesta en una faja discontinua de afloramientos desde Rincón Verde hasta cerca de la margen izquierda del arroyo Salado. Presenta contactos nítidos con los granitos de edad pérmica,

en los cuales a veces es posible reconocer la presencia de cornubianitas. Las relaciones con las rocas de mayor grado de metamorfismo son tectónicas.

Están compuestas por esquistos y pizarras de colores gris oscuros o pardo rojizos, de grano fino, de aspecto afanítico, donde no es visible a simple vista la presencia de mica. Rosenman (1972) en la porción sur de afloramientos de estas ectinitas menciona la presencia de esquistos cuarcíticos y filitas en afloramientos pertenecientes a esta formación.

Las Ectinitas El Jagüelito son correlacionables con parte de los esquistos, pizarras y filitas asignadas en el distrito de Sierra Grande al Precámbrico por de Alba (1964).

Stipanovic *et al.* (1968) y Stipanovic y Methol (1972) correlacionan las "sub-metamorfitas" de la región de Sierra Grande con otras similares aflorantes en Valcheta y Laguna Curicó. En el último trabajo mencionado les asignan erróneamente una edad silúrica a las metamorfitas sobre la base de los fósiles hallados por Muller (1964).

Si bien la presencia de *Clarkeia antiensis* y *Brachiprion fascifer*, asociados a restos de trilobites, indican una edad wenlockiana, las localidades fosilíferas no están en las metamorfitas de bajo grado ("epimetamorfitas" de de Alba, 1964).

La localidad fosilífera ubicada en el Yacimiento Sur de Sierra Grande, más precisamente en la llamada Loma de Los Fósiles, al este de las perforaciones G2 y G2' (véase para ubicación el mapa de Navarro, 1962), se encuentran en areniscas arcillosas y arcilitas arenosas gris verdosas según Muller (1964), que corresponden a la base de la Formación Sierra Grande de acuerdo a Navarro (*op. cit.*) o al techo del horizonte ferrífero según Muller, al no admitir este último autor el volcamiento de la secuencia. La otra localidad fosilífera ubicada al sudoeste de la perforación G3, está por encima del hori-

CUADRO I

Unidad litológica	Procesos	Edad
Depósitos aluviales y coluviales		Holoceno
Depósitos del I y IIº nivel	Variaciones del nivel de base	Pleistoceno
Basaltos	Fase de distensión	Plioceno
Tobas y cineritas Arcillas y conglomerados Areniscas silicificadas	Epirogénesis y transgresiones marinas	Mioceno Paleoceno
Formación Marifil	Reactivación tectónica Vulcanismo subsecuente	Preterciaria Jurásico inf. (180 m. a.) a Triásico inf. (226 m. a.)
Granito Sierra Pailemán	Intrusiones posorogénicas	Pérmico inf. (270 m. a.)
Diques pegmáticos y leucocráticos	Orogenia principal Derivados magmáticos póstumos	Previa al carbónico Medio (315 m. a.) Precámbrico
Granito Tapera	Migmatización y emplazamiento de cuerpos sintectónicos	
Gneis Mina Gonzalito	Metamorfismo regional	→ (Previa al Silúrico)
Ectinitas El Jagüelito	Depositación	Precámbrico

zonte ferrífero. Cualquiera sea la interpretación aceptada, no hay dudas que estos horizontes fosilíferos están por encima de la discordancia que los separa de las rocas "epimetamórficas" de de Alba (1964).

La otra localidad ubicada en el Yacimiento Este, a 900 m por encima del manto ferrífero (Muller, 1964) se encuentra en arcilitas rojas y verdes, en la que la presencia de *Conularia quichua*, indicaría supuestamente una edad devónica.

Por lo expuesto se pone en evidencia que no hay criterios para asignar una edad silúrica a las ectinitas El Jagüelito, las que son ubicadas tentativamente en el Precámbrico, dada la discordancia que las separa de la Formación Sierra Grande, de edad silúrica a devónica. Se vuelve así a las ideas previas de de Alba (1964), aunque no se descarta la posibilidad de que puedan ser eopaleozoicas (presilúricas).

Gneis Mina Gonzalito

Se propone esta denominación para el conjunto de gneises migmatíticos de composición granodiorítica y tonalítica, anfibolitas y micacitas subordinadas, que afloran entre Laguna Grande y El Jagüelito.

Estas rocas se hallan bien expuestas a lo largo del camino que une Los Berros con Mina Gonzalito y sobre el lado sur del camino que une a esta última localidad con Pailemán.

Es en los alrededores de la mina donde se observan en los numerosos destapes, asomos de gneises grises a rosados de composición granítica, de notable esquistosidad, donde la ortosa se presenta en nódulos u ojos de hasta un centímetro. En ciertos sectores se observa un gneis de textura foliada, donde se alternan láminas con abundante biotita con folias leucocráticas compuestas por cuarzo y feldespato potásico.

En el interior de los niveles 110 y 140 de la Mina Gonzalito, del Mónaco (1971) reconoce la presencia de lentes

de anfibolitas,, compuestas por hornblenda, cuarzo y oligoclasa. Asimismo caracteriza petrográficamente al gneis ("esquistos nodulares" según del Mónaco, *op. cit.*), el cual está constituido por ortosa, oligoclasa sódica y cuarzo subordinado. Asociados a la biotita aparecen escasos cristales de granate.

Unos kilómetros al sur de la mina, en el lecho del arroyo Salado, al sur de la estancia Santa Auriciana, afloran lentes de calizas cristalinas, ya mencionadas por Wichmann (1927 a). Recientemente (Valles y Tronelli, comun. pers.) hallaron nuevos afloramientos de calizas cristalinas de composición dolomítica al este de la estancia Santa Auriciana, concordantes con la estructura de los gneises.

Sesana (1974) cita calizas cristalinas similares de textura granoblástica en Yaminué, en el mismo ambiente geológico asociadas a migmatitas y metamorfitas similares al Gneis Mina Gonzalito, que son a su vez intruídas por granitos más jóvenes. Estas calizas son levemente magnesianas variando entre 5 y 10 %, a ocasionalmente 20 % de óxido de magnesio.

Rosenman (1972) citó la presencia de calizas cristalinas en el puesto Durazno, incluyéndolas en sus rocas metamórficas de alto grado. La posición estructural de las mismas no permite descartar que estas sean calizas en parte silicificadas de edad terciaria.

La mayor parte de las áreas mapeadas como pertenecientes a esta unidad están cubiertas por un espeso regolito que dificulta la observación de la roca. La esquistosidad varía entre N10° a 40° oeste, inclinando hacia el nordeste. En los alrededores de Mina Gonzalito de acuerdo a del Mónaco (1971) pasaría un eje sinclinal.

Con respecto a la edad de estas metamorfitas, sólo se puede asegurar por las relaciones que presentan las metamorfitas de bajo grado de metamorfismo en la región de Sierra Grande (de Alba, 1964), y la Formación Sierra Gran-

de, que el paleosoma de las misma sería pre-Silúrico. La migmatización y efectos metamórficos presentes en esta unidad podrían ser posteriores. Un límite superior para estos procesos estaría dado por las recientes dataciones radimétricas, que permite asignar una edad de 315 ± 25 m.a. (Stipanovic y Methol, 1972), correspondiente al Carbónico superior, al último evento térmico importante que afectó al Gneis Mina Gonzalito.

Hasta que se tengan datos más precisos para su ubicación cronológica se asignará al Gneis Mina Gonzalito una edad precámbrica con reservas.

a) *Diques leococráticos y pegmatíticos del Gneis Mina Gonzalito:*

Las metamorfitas están profusamente atravesadas por diques de pegmatitas y filones aplíticos, que a veces configuran cuerpos de pequeñas dimensiones. Intruyen exclusivamente a rocas de esta formación en forma concordante con la esquistosidad. La edad de estos cuerpos puede corresponder como una fase póstuma, con la migmatización y emplazamiento de los granitos sintectónicos. No se cree que estén relacionados con los granitos pérmicos, ya que las ectinitas que configuran la roca de caja de los mismos, no presentan diques aplíticos o pegmatíticos.

Granito Tapera

Unos nueve kilómetros al oeste de Mina Gonzalito aflora un intrusivo granítico de unos 5 a 6 km de longitud por unos 2,5 km de ancho. Está compuesto por un granito de color gris a rosado claro, con abundante mica, la cual presenta una orientación incipiente, lo que le confiere un aspecto migmatítico.

Este intrusivo es perfectamente concordante con la estructura de los gneises a los cuales intruye. El contacto con la roca de caja no es nítido, siendo aparentemente transicional. El carácter migmatítico del gneis aumenta en las

cercanías del contacto con el granito. Se interpreta a este cuerpo plutónico como un granito sintectónico, coincidente con la edad del metamorfismo regional y la migmatización presente en el Gneis Mina Gonzalito.

Por las consideraciones mencionadas precedentemente, se establece una edad mínima para este granito de 315 m.a., aunque prefiriese asignarlo a un mismo ciclo de metamorfismo, migmatización y plutonismo sinorogénico de posible edad precámbrica.

Granito Sierra Pailemán (Stipanovic y Methol, 1972).

Los granitos y pórfidos graníticos aflorantes en la comarca se correlacionan con los granitos aflorantes en la Sierra de Pailemán, pocos kilómetros más al norte. En forma similar a la "Formación Michihuao"¹ en el sector noroccidental del Macizo (Stipanovic, 1967), estos granitos pasan lateralmente a pórfidos graníticos.

En la comarca bajo estudio afloran en forma continua desde el norte de Rincón Verde hasta el sur de la Aguada de Los Chilenos. En esta faja de afloramientos los granitos son de colores rosados a grises, de grano mediano a grueso, equigranulares y homogéneos, que sólo localmente presentan una foliación de probable origen cataclástico. Por lo general son leucocráticos y están constituídos por cuarzo, ortosa, plagioclasa y escasos máficos. El contacto con las ectinitas El Jagüelito es nítido y discordante. En numerosos lugares se observan sus características intrusivas.

Los granitos aflorantes al norte y al sur de la estancia La Laguna presentan un pasaje lateral a pórfidos graníticos, siendo en parte difícil establecer el contacto con los pórfidos riolíticos más jóvenes.

¹ Como ya ha sido establecido por Parker (1972) la denominación de "Formación Michihuao" deberá modificarse por tener prioridad la denominación de Wichmann para otra unidad litológica.

Con respecto a la edad del Granito Sierra Pailemán las dataciones absolutas han corroborado las ideas originales de Wichmann (1927 a) que los consideró hercínicos y de Arnolds (1952) quien más específicamente los ubicó en el Pérmico.

Los valores absolutos más cercanos disponibles son los pertenecientes a los granitos de la Sierra de Pailemán que de acuerdo a Halpern (en Stipanovic y Methol, 1972) tienen una edad de 270 ± 20 m.a., lo que permitiría ubicar a este evento magmático en el Pérmico inferior.

a) *Facies aplítica:*

Asociados a estos granitos se observan al sur de la estancia Peñas Blancas cuerpos y diques de granito aplítico, texturalmente diferentes de los granitos rosados. La morfología de estos cuerpos indica que son posteriores a los granitos rosados. Algunos autores (Stipanovic, 1967) refieren granitos similares que afectan a la "Formación Michihuao" y que ubican en la serie porfirítica. A falta de mayores datos se los prefiere incluir en el mismo ciclo magmático que el Granito Sierra Pailemán, como un derivado póstumo del mismo.

Formación Marifil (Malvicini y Llam-bías, 1974).

Las vulcanitas y tobas de composición riolítica del área se han correlacionado con las aflorantes a ambos márgenes del arroyo Verde, provincia de Chubut, ubicado a unos 60 km hacia el sur, dado que sus afloramientos tienen similares características petrográficas y se hallan en continuidad litológica con los aquí descriptos.

Se han podido reconocer dos miembros:

a) *Riolitas y pórfidos riolíticos:*

Estos afloran al sur de Aguada Capitán y en los alrededores de la estancia

La Laguna. En estas localidades los pórfidos riolíticos presentan un aspecto homogéneo y son de colores gris amarillento a rosados claros, donde sólo localmente se pueden distinguir mantos de riolitas. En forma similar al arroyo Verde (Malvicini y Llam-bías, *op. cit.*) dada la ausencia de estructura interna en los pórfidos es difícil determinar si son coladas o cuerpos intrusivos.

