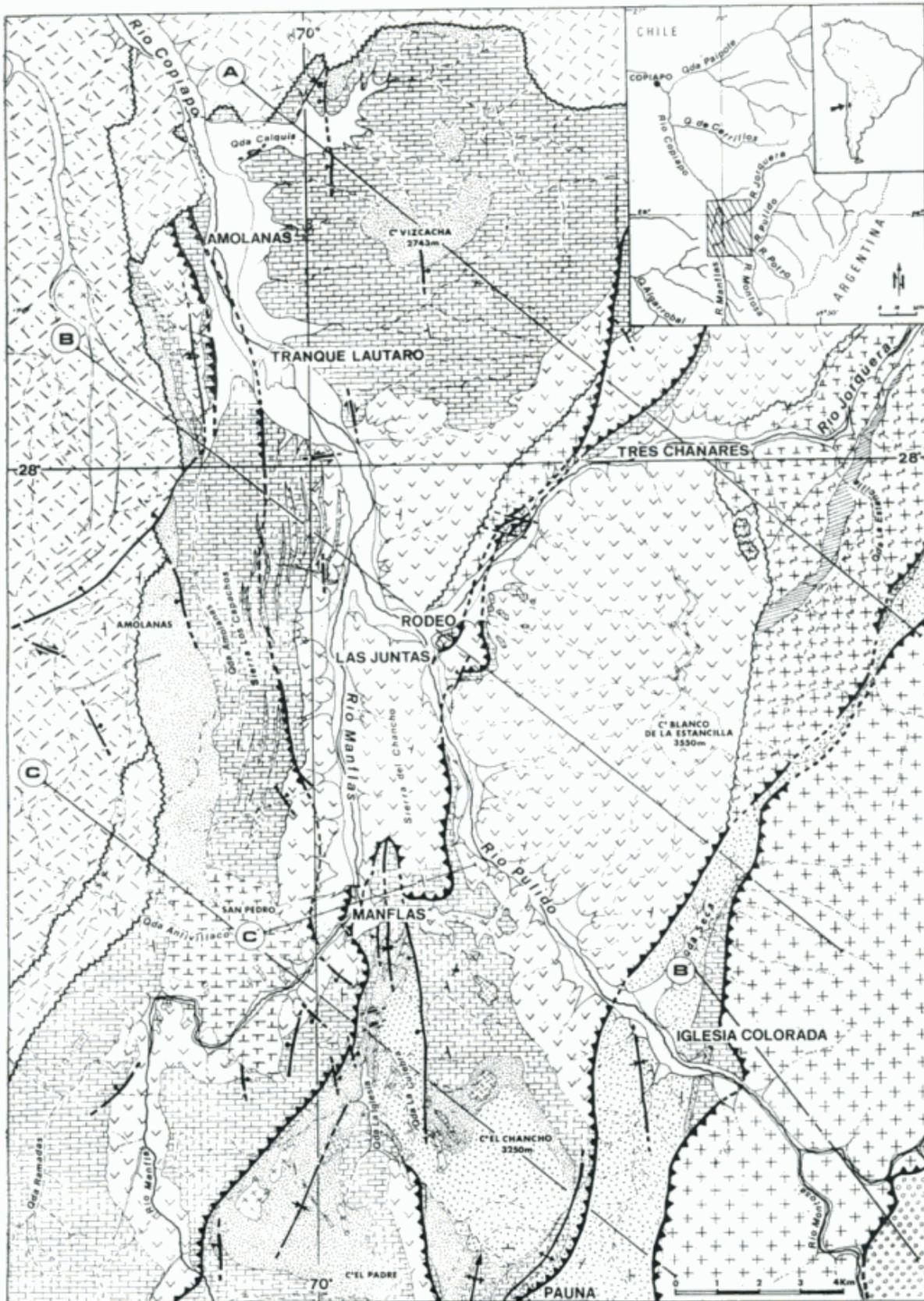


Asociación Geológica Argentina

REVISTA



Tomo XXXI - Nº 3
Julio - Setiembre
Buenos Aires 1976



serie sedimentaria llevaron a estimaciones un tanto infladas y a una descripción litológica poco acertada. Es la importancia paleogeográfica que presentan las características petrográficas exactas de esta formación y sus supuestas intercalaciones volcánicas para la identificación del borde occidental del surco externo (miolimitar) durante el Jurásico que suscitó el presente estudio.

Ultimamente Dedios (1967) realizó un reconocimiento general del sector, mientras que Hillebrandt (1970, 1973) presentó una revisión biostratigráfica de algunos perfiles clásicos de la zona. Señalamos, por fin varias dataciones absolutas de las plutonitas del área por Ruiz *et al.* (1960, Farrar *et al.* (1970) y McNutt *et al.* (1974).

Estratigrafía

A. ZÓCALO PRE-ANDINO

Incluye a todos los terrenos anteriores a la transgresión marina del Lias que marca la iniciación del ciclo andino en la zona. Ocupa fundamentalmente la parte oriental del área (fig. 1), pero mediante el accidente inverso de Rodeo reaparece al centro del área formando una notoria faja diagonal NE-SW que separa en dos los afloramientos jurásicos. Dentro de este basamento, dos conjuntos litológicos son claramente diferenciables.

1. Granitoides Tardi-Hercínicos

Constituyen los núcleos de los dos anticlinales de fondo que conforman los afloramientos preandinos (fig. 1). De acuerdo a esta distribución espacial y las características petrográficas, distinguimos 2 cuerpos:

a) Granito hololeucocrático rosado de Las Juntas

En la localidad denominada Rodeo, aparece, montado sobre el Neo-Triásico mediante el accidente homónimo, una angosta lonja de granito de no más de 10km² de superficie. Se trata del afloramiento más occidental del zócalo granítico en el área de estudio. Numerosos diques andesíticos y granodioríticos cortan a este cuerpo en varias direcciones, formando un enjambre espaciado de intrusivos menores.

De color rosado y grano grueso, presenta una típica textura hipidiomórfica granular. Su composición mineralógica comprende cuarzo xenomórfico (30 a 43%), grandes cristales subhedrales poikiliticos de micro-

clina micropertítica (20 a 26%), cristales subautomorfos de albita (An 6-7) fuertemente sericitizada (34-40%), escasas láminas de biotita muy cloritizada (3, 4-3, 7%) y algunos granos de magnetita (0,4-0,9%). Su composición modal lo ubica en el campo de los monzogranitos de Streckeisen (1973), mientras que su bajo índice de color (C.I. <4) le confiere un pronunciado carácter hololeucocrático.

Ya considerado como "antiguo" por Willis (1929), está cubierto en clara discordancia por los conglomerados basales del Triásico, que lo incluyen en rodados. Su edad paleozoica ha sido confirmada y precisada radiométricamente por Levi *et al.* (1963) obteniendo una edad Pb/alfa de 265 ± 30 m.a. Este granito rosado de Las Juntas presenta además muchas similitudes petrográficas con los granitos hololeucocráticos que marcan más al sur el último episodio (neo-triásico) del plutonismo tardi-hercínico de la Cordillera Frontal (Vicente, 1973, 1975; Mpodozis *et al.*, 1975). No cabe duda que el plutón de Las Juntas debe pertenecer al mismo ciclo y representar un jalón septentrional de este notorio cinturón plutónico de las Cuyánides.

b) Complejo granítico de Montosa

Forma una franja diagonal de unos 5 a 6 km de ancho que aflora en la parte oriental del área. Constituye un destacado *horst* de compresión limitado al oeste por la falla inversa de Iglesia-Estancilla y al este por el accidente de Vizcachas-La Guardia. Esta notoria unidad morfoestructural se extiende ampliamente hacia el norte, y al sur se conectaría muy probablemente con el bloque de los cerros Cantaritos reconocido por Reutter (1974) en el Alto Huasco (perfil A-A').

Este gran cuerpo está compuesto por dos asociaciones plutónicas fundamentales bien diferenciadas:

la primera ocupa la parte oriental del cuerpo y está bien expuesta a lo largo del perfil que da el Río Pulido entre Las Juntas de Montosa y del Potro; si bien en esa predominan las granodioritas de biotita y hornblenda, se destaca la presencia de numerosos cúmulos básicos fuertemente inyectados y brechizados de dioritas y leucogabros;

las granodioritas son de grano medio a fino con un índice de color cercano a 10; de textura hipidiomórfica-granular, presentan una mineralogía esencial de cuarzo xenomórfico, pequeños cris-

tales anhedrales de ortoclasa perítica, grandes cristales subhedrales y alterados (preferentemente en los núcleos de los zonados) de plagioclasa de tipo oligoclasa, láminas de biotita fuertemente cloritizadas, prismas subhedrales de hornblenda verde menos alterados y abundantes granos de magnetita;

las dioritas son de grano medio a grueso y mesocráticas (I.C. \approx 50); de textura hipidiomórfica granular con tendencia intersertal; se componen de escasos cristales xenomórficos de cuarzo, grandes cristales subhedrales fuertemente alterados de plagioclasa de tipo oligoclasa-andesina (An 28-30), biotita cloritizada subordinada a la hornblenda verde que es muy abundante (> 40%) y se presenta en cristales subhedrales relativamente frescos; granos de magnetita y apatito forman los accesorios.

Asociado a estas facies, se observa localmente un llamativo bandeamiento por segregación de los constituyentes máficos; las bandas oscuras son formadas casi exclusivamente de grandes cristales (hasta 5 mm) euhedrales de hornblenda verde, mientras que en las bandas claras aparecen cristales de augita diopsídica con cuarzo y plagioclasa subordinada;

los leucogabros son de grano grueso y textura alotromórfica granular; la plagioclasa, abundante (76%), es labradorita (An65) en cristales subhedrales a anhedrales muy frescos y no zonados; los minerales máficos tienen tendencia poikilitica y forman notorias "coronas"; así, los escasos cristales de olivino (1,5 a 2%) están envueltos por una corteza de ortopiroxeno alrededor del cual se encuentra una de actinolita y espinela verde; los grandes cristales de clinopiroxena (augita) (8 a 6%) muestran abundantes exoluciones de opacos (Schiller), bordes anfíbolíticos y simplectitas; la hornblenda verde (12 a 15%) a su

vez presenta un frecuente borde de zoisita; cabe hacer presente que estas interesantes facies de gabros coroníticos son sólo conocidas en dos otros puntos de Chile (Hervé com. oral), respectivamente en Laguna Verde al Sur de Valparaíso (Del Campo y Hervé, 1975) donde están asociadas a charnokitas del basamento metamórfico costero y en las anortositas del cerro Las Papas de Conchi Viejo al NE de Calama; esto muestra todo el interés de un estudio petrológico detallado de estas manifestaciones básicas;

la segunda constituye toda la parte occidental y principal del complejo; se trata fundamentalmente de *monzogranitos hololeucocráticos* que intruyen claramente a la asociación anterior y recuerdan mucho al de Las Juntas, perteneciendo sin ninguna duda al mismo episodio tardi-hercínico¹; de hecho están cubiertos en discordancia por el netriásico continental; el desarrollo de algunas facies gráficas merece ser mencionado.

Dentro de este complejo, es necesario además destacar la presencia de una importante zona de milonitas (sensu Higgins, 1971) a lo largo de la Q. Estancilla (Río Jorquera), asociada a la falla de Pauna-La Estancilla. Corresponden a rocas cataclásticas con coherencia primaria que presentan megacristaloblastos (3 a 5 mm) de cuarzos policristalinos fracturados con extinción ondulante, plagioclasas con maclas dobladas y biotitas despedazadas con clivajes torcidos. La textura cataclástica predomina notablemente sobre la cristaloblástica y la "estructura de flujo" está desarrollada en una masa cuarzo-micácea (moscovita y biotita). El cuarzo muestra atípicos bordes saturados mientras que las biotitas están enteramente cloritizadas; en algunas facies más básicas aparecen epidota y prehnita.

2. Neo-Triásico a Infra-Lias

Está representado por una potente serie volcano-sedimentaria continental que se dispone discordantemente tanto sobre el "granito" de Las Juntas como sobre el complejo Montosa (en Tres Chañares del río Jorquera). Asimismo, está cubierto por el Liásico marino.

¹ Indirectamente la edad de $235,6 \pm 3,5$ m.a. de Farrar et al. (1970) para la granodiorita puede interpretarse como más probablemente la de este cuerpo.

* Farr et al. (1970) indican una edad K/Ar de $235 \pm 3,5$ m.a. para una muestra del borde occidental de este cuerpo; sin embargo, esta datación sobre biotita debe considerarse como una edad mínima y por la proximidad del cuerpo intrusivo hololeucocrático puede registrar solo este último evento térmico.

** McNutt et al. (1974) obtuvieron para una diorita-cuarcifera próxima a la granodiorita de Montosa una edad K/Ar de 236 m.a.

Forma una ancha franja con orientación NE-SW, dividida en dos por el accidente de Rodeo Manflas (fig. 1).

Comprende dos miembros (fig. 2):

Inferior o basal, conglomerádico, muy macizo, de 70 a 80 m de espesor, con rodados de granitos, riolitas rosadas y algunas andesitas porfídicas de hasta 50 cm de diámetro y de un tamaño moda entre los 10 y 20 cm.

La matriz es una subfelsarenita² media (\varnothing 1 mm) de granos angulosos con algunos clastos líticos de granitos (2 mm y mayores). El cemento es cuarzo-feldespático recristalizado con algo de calcita y sericita.

superior o principal, volcánico, de unos 500 m de potencia, constituido por la alternancia de coladas y brechas andesíticas; estas últimas predominan hacia los niveles superiores. Esta secuencia está inyectada y atravesada por numerosos filones que contribuyen a engrosar la serie y perturbar la estratigrafía y alteran notablemente a las rocas en su contacto. Es común encontrar texturas porfídicas y afaníticas; tanto las primeras como las últimas pueden ser traquíticas o pilotaxíticas, hay también algunas hialopiliticas. Es muy frecuente la estructura amigdaloidal con vesículas promedio de 2 mm, rellenas de calcita, cuarzo, clorita y zeolita. Tanto los fenocristales (de 2 a 3 mm de tamaño promedio) como la masa fundamental están constituidos principalmente por plagioclasa de tipo oligoclasa fuertemente alterados a sericita y epidota. De una manera general se destaca el intenso grado de alteración de todas estas rocas cuya matriz presenta los mismos minerales que los que rellenan amígdalas, además de la sericita y óxido de hierro que se presentan comúnmente diseminados, en granos y relleno vetillas.