Las riolitas de colores rosados a pardo rojizos presentan fenocristales de cuarzo de 2 a 3 mm de diámetro, que ocasionalmente alcanzan a media centímetro. Algunas variedades como al sur de Aguada Capitán presentan pequeños cristales de plagioclasa subordinados a los de cuarzo que indicarían una composición riolítica.

Es interesante mencionar que a pesar de las similitudes litológicas que presentan con los pórfidos riolíticos descritos por Corbella (1973) en la región de Sierra Grande, los de la comarca son cubiertos por la secuencia vulcanosedimentaria, la que es aparentemente posterior a los pórfidos.

b) *Tobas e ignimbritas riolíticas:*

El mejor perfil de este miembro se observa al norte del camino que une Los Berros con Mina Gonzalito. A diferencia del miembro basal, éste presenta una estratificación gruesa conspicua. En general sólo son visibles los bancos más resistentes, los que forman resaltes en el relieve. Entre estos bancos afloran rocas más friables, completamente cubiertas por material detrítico procedente de los bancos más resistentes. Estas rocas más friables, que están compuestas por tobas y areniscas tobáceas deleznales, se intercalan con bancos de ignimbrita riolítica vitroclástica, que varían entre uno y tres metros de espesor. El rumbo de los bancos es $N 20^\circ$ a $45^\circ W$ e inclinan levemente hacia el nordeste. Hay otros bancos de tobas resistentes que no presentan características ignimbriticas interpuestos a los anteriores.

La base de esta formación se apoya en discordancia sobre el Granito Sierra Pailemán y su techo es cubierto discordantemente por las areniscas silicificadas atribuidas a la Formación Roca. El espesor estimado de la secuencia vulcanosedimentaria es de 520 m.

Estas vulcanitas se pueden correlacionar con las descritas por Corbella (1973) en la región adyacente a Sierra Grande. En un pórfido riolítico de esta localidad se obtuvieron valores de 180 m.a. (Corbella, *op. cit.*), lo que indicaría una probable edad Jurásica inferior.

Por otro lado en el área Los Menucos-Sierra Colorada, vulcanitas de composición similar, presentan varias dataciones por el método Rb/Sr (Halpern, *et al.*, 1971), que permiten definir una isócrona de 226 ± 7 m.a., lo que indicaría una edad Triásica inferior.

Al presente estado del conocimiento, no se puede definir con precisión la edad, la que podría estar comprendida entre el Triásico inferior y el Jurásico inferior (226 a 180 m.a.).

Depósitos Terciarios

a) *Formación Roca*: Se han asignado a esta unidad un grupo de afloramientos al este y sur de la estancia Santa Rosa, al pie de una barranca de fanglomerados, que desde el arroyo Salado se continúa hacia el norte hasta las inmediaciones de la laguna Grande.

A lo largo del camino que conduce desde Mina Gonzalito a la estancia Santa Rosa, se ha podido reconocer un buen perfil de esta unidad. Su base se asienta sobre rocas metamórficas o tobas riolíticas de la Formación Marifil, en marcada discordancia angular con las primeras. La base está compuesta por un conglomerado fino, con clastos de hasta dos centímetros, groseramente estratificado y un color blanquecino dado por su cemento calcáreo. Presenta clastos subredondeados de pobre selección granulométrica, de composición dominante cuarzosa, lo que podría estar

indicando una posible redeposición de los mismos. El espesor varía entre cero y dos metros.

Por encima le siguen unas areniscas sabulíticas, de pobre selección mal consolidadas, de cemento calcáreo, de colores rojizos a blanquecinos cuyo espesor varía entre 0,5 y 1,5 m. Los clastos son casi exclusivamente de cuarzo y la estratificación es grosera.

La sucesión remata en unas areniscas pardo amarillentas, ortocuarcíticas, de cemento silíceo a ferruginoso, muy endurecidas, finamente laminadas, en bancos de 2 a 15 cm, con superficies de estratificación planas, con notables restos de huellas y trazas fósiles. El espesor de estas areniscas varía entre 7 y 10 m. En su techo se apoyan en discordancia fanglomerados del primer nivel de agradación.

Al pie de la barranca, unos 300 m al oeste de la estancia Santa Rosa, se ha encontrado un banco de areniscas con numerosos moldes externos de pelecípodos.

Se ha atribuido como miembro superior de la Formación Roca, aunque basado exclusivamente en su más alta posición topográfica, ya que el contacto con el miembro inferior no es visible, a los depósitos aflorantes pocos kilómetros al norte de la estancia Santa Rosa. Estos están bien expuestos en la intersección de la barranca y el camino que conduce de Mina Gonzalito hasta la ruta nacional n^o 3. Están compuestos por conglomerados calcáreos, con clastos de 5 a 10 cm de diámetro, pobre selección, compuestos por vulcanitas riolíticas predominantemente. Sobre estos se asientan limolitas calcáreas, de color ocre amarillento, típicas para la Formación Roca.

En las barrancas de la Laguna Grande, Wichmann (1927 a) encontró moldes interiores y exteriores de grandes ostreas tales como *Ostrea dorbigny* y corales briozoarios en valvas trituradas de moluscos, las que asignó a la Formación Patagonia.

b) Al pie de la barda basáltica, por debajo de los depósitos coluviales y parcialmente cubiertos por los mismos, hay depósitos aislados de calizas blanquecinas en la base, areniscas calcáreas y tobas blanquecinas, que podrían representar una secuencia correlacionable con las Formaciones Roca y Patagonia o unidades más jóvenes aún. En un perfil similar a este (véase, Rosenman, 1972), Malumián dató una fauna de microfósiles como de edad *enterrriense*.

Coladas basálticas

Sobre las unidades anteriores se apoya una colada basáltica de unos 6 a 8 m de espesor que se corresponde morfológicamente con la datada por Cortezzi (1969) al sudeste de Los Menucos, que presentó una edad de $2 \pm 0,15$ m.a., lo que la ubicaría dentro del Plioceno.

Depósitos Cuaternarios

a) Pleistoceno:

A esta unidad son asignados los depósitos del primer y segundo nivel de agradación preservados en la comarca, a una altura de 10 y 6 m, por encima de los niveles actuales. Litológicamente está compuesto por fanglomerados de pobre selección con clastos procedentes de las formaciones más antiguas aflorantes en la región.

b) Holoceno:

Salvo escasos depósitos aluviales los sedimentos de esta edad están constituidos por depósitos coluviales al pie de la barda basáltica y material residual que cubre ampliamente todas las unidades anteriores.

ESTRUCTURA

La estructura del basamento de la región está compuesta por tres bloques de rumbo N 40 a 5° W, basculados diferencialmente hacia el este como se ilustra en la figura 2.

1) *Bloque Mina Gonzalito*

Este bloque está definido al oeste por la falla que pone en contacto las ectinitas El Jagüelito con el Gneis Mina Gonzalito y al este se halla cubierto por depósitos terciarios y cuaternarios.

El basculamiento del bloque hacia el este se infiere por la presencia del Granito Tapera y la mayor migmatización hacia el oeste del bloque, lo que estaría indicando que la erosión alcanzó términos más profundos en contraposición con el sector oriental. La inclinación dominante de la esquistosidad coincide con el basculamiento del bloque hacia el este.

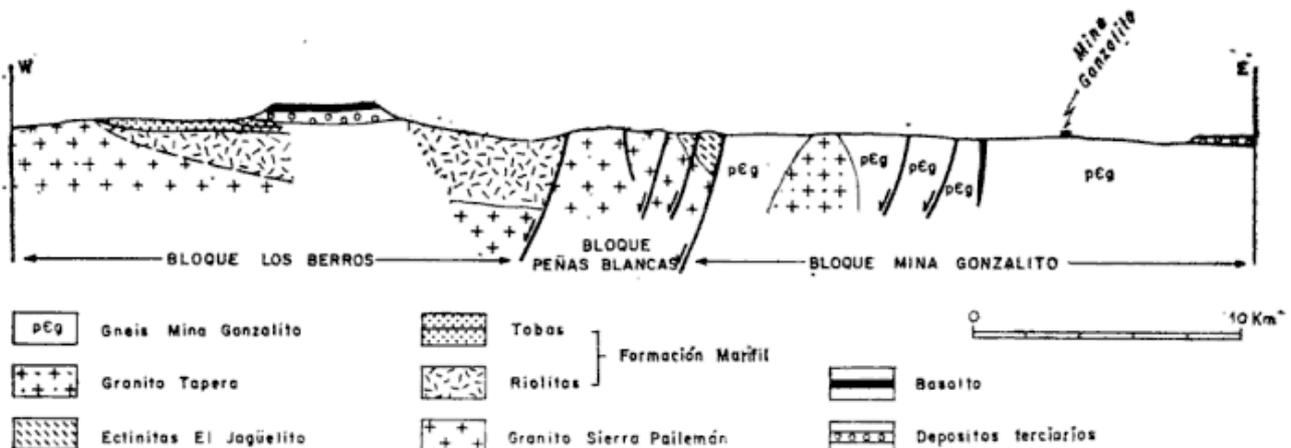


Fig. 2. — Estructura en bloques de la comarca

La presencia de pliegues como el sinclinal de Mina Gonzalito (del Mónaco, 1971), estaría indicando que las metamorfitas podrían presentar un plegamiento isoclinal con un rumbo coincidente con el plano de esquistosidad, variando de N 40 a 10° W.

Otras fallas secundarias, así como los diques pegmatíticos y leucocráticos que intruyen al Gneis Mina Gonzalito, tienen rumbos paralelos a la falla principal que delimita el bloque y a la esquistosidad.

2) *Bloque Peñas Blancas*

Este bloque estaría constituido principalmente por el Granito Sierra Pailemán, el que en su sector oriental y más bajo estructuralmente, tendría preservados restos de las Ectinitas El Jagüelito, como remanentes del techo de la intrusión granítica.

El basculamiento de este bloque hacia el este sólo es interrumpido por una falla de rumbo aproximado al que delimita el bloque, y que termina en una serie de fallas secundarias menores en forma de "cola de caballo". La presencia de este tipo de estructuras indicaría una zona de tensión que coincidiría con el cambio de rumbo de la falla principal.

3) *Bloque Los Berros*

El límite de este bloque con el de Peñas Blancas, está dado por una zona de fractura de rumbo N0° a 10° W, la que es evidenciada por la naturaleza rectilínea del contacto entre las plutonitas pérmicas y la serie efusiva permotriásica. Este lineamiento puede estar indicando una zona de debilidad en el basamento, producida por una fracturación previa a la serie volcánica.

Otra evidencia del fallamiento de este bloque es la inclinación de la serie efusiva, que se observa en el miembro superior de la Formación Marifil, que indica el basculamiento hacia el nordes-

te del basamento. Este bloque se halla cubierto en parte, mediante discordancia angular por los derrames basálticos.

De lo expuesto se puede inferir que el tipo de tectónica dominante que afectó al basamento fue de origen tensional, correspondiente a una etapa de deformación incipiente de la clasificación de Thomas (1972). Esta etapa incipiente sería corroborada por el modelo de fallamiento; por la coincidencia con la dirección predominante del emplazamiento de los diques en el basamento; por el poco plegamiento de la cubierta vulcanosedimentaria mesozoica (suave sinclinal producido por leves acomodaciones a la fracturación de los bloques), etc.

La falla que delimita el bloque de la Mina Gonzalito con el de Peñas Blancas, puede ser considerada como una importante línea de fracturación regmática, según el concepto de Sonders (1946), dado la interrupción de las estructuras menores a ambos lados de la misma (véase Thomas, 1972).

Es interesante destacar que el ascenso relativo entre los bloques es mayor de este hacia el oeste, siendo el bloque estructuralmente más elevado el de la Mina Gonzalito, al que le sigue el de Peñas Blancas y el de Los Berros respectivamente.

Con respecto a la edad de las distintas estructuras presentes, sobre la base de lo expuesto, se podría inferir la formación de una estructura en bloques primitiva, al final del Precámbrico (movimientos asinticos?), delimitados por fracturas regmáticas.

Durante el Carbónico (315 m.a.) se reactivaría la fracturación y como consecuencia de la misma se emplazarían las plutonitas posorogénicas en la base del Pérmico. La mayor parte de la estructura del basamento metamórfico pareciera ser anterior a la intrusión del Granito Sierra Pailemán y la Formación Marifil. Esta última como se infiere por su asociación petrológica, estaría asociada a una nueva fase de dis-

tensión entre el Triásico inferior y el Jurásico inferior.

La estructura actual es la resultante de una reactivación de los esfuerzos tangenciales a la corteza acaecida después de la Formación Marifil y previa a la deposición del miembro inferior de la Formación Roca, la que no está afectada tectónicamente. Se descarta así la existencia de estructuras terciarias postuladas por Rosenman (1972), como responsables del fallamiento presente en la región. Durante el Terciario sólo actuaron movimiento epirogénicos de ascenso y descenso en la comarca.

CONCLUSIONES

De lo expuesto anteriormente y de la observación del mapa geológico se pueden deducir las siguientes conclusiones:

a) *Emplazamiento de las mineralizaciones.*

Se está de acuerdo con del Mónaco (1971), en que el emplazamiento de las vetas plumbíferas de Mina Gonzalito, coincidió con un período de distensión del esfuerzo, que siguió a los esfuerzos compresivos. Si se acepta que el último evento térmico importante en el Gneis Mina Gonzalito, y que la estructura interna del mismo es previa al emplazamiento de los granitos pérmicos, la mineralización mesotermal de Mina Gonzalito sería precarbónica superior.

Las manifestaciones de fluorita y wolframio del Bloque Peñas Blancas están ubicadas en las adyacencias del contacto entre el Granito de Sierra Pailmán y las Ectinitas El Jagüelito. Esta relación sería similar a la observada por Corbella (1973), para el distrito Sierra Grande (*op. cit.* pág. 362), donde la mineralización fluoritífera estaría en "el techo de las cúpulas o en

las rocas más o menos contiguas a los cuerpos intrusivos".

En el bloque Mina Gonzalito la relación con el techo de las intrusivas no es visible, ya que estas no afloran, pero estarían relativamente cercanas a la superficie. La dirección de las vetas mineralizadas es norte sur y discordante a la foliación del Gneis Mina Gonzalito, a diferencia de las vetas plumbíferas, por lo que se supone a la mineralización fluoritífera posterior, relacionada con los granitos de edad pérmica.

b) *Basamento metamórfico*

Se recomienda deshechar la supuesta edad silúrica para las metamorfitas de bajo grado (Ectinitas El Jgaüelito) estableciéndose que son de segura edad presilúrica y probablemente precámbricas.

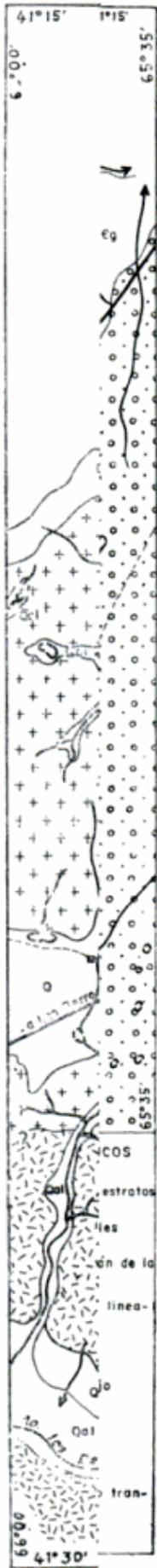
Con respecto al Gneis Mina Gonzalito se puede afirmar que la migmatización que presenta y el emplazamiento de intrusivos sintectónicos, (Granito Taperá) fue previa al Carbónico superior, pero posiblemente pertenezcan a un mismo ciclo de metamorfismo y migmatización precámbrico.

c) *Magmatismo*

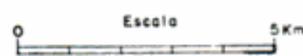
Se han caracterizado tres unidades que configuran un magmatismo posorogénico, compuestos por intrusiones graníticas y pórfidos graníticos pérmicos, un vulcanismo riolítico subsecuente y una secuencia de tobas e ignimbritas, que marcarían la consolidación estructural del escudo nordpatagónico entre el Triásico y el Jurásico inferior.

d) *Estructura*

Se puso en evidencia la existencia de una tectónica de basamento en bloques, con predominio local de esfuerzos tensionales, que tuvieron su fase principal antes de la intrusión de los granitos pérmicos. Los movimientos durante el Mesozoico sólo han reactivado las anti-



- | | | | | | |
|--------------|-------------------------------------|------------------------|------------------------|-------------|-------------|
| | Depósitos no diferenciados | } HOLOCENO | } CUARTARIO | } CENOZOICO | |
| | Depósitos aluviales | | | | |
| | Depósitos coluviales | | | | |
| | Depósitos II nivel | } PLEISTOCENO | | | |
| | Depósitos I nivel | | | | |
| | Basalto | PLIOCENO | | | } TERCARIO |
| | Terciario indiferenciado | MIOCENO-
EOCENO | | | |
| | Miembro sup | } PALEOCENO | | | |
| | Miembro inf | | | | |
| } Form. Roca | | | | | |
| | Tcbas e ignimbritas | } FORMACION
MARIFIL | } JURASICO
TRIASICO | | } MESOZOICO |
| | Rialitas y pórfidos ríolíticos | | | | |
| | Granito Sierra Pailemán | } PERMICO | } PALEO-
ZOICO | | |
| | a) Facies leucocráticas | | | | |
| | Diques pegmatíticos y leucocráticos | | } PRECAMBRICO | | |
| | Granito tapera | | | | |
| | Gneis Mina Gonzalito | | | | |
| | a) Calizas cristalinas | | | | |
| | Ectinitas El Jagüelito | | | | |
| * | Localidad fosilífera | | | | |



guas estructuras siendo la zona no activa durante el Terciario.

AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar mi agradecimiento a la doctora Krongold de Brodtkarb por su traducción del trabajo del doctor Müller (1964) y a los licenciados César Proserpio y Francisco Nullo por sus interesantes discusiones avaladas por sus conocimientos de la geología patagónica, que indirectamente han contribuido al presente trabajo.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Arnolds, A. 1952. *Aspectos generales de la geología y morfología del Distrito Sierra Grande (Territorio del Neuquén)* en Rev. Asoc. Geol. Arg., VII, 2, Buenos Aires, 131-142.
- Bracaccini, O. 1966. *Panorama general de la Geología Patagónica* en Terc. Jorn. Geol. Arg. I, Buenos Aires, XVII-XLVII.
- Corbella, H. 1973. *Acercas de la presencia de cuerpos hipoabisales granito riolíticos en el distrito minero Sierra Grande (Provincia de Río Negro) y su posible importancia metalogénica*, en Rev. Asoc. Geol. Arg., XXVIII, 4, Buenos Aires, 353-363.
- Cortelezzi, C. R. 1969. *Edad de los Basaltos de Neuquén y La Pampa*, en Cuart. Jorn. Geol. Arg., II, Buenos Aires, 95-100.
- De Alba, E. 1964. *Descripción geológica de la Hoja 41 j Sierra Grande, Provincia de Río Negro*, Dir. Nac. Geol. y Minería, Bol. 97, Buenos Aires.
- Del Mónaco, A. N. (1971). *Geología económica de los niveles 110 y 140 de la Mina "Gonzalito" (provincia de Río Negro)*, en Rev. Asoc. Geol. Arg., XXVI, 1, Buenos Aires, 57-66.
- Malvicini, L. y E. Llambías. 1974. *Geología y génesis del depósito de manganeso Arroyo Verde, provincia de Chubut*, en Quinto Cong. Geol. Arg., II, Buenos Aires, 185-202.
- Müller, von H. 1964. *Zur Altersfrage der eisenlagerstätte Sierra Grande, Río Negro, in Nordpatagonien Aufgrund Neuer Fossil funde*, en Sonderd. Geol. Rundsch., Band 54, Stuttgart.
- Navarro, H. 1962. *Geología estructural de los yacimientos Sur y Este de Sierra Grande, provincia de Río Negro*, An. Pras. Jorn. Geol. Arg., II, Buenos Aires, 151-172.
- Parker, G. 1972. *Ubicación stratigráfica, descripción y correlaciones de la Formación Michihuaio, provincia de Río Negro*, en Rev. Asoc. Geol. Arg., XXVII, 4, Buenos Aires, 383-391.
- Rosenman, H. 1972. *Geología de la región de arroyo Los Berros (parte oriental de la Meseta de Somuncurá) provincia de Río Negro*, en Rev. Asoc. Geol. Arg., XXVII, 1, Buenos Aires, 117-137.
- Sesana, F. L. 1974. *Contribución al conocimiento de los afloramientos de caliza de Yaminué, Prov. de Río Negro*, en Quinto Cong. Geol. Arg., II, Buenos Aires, 295-304.
- Sonder, R. A. (1947). *Shear patterns of the Earth's crust - discussion*. Am. Geophys. Union Trans., v. 28, n. 1, pág. 1-61.
- Stappenbeck, R. 1913. *Investigaciones hidrogeológicas de los valles Chapalcó y Quehué y sus alrededores (Gobernación de La Pampa)*, en An. Min. Agric., Dir. Gral. de Minas, Geol. e Hidrogeol., Bol. 4, Serie B, Buenos Aires.
- Stipanovic, P. N. 1967. *Consideraciones sobre las edades de algunas fases magmáticas del Neopaleozoico y Mesozoico*, en Rev. XXII, 2, Buenos Aires, 101-133.
- Stipanovic, P. N., F. Rodrigo, O. L. Baulies y C. G. Martínez. 1968. *Las formaciones pre-senonianas en el denominado macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes*, en XXIII, 2, Buenos Aires, 67-98.
- Stipanovic, P. N. y Methol, E. J. 1972. *Macizo de Somún Curá*, en Geología Regional Argentina, Acad. Nac. Cienc. Córdoba, 581-599.
- Thomas, G. 1972. *Continental Plate Tectonics: Williston Basin*, en Rocky Mountain Section of Amer. Asoc. Petrol. Geol., Denver, Colorado, 1-29.
- Wichmann, R. 1919. *Contribución a la geología de la región comprendida entre el Río Negro y el Arroyo Valcheta, con una descripción petrográfica de las rocas eruptivas y metamórficas por Franco Pastore*, en An. Min. Agric., Secc. Geol. Mineral y Minería, XII, 3, Buenos Aires.
- 1927 a. *Observaciones geológicas en la parte central y oriental de Río Negro*, en Serv. Nac. Min. Geol., informe inédito.
- 1927 b. *Sobre la facies lacustre Senoniana de los Estratos con Dinosaurios y su fauna*, Bol. Acad. Nac. Cs. Córdoba, XXX, Córdoba, 383-406.
- 1934. *Contribución al conocimiento geológico de los territorios de Río Negro y Neuquén*, en Dir. Min. y Geol., Bol. 39, Buenos Aires, 1-27.

NOTAS BREVES

HALLAZGO DE VERTEBRADOS EN EL GRUPO SALTA
DE LA COMARCA DE CARAHUASI, PROVINCIA DE SALTA
REPUBLICA ARGENTINA

POR REMBERTO PINEDO * Y EDUARDO CARBAJAL *

El motivo de esta nota breve es comunicar un nuevo hallazgo de vertebrados en sedimentitas del Grupo Salta aflorante en la región de Carahuasi, Departamento Guachipas de la provincia de Salta.

Las localidades fosilíferas se ubican en la Quebrada La Cueva y río Cachi, situados a los 25° 47' de latitud sur y los 65° 27' de longitud oeste de Greenwich; ambas localidades se adosan en el flanco oriental del cerro Carpintería, a unos 6 km al NNE de la localidad de Pampa Grande y a unos 120 km en línea recta al sur de la ciudad de Salta.