Las brechas que aparecen intercalando a las volcanitas son de clastos andesíticos y su matriz varía de volcarenitas a arenitas subfeldespáticas con cemento de clorita y calcita.

Esta serie ha sido correlacionada por Segerstrom (1968) con la Formación La Ter-

nera (Bruggen 1918), la que aflora unos 80 Km al NNE de nuestra área por la Quebrada del Carbón en el flanco occidental del cerro La Ternera, donde la presencia de niveles plantíferos (Solms-Laubach y Steinmann 1899) permite asignarle una edad Keuperiana (Stipanovic in Groeber, 1952). Como lo hemos observado, en esta localidad cuatro miembros se suceden de abajo hacia arriba:

180 m de lutitas con intercalaciones de areniscas y conglomerados; son los niveles con capas de carbón y plantas fósiles;

200 m de areniscas y conglomerados; unos 70 m de andesitas porfídicas; y 40 m de conglomerados de color verde con abundantes rodados de cuarzo.

En nuestra área la F. La Ternera se caracteriza entonces por el notorio predominio del miembro volcánico a expensas de los miembros sedimentarios. Esta situación se acentúa más al SSW (lat. 29°) en Q. Pinto del Río Tránsito (Reutter 1974), donde la unidad volcánica (F. La Totorá) descansa directamente sobre granitos paleozoicos y está cubierta a su vez por las capas marinas liásicas.

Este claro incremento de las manifestaciones volcánicas hacia el SSW sugiere, dentro de una paleogeografía neo-triásica fundamentalmente NNW-SSE (Vicente 1973, 1975), la existencia hacia el oeste de una cadena volcánica con una intensa actividad principalmente andesítica. Esta cadena retenía al occidente la transgresión marina anisica del Alto Carmen (Bruggen 1913, 1950; Zeil e Ichikawa, 1958; Zeil, 1964) a la latitud de Vallenar. Dentro de este marco general, los afloramientos de Las Juntas señalan el flanco oriental de esta paleo-cordillera andesítica, mientras que los de La Ternera marcan ya su pie y la transición a las cuencas limnias que se desarrollaban extensamente hacia el este (Paganzo III), entre los restos peneplanados de la cadena hercínica de las Cuyánides y bajo régimen tropical cálido y húmedo con estaciones secas alternantes (Volkheimer 1967).

B. TERRENOS DEL CICLO ANDINO

El ciclo andino comienza en el área con la transgresión marina del Lias medio (Sinemuriano) sobre los terrenos ya descritos y está representado por 5 unidades litocronoestratigráficas:

² Clasificación según FOLK (1968).

ESTUDIO GEOLOGICO DEL AREA DE "LAS JUNTAS" DEL RIO COPIAPO (Provincia de Atacama - Chile)

OSCAR L. JENSEN y JEAN-CLAUDE VICENTE

Departamento de Geología, Universidad de Chile, Casilla 13518 - Correo 21. Santiago de Chile.

Resumen

Análisis de las características paleogeográficas y estructurales de un sector clave de la Precordillera de Copiapó para el conocimiento de las zonas andinas externas (surco miolimnario) a la latitud 28°S. Cinco unidades litoestratigráficas, representando a cuatro ciclos sedimentarios naturales que separan discordancias notables, son descritas y correlacionadas con las principales y clásicas etapas de la evolución andina. De estos se destaca particularmente:

- el ciclo volcánico-sedimentario continental del Neo-Triás a Infra-Lias, cuyo carácter volcánico andesítico predominante difiere con respecto a la típica F. La Ternera (ubicada al NNE) esencialmente sedimentaria, permite situar una paleo-cordillera volcánica occidental;
- el ciclo sedimentario jurásico compuesto de:
 - una serie marina del Sinemuriano al Caloviano (?) (F. Lautaro) típicamente externa, sin rastros alguno de volcanismo sinsedimentario; los enfáticos cambios de facies registrados permiten bosquejar la configuración y evolución de la mitad oriental del surco miolimnario a esta latitud;
 - una serie continental volcánico-sedimentaria del Malm, que sucede precozmente a la serie anterior y marca una inversión en la polaridad de los aportes terrígenos (desde el Oeste);
- el ciclo panto-pliocénico, representado por las potentes acumulaciones de conglomerados y gravas (Mantling-gravels) que anuncian la aparición de la Puna hacia el Norte.

Se discute la ausencia en el área, del Neocomiano marino, a pesar de estar bien desarrollado inmediatamente al oeste (Chañarcillo), hecho que argumenta en favor de la independencia de la paleogeografía neocomiana con respecto a la jurásica.

La estructura de la zona procede de la superposición de por lo menos cuatro fases compresivas sucesivas y el rasgo tectónico mayor lo constituye una serie de accidentes inversos del zócalo que producen cabalgamientos sistemáticos (principalmente hacia el este) sobre la cobertura, induciendo un típico estilo de revestimiento. Se enfatiza además la polaridad tectónica que manifiesta la edad progresivamente más reciente de los accidentes hacia el este tal como si hubiera migración hacia el exterior de la onda orogénica.

Abstract

Analysis of the structural and paleogeographic characteristics of a key sector of the Precordillera of Copiapó for understanding of the external andean zones (miolimnial furrow) at the latitude of 28°S.

Five lithostratigraphic units representing four natural sedimentary cycles separated by notable unconformities, are described and correlated with the principal and classical stages of the Andean evolution. The following cycles stand out:

- the continental volcano-sedimentary cycle of Neo-Triassic to Infra-Liassic which volcanic character differs with respect to that of the typical Ternera Formation (located to the NNE) fundamentally sedimentary in nature, allows for the situation of a western volcanic paleocordillera (andesitic)
- the sedimentary jurassic cycle composed of:
 - a marine serie of Sinemurian to Callovian (?) (Lautaro Formation), clearly external, without any synsedimentary volcanism; the emphatic changes of facies makes possible a sketch of the configuration and evolution of the eastern half of the miolimnial furrow at this latitude.
 - a continental volcano-sedimentary serie of the Malm which succeeded to the premature regression of the earlier serie and is accompanied by an inversion of the supply of terrigenous material (from the West).
- the panto-pliocenic cycle represented by thick continental accumulations of conglomerates and the northward development fo the Puna.

The absence, in the area, of the marin neocomian gravels (Mantling gravels) which announce is discussed despite the fact that it is well spread out immediatelly to the West (Chañarcillo), a point which argues in favor of the independence between the neocomian paleogeography with respect to the jurassic.

The structure of the zone proceeds from the superposition of at least four compressive successive phases. The major tectonic characteristic constitutes a series of reverse faults of the basement which cause systematic overthrustings (chiefly eastward) and a typical and induced folding in the sedimentary blanket. It is also emphasized the tectonic polarity in the sense that the accidents are newer toward the East, as result of an outside migration of the orogenic wave.

This One



Y8BC-BOC-FQPT

secuencia permite referir estas capas a la base del Toarciano superior (z. de *G. thouarsense*, parte superior); mientras que el banco guía con *Hammatoceras insignis* (Schubl), *Sphaerocoeloceras cf. brochiiiformis* Jaw, "*Phylloceras*" *homophyllum* Behr, *Phymatoceras* sp. asociados a *Pinna cf. P. cuneata* (Phill) Moer, *Pecten (Entolium) disciformis* Schubl., *Astarte andium*, Gottsch y *Pleurotoma* sp., corresponde ya al Toarciano más superior (z. de *D. levesquei*); en cuanto a los niveles superiores, la aparición de *Sonninia*, *S. (Papilliceras) espinazitensis* (Tornquist), *S. (Fissiloboceras) zitteli* (Gottsche), *S. sowerbyi* Mill, y *S. andium* (Gottsche) Moer señala ya el Bajociano inferior (z. de *S. sowerbyi* y *O. sauezi*);

y 50 m de una secuencia de areniscas rojas de grano grueso con cemento calcáreo y algunas intercalaciones en la parte superior de calizas oolíticas ferruginosas muy fosilíferas y conglomerados finos (20 m) de color verde rojizo muy deleznable; las areniscas son típicas subfeldsarenitas con clastos minerales subangulosos de plagioclasa y cuarzo y algunos clastos líticos de andesitas en un cemento de esparita más o menos abundante salpicado de granos opacos; en la base de esta secuencia, la fauna de *Otoites contractus* (Sow.), *Pseudotoites* sp y *Emileia* sp. indica todavía el Bajociano inferior (z. de *O. sauezi*); en estas capas se recolectó además restos (det. J. Tavera) de un *Ichthyosaurus* sp. (parte superior de la cabeza, vértebras y costillas);

los niveles oolíticos superiores de la secuencia corresponden a muy bonitas bioesparitas y oosparitas extraclásticas; las oolitas son de tamaño medio a fino y en las facies más puras son micriticas, mientras que en las facies de mayor energía son de calcita fibrosa radial impregnada de limonita; se destaca el grado de redondez de los bioclastos de pelecípodos y equinodermos que llegan a aparentar oolitas; asociadas en estos niveles aparecen algunas intrabioesparitas de aspecto brechoso con abundantes clastos subredondeados de micritas p bioclastos principalmente de algas calcareas (*Solenoporaceas*) y Gastrópodos; entre

la abundante fauna que caracteriza estos niveles y en particular el famoso "banco oolítico ferruginoso" de unos 3 m de espesor del perfil de Manflas (Moericke 1894, Hillebrandt 1970), aparecen numerosas Trigonias como *T. stelzneri* Gottsche, "*T. aff. T. praelanza* Gottsche, *T. gottschei* Moer., pelecípodos tal como *Astarte gracilis* Moer., *Pholadomya aff. P. plagemanni* Moer., *P. sp. Cteostreon cf. chilensis* Phill., *Panopea* sp., algunas "*Rhynchonella*" sp. (*R. manflasensis* Moer.), "*Terebratula*" *peroxalus* Sow., *Belemnites* sp. y corales (*Montlivaultia* sp.); los ammonites asociados corresponden a *Lytoceras* sp., *Teloceras* sp., *Cadomites cf. dunker* (Steinm.), *Stephanoceras humphriesianum* (Sow.) y *S. (Stemmatoceras) sp.*, que caracterizan el Bajociano medio a superior (z. a *S. humphriesianum* hasta probablemente la z. de *S. subfurcatum*).

Destacamos la espectacular reducción de espesor que sufre hacia el este esta serie, puesto que en Pauna y quebrada La Ternera las facies de areniscas rosadas no pasan de los 30 m y, en base a la fauna de *Sonninia* que aparece en sus niveles superiores junto también con algunos restos de *Ichthyosaurus*, abarca solamente hasta el Bajociano inferior (z. de *S. sowerbyi*). Un tanto más al NE, en Iglesia Colorada, este nivel se reduce a menos de 20 m con una fauna principalmente de pelecípodos: *Gryphaea* sp., *Astarte* sp., *Trigonia* sp. (s.s.), *Lopha* sp., *Chlamys* sp., *Pecten* cf. *P. radula* (Phill.) y algunos *Hammatoceras* sp. que señalan el Toarciano más superior (z. de *D. levesquei*, subzonas de *D. levesquei* hasta *P. aalensis*), indicando una regresión todavía más precoz.

Por otro lado, hacia el oeste la serie aumenta notablemente de espesor con respecto al sector de Manflas, sobrepasando los 200 m y además crece su granulometría apareciendo hasta niveles de conglomerados más al occidente (quebrada Amolanas). Así en la quebrada Calquis, la "serie superior" comprende:

120 m de areniscas rosadas de grano medio muy deleznable que contienen algunos *Phymatoceras* sp. que indican la base del Toarciano superior (z. de *G. thouarsense*); esta secuencia se opone entonces claramente a las calcarenitas arenosas de Manflas; se trata de litarenitas y sublitarenitas muy mal clasificadas con cemento de espari-