La geología de campo y estratigrafía de la zona fue motivo de un trabajo de licenciatura de uno de los autores (Carbajal, 1974), en cuyo informe figura la descripción litológica detallada de la columna estratigráfica de la región, como así también, las relaciones estratigráficas y contenido fosilífero de las diferentes unidades aflorantes.

En general, las formaciones se disponen en continuidad estructural, sin influencias tectónicas de gran magnitud.

Las formaciones siguientes son las portadoras de fósiles:

- a) FORMACIÓN LOS BLANQUITOS (Subgrupo Pirgua): a 25 m por debajo de su tope se hallaron restos

óscos de reptiles, presumiblemente de pequeño tamaño.

- b) FORMACIÓN MAÍZ GORDO (Subgrupo Santa Bárbara): aflora con 306 m de espesor; son areniscas de grano mediano, entrecruzadas, de color blanco verdoso. En su tope contiene, entre otros, restos de caparzones de quelonios. Estos restos tienen gran difusión en toda la comarca.

- c) FORMACIÓN LUMBRERA (Subgrupo Santa Bárbara) aflora con 400 m de espesor; son margas y arcilitas rojas, que muestran en su tercio inferior dos niveles de sedimentos verdes ("fajas verdes"), que contienen escamas de peces y restos de insectos. A 119 m por encima de su base (en la base de la "faja verde inferior"), se hallaron restos de mamíferos, representados por una mandíbula de 20 m de largo, con varios molares no removidos.

Este último hallazgo reviste gran importancia, pues por primera vez se documenta la exacta posición estratigráfica de mamíferos en la Formación Lumbrera.

Es de hacer notar que en la zona de Carahuasi, ha sido encontrado un resto

* Universidad Nacional de Salta.

de un Notoungulado (*Henricosborniidae*), citado por Pascual (en Irigoyen, 1969), Pascual y Odreman (1971) y Pascual y Odreman (1973).

Otras referencias sobre mamíferos fósiles para niveles del Subgrupo Santa Bárbara, son citados por Fernández, Bondesio y Pascual (1973).

El material coleccionado, actualmente en preparación, será motivo de un futuro trabajo.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Carbajal, E., 1974. Estratigrafía de la Comarca de Carahuasi, Departamento de Guachipas, Salta. Univ. Nac. de Salta, Dpto. de Cienc. Nat. Seminario II, inédito.
- Fernández, J., Bondesio, P. y Pascual, R., 1973. Restos de *Lepidosiren paradoxa* (Osteichthyes, Dipnoi) de la Formación Lumbreira (Eógeno, Eoceno?) de Jujuy. Consideraciones estratigráficas, paleoecológicas y paleozoogeográficas. *Ameghiniana*, X, 2, 152-172. Buenos Aires.
- Pascual, R. y Odreman, R. O., 1971. Evolución de las comunidades de los vertebrados del Terciario argentino. Los aspectos paleozoogeográficos y paleoclimáticos relacionados. *Ameghiniana*, VIII, 3-4, 372-412. Buenos Aires.
- 1973. Las unidades estratigráficas del Terciario portadoras de mamíferos. Su distribución y sus relaciones con los acontecimientos diastróficos. Vº Congr. Geol. Arg., III, 293-338. Buenos Aires.
- Yrigoyen, M. R., 1969. Problemas estratigráficos del Terciario de Argentina (Relato). *Ameghiniana*, VI, 4, 315-329. Buenos Aires.

Recibido el 23 de diciembre de 1974.

SOBRE LA PRESENCIA DE UN EURYPTERIDO EN LA FACIES GRAPTOLITICA DE LA FORMACION YERBA LOCA DEPTO. JACHAL, PROV. DE SAN JUAN

POR VICTOR A. RAMOS Y GRACIELA BLASCO *

Durante el estudio de la fauna graptolítica de la Formación Yerba Loca perteneciente a la colección de los Dres. Carlos Hugo y Héctor Leanza (D.N.G.M. 15002 y 15003) procedentes de la Cuesta del Viento, departamento Jáchal, provincia de San Juan (véase Blasco y Ramos, 1975) los autores encontraron los restos de un eurypterido del cual se conserva parcialmente el prosoma y dos apéndices prosomales que permitieron su diagnóstico.

El único antecedente de hallazgo de un eurypterido en la Argentina fue efectuado por el Dr. Julián Fernández en el Devónico inferior de la Sierra del Tontal, en la precordillera sanjuanina. Los restos de este eurypterido, com-

puestos por restos de tergitos bien conservados fueron dados a conocer en 1961 por Kjellesvig-Waering.

Sin embargo es necesario destacar que esta nota es la primera comunicación sobre la presencia de euryptéridos en el Ordovícico del Hemisferio Austral siendo posiblemente la forma más antigua descrita en esta región.

La asociación de euryptéridos y graptolites en la Normanskill shale de New York había ya llamado la atención de Ruedemann (1934 y 1947, p. 72). Es llamativo que la asociación de graptolitos de la Form. Yerba Loca sea correlacionable con la de la Normanskill Shale, siendo ambas de edad caradociana inferior y pertenecientes a la "Zona de *Nemagraptus gracilis*".

Esta asociación con graptolitos era

* Servicio Geológico Nacional.

exclusiva del Ordovícico de Norteamérica pues en el Silúrico y Devónico los euryptéridos vivieron en un hábitat más definitivamente litoral, en aguas dulces a salobres. Durante el Ordovícico parecen haber tenido un hábitat netamente marino pero diferente del ambiente planctónico en el que se desarrollaban los graptolitos. Su vida nektonica o bentónica no podía desarrollarse en los fondos marinos de ambiente restringido donde se depositaban los graptolitos (Stormer, 1955 y 1974). Ruedemann (1934, p. 38) había notado en Catskill (Normanskill Sh. Sup.) que los graptolitos se preservaban en unas lutitas negras, las que alternaban con areniscas que eran las portadoras de euryptéridos. En la Form. Yerba Loca se observan los graptolitos en lutitas arcillosas de color castaño verdoso oscuro, mientras que el euryptérido se preserva como un molde en una lutita arenosa micácea de color verde de grano más grueso en forma similar a lo que ocurre en los niveles superiores de la Normanskill Shale (Ruedemann, *op. cit.*).

Es evidente que la preservación fragmentaria del euryptérido denota una asociación post mortuoria con los graptolites.

SISTEMATICA

Clase MEROSTOMATA Dana, 1852

Subclase Euryterida Burmeister, 1843

Orden EURYPTERIDA Burmeister, 1843

Suborden Eurypterina Burmeister, 1843

Familia incierta

gen. et sp. indet.

Fig. 1 y 2

Descripción: El prosoma es de contorno subelíptico, más ancho que largo, en el que se preserva el ojo lateral izquierdo de forma fuertemente arriñonada cercano al borde anterior del prosoma. El ocelo se halla en una posición ligeramente anterior. No se con-

servan pustulaciones ni suturas en el prosoma.

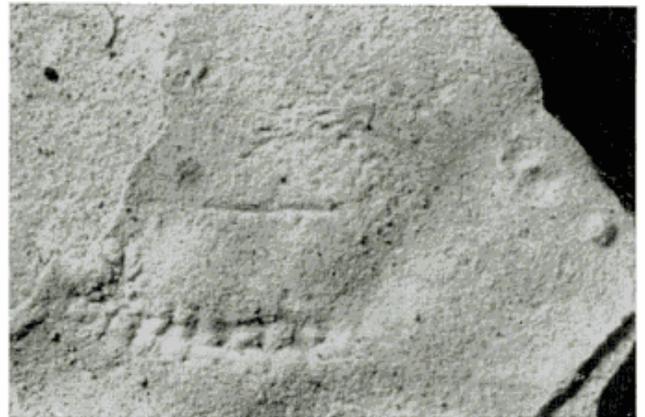


Fig. 1. — Detalle del euryptérido (× 2). Foto de J. C. Rodrigues

Las siguientes medidas corresponden a los parámetros tomados de Kjellesvig-Waering, 1958.

<i>Prosoma</i>	
Longitud	12,5 mm
Ancho basal.....	18,1 »
Ancho detrás de los ojos...	15 »
Relación ancho/largo	1,4 »

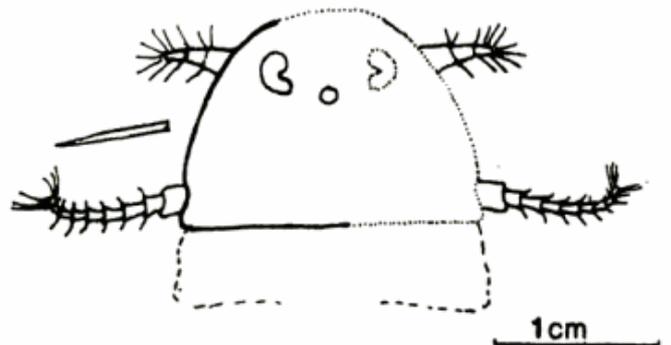


Fig. 2. — Reconstrucción tentativa

<i>Ojos laterales</i>	
Longitud	2,8 mm
Ancho	1,5 »
Distancia margen anterior.	2,0 »
Distancia margen posterior	7,0 »
Distancia margen lateral...	2,0 »
Distancia entre ojos.....	4,5 »

Ocelo

Diámetro	0,9 mm
Distancia margen anterior.	5,1 »
Distancia margen posterior	6,3 »
Distancia margen lateral ..	7,0 »

Además del prosoma se conserva un apéndice prosomal locomotivo (V?) compuesto por nueve segmentos articulados con las siguientes características:

	Long. (mm)	Ancho (mm)
Postarso	2,5	—
Tarso	0,5	0,6
Basitarso.....	0,5	0,6
Tibia	0,8	0,7
Fémur.....	1,2	0,8
Prefémur.....	1,2	1,0
Trocante I y II..	1,3 y 1,0	1,0 y 1,0
Coxa.....	2,5	1,0

Los segmentos iniciales son simples mientras que el postarso presenta dos ramificaciones primarias y tres secundarias.

El otro apéndice conservado pertenece posiblemente a una III^a pata espinosa. Las ocho primeras articulaciones son de hábito trapezoidal con la parte externa más ancha y una paulatina disminución de tamaño hacia los extremos. El trocante es de hábito subrectangular. Todas las articulaciones presentan una espina de cada lado a excepción del trocante. El largo total de la pata es de 4 mm.

A unos dos centímetros del prosoma se conserva una huella de euryptérido similar a la descrita por Leutze (1858, pl. 122, 6) caracterizada por una do-

ble hilera de excavaciones cuneiformes, separadas por 5 mm, que en la parte externa presentan impresiones filamentosas curvas a la dirección de avance.

No hay duda en que los restos descritos pertenecen a la clase euryptérida pero su posición taxonómica es aún incierta.

Deseamos expresar nuestro agradecimiento a los Dres. Carlos Hugo y Héctor Leanza por suministrarnos las muestras con graptolitos que posibilitaron el hallazgo de este euryptérido.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

Blasco, G. y Ramos, V., 1975. *Graptolitos caradocianos de la Formación Yerba Loca y del Cº La Chilca, Dpto. Jáchal, Prov. de San Juan. Ameghiniana*, en prensa.

Kjellesvig-Waering, E., 1958. The genera, species and subspecies of the family Eurypteridae Burmeister, 1845. *Journ. of Paleont.*, 32 (6), 1107-1148.

— 1961. Nota sobre la presencia de un Eurypterideo en el Devónico inferior de la Argentina. *RAGA*, 15 (1-2), 107-111.

Leutze, P., 1958. Eurypterids from the Silurian Tymochtee Dolomite of Ohio. *Journ. of Paleont.*, 32 (5), 937-942.

Ruedemann, 1934. Eurypterids in graptolite shales. *Ann. Journ. of Science*, XXVIII (161), 374-385.

— 1947. Graptolites of North America. *Geol. Soc. of Am.*, Mem. 19.

Størmer, L., 1955. in *Treatise on Invertebrate Paleontology*, P. 8, Arthropoda 2. Moore ed.

— 1974. Arthropods from de Lower Devonian (Lower Emsian) of Alken an der Mosel, Germany. Part. 4: Eurypteridae Drepanopteridae, and other groups. *Senk. let.*, 54 (5/6), 359-451

Recibido el 12 de julio de 1975.

COMENTARIOS

ALGUNAS CONSIDERACIONES SOBRE COMENTARIOS REFERIDOS A LA ESTRATIGRAFIA DEL CERRO NEGRO, PAMPA DE AGNIA, CHUBUT

POR JUAN A. ROBIANO

Afortunadamente para los geólogos, las Ciencias Geológicas no son inmutables, de modo tal que la aparición de nuevos indicios, frecuentemente, permiten replantear incógnitas o reconsiderar soluciones que hasta ese momento se consideraban válidas.

No es mi intención iniciar una polémica o discusión (sería estéril realizarlo), sobre la prioridad que pudiera tener una nomenclatura sobre otra. Tal es así que, al aparecer la Nota Breve de Nullo (1974), consideré que los más atinado era dejar que los colegas que pudieran interesarse por el problema, obtuvieran sus propias conclusiones. Sin embargo la aparición de otro comentario (Musacchio, 1975), me impulsa a realizar algunas reflexiones sobre el tema, que ratifican aquéllas claramente expuestas en un trabajo anterior (Robbiano, 1971) y sujetas a modificación toda vez que los hechos así lo demuestren.

No es novedad indicar que, en Geología, y con particular referencia a entidades formales y sus relaciones, la mejor manera de demostrar algo es por medio de un plano o perfil, y no con descripciones que por más ajustadas que ellas sean, pueden reflejar sólo algunos aspectos del problema. Esta aspiración, propia de todo autor, frecuentemente se ve frustrada por limitaciones de imprenta.

Del análisis del mapa de página 46 (Robbiano *op. cit.*), surge claramente que la Formación El Córdoba se dispone en discordancia sobre el Granito Catreleo y sobre la Formación Menuco Negro. A su vez, la Formación Puntudo Alto se apoya indistintamente sobre: Granito Catreleo, Formación Menuco Negro y Formación El Córdoba, hecho que así mismo queda expresado en la página 50, segunda columna del citado trabajo.

Por otra parte, es conveniente subrayar el hecho quizás de mayor trascendencia de la región: la interdigitación existente entre el Liásico continental y marino, representados por la Formación Punto Alto y Lomas Chatas respectivamente. Este fenómeno puede ser observado en el Cañadón del Medio, cuatro kilómetros al oeste de la tapera de Jaramillo y en el Cañadón Verde, tres kilómetros al oeste del puesto Doña Rosa.

La similitud litológica y de fábrica que tienen la Formación El Córdoba y la Formación Cajón de Ginebra, constituye una dificultad importante en la identificación de las mismas, en aquéllas localidades donde no se observan sus relaciones con el Liásico marino y o continental. La existencia de rodados graníticos y de otras rocas de basamento puede considerarse una ayuda aleatoria en la definición de la

Formación El Córdoba, sin llegar a constituir una condición *sine qua non*.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Musacchio, E., 1975. *Sobre algunas consideraciones estratigráficas acerca del Jurásico en Pampa de Agnia*. R.A.G.A. XXX (1). Buenos Aires.

Nullo, F., 1974. *Reubicación de la Formación El Córdoba, Pampa de Agnia*. Chubut. Argentina. R.A.G.A. XXIX (3). Buenos Aires.

Robbiano, J. A., 1971. *Contribución al conocimiento estratigráfico de la Sierra de Cerro Negro, Pampa de Agnia*. Chubut. Argentina. R.A.G.A. XXVI (1). Buenos Aires.

Recibido el 10 de septiembre de 1975.

CONSIDERACIONES SOBRE EL CARBONICO Y PERMICO EN LAS SIERRAS DE LOS LLANOS Y MALANZAN

POR CARLOS L. AZCUY *

El autor ha considerado de interés realizar algunos comentarios en relación con la nota de Aceñolaza (1975) aparecida en el tomo XXX n° 1 de esta Revista, con la intención de clarificar algunos conceptos referidos a las secciones inferior y media del Grupo Paganzo en las sierras de Los Llanos y Malanzán. Para ello se analizarán dos párrafos de la citada nota. En el primero de ellos dice el autor mencionado "que los estratos que se asignan al Piso I en la región centro occidental de La Rioja, no deberían considerarse s. str. como equivalentes al Piso I de la sierra de Los Llanos, los afloramientos de Tasa Cuna y los de Bajo de Veliz, a pesar de su identidad litológico-cromática" pues mientras "los afloramientos del oeste contienen como fósil característico al morfogénero *Rhacopteris ovata*, . . . en el Piso I de la Sierra de Los Llanos (Formación Malanzán) aparece la llamada Flora de *Glossopteris*, de una indudable edad menor".

Llama la atención que se relacionen afloramientos de la sección inferior del Grupo Paganzo (Piso I) en las sierras

* Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la U.B.A.

de Los Llanos y Malanzán con afloramientos de la sección media (Piso II) en las localidades de Bajo de Veliz y Tasa Cuna. Esta supuesta relación puede ser analizada desde dos puntos de vista diferentes: el litológico y el paleontológico. Con respecto al primero, se debe señalar que no son abundantes las investigaciones encaradas con ese enfoque. Sin embargo los estudios realizados en la sección media del grupo en Paganzo-Amaná y Olta-Malanzán (Di Paola, 1972), permitieron establecer la correlación de ambas comarcas y extenderla hasta los afloramientos de esa sección en la sierra Brava. Por otra parte, si las capas rojas de la sección media del Grupo Paganzo en la sierra de Los Llanos involucran el famoso yacimiento plantífero del Arroyo Totoral (Bracaccini, 1946; Frenguelli, 1949) y se acepta que es equivalente a los yacimientos de Bajo de Veliz y Tasa Cuna (Archangelsky y Arrondo, 1973), entonces es indudable que ninguno de los yacimientos antes mencionados puede ser relacionado con la sección inferior del grupo, ni en las sierras de Los Llanos y Malanzán, ni en la región centro occidental de La Rioja.

Si abordamos el problema desde el

punto de vista paleontológico deberán tenerse en cuenta los resultados obtenidos de los estudios de megaflores y microflores. En el primer caso el morfógeno *Rhacopteris ovata* ha sido señalado en numerosos afloramientos pertenecientes a la sección inferior del grupo asignados al Namuriano y Westfaliano, incluyendo la sierra de Los Llanos donde también fue citado el hallazgo de una especie de *Rhacopteris*, posiblemente *R. ovata* (Bracaccini, 1948) aunque no descripta ni ilustrada. Por otra parte las glossopterídeas citadas para la sierra de Los Llanos han estado siempre circunscriptas a la Formación Arroyo Totoral (Bracaccini, 1946, Frenguelli, 1949, Archangelsky y Arrondo, 1973), sin que se conozcan hasta la fecha menciones para la Formación Malanzán, que pertenece a la sección inferior del grupo (Azcuy y Morelli, 1970, 1972).

La información proveniente del estudio de las microflores de la sección inferior del grupo en la sierra de Malanzán (Azcuy, 1975 *a* y *b*) ha dado evidencias para una edad namuriana-westfaliana de la formación homónima. A pesar que los intentos para extraer palinomorfos de la Formación Arroyo Totoral fueron hasta ahora infructuosos, se ha logrado correlacionar, dentro de la sección media del grupo, el miembro superior de la Formación La Colina aflorante en las sierras de Malanzán y Los Llanos con las Formaciones Arroyo Totoral y Bajo de Veliz portadoras de glossopterídeas, sobre las base de mega y microflores presentes en dichas entidades (Azcuy, 1975 *c*).

Teniendo en cuenta esta información trataremos el segundo párrafo en el que Aceñolaza dice: "...un reciente trabajo de Azcuy (1974) donde identifica a los palinomorfos de la Formación Malanzán interpretándolos como edad carbónica, lo que en principio teniendo en cuenta que dicha formación es la portadora de la megaflores de

glossopterídeas daría lugar a un conflicto interpretativo".

Aunque la referencia a la antigüedad carbónica de los palinomorfos de la Formación Malanzán (Azcuy, 1975 *d*) es correcta, quizá resulte provechoso efectuar algunas consideraciones sobre la extensión estratigráfica de la mencionada formación. Luego del trabajo pionero de Bodenbender (1911) fue Bracaccini (1946, 1948) quien realizó trabajos detallados en las sierras de Los Llanos y Malanzán reconociendo un número de unidades informales que correlacionó con los Pisos I y II de Bodenbender, unidades que cubren todos los estratos considerados aquí de interés.

Correspondió a Furque (1968) la utilización por primera vez de la denominación Formación Malanzán, haciéndolo explícitamente para agrupar aquellas unidades que Bracaccini asimiló al Piso I de Bodenbender o sección inferior del Grupo Paganzo en la nueva nomenclatura (Azcuy y Morelli, 1970, 1972). Los autores que más recientemente realizaron estudios en esas comarcas utilizaron la entidad en el sentido de Furque (Di Paola, 1972; Azcuy, 1975 *a*), o bien alguno de sus miembros con rango de formación (Archangelsky y Leguizamón, 1971). En ningún caso la Formación Malanzán o sus equivalentes parciales sobrepasaron hacia arriba la extensión estratigráfica propuesta por Furque quedando claro, a veces tácita y otras explícitamente, que las capas de la Formación Arroyo Totoral se separaban de la Formación Malanzán correspondiendo la primera a parte del llamado Piso II, más precisamente sección media del Grupo Paganzo.

Como resultado de las consideraciones anteriores parece haber suficientes evidencias para afirmar que: *a*) la Formación Malanzán pertenece a la sección inferior del Grupo Paganzo y ha brindado hasta la fecha mega y microflores

cuya antigüedad ha sido interpretada como carbónica sin que se conozca ningún trabajo donde se cuestione esta asignación; b) las glossopterídeas de sierra de Los Llanos han sido siempre referidas a la Formación Arroyo Totoral, la cual pertenece a la sección media del Grupo Paganzo y correlacionada reiteradamente por su contenido megaflorístico con la Formación Bajo de Veliz y recientemente con la Formación Tasa Cuna; c) de la evaluación de la literatura disponible a la fecha no surge ningún conflicto interpretativo.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F. G., 1975. *Acerca de la discordancia entre los Pisos I y II de los Estratos de Paganzo en La Rioja*. Rev. Geol. Argentina 30 (1): 112-114.
- Archangelsky, S. y O. G. Arrondo, 1973. *Palaeophytologia Kurtziana III. 10. La Tafloflora Pérmica de Sierra de Los Llanos, Provincia de La Rioja*. Ameghiniana 10 (3): 201-228, 5 tab.
- Archangelsky, S. y R. R. Leguizamón, 1971. *"Vojnovskya argentina" n. sp. nueva Gimnosperma del Carbónico superior de la Sierra de Los Llanos, Prov. La Rioja*. Ameghiniana 8 (2): 65-72, 1 tab.
- Azcuy, C. L., 1975 a. *Miosporas del Namuriano y Westfaliano de la comarca Malanzán-Loma Larga, Provincia de La Rioja, Argentina. I Localización geográfica y geológica de la comarca y descripciones sistemáticas*. Ameghiniana 12 (1): 1-69, 18 tab.
- Azcuy, C. L., 1975 b. *Miosporas del Namuriano y Westfaliano de la comarca Malanzán-Loma Larga, Provincia de La Rioja, Argentina. II Descripciones siste-*
- máticas y significado estratigráfico de las microfloras*. Ameghiniana 12 (2) en prensa.
- Azcuy, C. L., 1975 c. *Palinología estratigráfica de la Cuenca Paganzo*. Rev. Asoc. Geol. Argentina 30 (1): 104-109, 2 tab.
- Azcuy, C. L., 1975 d. *Las Asociaciones Palinológicas del Paleozoico superior de Argentina y sus relaciones*. Actas I Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. (Tucumán 1974): 455-477, 7 tab.
- Azcuy, C. L. y J. R. Morelli, 1970. *Geología de la Comarca Paganzo-Amaná. El Grupo Paganzo. Formaciones que lo componen y sus relaciones*. Rev. Asoc. Geol. Argentina 25 (4): 405-429.
- Azcuy, C. L. y J. R. Morelli, 1972. *The Paganzo Basin, tectonic and sedimentary characteristics of the Gondwana sequences in northwestern Argentina*. Second Symposium on Stratigraphy and Paleontology of the Gondwana System (South Africa 1970): 241-247, 2 tab.
- Bodenbender, G., 1911. *Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes*. República Argentina. Bol. Acad. Nac. de Cienc. en Córdoba 19 (1): 5-221.
- Bracaccini, O., 1946. *Los Estratos de Paganzo y sus niveles plantíferos en la Sierra de Los Llanos, Provincia de La Rioja*. Rev. Soc. Geol. Argentina 1 (1): 19-61.
- Bracaccini, O., 1948. *Sobre la presencia de Carbonífero inferior en la Sierra de Los Llanos*. Bol. Inf. Petrol., 281 (reimpresión).
- Di Paola, E. C., 1972. *Litología de la sección media del Grupo Paganzo en las comarcas Paganzo-Amaná y Olta-Malanzán, Prov. de La Rioja, Rep. Argentina*. Rev. Asoc. Geol. Argentina 27 (2): 179-187.
- Furque, G., 1968. *Bosquejo geológico de la sierra de Malanzán, La Rioja*. Actas III Jorn. Geol. Argentinas (Comodoro Rivadavia 1966), 1: 111-120.