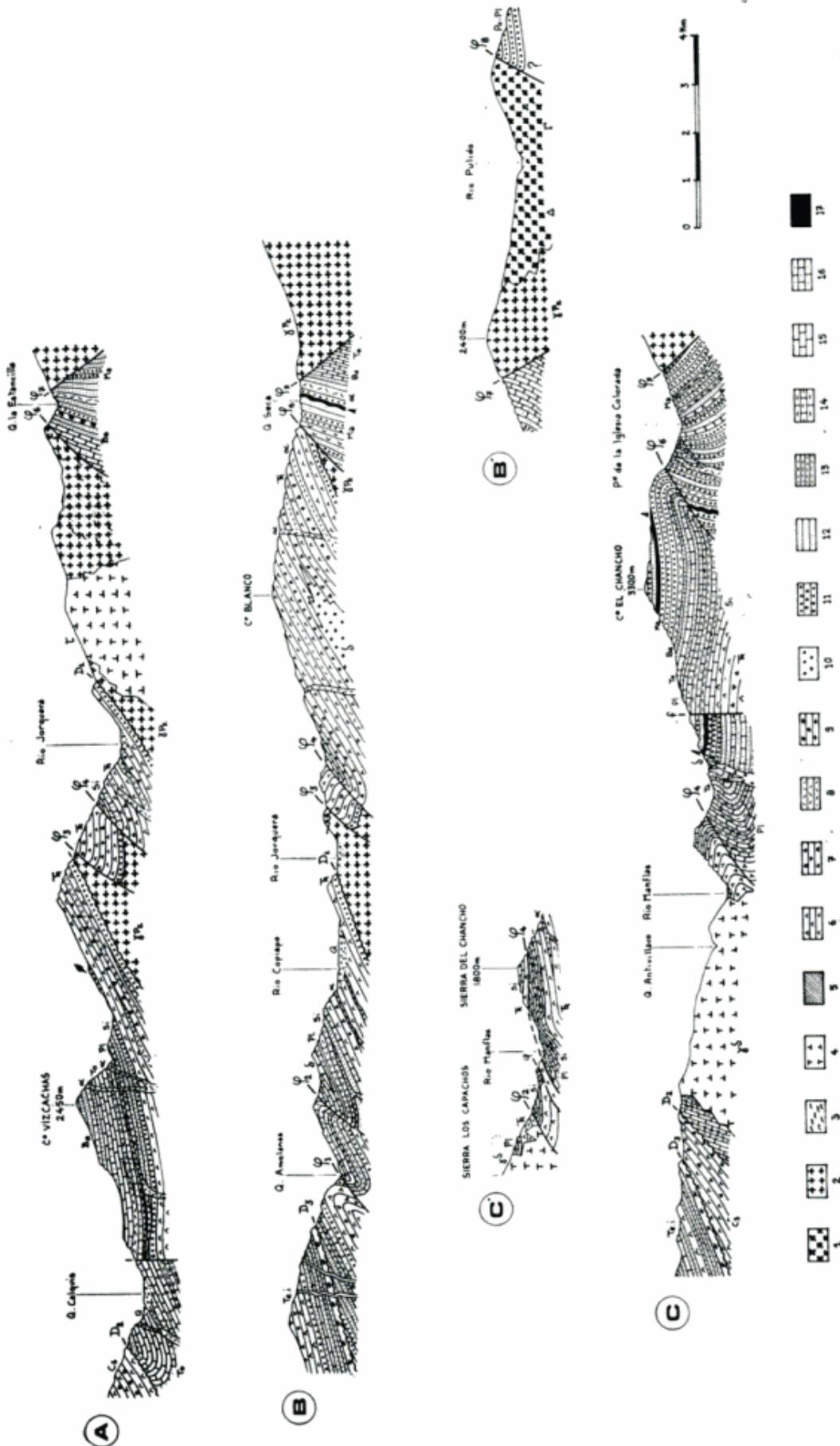


Fig. 2. — Variaciones de facies y correlaciones del Jurásico marino entre la Q Amolanas y el Río Vizcachas. 1: conglomerados; 2: areniscas; 3: brechas finas y gruesas; 4: calcilitas y lutitas; 5: calcarenitas; 6: calizas coquináceas; 7: calizas oolíticas; 8: areniscas yesíferas y yeso; 9: riolitas; 10: brechas y coladas andesíticas; 11: granitoides pre-andinos (γP₁); 12: niveles con ammonites; 13: restos de vertebrados fósiles; 14: restos de vegetales fósiles; 15: niveles yesíferos; T_R: triásico. Línea continua: correlación bioestratigráfica; línea punteada: correlación cronestratigráfica inferior; línea en zig-zag: cambios de facies.

una serie sedimentaria marina del Lias-Dogger (F. Lautaro),
 una serie sedimentaria continental del Malm,
 una serie volcano-sedimentaria continental Neo-cretácica (F. Cerrillos),
 una serie volcano-sedimentaria continental Eo-terciaria (F. Hornitos),
 y una serie sedimentaria continental del Terciario superior.

1. Serie marina del Lias-Dogger

Sus afloramientos forman tres franjas separadas por los accidentes de "Rodeo-Manflas" y "Pauna-Estancilla" (fig. 1):

la *franja occidental* (sector del Tranque Lautaro) es la que presenta mayor extensión, formando una franja prácticamente continua entre la quebrada Calquis y la quebrada Ramadas, está cubierta en discordancia al N y NW respectivamente por series continentales del cretácico superior (F. Cerrillos) y del Terciario inferior (F. Hornitos).

la *franja central* (sector de Manflas) está bien desarrollada precisamente en los alrededores de la hacienda de Manflas y en la quebrada La Iglesia, se adelgaza rápidamente hacia el Norte, desapareciendo tectónicamente en la localidad de Tres Chañares;

la *franja oriental* (sector de Iglesia Colorada) presenta afloramientos importantes sólo entre Pauna e Iglesia Colorada y a lo largo de la quebrada La Estancilla, fuera de los cuales está obliterada también tectónicamente.

Es en el sector de Manflas donde la serie está mejor expuesta, tanto litológicamente como por su riqueza fosilífera. Sin embargo, las complicaciones tectónicas dificultan la observación de un perfil completo, y es necesario integrar varios perfiles parciales para obtener una columna representativa.

De una manera general, dos hemi-ciclos o series son claramente diferenciables:

- a) la *serie inferior, liásica*, es principalmente calcárea con un característico color de meteorización pardo-amarillo y un espesor de 150 a 200 m. Descansa en aparente concordancia sobre las andesitas y brechas volcánicas del Neo-Triásico.

En particular, en el flanco occidental del cerro Chanco esta serie muestra la sucesión siguiente de litofacies esenciales:

30 a 40 m de una secuencia basal de calcarenitas arenosas con un claro gradiente decreciente de la proporción y granulometría de los terrígenos hacia arriba; se trata fundamentalmente de bioesparitas más o menos extraclásticas, ricas en pelecípodos, braquiópodos, gastrópodos, echinodermos, restos vegetales y abundantes granos de fosfato; en la base de la transgresión se observan algunos bancos macizos de cuarzarenitas bien clasificadas con clastos subangulosos en un cemento de cuarzo microcristalino y calcita, mientras que en la parte superior aparecen algunos niveles finos de microesparita que anuncian la secuencia siguiente; la fauna encontrada se reduce a una asociación del Liásico medio de ¹*Vola alata* v. Buch, *Gryphaea* sp., *G. cf. G. calceola* (Quenst.) Gottsch, *Ostrea aff. O. pugae* Phill., *Rhynchonella* sp. y *Lytotrochus humboldti* v. Buch, de la cual están ausente los ammonites;

100 a 120 m de una alternancia de calcilitas y lutitas en bancos de 20 a 40 cm de espesor; son principalmente biomicritas y biomicroesparitas que muestran al microscopio abundante secciones de pelecípodos, placas de equinodermos, foraminíferos, numerosos granos de fosfato pero escasos y muy pequeños granos subangulosos de cuarzo;

en esta secuencia relativamente monótona los ammonites son abundantes; así en los niveles inferiores la aparición sucesiva de *Paltechioceras* sp. *Coeloceras* sp. y *Radstockiceras* sp. permite caracterizar respectivamente el Sine-muriano superior (z. de *E. raricostatum*)² y el Pliensbachiano medio a superior (z. de *T. ibex* hasta *P. spinatum*); en los niveles más superiores la presencia de *Subcollina* sp. indicaría la existencia también de Toarciano inferior;

20 m de una destacada corniza calcarenítica de color pardo característico que representa un excelente horizonte

¹ Agradecemos muy sinceramente a los Profesores J. Tavera y V. Covacevich por sus determinaciones preliminares de la fauna.

² Seguimos la zonación biostratigráfica de ammonites propuesta por Hillebrandt (1970), 1972) para "el Jurásico de América del Sur (especialmente de Chile)".

como en nuestra zona dos hem Ciclos sedimentarios.

Por otro lado, es necesario insistir sobre la ausencia de toda manifestación volcánica sin-sedimentaria asociada y por consiguiente destacar el carácter típicamente externo (mioliminar) de las series del sector considerado.

En cuanto a los cambios de facies que acompañan a estas variaciones de espesor, permiten esbozar una evolución paleogeográfica del surco mioliminar a esta latitud (28°S):

La transgresión ocurrió en el Sinemuriano superior tanto en la franja occidental (sector del Tranque Lautaro) como en la central (sector de Manflas); en efecto, Segerstrom (1968) encontró *Oxynoticeras "oxynotum"* (Quenst.) en la quebrada Calquis (seg. Corvalan, 1958 y Pérez, 1961), mientras que al este de la Hacienda de Manflas, además de nuestros hallazgos, recordamos que Hillebrandt (1970, 1972), señala *Oxynoticeras* y una asociación de *Coeloceras pettos piquecostatum* Bremer, *Eoderoceras ex. gr. armatum* (Sow) y, con reserva, *Epideroceras (Pseudouptonia)* Bremer que ubica en la última zona del Sinemuriano (z. de *E. raricostatum*); al contrario, el Sinemuriano no está comprobado en la franja oriental (sector de Iglesia Colorada) y el hecho que inmediatamente más al este (8 km), ya fuera del área en la franja del Río Vizcachas de Pulido, la transgresión es solo del Toarciano inferior¹, demuestra que dicha transgresión fue paulatinamente más tardía hacia el oriente; en este sentido, la presencia de las capas datadas del Sinemuriano superior lleva a considerar la transgresión como más temprana que en Manflas y acentúa la tendencia; esta progresión de la transgresión hacia el este es un fenómeno general para el borde oriental del surco en todo su largo caracterizándolo; en particular Hillebrandt (1973) observó la misma tendencia tanto inmediatamente al Norte (quebrada Paipote) que al sur (río Tránsito) de nuestra área; en cuanto a las modalidades de esta transgresión, después de una relativa

estagnación de la línea de costa al meridiano 70° que permitió la acumulación y formación de los conglomerados basales del sector de Lautaro, hay que imaginar una progresión relativamente rápida y una marcada subsidencia para explicar la ausencia de conglomerados en la base de las series orientales y la rápida aparición de facies finas con ammonites; se destaca durante todo este proceso la procedencia exclusivamente del este, es decir del antepaís, de todo el material clástico con predominancia de volcanitas permo-triásicas sobre los granitoides tardi-hercínicos; llama sobre todo la atención la ausencia, excepto en la extrema base de las series que descansan directamente sobre las andesitas neo-triásicas, de clastos de dichas volcanitas, lo que significa que fueron sepultadas por la transgresión o que los aportes occidentales no llegaban a la zona; este último punto confirmaría que las series analizadas pertenecen al borde oriental del surco mioliminar y que hay que buscar el borde occidental más al oeste del área de Juntas; más al sur, se precisa este marco puesto que a la latitud del río Tránsito, Hillebrandt (1973) nota que la transgresión en quebrada Pinto es del Sinemuriano medio, mientras que al oeste en el cerro Tatul es del Pliensbachiano, señalando así el borde occidental; más al Norte también la diferencia de edad de la transgresión de este a oeste, entre San Andrés (Sinemuriano superior; Hillebrandt 1970² y la Sierra de Fraga (Bajociano inferior, Davidson *et al.*, 1975) situada 12 km más al occidente permite situar este borde;

la sedimentación durante el primer hem Ciclo (hasta el Toarciano medio) muestra el gran desarrollo de las facies de calcilitas y lutitas del Pliensbachiano al Toarciano inferior en las franjas occidental y central, mientras que en la franja oriental predominan las calcarenitas; tanto las facies lutíticas como el espectacular aumento de espesor hacia el oeste, permiten ubi-

¹ Comprobado por el hallazgo de *Harpoceras (Elegantoceras ?)* sp. ind *Harpoceras* sp. y *Dactyloceratidae* indet.

² El Sinemuriano superior (z. de *O. oxynotum* y *E. raricostatum*) ha sido también recientemente reconocido a la misma longitud por la quebrada Paipote en Vega Redonda, aguas arriba de La Puerta (Borchers com. oral).

car la parte más profunda de la cuenca al oeste inmediato del meridiano 70°; estas facies lutíticas con ammonites, pelecipodos limnivoros, foraminíferos bentónicos y abundantes concreciones fosfatadas definen un ambiente típicamente circa-litoral¹ con un hidrodinamismo reducido que se compara sin dificultad con los "fangos terrigenos circa-litorales" actuales; las facies orientales de calcarenitas arenosas con abundantes pelecipodos, braquiópodos, gastrópodos y equinodermos ya señalan el ambiente infra-litoral² de arenas costeras; así se define claramente el borde oriental de la cuenca con aportes terrigenos provenientes exclusivamente del ante-país; por el contrario no es posible caracterizar tampoco durante este período el borde occidental de la cuenca por falta, a esta latitud, de afloramientos más al oeste; al final de este hemisiciclo, durante el Toarciano inferior se registra una disminución progresiva de la profundidad y una notoria homogeneización de la batimetría que traduce la aparición de la llamativa corniza parda de calcarenitas crinoidales de gran extensión areal; así se anuncia el hemisiciclo siguiente de carácter notablemente regresivo;

la sedimentación durante el segundo hemisiciclo (a partir del Toarciano superior) es principalmente arenosa con un color rosado muy distintivo y muestra una paulatina reducción de los carbonatos hacia arriba acompañando a la disminución de la profundidad; se pasa de esta manera de calcarenitas arenosas a areniscas con cemento calcáreo que finalmente gradan a areniscas rojas continentales mediante, localmente, un delgado nivel yesífero (Iglesia Colorada); todas las facies son de muy poca profundidad y pertenecen principalmente al ambiente infra-litoral superior relativamente agitado con abundantes bioclastos fuertemente desgastados y frecuen-

tes niveles oolíticos; se destaca el notorio adelgazamiento de la serie hacia el este y en cambio el aumento de la granulometría hacia el oeste; este último punto marca un cambio radical en la polaridad de los aportes terrigenos; en efecto, si bien en la franja oriental los aportes siguen siendo del este y corresponden exclusivamente a clastos de volcanitas permo-triásicas y granitoides tardi-hercínicos, fundamentalmente los aportes son el oeste como lo atestiguan la gradiente granulométrica y la aparición, tanto en los conglomerados y brechas de las facies más occidentales que en las areniscas de la franja central, de abundantes clastos líticos y minerales de las andesitas neotriásicas; tanto la paleogeografía neo-triásica como el hecho de que las volcanitas de la zona eran protegidas de la erosión en esta época por el propio jurásico, obligan a situar más al oeste la zona emergida; esta zona se componía principalmente de volcanitas neo-triásicas pero la presencia, también en los conglomerados, de rodados de rocas metamórficas de alto grado indica que un "basamento metamórfico", comparable al que se observa actualmente más al oeste en la Cordillera de la Costa, estaba sujeto igualmente a erosión; señalamos que este suministro desde el oeste durante el Toarciano superior y el Bajociano fue también reconocido por Hillebrandt (1973) tanto a esta latitud como más al sur por el río Tránsito; sin embargo, relaciona estos aportes clásticos con una actividad volcánica contemporánea en la Cordillera de la Costa; nuestros estudios petrográficos de los clastos y rodados muestran que predominan más bien los elementos preandinos y sobre todo andesitas del Triásico superior;

la regresión, al inverso de la transgresión, avanzó del este hacia el oeste; las etapas sucesivas del retiro del mar son conocidas en forma relativamente precisa, puesto que en Iglesia Colorada se realiza en el Toarciano más superior (s.z. de *P. aalensis*), en Pauna en el Bajociano inferior (z. de *S. sowerby*) y en Manflas en el Bajociano superior (z. de *S. subfurcatum*); inmediatamente más al oeste los datos faltan principalmente por causa de la

¹ Según Pérès (1961) el ambiente (piso) circa-litoral se extiende desde el límite extremo de vida de las fanerogamas marinas (o algas fotófilas) hasta las profundidades extremas compatibles con las algas más sciafiles.

² En los ambientes actuales su límite inferior coincide con la de las fanerogamas marinas y su límite superior corresponde a la base del ambiente intertidal o medio-litoral.

discordancia de la F. Cerrillos, pero es de suponer que existió probablemente un poco de Caloviano marino; de hecho Hillebrandt (1973) señala Caloviano al Suroeste de Manflas y, por otra parte, más al Noreste, ya en el sector de La Guardia y del río Figueroa; en este último sector agrega que el Caloviano tiene un carácter transgresivo, lo que junto a la situación oriental de estos afloramientos con respecto a los de Manflas, significa un desplazamiento de las aguas hacia el noreste en este sector a raíz de la regresión; este flujo puede ser generalizado si se considera que el Caloviano adquiere gran importancia y potencia hacia el norte (ej. quebrada Asientos, Harrington, 1961, García, 1967, Hillebrandt, 1970) y que la regresión se hace también más tardía hacia el norte apareciendo Oxfordiano marino a partir de la latitud 26°S en el flanco occidental de la Cordillera Domeyko (Chong, 1973; Hillebrandt, 1973; Davidson y Godoy, 1975); mientras que hacia el sur, la ausencia de Caloviano a lo largo de toda la franja jurásica comprendida entre el río Tránsito (28°30'S) (Hillebrandt, 1973) y el Alto Limarí (31°S.) (Mpodozis *et al.*, 1973) y su reemplazo en el sector del Alto Elqui (Dedios 1967) y Alto Limarí (Mpodozis *et al.*, 1973) por una discordancia del Malm, demuestra que la cuenca miolimitar queda aparentemente reducida a dos cuencas separadas (la Tarapaqueña y la Aconcaguino-neuquénica s. Cecioni, 1964) a partir del Caloviano.

2. Serie continental del Malm.

Se trata de una serie continental roja que sucede a la serie marina anterior y aflora en el centro de las franjas jurásicas oriental y central. Es en el sector de Iglesia Colorada donde tiene su mayor desarrollo y extensión (fig. 1). Sobrepasa los 700 m de espesor y comprende fundamentalmente:

- un miembro inferior, sedimentario, de unos 500 m de espesor de conglomerados rojos de clastos principalmente andesíticos de hasta 40 cm, intercalados por niveles de areniscas rojas;
- un miembro superior, volcánico, con más de 200 m de lavas andesíticas y tobas rosadas; las andesitas suelen ser de

tipo ocaita, es decir, con grandes fenocristales de labrador (2 a 3 cm); también abundan las amígdalas rellenas de calcita.

La base de la serie presenta notables variaciones de facies de oeste a este. En efecto:

- en quebrada la Iglesia (franja central) comienza con unos 35 m de areniscas rojas de grano medio a grueso con cemento calcáreo que alternan con brechas en los niveles intermedios; son fundamentalmente volcarenitas andesíticas con clastos subredondeados mal clasificados recubiertos de una fina película limonítica; se reconocen grandes clastos de andesitas y abundantes plagioclasas, mientras que el cuarzo está subordinado y el cemento de esparita y limonita se reduce a manchas discontinuas;
- continúan sobre éstas unos 35 m de areniscas rosadas, más finas y yesosas en la mitad inferior, con un nivel de yeso de 2 m de espesor en la base.
- en Iglesia Colorada (franja oriental), en cambio, la base está constituida por conglomerados rojos de rodados andesíticos intercalados por lentes de volcarenitas y feldsarenitas de grano grueso; se destaca el carácter muy fresco y límpido de los clastos minerales de plagioclasas comunmente zonadas;
- un nivel de yeso de unos 5 m de espesor aparece a unos 100 m de la base y le suceden capas de areniscas rojas de grano fino a medio.

Esta unidad volcano-sedimentaria se extiende ampliamente hacia el sur por las vertientes orientales de la hoya del río Manflas donde resalta la gran potencia de los niveles volcánicos superiores. Se correlaciona sin duda con la Formación Picudo definida por Reutter (1974) más al sur en el río Tránsito (lat. 29°S.). En este sector, dicha formación se dispone esencialmente en concordancia sobre el Dogger basal (Hillebrandt, 1973), pero hacia el oriente aparece ya discordante sobre volcánicas del Triásico superior (F. La Totorra) o granitoides paleozoicos. Como en nuestro sector, en la base predominan los conglomerados y areniscas rojas, mientras que en la parte superior lo hacen las lavas andesíticas; además en el techo aparece también un nivel de yeso.

Sin embargo, cabe hacer presente que este último yeso se ubica en el techo de la serie,

a los 1500 m de la base, mientras que en Iglesia Colorada el nivel yesífero se sitúa a solo 100 m de ésta. Aceptar un sincronismo entre ambos yesos no deja de plantear serios problemas de tasa de sedimentación y edad, de modo que es más razonable pensar en su diacronismo. Hasta el yeso del río Tránsito podría ser más bien el equivalente oriental del episodio marino neocomiano que se conoce inmediatamente al oeste.

Más al sur, en el Alto Elqui, su equivalente podría ser la F. Algarrobal de la zona de Rivadavia (Dedios, 1967), que posee una litología muy similar pero sin el nivel yesífero; ésta descansa discordantemente tanto sobre el Liásico marino de Tres Cruces, como sobre el Neo-triásico. Las mismas facies han sido descritas para el Alto Limari (Mpodozis *et al.*, 1973; Mpodozis, 1974; Rivano, 1975) donde son pseudoconcordantes sobre el Bajociano marino al oeste y discordantes sobre granito tardi-hercínico al este.

Más allá se impone la correlación con la clásica formación volcano-sedimentaria Río Damas (Klohn 1960) de los "Andes Centrales" (entre los 31° y 35° de latitud sur), más estrictamente Kimmeridgiana, puesto que se encuentra comprendida concordantemente entre el Oxfordiano superior y el Titónico inferior.

También hacia el norte se sigue esta franja volcano-sedimentaria continental. Entre los jalones septentrionales más cercanos, mencionaremos la serie de conglomerados y ocaitas que aparecen por la quebrada Paipote en el sector de La Puerta en el techo de la serie marina y la serie de lavas café-rojizas porfiríticas y amigdaloides de la banda de afloramientos occidentales de la quebrada Asientos que suceden al Caloviano y engranan hacia arriba con el Titónico marino (Harrington, 1961; García, 1967).

Esta gran continuidad y extensión axial a lo largo de la cadena subraya ampliamente la importancia paleogeográfica de este episodio continental. En este marco, cabe diferenciar notablemente el sector comprendido entre los 29° y 31° de latitud sur, donde la serie es preferentemente discordante con respecto a su substratum, de los sectores inmediatamente más al norte y más al sur, donde la serie es esencialmente concordante sobre el Jurásico marino. Esto traduce una diferencia en la intensidad de los famosos movimientos diastróficos que dieron lugar a la emersión generalizada del dominio en el Jurásico superior (fase araucana de Stipanovic y Rodrigo, 1969; Charrier y Vicente, 1970).

En efecto, si bien en nuestra zona sólo se puede afirmar que la edad de la serie es fundamentalmente post-bajociana superior y no se puede fijar un límite superior preciso (falta de Neocomiano marino a esta longitud), el rango se restringe tanto inmediatamente al norte en quebrada Asientos (post-caloviano, pre-titónico), como al sur en el Alto Limari (post-bajociano a pre-berriasiano) o en la Alta Cordillera de Santiago (post-oxfordiano, pre-titónico), donde se considera el episodio continental en esencia Kimmeridgiano. Por esta razón, la fase araucana es situada generalmente en el Oxfordiano superior. A nuestro juicio esta cronología es básicamente aplicable por estas latitudes, si se considera que, en los sectores donde existe discordancia, aparecen abundantes rodados de calizas jurásicas en la base, lo que implica una erosión notoria del techo del marino (Mpodozis *et al.*, 1973; Reutter, 1974). Además, hay que tener presente, en vista de la regresión precoz (Toarciano final) que afecta el borde oriental de la cuenca a la latitud de Juntas, la existencia de movimientos precursores que afectaron el borde cratónico iniciando el trasvasijo de las aguas hacia el norte.

En cuanto a la paleogeografía, hay que imaginar como en otros sectores (Davidson y Vicente, 1973) "un ambiente continental de régimen semi-árido con sedimentación torrencial de pie de monte" asociada a una importante cordillera volcánica activa (andesítica) ubicada muy cerca al oeste (?). Mientras que el nivel de yeso de la Iglesia Colorada marca condiciones de sebkha continental costera desarrolladas a consecuencia de la regresión del mar jurásico.

3. Serie volcano-sedimentaria continental Neo-Cretácica (F. Cerrillos).

Expuesta en el sector NW y SW del área de estudio, se dispone en discordancia angular pronunciada (hasta 90°), sobre las series marinas del Lias-Dogger y está asimismo cubierta discordantemente por la F. Hornitos.

En la vertiente Nor-occidental de la quebrada Calquis descansa claramente sobre capas plegadas del Toarciano y Bajociano, aumentando hacia el oeste y con un buen desarrollo hacia cerro Calquis (3.100 m s.n.m.) (fig. 3). Tanto en esta localidad como en los afloramientos de quebrada Antivillaco (fig. 1), se compone de lavas y brechas andesíticas de colores grises y rojos. Las andesitas rojas presentan una textura pilotaxítica con algunos fenocristales de plagioclasas fuer-

temente alterados en una mesostasis fluidal de microlitas de plagioclasa subparalelas en una matriz de vidrio oscuro teñido por óxidos de hierro y grandes vesículas rellenas con cuarzo y calcita.

Esta serie fue referida por Segerstrom (1968) a la Formación Cerrillos definida por Parker y Segerstrom (1959) unos 40 km más al norte en quebrada Cerrillos donde tiene una gran extensión areal.

En esta localidad tipo tiene un espesor de 4.500 m y comprende 2 miembros; el inferior (miembro Checo de Cobre) de 2.300 m de espesor, se compone casi enteramente de conglomerados y areniscas tobíferas con algunas calizas de agua dulce y lutitas; el superior es predominantemente volcánico, con más de 2.000 m de lavas brechosas, andesitas y tobas dacíticas.

En nuestra área, entonces, sólo se manifiesta el miembro volcánico, lo que sugiere que la actividad volcánica sea situada al este de la localidad de Cerrillos, muy probablemente por el meridiano de Juntas.

De su edad, sólo se sabe que es post-neocomiana, por hallarse más al oeste (meridiano de Copiapó) discordantemente sobre el Neocomiano (Segerstrom, 1968; Abad, 1975), e incluir rodados y fósiles retrabajados (Segerstrom, 1968). Además su miembro superior se habría depositado con anterioridad a los 62,6 m.a. que se dan por el método K/Ar (Munizaga, 1966) para el "Granito de Los Loros" ubicado a 20 km al NW de Lautaro que lo intruye¹.

Se piensa, además, que esta formación es análoga a la F. Viñita (Aguirre y Egert, 1965) del Norte Chico cuyo miembro superior en Alto Limarí (sector de Pichascas) contiene restos de dinosaurios del Maestrichtiano (Casamiquela *et al.*, 1969) y a la F. Abanico (Aguirre, 1960) de Chile Central, según lo determina su litología y posición estratigráfica sellando a la fase orogénica meso-cretácica (sub-hercínica) (Vicente *et al.*, 1973).

4. Serie volcano-sedimentaria continental Eo-Terciaria (F. Hornitos)

Se presenta bien estratificada formando una franja N-S en el sector más occidental del área de estudio que buza 10 a 15° hacia

¹ La antigua edad Pb/Alfa de 105 ± 10 m.a. dada por Ruiz *et al.* (1960) para este cuerpo debe olvidarse, puesto que al norte en Aguada Maray (quebrada Cerrillos) resultó de 64 ± 10 m.a. por K/Ar (Munizaga, 1966 in Segerstrom, 1968).

el oeste y se dispone discordantemente tanto sobre la F. Cerrillos como sobre el Jurásico.

Un buen perfil aparece en el sector de la famosa mina Amolanas. Allí en discordancia de 10° sobre areniscas rojas marinas del Dogger inferior se observa:

un potente (10 m) flujo basal de riolita fluidal blanquecina; se trata de una riolita de textura hialo-porfídica con grandes fenocristales xenomorfos de cuarzo con bordes corroídos y de sanidina en una pasta fluidal criptofelsítica desvitrificada, punteada con hematita, manchas de calcita e islotes, granos y vetas muy llamativas de cloruro hidratado de cobre (Atacamita)²;

200 m de areniscas rojas (litarenitas andesíticas feldespáticas con cemento calcáreo) con frecuentes "grietas de barro", "ripple-marks" y algunos niveles de calizas rojas lacustres (micritas finamente laminadas);

y 200 m de un conjunto volcano-clástico andesítico de color rojizo de conglomerados, areniscas, brechas y coladas, escandido por algunos niveles de tobas y brechas tobáceas de colores claros; además numerosos diques y sills, tanto andesíticos como aplíticos, cortan a esta secuencia.

Esta serie volcano-sedimentaria se extiende ampliamente hacia el oeste del área estudiada con gran predominio de andesitas rojas y grises. Corresponde a la F. Hornitos definida por Segerstrom (1959) más al NW por el río Copiapó en la Hacienda homónima, donde adquiere gran desarrollo y alcanza cerca de 6.500 m de espesor. A pesar del hallazgo de plantas fósiles en los niveles de calizas límnicas, no ha sido posible datarla paleontológicamente. La base de la formación sería (cf. Segerstrom, 1968) más antigua que 64 ± 10 m.a., edad asignada por Pb/ α (Munizaga, 1966) al plutón "Cabeza de Vaca" que la intruye (Segerstrom, 1968). A su vez, en el cerro La Peineta, unos 5 km al oeste de la mina Amolana, está cubierta en discordancia por una serie efusiva riolítica subhorizontal de unos 700 m de espesor designada por Segerstrom (1968) como F. Negro Francisco y correlacionada tentativamente con la F. Liparítica o Altos de Pica del Terciario superior que constituye más al norte el plateau ignímbrico de la Puna.