Recibido el 9 de octubre de 1975.

NECROLOGIA

*Armando Federico Leanza*

1919-1975

El profesor Armando Federico Leanza, investigador de reconocidos méritos en la Paleontología y la Estratigrafía argentinas, nació el 21 de marzo de 1919 en la ciudad de Buenos Aires. Tras cursar sus estudios secundarios en el Colegio Nacional Mariano Moreno, ingresó en 1938 en el Instituto del Museo, dependiente de la Universidad Nacional de La Plata. Al terminar el primer año de sus estudios universitarios, merced a su dedicación y condiciones intelectuales, se hizo merecedor de una beca de alumno geólogo otorgada por Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Tempranamente puso de manifiesto sus inclinaciones naturales por los estudios paleontológicos, como lo demuestran los trabajos que publicó mientras era alumno. En sus investigaciones fue guiado por el doctor J. Frenguelli, de quien fue discípulo, a la sazón director del Museo de La Plata.

En el año 1942 se graduó de doctor en Ciencias Naturales, grado que obtuvo con una tesis que mereció la calificación

de sobresaliente y cuya publicación fue recomendada por unanimidad.

Su primer trabajo profesional lo realizó como geólogo de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, al llevar a cabo el levantamiento de la comarca de Catán Lil, Neuquén. Simultáneamente estaba adscrito al Museo de La Plata, donde trabajaba bajo la conducción del doctor Frenguelli.

Prevalcía su afición por la Paleontología y al año, en 1943, pasó a desempeñarse como paleontólogo en la entonces Dirección de Minas y Geología, para continuar investigando en su disciplina predilecta bajo la dirección del profesor doctor Horacio J. Harrington, con quien ya había colaborado en una publicación sobre trilobites. Dentro del amplio campo de la Paleontología, el grupo que más le atraía era el de los moluscos, y entre éstos prefería los pelecípodos, a los cuales había dedicado sus primeras investigaciones. Estudió también los ammonites, con los cuales logró renombre, por

ser éstos de mayor interés mundial. Durante su paso por la Dirección de Minas y Geología, desde 1943 hasta 1948, llegó a ocupar el cargo de jefe de la División Paleontología.

En el año 1947 es distinguido con el primer premio nacional en Ciencias Naturales, para el trienio 1943-1945, otorgado por la Comisión Nacional de Cultura.

Además de su actividad profesional ejerció simultáneamente la docencia, con singular competencia, en la cátedra de su especialidad. En la Universidad Nacional de La Plata fue designado en 1944, por concurso, profesor suplente de Paleontología y ocupó interinamente —con carácter *ad-honorem*— la cátedra de Geología Cronológica, para llegar finalmente al cargo de profesor titular de Paleontología, cargo al que renunció al mes, por haber optado a otro análogo en la Universidad de Buenos Aires. Desempeñó también varios cargos técnicos, para culminar como director del Departamento de Paleontología (Invertebrados y Paleobotánica) y de Paleozoología (Vertebrados), este último en calidad de *ad-honorem*.

Comenzó paralelamente en la Universidad de Buenos Aires su carrera docente como auxiliar de gabinete y desempeñó los cargos sucesivos hasta ser nombrado en 1948 profesor titular con dedicación exclusiva de Paleontología (2do. curso). Su actividad en ésta no se limitó meramente a la docencia y a la investigación. Sus condiciones naturales le valieron ser designado director del Instituto de Geología y jefe del Departamento de Ciencias Geológicas —ambas entidades dependientes de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales—, y también representante de dicha Facultad ante el Consejo de Investigaciones Científicas y Publicaciones de la Universidad de Buenos Aires. Más adelante se le nombró secretario de la Facultad y finalmente accedió, por un lapso muy breve, al decanato.

Al alejarse en 1957 de la Universidad

de Buenos Aires reingresó en la Dirección Nacional de Minería como asesor paleontólogo, además de ser jefe de Publicaciones y presidente de la Comisión de la Carta Geológico-económica de la República Argentina.

En 1959 pasó a desempeñarse como paleontólogo en la Pan American Argentina Oil Co. Al reducir esta empresa en 1961 su actividad en el país, el doctor Leanza volvió a ejercer la docencia en su cátedra predilecta y en la de Estratigrafía General y Argentina, pero esta vez en la Universidad Nacional de Córdoba, donde clasificó más de 20.000 ejemplares de invertebrados y vertebrados fósiles y permaneció hasta mediados de 1968. A fin de 1962 obtuvo una beca Guggenheim, que le permitió realizar estudios comparativos entre ammonites sudamericanos y norteamericanos, en el Museo de Historia Natural de Washington, Estados Unidos de América. La Academia Nacional de Ciencias, por sus valiosas contribuciones paleontológicas, lo eligió en 1961 Miembro Activo. Integró posteriormente la Comisión Directiva de dicha Academia. Durante su permanencia en la Universidad Nacional de Córdoba, organizó y dirigió un viaje de estudios a Europa, con geólogos egresados de dicha casa de estudios. Aprovechó esa excursión para estudiar los fósiles de la colección Feruglio, depositados en la Universidad de Bologna, cuyo fruto fue una publicación. Ocupose asimismo de la organización del Museo de Mineralogía y Geología "Dr. Alfredo Stelzner". Ejerció simultáneamente, en 1965 y 1966, la docencia en la Universidad Nacional de Tucumán.

En julio de 1968 regresó a Buenos Aires e ingresó en la carrera del Investigador Científico y Técnico del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Su lugar de trabajo fue la Dirección Nacional de Geología y Minería, en la que estuvo a cargo de la División Paleontología, además de ser organizador y supervisor del Plan Fosfo-

rita. En 1973, relacionado con este Plan realizó un viaje a Africa y al Cercano Oriente. Se desempeñó posteriormente como director general de Coordinación Operativa del Servicio Nacional Minero Geológico.

De los numerosos trabajos que publicó, se reseñarán los de mayor envergadura. En 1945 apareció "Ammonites del Jurásico superior y del Cretácico inferior de la Sierra Azul, en la parte meridional de la provincia de Mendoza", obra que le mereció ser galardonado con el primer premio nacional en Ciencias Naturales, como ya se ha expuesto en párrafos anteriores. Justa recompensa, no sólo por el extraordinario esfuerzo intelectual puesto de manifiesto en esta contribución de indudable valor paleontológico (varios de los géneros propuestos son aceptados por especialistas mundiales) y estratigráfico (establece el límite jurásico-cretácico en la gran cuenca andina), sino también por ser el primer estudio sobre ammonites llevado a cabo por un paleontólogo argentino. Otro trabajo paleontológico tan importante, realizado conjuntamente con el profesor doctor Horacio J. Harrington, es el de la revisión de las faunas de trilobites del Ordovícico del territorio nacional, "Ordovician trilobites of Argentina" (1957), donde fundan varios géneros de trilobites y dan su distribución estratigráfica. Esta investigación se llevó a cabo cuando los dos eran profesores con dedicación exclusiva en la Universidad de Buenos Aires y que por razones circunstanciales, ajenas a la voluntad de los autores, debió publicarse en el exterior, varios años después de terminado el estudio. Finalmente, pero no por eso menos importante, debe mencionarse su actuación relevante como presidente del Primer Simposio de Geología Regional Argentina, realizado en Córdoba, en setiembre de 1969, con motivo del centenario de la augusta Academia Nacional de Ciencias. Su intervención continuó como director y editor de la obra "Geología Regional Argentina", publicada en

1972, de la cual fue autor de uno de los capítulos (Andes Patagónicos Australes).

Entre sus numerosas actividades merece destacarse el hecho de haber sido miembro fundador de la Asociación Geológica Argentina, cuya Comisión Directiva presidió en el período 1953-1955 y de la Asociación Paleontológica Argentina, en la que fue presidente de la Comisión Organizadora (1956-1957). En la primera fue director de la Revista desde su aparición hasta 1958. La Asociación Geológica Argentina lo distinguió en 1964 al designarlo como miembro honorario. Asimismo integró la Comisión Directiva de GAEA Sociedad Argentina de Estudios Geográficos.

Asistió a congresos y reuniones científicas, en los cuales tuvo una participación activa, como aconteció en el Segundo Congreso Panamericano de Ingeniería de Minas y Geología, celebrado en Petrópolis, Brasil, en octubre de 1946, en el que fue elegido secretario. En 1969 asistió al Congreso del Jurásico en Gran Bretaña, donde se consideraba la elección de la localidad y perfil tipo del Titoniano. Merced a los estudios del doctor Leanza y a su intervención, una de las localidades con más probabilidades de ser elegida, era el sur de Mendoza-norte del Neuquén.

Sus trabajos estratigráficos sobre el Jurásico y el Cretácico tuvieron repercusión mundial, hecho que le valió ser elegido miembro permanente de la subcomisión del Jurásico de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas en 1967, en representación de América del Sur.

La Asociación Paleontológica Argentina lo distinguió confiriéndole una medalla, que le fue entregada en agosto de 1974, en el Primer Congreso de Paleontología y Bioestratigrafía, como reconocimiento por sus méritos como investigador en la Paleontología.

Esta es, en apretada síntesis, la brillante labor de un hombre cuya fecunda trayectoria dejó signos indelebles de su actividad a través de sus muchos años

de profesional destacado y de profesor eminente. Lo saben bien sus alumnos, que nunca dejaron de hallar respuesta cabal a sus interrogantes y respuestas orientadoras para sus inquietudes.

Es la trayectoria de “el mejor paleontólogo argentino” —al decir del profesor doctor Horacio J. Harrington— que, después de una vida consagrada sin renunciamentos al estudio y a la docencia falleció el 24 de marzo de 1975 rodeado del respeto y afecto de sus colegas y amigos que admiraban en él la formación y contracción profesional de quien es, a no dudarlo, un ejemplo para las generaciones que seguirán sus huellas.