² Agradecemos la determinación de B. Alarcón.

Esta F. Hornitos es muy probablemente el equivalente litológico y cronológico de la F. Los Elquinos (Aguirre y Egert, 1965) de la provincia de Coquimbo, la que a su vez se correlaciona clásicamente con la F. Farellones de Chile central (Aguirre, 1960) que sella las estructuras larámicas (Charrier y Vicente, 1970) y se considera paleógena (Aubouin et al., 1973).

5. *Serie conglomerádica continental pontopliocénica (?)*

Aparece sólo en la esquina sur-oriental del área (fig. 1), pero aflora extensamente inmediatamente al este donde rellena el destacado graben del Potro que está encajado entre el horst de Montosa al oeste y el cordón de Lagunilla al este. Se trata principalmente de una potente (más de 600 m de espesor) serie de conglomerados polimícticos de clastos y bolones bien redondeados de granitoides paleozoicos, andesitas, riolitas, brechas y calizas jurásicas, divididas por la mitad por unas intercalaciones de areniscas y un llamativo nivel de yeso de unos 50 m de espesor. El material está poco consolidado y su disposición es subhorizontal, apareciendo discordante sobre andesitas y conglomerados triásicos hacia el SE y sobre conglomerados y tobas del techo de la F. Hornitos al NE.

Cabe destacar que esta unidad está sobreescurrecida en su borde occidental, mediante el accidente Vizcachas-La Guardia, por el complejo granítico de Montosa.

Estos depósitos gruesos de rápida acumulación corresponden sin lugar a dudas a los restos del extenso manto aluvial de origen torrencial que parece haberse desarrollado en forma generalizada a raíz de la gran crisis morfo-climática que desencadenó el surgimiento de los Andes. Se correlacionan, en efecto, con las gravas de terrazas altas o "Mantling gravels" de Willis (1929) que Segerstrom reconoció ampliamente al oeste de nuestra área por el río Copiapó y la quebrada Paipote y constituyen un rasgo resaltante de esta parte de la Cordillera. Hacia el norte estos llanos aluviales adquieren un gran desarrollo (sector de Potrerillos) y progresivamente pasan a la gran llanura o pie de monte que conecta el borde occidental de la Puna con la Pampa del Tamarugal.

En exacta prolongación con nuestros afloramientos, en el sector de la Laguna Grande y de los cerros de Potrerillo del Alto Tránsito, Reutter (1974) también reconoció la misma serie que denominó F. Potrerillos por analo-

gía morfológica precisamente con el sector de Potrerillos.

Hacia el sur, se impone la correlación de estos depósitos con los imponentes rellenos continentales pliocenos de los valles del Elquí y Limarí descritos por Paskoff (1970). A esta latitud, el engrane de la parte superior de estas acumulaciones con el plioceno medio marino ha permitido datar así los niveles superiores.

Por otro lado, cabe señalar que también en la vertiente argentina se desarrollan depósitos muy similares. En particular, a nuestra latitud Caminos (1972) ha reconocido por el Río Salado una serie terciaria que compara con el famoso conjunto de la sierra de los Colorados del este de Jagüel (Ramos, 1970). Este conjunto en su localidad tipo comprende, la F. Vinchina, principalmente arenosa, asignada al Mioceno (Calchaquense), y la F. Toro Negro, esencialmente conglomerádica, del Plioceno (Araucanense). Se destaca especialmente la analogía litológica del miembro superior, exclusivamente conglomerádico de esta última, con nuestras gravas y su datación indirecta gracias al hallazgo de vertebrados en esencia del Plioceno medio (Huayqueriense) en su base (Ramos, 1970) que concuerda con la cronología de la vertiente chilena.

Más al sur, Reutter (1974) reconoció también la extensión de su F. Potrerillos en la vertiente argentina y por el río de La Sal observó las mismas relaciones con respecto al Mioceno.

Si se recuerda, además, el gran desarrollo de estos "ripios dislocados" a lo largo de toda la franja subandina de Jujuy (conglomerado de Jujuy) a Mendoza (F. de Mogotes), se aprecia el significado orogénico de estos depósitos y su necesario sincronismo con la fase del final del Mioceno a principios del Plioceno (Picard, 1948; fase pontiana de Charrier y Vicente, 1970) calificada de "orográfica" (Vicente, 1972) en vista de sus consecuencias.

6. *Intrusivos andinos*

Solo el 10 % de los afloramientos del área corresponden a intrusivos andinos. De esos, la mitad lo ocupan dos plutones importantes (Antivillaco y Tres Chañares), mientras que el resto representa a intrusivos menores que por razones de escala no están figurados en su totalidad (fig. 1). Este carácter subordinado de los intrusivos andinos en el área subraya la posición relativamente externa de

la zona en el edificio, solo alcanzada por las manifestaciones más orientales del plutonismo andino cuyos cinturones principales se desarrollan más al oeste (Abad, 1975).

a) Granodiorita-Tonalita de Antivillaco.

Aflora en el curso inferior de la quebrada Antivillaco al oeste inmediato de la H. Manflas (fig. 1), ocupando una superficie de aproximadamente 15 km². Intruye tanto al Neo-Triásico (F. La Ternera) como al Jurásico y al Neo-Cretácico (F. Cerrillos) causando, en particular, un fuerte metamorfismo térmico de la serie carbonatada del Lias-Dogger; además existen importantes mineralizaciones de cobre y hierro asociadas a alteraciones hidro-termales (La Hijueta; Mina San Pedro).

La composición de este cuerpo varía ampliamente del campo de las tonalitas de biotita y hornblenda al de las granodioritas de hornblenda y las texturas de granítica a porfídica. La mineralogía esencial de estas rocas de grano medio a fino y color gris claro comprende cuarzo xenomórfico (24 a 26 %), ortoclasa perfitica en cristales anhedral (5 a 22 %), grandes cristales idiomórficos fuertemente zonados (An 30-50) y muy frescos de andesina (44 a 56 %), láminas de biotita levemente cloritizada (1 a 6 %), prismas anhedral de hornblenda verde (5 a 7 %) y granos de magnetita (2 %). Además, cabe mencionar la aparición de algunos cuarzos subautomórficos corroídos en las facies porfídicas.

Para una muestra de este cuerpo Farrar *et al.* (1970) determinaron una edad K/Ar de 64,4 m.a., es decir del Paleoceno.

b) Tonalita de Tres Chañares

Aparece en el Río Jorquera en el sector denominado Tres Chañares, a unos 8 km aguas arriba de Rodeo, intruyendo el borde occidental de la franja granítica paleozoica de Montasa y probablemente también a las volcánicas triásicas suprayacentes. En general, los efectos de este intrusivo son poco marcados en su contacto occidental donde sólo se lo puede relacionar con las mineralizaciones de cobre que aparecen al contacto entre Triásico y Jurásico por la ladera oriental del curso inferior del Río Jorquera (minas Chela y Cecilia Adriana). Por el contrario al este en la quebrada La Estancilla existe una conspicua franja (NNE) de alteración hidrotermal (fig. 1) encajada en rocas graníticas cataclásticas.

Se trata de una tonalita de hornblenda y biotita de grano grueso y textura hipidiomórfica granular. Su composición mineralógica comprende cuarzo xenomórfico intersticial (20%), microclina fresca (4%), grandes cristales subhedral de oligoclasa (46%) fuertemente alterados a sericita y epidota, prismas subhedral de hornblenda verde (16%), láminas subhedral de biotita (14%) fuertemente alteradas a clorita y prehnita, granos de esfeno y magnetita como accesorios.

Con respecto a la edad de este cuerpo, en realidad, pueden surgir dudas por el hecho de estar asociados con los granitoides paleozoicos. Solo los efectos de alteración hidrotermal arealmente considerables y la mineralización del techo del Triásico culpan, por su cercanía, a esta tonalita intrusiva. Podría, entonces, pertenecer a la misma franja intrusiva que la granodiorita de la quebrada Carrizalillo que aparece unos 40 km más al norte, intruyendo a las F. Cerrillos y Hornitos (Segerstrom, 1968) y fue datada por K/Ar en $42,9 \pm 0,7$ m.a., es decir del Eoceno superior (Farrar *et al.*, 1970). Una datación absoluta de este cuerpo se hace de todas maneras necesaria para aclarar el problema (*).

c) Intrusivos menores

Cortan a todas las unidades que afloran en el área, con excepción de los "Mantling gravels", formando un denso enrejado de lacolitos, sills y filones que a menudo pueden confundirse con intercalaciones volcánicas.

Pertenecen a dos tipos petrográficos fundamentales:

las andesitas constituyen los intrusivos oscuros, son afaníticas o porfídicas con textura traquítica a intersertal y por lo general están fuertemente alteradas a clorita, actinolita, epidota, sericita, calcita y prehnita, lo que le confiere un color verdoso; los fenocristales de plagioclasa son de labradorita cálcica, mientras que los microlitos de la pasta son más ácidos (An 40-55); se observan además pequeños prismas de clinopiroxena y abundantes granos de magnetita;

(*) Nuestras dudas fueron disipadas en curso de impresión por la edad K/Ar de 262 ± 10 m.a. entregada por Zentilli (1974). Se aclara así la pertenencia de las Tonalitas de Tres Chañares al plutonismo tardi-hercínico.

uno de los cuerpos más destacados es el de la Iglesia Colorada, en la ribera norte del río Pulido, que instruye a las areniscas rojas del Malm, y cuyo hábito dio su nombre a la localidad;

importantes sills y filones se observan también aguas abajo a lo largo del río Pulido metidos dentro del Triásico y Jurásico;

las *dacitas* y *riodacitas* corresponden a los intrusivos claros, son de textura felsofídica con fenocristales de plagioclasa (oligoclasa) fuertemente alterados a calcita, epidota y sericita, escasos cuarzos subautomórficos engolfados, biotita café oscuro, rica en hierro y fuertemente cloritizada y granos de hematita y magnetita, en una pasta felsítica cuarzo-feldespática;

el cuerpo más importante lo constituye el lacolito del cerro Blanco de la Estancilla que intruye al Triásico (fig. 1); llama la atención también el sill del cerro la Cuesta que aparece frente a Manflas metido en el Jurásico desarrollando un fuerte metamorfismo térmico (granates cálcicos, wollastonita, actinolita y epidota), y se encuentra plegado con las capas (fig. 6); numerosos diques y filotes de este tipo se observan también en el Cordón de Los Capachos que separa la quebrada Amolanas del Río Manflas y en el Portezuelo del Padre al sur de la quebrada la Iglesia, en ambos casos intruyendo al Jurásico.

En cuanto a la edad de estos intrusivos, el hecho que tanto las dacitas como las andesitas aparecen plegadas junto con las series jurásicas (quebrada La Iglesia, Parva, etc.); obliga a considerarlos por lo menos anteriores al último plegamiento, es decir, a la fase pontiana. Con respecto a la edad máxima, existen muchas incertidumbres: se puede considerar que una parte de estos intrusivos están ligados a las actividades volcánicas del Cretácico superior y Terciario inferior. Es lo que sugiere en particular la datación K/Ar por McNutt *et al.* (1974 de 60,7 m.a. (Paleoceno) de una andesita que corta el Jurásico y Triásico, 3 km al sur de la Junta, por el Río Manflas. Por otro lado, se conoce en los Andes una importante fase de hipovolcanismo dacítico en el Mioceno superior (Vicente, 1972) con la cual se podrían relacionar nuestros cuerpos dacíticos.

Tectónica

A. UNIDADES ESTRUCTURALES FUNDAMENTALES.

Cuatro unidades fundamentales son fácilmente diferenciables en la zona en base al estilo tectónico propio que las caracteriza (fig. 3).

1. Zócalo granítico paleozoico

Corresponde a la primera, muestra un típico estilo de fondo en compresión con una serie de grandes accidentes inversos que determinan destacados horsts en compresión que perforan la cobertura; del oeste hacia el este se reconoce sucesivamente (fig. 1 y 3): el pequeño horst disimétrico de Rodeo volcado hacia el este;

el horst de la Estancilla también disimétrico con mira hacia el este;

y el gran horst simétrico de Montosa limitado al oeste por el accidente de La Iglesia y al este por el de Vizcachas (fig. 3b);

2. Tegumento triásico-jurásico

Constituye la segunda, presenta un típico estilo de revestimiento inducido por los accidentes inversos fundamentales del zócalo; dentro de esta unidad, que moldea esencialmente en forma pasiva las deformaciones del zócalo y ocupa una posición principalmente sinclinal (graben en compresión) entre los horsts anteriores, hay que separar el comportamiento de la serie volcánica neo-triásica del de la serie sedimentaria jurásica:

la serie volcánica triásica (F. La Ternerera), muy maciza y competente, quedó sistemáticamente pegada al zócalo acompañando sus ondulaciones y está cortada en forma tajante por los accidentes inversos; en suma presenta esencialmente un estilo monoclinial simple que buza 20 a 30° hacia el Oeste desarrollando destacadas superficies estructurales y "chevrones" en la vertiente occidental del cerro Blanco de La Estancilla (fig. 6), de la sierra del Chanco y Tres Chañares (figs. 1 y 3); es sólo en la parte más occidental del área como al oeste de Amolanas o de Manflas donde el Triásico alcanza a presentar estructuras

anticlinales volcadas hacia el este en relación respectivamente con los accidentes de "Amolanas" (fig. 3b) y "Los Capachos" (fig. 3c);

la serie sedimentaria jurásica (F. Lautaro) por su estratificación y litología contrastada presenta un estilo mucho más plástico o incompetente típico de cobertura con un plegamiento acentuado e importantes disarmonías de los niveles lutíticos de la franja occidental y yesíferos de la franja oriental; sin embargo no existe ningún despegue notorio de esta cobertura jurásica con respecto al Triásico, de modo que el estilo es típicamente de revestimiento; las deformaciones mayores se restringen a la cercanía de los accidentes fundamentales que afectan al zócalo y aparecen directamente inducidos por ellos; solo localmente la serie jurásica logra despegarse un tanto y generar algunos sobreescurrecimientos de amplitud (sector de Manflas (fig. 6) y Pauna (figs. 1 y 3c) a consecuencia de la disarmonía elemental que afecta las charnelas anticlinales y conduce a la independencia de las capas superiores con respecto a las del núcleo; las diferencias mismas en el estilo de oeste a este subrayan claramente la oposición de facies que existe entre las series jurásicas occidentales y las orientales, es decir, traducen las diferencias litológicas que suscitó la paleogeografía jurásica; en efecto:

las series occidental (sector de Lautaro) y central (sector de Manflas), muy potentes, con el gran desarrollo de las facies lutíticas durante el Pliensbachiano y Toarciano inferior, presentan una tectónica relativamente plástica y muestran una serie de anticlinales y sinclinales volcados hacia el este en un estilo de tendencia isoclinal (fig. 3) en el cual no interviene directamente el zócalo;

las series orientales (sectores de La Iglesia Colorada y Vizcachas) de espesores menores y esencialmente calcareníticas y arenosas se limitan a angostos sinclinales muy apretados, aplastados y peñiscados por los horsts del zócalo (fig. 3); en diferencia de las series anteriores, la posición estructural más elevada y

los espesores reducidos, muestran los efectos directos de los accidentes inversos del zócalo en un estilo clásico de revestimiento de tipo "pirenaico".

3. "Losa volcánica" tardi-liminar (Neo-cretácico y Eo-Terciario)

Forma la tercera unidad; de actitud monoclin al aparece discordante sobre el tegumento anterior en la parte occidental y septentrional del área (fig. 1) y representa el ala oriental del gran sinclorium que conforman, hacia el oeste las F. Cerrillos y Hornitos y cuyo eje pasa aproximadamente por el meridiano de la Hacienda Hornitos (70°12'W) (Seegerstrom, 1968); en nuestra zona no se alcanza a observar ondulaciones notorias de esta unidad como más al oeste donde se separan bien, por su estilo y amplitud de plegamiento, la serie volcánica neo-cretácica de la eo-terciaria; aquí solo queda bien evidenciada la discordancia larámica por la fuerte angularidad existente entre ambas puesto que la F. Cerrillos tiene una inclinación de 30° a 40° hacia el oeste, mientras que la F. Hornitos no pasa de 10° a 20° (fig. 3); el carácter monoclin al de ambas justifica considerar en nuestro caso el conjunto como una sola unidad estructural cuya base fosiliza fundamentalmente los efectos de la orogénesis meso-cretácica (sub-hercínica).

4. Manto de gravas pto-pliocénicas.

Representa la última unidad y se caracteriza por su sub-horizontalidad; se trata de una serie esencialmente post-tectónica que sin embargo se muestra levemente afectada y deformada en su borde occidental por el accidente de Vizcachas que monta el "complejo granítico de Montosa" encima.

En este marco general, se destaca la orientación regional fundamentalmente N-S a SW-NE de todas las estructuras de la zona y el evidente control por las deformaciones profundas del basamento de todas las estructuras superficiales que afectan la cobertura. Son precisamente estas claras relaciones entre zócalo y cobertura que dan todo su interés estructural a la zona. Esta situación se debe a la posición estructuralmente alta en el edificio y la justa proporción entre afloramientos de zócalo y cobertura. En efecto, una

situación todavía más alta borra en general todo resto de cobertura como ocurre en particular en el Alto Limari, donde es difícil relacionar los accidentes del zócalo con la historia andina (Mpozodis *et al.*, 1975, fig. 21); mientras que una situación más baja muestra sólo la cobertura y nunca el zócalo como ocurre más al sur, a la latitud del Aconcagua (Vicente, 1972), donde un acortamiento a nivel del zócalo sólo puede ser inferido.

B. PRINCIPALES ACCIDENTES

Del oeste hacia el este se enumeran ocho accidentes o escurrimientos principales de gran continuidad axial que controlan las estructuras esenciales de la zona y conforman los elementos tectónicos característicos que dan su estilo al área. A excepción de uno, todos los otros presentan una marcada y sistemática vergencia hacia el este que traduce una polaridad tectónica fundamentalmente oriental (hacia el ante-país).

1. Sobre-escurrimiento de Amolanas

Es el más occidental, corre con un rumbo N 10°W al oeste inmediato de La Hacienda Amolanas, a media falda. Tiene una longitud

observable de 10 km. Emerge, al norte de debajo de la discordancia de la F. Cerrillos y hacia el sur su traza va bajando progresivamente para alcanzar el nivel del valle donde se pierde pero es muy probable que el curso rectilíneo de la quebrada Amolanas esté en parte controlado por él. Se trata de un muy nítido plano inverso de 30° a 40° de inclinación hacia el oeste mediante el cual un anticlinal volcado de Triásico sobreescurre un sinclinal acostado de Liásico borrando en gran parte su flanco inverso (fig. 3b). El contraste litológico entre ambas series y la topografía oblicua con respecto a la estructura hacen que la "cuchara" de Liásico resalte en forma muy espectacular y acentuada en el paisaje junto con la tajante traza del accidente (fig. 4). La amplitud del accidente va disminuyendo hacia el sur de modo que la franja triásica se angosta rápidamente (fig. 1) y el accidente termina por poner en contacto sólo niveles estratigráficos diferentes del Liásico lo que confirma la aparente terminación peri-anticlinal sur que se esboza en el panorama (fig. 4).

2. Sobre-escurrimiento de Los Capachos

Afecta el flanco oriental de esta sierra de Los Capachos entre el Tranque Lautaro y la

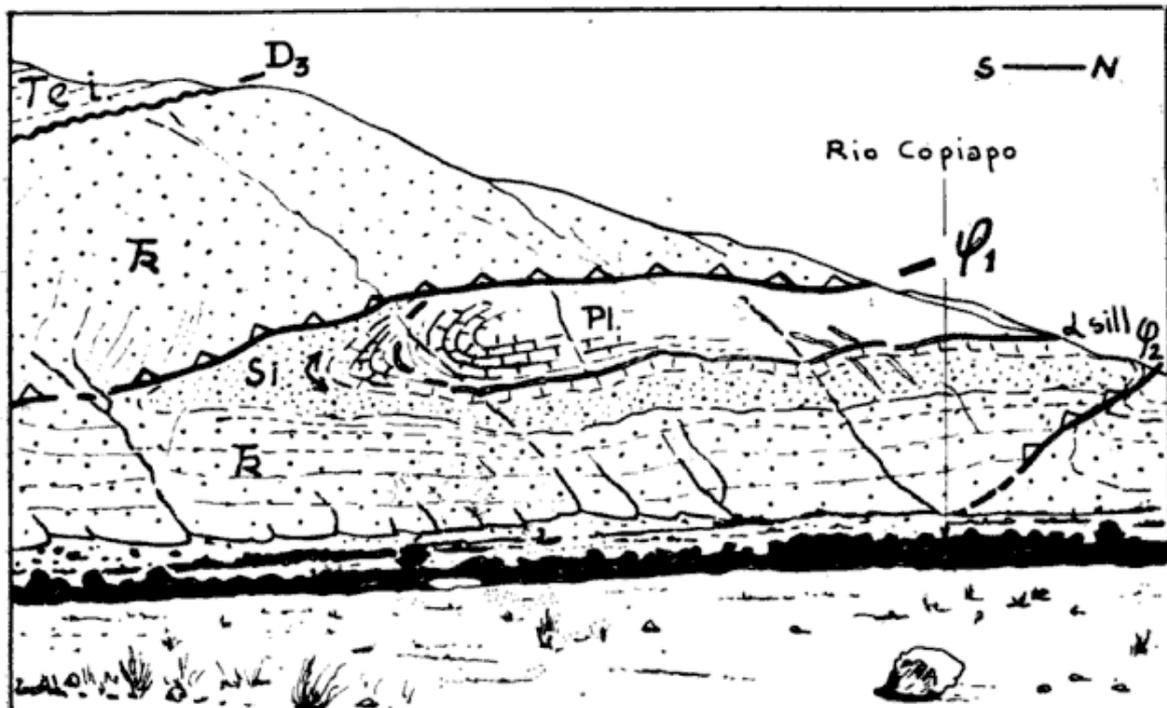


Fig. 4. — Panorama del sobre-escurrimiento y sinclinal acostado de Amolanas. Vista hacia el oeste desde inmediatamente aguas abajo de Tranque Lautaro. Obsérvanse la traza del sobre-escurrimiento de Amolanas (φ_1) mediante el cual el Neo-triásico volcánico monta al angosto inclinal de Liásico y la discordancia de la F. Hornitos (D_3) que fosiliza la estructura. Aparece también en la parte inferior derecha la traza del accidente de Los Capachos (φ_2). Nótese el sill andesítico plegado con las capas jurásicas. T_R : Neo-triásico volcánico; S_i : sinemuriano; P_l : pliensbachiano; T_e : terciario inferior volcano-sedimentario (F. Hornitos); α : andesita

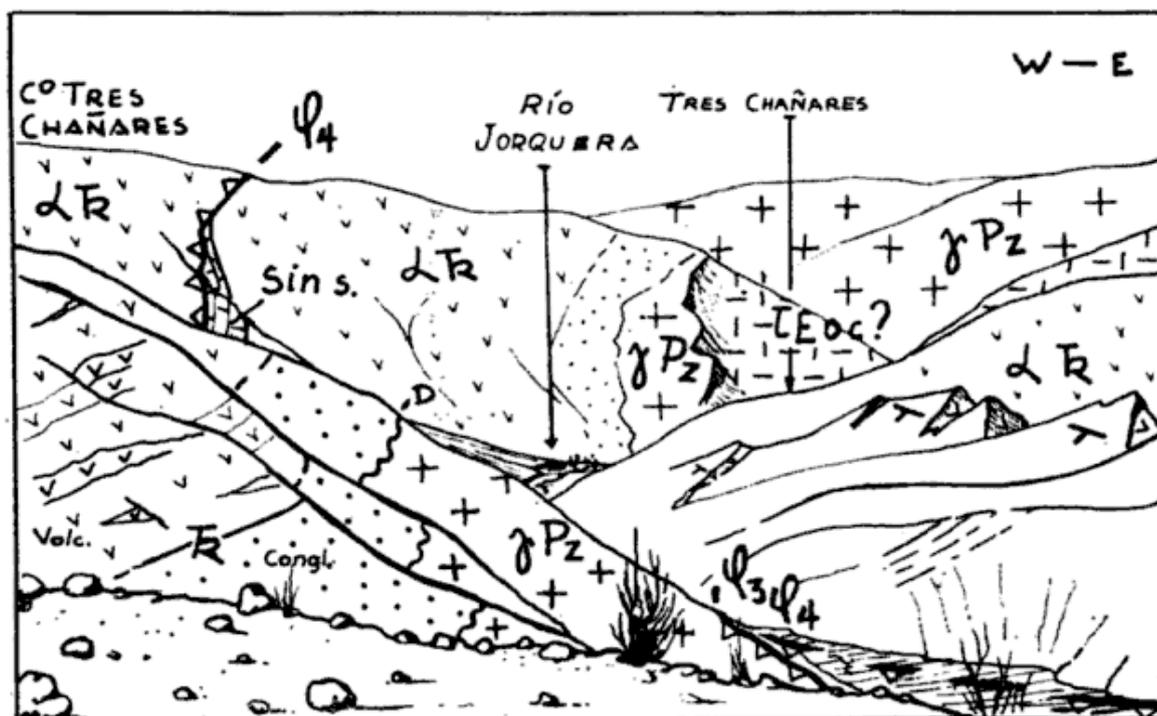


Fig. 5. — Panorama tectónico de Tres Chañares. Vista hacia el norte desde la ladera occidental del río Jorquera aguas arriba de Rodeo. En primer plano, izquierda, la discordancia del Neo-triásico conglomerádico sobre el granito hololeucocrático de Rodeo y al pie de la ladera la traza del accidente de Rodeo (φ_2) que sobre-escurre el granito sobre el Triásico. Al fondo izquierda, el sobre-escurrimiento de Tres Chañares (φ_4) que monta el Neo Triásico sobre una angosta franja de Sinemuniano superior; este accidente sigue hacia el sur, aproximadamente el curso inferior del Río Jorquera. Al fondo derecha, los granitoides pre-andinos (δP_2) intruidos por la Tonalita andina (Eoceno ?) de Tres Chañares. Nótese los chevrones en las volcanitas neo-triásicas desarrolladas en la ladera oriental del río Jorquera.

quebrada El Dadinal. En suma tiene un recorrido de aproximadamente 10 km. pero es muy probable que se prolongue hacia el norte y que un jalón aparezca al oeste de Amolanas al pie de la Sierra, topográficamente más abajo que el anterior (fig. 1). Aparece como un pliegue-falla de 60 a 40° de inclinación hacia el oeste pero de poca magnitud. Afecta al Liásico, montando el Sinemuniano o el Pliensbachiano sobre el Toarciano y que se "enraiza" al sur al nivel de la quebrada El Dadinal en un anticlinal fallado de Triásico, pero reaparece en el curso inferior de la quebrada Antivillaco donde nuevamente atasca un poco de Jurásico.

3. Sobre-escurrimiento de Rodeo

Está muy bien expuesto en esta localidad donde se observa claramente el cabalgamiento hacia el este del granito rosado hololeucocrático de Rodeo sobre las volcanitas neo-triásicas. El accidente tiene una inclinación de unos 40° hacia el oeste y cruza el río Pulido apareciendo a ambos lados del valle (fig. 1),

pero más allá se amortigua rápidamente fundiéndose en el Triásico del flanco occidental de la sierra del Chanco. Hacia el norte sigue la ribera derecha del río Jorquera hasta Tres Chañares con la angosta loma granítica de rumbo SW-NE cabalgando sistemáticamente el Liásico; más allá la traza tuerce hacia el norte y el accidente afecta exclusivamente al tegumento, montando el Triásico sobre el Liásico. En total, este escurrimiento tiene una longitud de unos 12 km. De hecho, aparece subordinado al gran accidente de Manflas-Tres Chañares que viene inmediatamente al este.