Juan Carlos M. Turner

TRABAJOS PUBLICADOS DEL PROFESOR
ARMANDO FEDERICO LEANZA

- 1939 y A. V. BORRELLO. “Excursión didáctica a los alrededores de Miramar (provincia de Buenos Aires)”, *Museo de La Plata, Rev. (N. S.) Secci. Of.*, 1939 (La Plata), págs. 113-117.
- 1940 “Florentino Ameghino”, *Museo de La Plata, Rev. (N. S.) Secci. Of.*, 1939 (La Plata), págs. 108-113.
- 1940 “*Myoconcha neuquena* n. sp. del Lías de Piedra Pintada, en el Neuquén”, *Museo de La Plata, Notas V, Pal. N° 22* (La Plata), págs. 123-131.
- 1940 “Dos nuevas especies del género *Cucullaea* Lam. del Lías de Piedra Pintada”, *Museo de La Plata, Notas V, Pal. N° 22* (La Plata), págs. 207-215.
- 1941 “Apuntes estratigráficos sobre la región cruzada por el curso inferior del arroyo Carrín-Curá en el Neuquén (Patagonia)”, *Museo de La Plata, Notas VI, Geol. N° 13* (La Plata), págs. 225-233.
- 1941 “Dos nuevas trigonias del Titoniense de Carrín-Curá, en el territorio del Neuquén”, *Museo de La Plata, Notas VI, Pal. N° 31* (La Plata), págs. 225-233.
- 1941 “Sobre *Asaphellus megacanthus* n. sp. del Ordovícico inferior de la provincia de La Rioja (Argentina)”, *Museo de La Plata, Notas VI, Pal. N° 38* (La Plata), págs. 531-536.
- 1942 J. FRENGUELLI y C. R. BÁEZ. “El Bajo de Velis en la provincia de San Luis”, *Museo de La Plata, Notas VII, Geol. N° 20* (La Plata), págs. 153-175.
- 1942 y H. J. HARRINGTON. “Sobre algunos trilobites nuevos o poco conocidos del Ordovícico argentino”, *Museo de La Plata, Rev. (N. S.)*, II, *Pal. N° 9* (La Plata), págs. 131-141.
- 1942 “Los pelecípodos del Lías de Piedra Pintada en el Neuquén”, *Museo de La Plata, Rev. (N. S.)*, II, *Pal. N° 10* (La Plata), págs. 143-206.
- 1943 y H. J. HARRINGTON. “Paleontología del Paleozoico inferior de la Argentina. I. Las faunas del Cámbrico medio de San Juan”, *Museo de La Plata, Rev. (N. S.)*, II, *N° 11* (La Plata), págs. 207-223.
- 1943 “*Pectinula*, nuevo género de pelecípodos en el Lías de Neuquén”, *Museo de La Plata, Notas VIII, Pal. N° 53* (La Plata), págs. 241-249.
- 1943 y H. J. HARRINGTON. “La faúna del Tremadociano inferior de Salitre (Bolivia)”, *Museo de La Plata, Rev. (N. S.)*, II, *Pal. N° 13* (La Plata), págs. 343-356.
- 1943 y A. HERRERO DUCLOUX. “Sobre los ammonites de la ‘Lotena Formation’ y su significación geológica”, *Museo de La Plata, Notas VIII, Pal. N° 54* (La Plata), págs. 281-304.
- 1944 “Las apófisis yugales de *Holcostephanus*”, *Museo de La Plata, Notas IX, Pal. N° 62* (La Plata), págs. 13-22.
- 1944 “Introducción al estudio de la Paleontología. I. Pelecípodos”, *Holmbergia, Rev. Centro Est. Cienc. Nat.*, III, 7 (Buenos Aires), págs. 115-143.
- 1945 “Hallazgo de una faúna kimmeridgiana en el norte de Neuquén y su significado geológico”, *IPIMIGEO, Secc. Arg., Prim. Reun. Comun.* (Buenos Aires), págs. 3-8.
- 1945 “Ammonites del Jurásico superior y del Cretácico inferior de la Sierra Azul, en la parte meridional de la provincia de Mendoza”, *Museo de La Plata, Anales (N. S.)*, Secc. A, *Paleozool.* 6, *Moluscos*, N° 1. La Plata.
- 1945 “Introducción al estudio de la Paleontología. I. Pelecípodos (continuación)”, *Holmbergia, Rev. Centro Est. Cienc. Nat.*, IV, 8 (Buenos Aires), págs. 77-100.
- 1945 “Braquiópodos carboníferos de la Quebrada de la Herradura, al NE de Jáchal, San Juan”, *Museo de La Plata, Notas X, Pal. N° 86* (La Plata), págs. 277-314.
- 1946 “Sobre el límite superior del Sistema Jurásico”, *IPIMIGEO, Secc. Arg., Seg. Reun. Comun.* (Buenos Aires), págs. 3-18.
- 1946 “Las oppelias de Chacay Melehue, en el Neuquén, ‘*Streblites (Pseudoppelia) oxynotus*’ subgen. et sp. nov.”, *Soc. Geol. Arg., Rev.* I, 1 (Buenos Aires), págs. 63-72.
- 1947 “Sobre un posible control estratigráfico en los yacimientos petrolíferos de Neuquén”, *Soc. Geol. Arg., Rev.* II, 1 (Buenos Aires), págs. 5-12.
- 1947 “Descripción de la faúna kimmerid-

- giana de Neuquén”, *Dir. Min. y Geología, Inf. Prel.*, N° 1. Buenos Aires.
- 1947 “The upper limit of the Jurassic System”, *Geol. Soc. Amer., Bull* LVIII, Setiembre (Nueva York), págs. 833-842.
- 1947 “El Cámbrico medio de Mendoza”, *Museo de La Plata, Rev. (N. S.)*, III, Pal. N° 17 (La Plata), págs. 223-235.
- 1947 “Nota sobre la geología del Neuquén”, *Museo de La Plata, Notas XII, Geol.* N° 47 (La Plata), págs. 161-171.
- 1947 “Ammonites coralianos en el Jurásico de Chile”, *Soc. Geol. Arg., Rev.* II, 4 (Buenos Aires), págs. 285-295.
- 1948 “El llamado triásico marino de Brasil, Paraguay, Uruguay y la Argentina”, *Asoc. Geol. Arg., Rev.* III, 3 (Buenos Aires), págs. 219-244.
- 1948 “Braquiópodos y pelecípodos carboníferos en la provincia de La Rioja (Argentina)”, *Museo de La Plata, Rev. (N. S.)*, III, Pal. N° 18 (La Plata), págs. 237-264.
- 1948 “Nota preliminar sobre la geología de las barrancas de Monte Hermoso (provincia de Buenos Aires)”, *Museo de La Plata, Notas XIII, Geol.* 48 (La Plata), págs. 3-6.
- 1948 “Los bosques petrificados de Santa Cruz”, *Soc. Cient. Arg., An.* CXLVI, 3 (Buenos Aires), págs. 174-188.
- 1949 “† Profesor Martín Doello Jurado (1884-1948)”, *Asoc. Geol. Arg., Rev.* IV, 1 (Buenos Aires), págs. 5-10.
- 1949 y W. ZOLLNER. “Acerca de la edad del ‘Yeso Principal’ y su composición litológica”, *Asoc. Geol. Arg., Rev.* IV, 1 (Buenos Aires), págs. 25-35.
- 1949 “*Olenopsis* Ameghino, 1889 (un roedor) versus *Olenopsis* Bonermann, 1891 (un trilobite)”, *Asoc. Geol. Arg., Rev.* IV, 1 (Buenos Aires), pág. 36.
- 1949 “Paleontología Mesozoica. I. Sobre *Windhausenicerias humphreyi* n. sp. del Titoniano de Neuquén”, *Asoc. Geol. Arg., Rev.* IV, 3 (Buenos Aires), págs. 239-242.
- 1949 y A. GIOVINE. “Paleontología Mesozoica. II. Leopoldias nuevas en el Supravalanginiano de Neuquén”, *Asoc. Geol. Arg., Rev.* IV, 4 (Buenos Aires), págs. 255-262.
- 1950 “Fósiles gotlándicos en la Formación del Tambolar (San Juan)”, *Asoc. Geol. Arg., Rev.* V, 3 (Buenos Aires), págs. 159-162.
- 1952 “Historia del río Catán Lil”. *Univ. Buenos Aires, Fac. Fil. y Letras, Inst. de Geografía, Serie A*, N° 16, Buenos Aires.
- 1952 y H. J. HARRINGTON. “La clasificación de los ‘*Olenidae*’ y de los ‘*Ceratopygidae*’ (Trilobita)”. *Asoc. Geol. Arg., Rev.* VII, 3 (Buenos Aires), págs. 190-205.
- 1952 y H. J. HARRINGTON. “El aparato apical de ‘*Spirifer striatus*’, ‘*S. crassus*’ y ‘*S. duplicicostus*’ del Carbónico de Gran Bretaña”. *Asoc. Geol. Arg., Rev.* VII, 4 (Buenos Aires), págs. 209-218.
- 1953 y C. S. PETERSEN. “Elementos de Geología Aplicada”. Ed. Nigar, 467 págs. Buenos Aires. (3ª ed. 1968).
- 1954 “Ameghino geólogo y paleontólogo”. *Ciencia e Investigación, Rev.* X, 5 (Buenos Aires), págs. 213-223.
- 1955 y H. A. CASTELLARO. “Algunos fósiles cretácicos de Chile”. *Asoc. Geol. Arg., Rev.* X, 3 (Buenos Aires), págs. 179-212.
- 1956 “Una curiosa ostra del Terciario patagónico *Ostrea imitatrix* n. sp.”. *Asoc. Geol. Arg., Rev.* XI, 1 (Buenos Aires), págs. 72-75.
- 1956 “Mutualismo entre un Ermitaño y un Briozoario fósiles, cohabitantes en la conchilla de un caracol”. *Holmbergia, Rev. Centro Est. Cienc. Nat.*, V, 11 (Buenos Aires), págs. 145-148.
- 1957 *Australocoelia peruviana* (d’Orb.). Una nueva denominación para *Lepto-coelia flabellites* auct. non Conrad del Devónico austral”. *Museo de La Plata, Notas XIX, Pal.* N° 103 (La Plata), págs. 29-32.
- 1957 y H. J. HARRINGTON. “Ordovician trilobites of Argentina”. *Univ. Kansas, Dept. Geol. Spec. Publ.* N° 1, págs. 276. Lawrence.
- 1958 “Geología Regional Argentina” en “La Argentina. Suma de Geografía”. I, Cap. III, págs. 217-349. Ed. J. Peuser. Buenos Aires.
- 1958 “Acerca de la existencia de *Simbirskites* en el Neocomiano argentino”. *Asoc. Geol. Arg., Rev.* XII (1957), 1 (Buenos Aires), págs. 5-17.
- 1963 “*Patagoniceras* gen. nov. (*Binneyitidae*) y otros ammonites de Chile meridional con notas acerca de su posición estratigráfica”. *Acad. Nac. Cienc., Bol.* XLIII, 2-3-4 (Córdoba), págs. 203-225.
- 1964 “*Parabinneyites*, nuevo nombre genérico para *Patagoniceras* Leanza, 1963 non Wetzel, 1960”. *Asoc. Geol. Arg., Rev.* XIX, 2 (Buenos Aires), pág. 84.
- 1964 “Los estratos con *Baculites* de El Cain (Río Negro, República Argentina) y sus relaciones con otros terrenos supracretácicos argentinos”. *Univ. Nac. Córdoba, Fac. Cienc. Ex., Fis. y Naturales, Rev. Serie Ciencias Nat.*, Año XXV, 3-4 (Córdoba), págs. 93-107.
- 1965 “† Profesor Doctor Juan Augusto Olscher (1903-1964)”. *Asoc. Geol. Arg., Rev.* XIX (1964), 4 (Buenos Aires), págs. 195-200.
- 1967 “Descripción de la fauna de *Placenticeras* del Cretácico superior de Patagonia austral con consideraciones acerca de su posición estratigráfica”. *Acad. Nac.*