4. Sobre-escurrimiento de Manflas-Tres Chañares

Se trata de uno de los accidentes más importantes del área; tiene un rumbo general SSW-NNE y una longitud de más de 45 km, cruzando diagonalmente toda la zona. En su recorrido septentrional entre Rodeo y Tres Chañares es paralelo al accidente precedente y solo separado por una angosta franja tri-

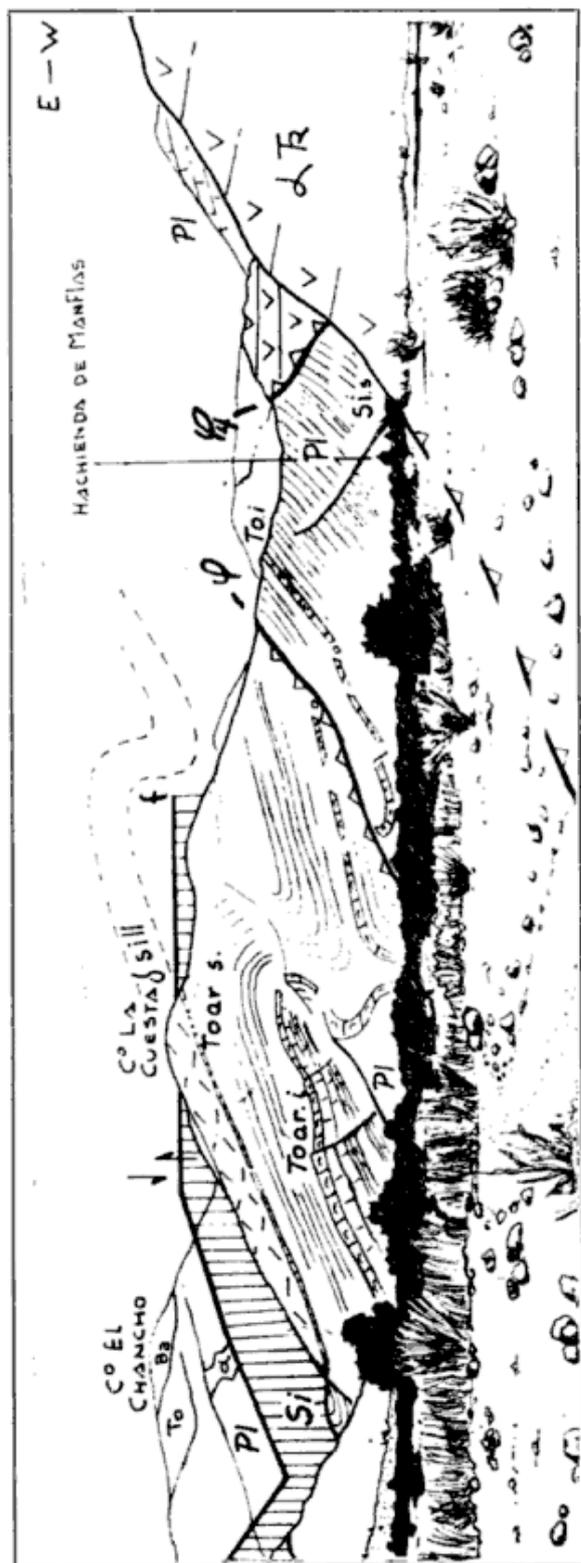


Fig. 6. — Panorama tectónico del flanco occidental del cerro La Cuesta. Vista hacia el sur desde la entrada de la Hacienda de Manflas. Obsérvense: a la derecha, el accidente principal de Manflas (φ_1) que monta hacia el este, el Neo-triásico volcánico sobre el Sinemuniano y el Pliensbachiano de Manflas; al centro, un pequeño pliegue-falla (φ) subordinado con mira hacia el oeste, al centro, el famoso pliegue "la Pata de Chanco" bien subrayado por

ásica de no más de 200 m que cabalga fuertemente areniscas y calcarenitas fosilíferas del Lias (fig. 3a y 5). El plano de escurrimiento tiene una inclinación de 40° hacia el oeste y a partir de Tres Chañares la traza se aparta del accidente de Rodeo tomando un rumbo NE (fig. 1). Según Segerstrom (1968), más al norte la continuación de éste sobre-escurrimiento afectaría a la F. Cerrillos.

A partir de Rodeo hacia el sur, el accidente se torna más tangencial con una inclinación no mayor de 30° , y el cabalgamiento adquiere progresivamente una mayor amplitud. Es precisamente al nivel de la Hacienda de Manflas que aparece más espectacular. Este sector, corresponde en efecto a una "media ventana tectónica" cerrada hacia el norte (fig. 1): la serie volcánica neo-triásica de la sierra del Chanco constituye el aloctono y cabalga en más de 2 km al Jurásico plegado de Manflas (autóctono), truncando nítidamente sus estructuras (figs. 3b' y 6). A su vez, las estructuras del Jurásico implican también localmente un despegue de la cobertura con respecto al Triásico como en el caso del pliegue volcado del cerro La Cuesta (fig. 6), cuya dimensión impide que estos terrenos participen en el plegamiento (argumento indirecto).

Más al sur el accidente toma un rumbo netamente SW y monta el Sinemuniano sobre el Malm y es sólo al cruzar el río Manflas en el extremo meridional del área que surge nuevamente el Triásico.

5. Sobre-escurrimiento del cerro Padre

Nace en la quebrada Iglesia donde se enraza en un anticlinal volcado con corazón de Triásico, se va acentuando progresivamente hacia el sur y en el flanco oriental del cerro del Padre sobreescurre fuertemente un sinclinal acostado de Jurásico con fuertes repliegues y arrastres. Este accidente continúa bastante hacia el sur y si bien sobre nuestra área alcanza apenas 3 km, lo hemos seguido hasta por lo menos la quebrada del Medio, 10 km más al sur y no cabe duda que tiene una extensión mayor.

la corniza parda crinoidal del Toarciano inferior, y el sill dacítico (δ) del cerro La Cuesta que aparece plegado junto con la serie jurásica. A la izquierda, el plano de falla directa (F) que limita hacia el este el cerro La Cuesta del cerro Chanco.

6. Sobre-escurrimiento de Pauna-La Estancilla

Es el segundo accidente de gran importancia, cruza diagonalmente del SW al NE toda la parte oriental del área sobre una longitud de más de 20 km, pero se extiende 30 km más hacia el norte controlando una parte del curso superior del río Jorquera. En su trazado septentrional entre las nacientes de la quebrada Seca a la quebrada La Estancilla limita el borde oriental del horst de la Estancilla montando según un plano inverso de 40° W los granitoides del zócalo preandino sobre la angosta "franja jurásica oriental" (figs. 3a y 3b) y obliterándola casi por completo. En relación con este accidente se desarrolla la importante zona milonítica de la quebrada La Estancilla (fig. 1). Hacia el sur, por inflexión axial, desaparece el zócalo e interviene sólo la cobertura, así a lo largo de la quebrada Seca y el flanco nororiental del cerro Chanco es el Triásico que cabalga al Malm, mientras que más al sur entre el Portezuelo de la Iglesia Colorada y Pauna el accidente se resuelve en un bonito pliegue falla (fig. 3c) en el cual participa exclusivamente el Jurásico. La evolución de este accidente hacia el sur ilustra muy claramente la transición de un estilo de revestimiento a un estilo de cobertura. En efecto, si el plano inverso que afecta el Triásico es la directa extensión al tegumento del accidente fundamental de zócalo, el cabalgamiento de Pauna implica ya un despegue de la cobertura jurásica con respecto al Triásico que no aparece comprometido en la cobertura (fig. 3c). En la transición del accidente de tegumento al de cobertura, el plano sufre un notorio cambio de inclinación y tiende a ponerse subhorizontal, lo que acentúa el contraste entre los dos estilos.

7. Sobre-escurrimiento de la Iglesia Colorada

Se diferencia de los otros por su vergencia occidental que contrasta fuertemente con la polaridad tectónica general oriental de la zona. Tiene una gran importancia morfotectónica limitando el borde occidental del horst de Montosa y además es uno de los accidentes de mayor extensión en la zona. Hace frente al contacto anterior corriendo en forma sub-paralela a él (fig. 1) y sobre-escurriendo la angosta franja jurásica que los separa con una inclinación de 40° al este (figs. 3b y c'). Se continúa ampliamente tanto hacia el norte como hacia el sur del área. Hacia el sur, lo hemos seguido hasta el arro-

yo Tolar como unos 30 km más, lo que le confiere una corrida de por lo menos 50 km, pero es muy probable que se conecte con el accidente de Cantaritos reconocido por Reutter (1974) en el Alto Tránsito y que limita precisamente el borde oriental del horst de los cerros Cantaritos; en este caso se trataría de un accidente de más de 100 km. Es importante señalar que a esta latitud un accidente subordinado al de Cantaritos sobre-escorre a la F. Potrerillos (mantling-gravels).

8. Sobre-escurrimiento de Vizcachas-La Guardia

Este último accidente que aparece sólo en el extremo sur oriental del área es en realidad el más importante de la zona, puesto que se sigue hasta La Guardia (40 km al NE) y hacia el sur, continúa muy probablemente en el accidente de Vega La Flecha reconocido por Reutter (1974) que limita el borde oriental del horst de Cantaritos y tiene una corrida de casi 80 km hacia el sur. En suma, estamos enfrentados a un accidente fundamental de cerca de 200 km de recorrido. Mantea hacia el oeste apareciendo como el simétrico del anterior para el horst de Montosa. En la junta del Potro con el río Vizcachas alcanza a sobre-escurrir las gravas pontopliocenas (fig. 1 y 3c'). Hacia el norte, a lo largo del último río, monta el complejo granítico sucesivamente sobre la F. Hornitos y un sinclinal muy aplastado de Liásico; más al norte se desarrolla una importante zona de milonitas.

C. CRONOLOGÍA TECTÓNICA

El análisis estratigráfico ha mostrado que la zona ha sufrido los efectos de por lo menos cuatro fases orogénicas mayores claramente evidenciadas por notorias discordancias. Dentro del clásico calendario tectónico de los Andes meridionales (Charrier y Viñe, 1970), estas pueden ser referidas a las fases siguientes:

- meso-cretásica (o sub-hercínica) la discordancia de la F. Cerrillos sobre el Jurásico;
- larámica la discordancia de la F. Hornitos sobre la F. Cerrillos;
- incaica (?) la discordancia de las gravas pontopliocenas sobre la F. Hornitos; quechua los movimientos tardi-pon-tianos que deforman los "mantling-gravels".

En cuanto al papel de cada una en la génesis de los accidentes que hemos descrito, resulta difícil apreciarlo en su exacta proporción dentro de este marco de tectónicas sobrepuestas. Lo más notorio es la polaridad tectónica que indica a primera vista la espectacular y progresiva edad más reciente de los accidentes hacia el Este, es decir hacia el exterior de la cadena. En efecto, los accidentes más occidentales de Amolanas y Los Capachos son claramente pre-F. Cerrillos, es decir en esencia meso-cretácicos, mientras que el accidente de Tres Chañares sería ya post-Cerrillos según Segerstrom (1968), o sea probablemente larámico, y que el accidente de La Guardia-Vizcachas-Vega La Flecha aparece por fin claramente tardi-pontiano al igual que su simétrico el accidente de Iglesia Colorada-Cantaritos. Se desprende entonces una clara migración en el tiempo de la onda orogénica hacia el exterior.

No puede descartarse que algunos accidentes hayan tenido varios juegos como nos parece ser el caso del de Vizcachas, donde existe un gran contraste estructural entre las deformaciones del Jurásico y las de las gravas ponto-pliocenas que sugiere que las deformaciones tardi-pontianas retoman en parte a movimientos mayores inmediatamente anteriores relacionados con la propia génesis de las gravas (¿fase del Mioceno superior?). En este caso la fase quechua se dividiría en dos sub-fases como se presiente en muchas otras partes de Los Andes. Además conviene distinguir esta fase de las anteriores por romper con la polaridad tectónica oriental.

En resumen, del oeste hacia el este la zona mostraría tres fajas sucesivas de sobre-escurrimientos:

- los meso-cretácicos (Amolanas y Los Capachos);
- los larámicos (Rodeo, Manflas-Tres Chañares, cerro Padre y Pauna-La Estancia);
- y los tardi-miocénicos (Iglesia Colorada y Vizcachas-La Guardia).

Destacamos por fin la oposición de estilo que diferencia los últimos cuya inclinación es original y fuerte (40 a 60°) de los anteriores evidentemente mucho más tendidos (15 a 20°) en el momento de su génesis.

Por último señalamos la presencia de algunas fallas verticales plio-cuaternarias recortando a las estructuras anteriores (fig. 1). Muchas son con desplazamiento de rumbo (dextrales) y afectan a los sobre-escurri-

mientos; otras son de apreciable longitud y rechazo como la del cerro Vizcachas, de la quebrada Amolanas y del flanco occidental del cerro Chancho (fig. 6).

CONCLUSIONES

El área de Las Juntas del río Copiapó, por sus características estratigráficas, paleogeográficas y estructurales pertenece típicamente a las zonas externas de la cadena andina.

—*Bajo el aspecto estratigráfico y paleogeográfico*, se destaca el buen desarrollo del ciclo marino jurásico y al contrario la ausencia de todo vestigio del ciclo marino neocomiano: esto muestra la independencia de ambas paleogeografías a esta latitud. Durante el Jurásico las *espectaculares variaciones de facies* del oeste hacia el este permiten reconstituir la evolución de la mitad oriental y el borde externo del surco miolimnario; los argumentos sobre el borde interno occidental aparecen solo a partir de la regresión. Insistimos sobre la carencia de todo volcanismo sinsedimentario en estas series que no deja duda sobre su carácter externo y probamos la naturaleza intrusiva de todas las volcanitas descritas por los autores anteriores. Por otra parte, conviene subrayar la *precocidad de la regresión* a esta latitud con respecto a lo que ocurre más al norte, donde el Caloviano está ampliamente desarrollado junto con el Oxfordiano marino; este hecho traduce un retiro general de las aguas hacia el norte, hacia una cuenca restringida tarapaqueña que se desconectó en ese entonces de la del Neuquén, mientras que todo el sector comprendido entre nuestra área (28°S) y la de Ovalle (31°S) quedó emergido precozmente. En cuanto a la paleogeografía post-limnaria, es digna de mención la existencia, al este del área, de potentes acumulaciones de conglomerados pontopliocenos (Mantling-gravels) como precursores del desarrollo de la Puna hacia el norte.