- Cienc., Bol.* XLVI, 1 (Córdoba), págs. 5-28.
- 1967 "Los *Baculites* de la provincia de La Pampa con notas acerca de la edad del Piso Rocanense". *Acad. Nac. Cienc., Bol.* XLVI, 1 (Córdoba), págs. 48-58.
- 1967 "Descripción de la especie tipo de *Mimeotstreon* Bonarelli, 1921 emend. Leanza, 1963 (Moll. Pel.) del Cretácico de Santa Cruz (Patagonia austral)". *Acad. Nac. Cienc., Bol.* XLVI, 1 (Córdoba), págs. 61-70.
- 1967 "Anotaciones sobre los fósiles jurásico-cretácicos de Patagonia austral (Colección Feruglio) depositados en la Universidad de Bologna". *Inst. M. Lillo, Acta Geol. Lilloana*, IX (S. M. de Tucumán), págs. 121-186.
- 1967 "*Peroniceras buergli* n. sp. (Amm. *Collignomiceratidae*) del Coniaciano de Colombia". *Inst. M. Lillo, Acta Geol. Lilloana*, IX (S. M. de Tucumán), págs. 231-238.
- 1968 "Los tiempos prehistóricos. El hombre y la fauna" en "Historia Argentina". I. Ed. Plaza y Janes. Buenos Aires.
- 1968 "Acerca del descubrimiento de ammonideos devónicos en la República Argentina (*Tornoceras baldisi* n. sp.)". *Asoc. Geol. Arg., Rev.* XXIII, 4 (Buenos Aires), págs. 326-330.
- 1969 "Sobre el descubrimiento de depósitos del Piso Coniaciano en Patagonia austral y descripción de una nueva especie de ammonites (*Peroniceras santacrucense* n. sp.)". *Acad. Nac. Cienc., Bol.* XLVII, 1 (Córdoba), págs. 5-20.
- 1969 "Sistema de Salta. Su edad, sus peces voladores, su asincronismo con el Horizonte calcáreo-dolomítico y con las Calizas de Miraflores y la hibridez del Sistema Subandino". *Asoc. Geol. Arg., Rev.* XXIV, 4 (Buenos Aires), págs. 393-407.
- 1970 "Ammonites nuevos o poco conocidos del Aptiano, Albiano y Cenomaniano de los Andes australes con notas acerca de su posición estratigráfica". *Asoc. Geol. Arg., Rev.* XXV, 2 (Buenos Aires), págs. 197-261.
- 1970 y M. A. HUNICKEN. "Sobre la presencia del género *Roudaireia* en el Cretácico superior del salitral de La Amarga (Dpto. Chicalcó, provincia de La Pampa, República Argentina)". *Asoc. Geol. Arg., Rev.* XXV, 4 (Buenos Aires), págs. 489-494.
- 1971 "Lucas Kraglievich. Un ilustre paleontólogo argentino" en "La Prensa" del 22 de agosto de 1971, 1ra. Secc. Ilustrada. Buenos Aires.
- 1972 "Presentación" en "Geología Regional Argentina", Director y Editor Armando F. Leanza. *Acad. Nac. Cienc.*, págs. xiii-xvi. Córdoba.
- 1972 "Andes Patagónicos Australes" en "Geología Regional Argentina", Director y Editor Armando F. Leanza. *Acad. Nac. Cienc.*, págs. 689-706. Córdoba.
- 1972 "Prospección de rocas fosfáticas en la Argentina, para la fabricación de fertilizantes". *Serv. Nac. Minero Geológico, Rev.* VIII, 30 (Buenos Aires), págs. 77-87.
- 1972 "Presentación de la obra 'Geología Regional Argentina'". *Acad. Nac. Cienc., Miscelánea* N° 51 (Córdoba), págs. 7-14.
- 1973 "Los hallazgos paleontológicos de Stelzner en la República Argentina". *Acad. Nac. Cienc.*, L (Córdoba), págs. 37-43.
- 1973 y H. A. LEANZA. "*Pseudofavrella* gen. nov. (Ammonitina) del Hauteriviano de Neuquén, sus diferencias con *Favrella* R. Douville, 1909, del Aptiano de Patagonia austral y una comparación entre el geosinclinal andino y el geosinclinal magallánico". *Acad. Nac. Cienc., Bol.* L (Córdoba), págs. 127-145.
- 1973 "Materias primas minerales para la fabricación de fertilizantes. Plan Fosforita del Servicio Nacional Minero Geológico". *Minería*, XI, N° 122 (Buenos Aires), págs. 7-12.
- 1975 y B. A. J. BALDIS. "*Tafnaspididae*: nueva familia de *Komaspidae* (Trilobita) del Ordovícico del norte de Argentina". *Actas 1er. Congr. Pal. y Bioestr.*, I (S. M. de Tucumán), págs. 125-132.
- 1975 y B. A. J. BALDIS. "Descripción de un nuevo género de trilobites del Llanvirniano del norte argentino (*Pliomeridius* gen. nov.)". *Ameghiniana, Rev. Asoc. Pal. Arg.*, XII, 2 (Buenos Aires), págs. 184-189.
- 1975 "Los géneros de ammonites de L. F. Spath *Substeueroceras* y *Paradontoceras* del Tithoniano andino y sus diagnósis diferenciales (Comunicación)". *Actas 1er. Congr. Pal. y Bioestr.*, II (S. M. de Tucumán). En prensa.

CONCURSO

EN BUSCA DE NUESTRO LOGOTIPO

CONDICIONES DE PARTICIPACION

Artículo 1.— Podrán intervenir todas las personas con domicilio en la República Argentina que de alguna manera estén ligadas al quehacer geológico: geólogos, técnicos de empresas con actividad geológica, estudiantes de geología, etc., con excepción de los miembros de la Comisión Directiva de la Asociación Geológica Argentina. No se cobrará derecho de inscripción.

Art. 2.— Los motivos deberán ser inéditos. No se limita el número de los trabajos a presentarse, los que podrán ser realizados en colaboración (no más de tres autores).

Art. 3.— *a)* Los trabajos deberán presentarse montados o realizados sobre cartulina blanca. *b)* Las dimensiones máximas son: 50×50 cm; las mínimas: 15×15 cm. *c)* Deberá realizarse en blanco y negro. *d)* Se adjuntará una reducción de 3×3 cm (fotográfica o dibujada).

Art. 4.— En el reverso de las obras se anotará el seudónimo del autor. En sobre aparte, cerrado, sin inscripción externa, se incluirá el o los nombres del o de los autores y el número de documento de identidad correspondiente.

Art. 5.— Se establece un premio consistente en una única medalla y diploma/s recordatorios.

Art. 6.— El jurado estará integrado por la C. D. y los asesores artísticos o técnicos que ésta considere necesarios. Uno de los elementos de juicio más importantes en su veredicto será la factibilidad que presente el logotipo para ser reproducido en sellos, membretes y distintivos.

Art. 7.— Una vez otorgado el premio, todos los trabajos se expondrán en la sede de la A.G.A.; sólo se darán a conocer los nombres de los autores si éstos manifiestan previamente su conformidad.

Art. 8.— La C. D. pondrá el máximo empeño en el cuidado y conservación de las obras, pero no asume ninguna responsabilidad por los deterioros o pérdidas que pudieran producirse accidentalmente.

Art. 9.— El o los autores premiados cederán todos sus derechos a esta Asociación.

Art. 10.— La presentación de obras involucra el conocimiento y aceptación del presente reglamento en todas sus partes. El fallo del jurado, ajustado al mismo, será inapelable.

Art. 11.— Será estricto el siguiente calendario:

- a)* Recepción de trabajos: desde el 2-1-76 al 3-5-76, en Maipú 645, Capital Federal.
- b)* Trabajo del jurado: desde el 4-5-76 al 15-5-76.
- c)* Entrega del premio: 30 de junio de 1976, aniversario de la Asociación Geológica Argentina, por el Presidente de la Institución si el o los premiados residen en la Capital Federal, y por el Delegado correspondiente si reside/n en el interior del país.

ESTE NUMERO

SE TERMINO DE IMPRIMIR EL 27 DE OCTUBRE DE 1975

EN LA IMPRENTA CONI S. A. C. I. F. I. PERU 684

BUENOS AIRES, REPUBLICA ARGENTINA

El presente número se ha financiado en parte con un subsidio del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, que no se hace responsable del contenido del mismo

COMISION DIRECTIVA

<i>Presidente:</i>	DR. ROBERTO CAMINOS
<i>Vicepresidente:</i>	DR. CARLOS MARTÍNEZ
<i>Secretario:</i>	DR. NORBERTO MALUMIÁN
<i>Tesorero:</i>	DR. CARLOS LEOPOLDO AZCUY
<i>Vocales:</i>	DR. JUAN CARLOS RIGGI
	LIC. MIGUEL ANGEL ULIANA
	LIC. FRANCISCO E. NULLO
<i>Vocales suplentes</i>	DR. GUALTER CHEBLI
	LIC. RICARDO VARELA
	LIC. ROBERTO O. GAZZANI

COMISION DE LA REVISTA

Director: DR. ROBERTO CAMINOS

DELEGADOS EN EL INTERIOR

Delegación Bahía Blanca
Dr. Oscar A. Losada
Zapiola 344

Delegación Córdoba
Dr. Carlos Gordillo
Pellegrini y Calle 8, Suc. N° 9

Delegación Comodoro Rivadavia
Dr. Gerardo Petrarca
Distr. Geol. YPF
General Mosconi

Delegación La Rioja
Dr. Roberto Zolezzi
Urquiza 768, P. 9, d. 1

Delegación La Plata
Dr. Luis Dalla Salda
Museo de La Plata
Paseo del Bosque

Delegación Mendoza
Dr. Armando Ortega Furlotti
Azopardo 313 C.N.E.A.
Godoy Cruz

Delegación Rawson
Dr. Héctor Miras
Julio A. Roca 518

Delegación Río Gallegos
Dr. Adolfo Fadrique

Delegación Plaza Huincul
Dr. Italo Dalla Torre
Casa 250, Campamento Uno

Delegación Salta
Dr. José Antonio Salfity
Pasaje N. Roldán 57

Delegación San Antonio Oeste
Dra. Elena Bernabo de Greco
ITNAS - C.C. 57

Delegación San Carlos de Bariloche
Dra. Guida Aliotta
C.C. 138

Delegación Santa Fe
Hetty Bertoldi de Pomar
Grand Bourg 4352

Delegación San Juan
Dr. Juvenal Jorge Zambrano
Mendoza 389 - Sur

Delegación San Luis
Dr. Jorge Raúl Fernández Tesende
C.C. 294-5700

Delegación San Miguel de Tucumán
Dr. Hugo Alberto Peña
Balcarce 42

Delegación Santa Rosa
Dr. José Antonio Ormaechea
Pasaje 2, n° 245
B° Independencia

Delegación Vespucio (Salta)
Dr. Jorge A. Moreno
Distr. Geol. YPF

DELEGADOS EN EL EXTERIOR

Brasil: Dra. Norma M. de Melo Da Costa
Lamin, Seção de Bioestratigrafia
Companhia de Pesquisa de Recursos Mi-
nerais, CPRM
Av. Pasteur 404 - Praia Vermelha 20000
Río de Janeiro
Dr. I. de Madeiros Tinoco
Escola de Geología
Universidade Federal de Pernambuco
Recife, Caixa Postal 2492
Dr. Oscar Röster
Instituto de Geociencias USP
Caixa Postal 20899
01.00 Sao Paulo

Chile: Dr. Reynaldo Charrier
Departamento de Geología
Casilla 13518, Correo 21
Santiago de Chile

Paraguay: Dr. Gustavo Vera Morigo
Ministerio de Obras Públicas y Comuni-
caciones
Oliva y Alberdi 5 piso
Casilla de Correo 1662, Asunción

Uruguay: Dr. Graciano Elizalde
Departamento Geominero
Río Branco 1388
Montevideo

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

MAIPU 645, Piso 1º, Buenos Aires (Rep. Argentina)

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

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

NUEVA PUBLICACION ESPECIAL
DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Serie "B" (Didáctica y Complementaria) N° 3

**CATALOGO DE EDADES RADIMETRICAS DETERMINADAS
PARA LA REPUBLICA ARGENTINA
I AÑOS 1960-1974**

Pedro N. Stipanivic y Enrique Linares

Contiene los resultados de 470 dataciones radimétricas de rocas y minerales de la República Argentina publicados en los últimos quince años en medios de difusión nacionales y extranjeros. Los datos se presentan en dos cuadros; en el primero por orden creciente de edad, indicando en cada caso tipo de roca y localidad, método utilizado, mineral analizado, edad en m. a. y lugar de publicación; en el segundo por provincias, consignando en cada caso tipo de roca, edad y referencia bibliográfica.

Esta publicación de indudable interés para geólogos regionales, estratígrafos, geólogos de yacimientos, petrólogos, etc., se entrega gracias a otro esfuerzo de la Asociación Geológica Argentina, confiando en la rápida y favorable acogida, que permitirá proseguir con las Series Especiales, las que satisfacen una importante necesidad de la literatura geológica argentina.

Precio socios : \$ 80.00

Precio no socios : \$ 10.00

Exterior : 2 dólares

Venta en Maipú 645 1^{er} P. y delegados del interior