—*Bajo el aspecto tectónico*, se destaca la importancia de los accidentes inversos del zócalo que controlan directamente o indirectamente todas las estructuras de la zona. La justa proporción entre los afloramientos de zócalo y de cobertura permiten observar un *típico estilo de revestimiento* y analizar las modalidades de la inducción de las deformaciones a la cobertura. Del punto de vista general, la zona aporta valiosos antecedentes sobre el comportamiento del zócalo andino en las zonas externas del edificio. En este

sentido resaltan la gran continuidad axial de estos accidentes de fondo y su extensión a zonas adyacentes que les confiere un gran valor morfo-estructural. Es importante subrayar, además, la notoria polaridad tectónica oriental que implica la edad sucesivamente más reciente de los accidentes hacia el este, es decir hacia el exterior, y la vergencia fundamentalmente oriental de las estructuras mesocretácicas y larámicas.

—*Bajo el aspecto plutónico*, también se evidencia la posición externa de la zona por

el carácter muy circunscrito, limitado y tardío de las intrusiones granodioríticas andinas, hecho que contrasta fuertemente con el gran desarrollo y variedad que adquieren más al oeste en las zonas internas.

En resumen, el área de Las Juntas aparece como un sector clave en el conocimiento de las zonas externas del sector septentrional de Los Andes meridionales por sus destacadas características paleogeográficas y estructurales que ofrecen los jalones axiales entre los sectores de más al sur y de más al norte.

Lista de trabajos citados en el texto

- Abad, E. 1975 — Geología de la Precordillera al Nor-este de Vallenar (lat. 28°-28°30'S, Prov. de Atacama). Tesis Univ. de Chile. Departamento de Geología. 150 p., 70 fig., 1 mapa, 1:100.000.
- Aguirre, L. 1960 — Geología de Los Andes de Chile central, provincia de Aconcagua. Inst. Inv. Geol. Chile. Bol. N° 9, 70 p., 6 fig., 1 mapa. Santiago.
- Aguirre, T. y Egert, E. 1965. — Cuadrángulo Quebrada Marquesa. Provincia de Coquimbo. Inst. Inv. Geol. Chile. Carta N° 15,65 p., 1 mapa, 1:50.000. Santiago.
- Aubouin, J.; Borrello, A.; Cecioni, G.; Charrier, R.; Chotin, P.; Frutos, J.; Thiele, R.; y Vicente, J.C. 1973 — Esquisse paleogéographique et structurale des Andes méridionales. Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn. Masson ed. 15 (1-2): 11-72; 12 fig. 11 fotos 1 mapa. Paris.
- Bayle E. y Coquand H. 1951 — Mémoire sur les fossiles secondaires recueillis dans le Chili par M. Ignace Domeyko et sur les terrains auxquels ils appartiennent. Mém. Soc. Geol. France. Mém. N° 1, 2 (4), 47 p., 8 pl. Paris.
- Bruggen, J. 1913 — Contribución a la geología del Valle de Huasco y del Departamento de La Serena, con una breve descripción de los yacimientos de fierro. Bol. Soc. Nac. Minería: 447-558, Santiago.
- Bruggen, J. 1918 — Informe sobre el carbón de La Ternera (Copiapó). Bol. Soc. Nac. Minería. Publ. Serv. Geol. de Chile: 486-496. Santiago.
- Bruggen, J. 1950 — Fundamentos de la geología de Chile. Inst. Geogr. Militar de Chile. 365 p., 98 fig. 6 fotos, 1 mapa. Santiago.
- Burmeister, H. 1860 — Reise durch die Cordilleren zwischen Catamarca und Copiapo. Petermanns Mitteil; 6, 369 p.
- Burmeister, H. y Giebel 1862 — Die Versteinerungen von Juntas im Tale des Rio Copiapo. Abh. Naturforsch. Halle. 6: 113-144, 2 lam. Halle.
- Caminos, R. 1972 — Perfil geológico de la Cordillera entre los 28°00' y 28°30' de latitud Sur, Provincia de La Rioja, República Argentina. Rev. Asoc. Geol. Arg., 26 (1): 71-83, 2 fig. 1 cuadro. Buenos Aires.
- Casamiquela, R.; Corvalán, J. y Franqueza, F. 1969 — Hallazgo de Dinosaurios en el Cretácico superior de Chile: su importancia cronológica-estratigráfica. Inst. Inv. Geol. Chile. Boll. Soc.
- Cecioni, G. 1964 — Ingolfamenti marini giurassici nel cile settentrionale. Bol. Soc. Natur. Napoli 72: 167-206, 2 fig., 10 fotos. Nápoles.
- Charrier, R. y Vicente, J. C. 1970 — Liminal and Geosinclinal Andes: Major orogenic phases and synchronical evolution of the central and austral sectors of the Southern Andes. Conf. on solid earth problems. Intern. Upper Mantle Project. 2: 451-470, 3 fig. Buenos Aires (1972).
- Chong, G. 1973 — Reconocimiento geológico del área de Catalina-Sierra de Varas y estratigrafía del Jurásico del Profeta. Tesis Univ. de Chile. Depart. de Geología. 294 p., 3 fig. 2 mapas 1:100.000. Santiago.
- Cortés, J. L. 1942 — El yacimiento de Cobre de Amolanas en Copiapó. 1er. Congreso Panam. de Ing. y Geol. 3: 1039-1144, 5 fig. Santiago.
- Cuerda, A. 1949 — Notas sobre un perfil geológico en la Alta Cordillera. Rev. Asoc. Geol. Arg. 3 (1): 258-260. Buenos Aires.
- Darwin, C. 1846 — Geological observations of South America, being the third part of the Geology of the voyage of the "Beagle" during 1832-1836. Londres.
- Davidson, J. y Godoy, E. 1975. Observaciones sobre un perfil geológico de los Andes chilenos en la latitud 25°40'S. Actas VI Congreso Geol. Arg. Bahía Blanca (en prensa).
- Davidson, J. y Vicente, J. C. 1973. Características paleogeográficas y estructurales del área fronteriza de las nacientes del Teno (Chile) y Santa Elena (Argentina) (Cordillera Principal 35° a 35°15' de latitud sur). Actas Vº Congres. Geol. Arg. Carlos Paz, 1972. 5: 11-55, 8 fig. Buenos Aires.

- Dedios, P. 1967 a. Geología del cuadrángulo Vicuña, Provincia de Coquimbo. Inst. Inv. Geol. Chile. Carta N° 16, 85 p., 7 cuadros, 1 mapa 1:50.000. Santiago.
- Dedios, P. 1967 b. Reconocimiento geológico de la Cordillera de Los Andes en la cuenca de los ríos Manflas, Pulido y Jorquera. Provincia de Atacama. Emp. Nac. Minería (ENAMI). 6 p. 1 mapa 1:250.000 (Informe Inédito.)
- Domeyko, I. 1943 — Incurción geológica a las Cordilleras de Copiapó. in "Jeología". Imp. Cervantes (1903). 5: 457 p. Santiago.
- Farrar, E.; Clark, A. H.; Haynes, S. J.; Quirt, G. S.; Conn H.; y Zentilli, M. 1970 — K/Ar evidence for the post-paleozoic migration of the granitic intrusion foci in The Andes of Northern Chile. Earth and Planet. Sc. let. 10: 60-66. North Holland Publ. Co. Amsterdam.
- Folk, R. 1968 — Petrology of sedimentary rocks. The Univ. of Texas. Hemphill's. 170 p. Austin.
- García, F. 1967 — Geología del Norte Grande de Chile. Simp. sobre el Geosinclinal Andino (1962) 138 p., p., 26 fig., 5 pl. Santiago.
- Groeber, P. 1952 — Mesozoico. In Geografía de la República Argentina. Soc. Arg. Est. Geogr. GAEA. 541 p., 45 fig. Buenos Aires.
- Harrington, H. 1961 — Geology of parts of Antofagasta and Atacama Provinces, Northern Chile. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 45 (2): 169-197, 6 fig. Tulsa.
- Hervé, F. y Del Campo, M. 1975 — Estudio petrológico del Gabro coronítico de Laguna Verde. Provincia de Valparaíso. Chile. Rev. Geol. de Chile. 2: 22-33, 4 fig., 2 tabl. Santiago.
- Higgins, M. W. 1971 — Cataclastic rocks. Geol. Survey. Prof. Paper 687, 97 p. 36 fig. Washington.
- Hillebrandt, A. 1970 — Zur Biostratigraphie und Ammoniten — Fauna des Sudamerikanischen Jura (insbes Chile). Neues Jahrb. Geol. Paläont., Abh. 136: 166-211, 3 fig., 2 tabl. Stuttgart.
- 1971 — Der Jura in der chilenisch-argentinischen Hoch cordillere (25° bis 32°30' S). Münster. Forsch. Geol. Paläont. 20/21, 63-87,5 fig. Münster.
- 1972 — Sobre la bioestratigrafía y fauna de Ammonites del Jurásico de América del Sur (Especialmente de Chile). Univ. de Chile. Depart. de Geología. Publ. N° 39,50 p. 3 fig., 2 cuadros. Santiago.
- 1973 — Neue Ergebnisse über den Jura in Chile und Argentinien-Münster. Forsch. Geol. Palaont. 31/32 : 167-199, 4 fig., 1 cuadro. Münster.
- Klohn, C. 1960 — Geología de la Cordillera de Los Andes de Chile Central. Inst. Inv. Geol. Chile. Bol. N° 8, 95 p. 1 mapa 1:100.000. Santiago.
- McNutt, R.; Crockett, J.; Clark, A.; Caelles, J.; Haynes S.; Farrar E. and Zentilli, M. 1974 — Initial Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ ratios of plutonic and volcanic rocks of the central Andes between latitudes 26° and 29° South. Earth and Planetary Sc. Let. 38 p. (Pre-tiraje).
- Moericke, W. 1974 — Versteinerungen des Lias und Unteroolith von Chile. Neues Jahrb. Miner. Geol. Beil. 9: 1-100, 6 lám. Stuttgart.
- Mpodozis, C. 1974 — Geología de la Cordillera de Ovalle. Provincia de Coquimbo entre los 30°20' y 30°55' latitud Sur. Tesis Univ. de Chile. Depart. Geol. 191 p., 64 fig. 1 mapa 1.75.000. Santiago.
- Mpodozis, C.; Parada, M. A.; Rivano, S. y Vicente, J. C. 1975 — Acerca del plutonismo tardi-hercínico de la Cordillera Frontal entre los 30° y 33° Sur (Provincias de Mendoza y San Juan - Argentina; Coquimbo-Chile). Actas VI Congr. Geol. Arg. Bahía Blanca. (En prensa).
- Mpodozis, C.; Rivano, S. y Vicente J. C. 1973 — Resultados preliminares del estudio geológico de la Alta Cordillera de Ovalle entre los ríos Grande y Los Molles (Prov. de Coquimbo, Chile). Actas V^a Congr. Geol. Arg. Carlos Paz, 1972, 117-132, 3 fig. Buenos Aires.
- Paskoff, R. 1970 — Le Chili semi-aride, recherches géomorphologiques. Biscaye Frères imp. 420 p. 153 fig. 2 mapas. Burdeos.
- Peres, J. M. 1961 — Oceanographie biologique et biologie marine. La Vie benthique. t.1. Presses Univ. France. 541 p., 35 fig. Paris.
- Picard, L. 1948 — La structure du Nord-Ouest de l'Argentine avec quelques reflexions sur la structure des Andes-Bull. Soc. Geol. France. 5^e serie, 18: 765-846, 10 fig. Paris.
- Philippi, R. A. 1899 — Los fósiles secundarios de Chile. 104 p., 42 lám. Santiago.
- Ramos, V. A. 1970 — Estratigrafía y estructura del Terciario en la Sierra de los Colorados (provincia de La Rioja), República Argentina. Rev. Asoc. Geol. Arg. 25 (3): 359-382, 10 fig. Buenos Aires.
- Reutter, K. J. 1974 — Entwicklung und Bauplan der chilenischen Hochkordillere im Bereich 29° südlicher Breite. Neues Jahrb. Geol. Paläont. Abh, 146 (2): 153-178, 6 fig. Stuttgart.
- Rivano, S. 1975 — Reconocimiento geológico de las Nacientes del Río Grande (Alta Cordillera de Ovalle entre los 30°50' y 31°20' latitud sur, provincia de Coquimbo). Tesis Univ. de Chile. Depart. Geol., 200 p., 67 fig., 1 mapa 1:50.000. Santiago.
- Ruiz, C.; Segerstrom, K.; Aguirre, L.; Corvalan, J.; Rose, H. A.; y Stern, T. W. 1960 — Edades plomonalfa y marco estratigráfico de granitos chilenos, con una discusión acerca de su relación con la orogenesis. Inst. Inv. Geol. Chile. Bol. N° 7, 26 p., 1 fig., 1 tabl. Santiago.
- San Román, F. J. 1911 — Estudios jeológicos i mineralógicos del Desierto y Cordillera de Atacama. Soc. Nac. Minería. vol. 2, 405 p., cartera N° 21 (1888-1889). Santiago.

- Segerstrom, K. 1959 — Cuadrángulo Los Loros, provincia de Atacama. Inst. Inv. Geol. Chile. 1 (1) 3 p., 2 fig., 1 mapa 1:50.000. Santiago.
- Segerstrom, K. 1968 — Geología de las Hojas Copiapó y Ojos del Salado, provincia de Atacama. Inst. Inv. Geol. Chile. Bol. N° 24, 58 p., 2 fig., 3 cuadros, 1 mapa 1:250.000. Santiago.
- Segerstrom, K y Parker, R. L. 1959 — Cuadrángulo Cerrillos. Inst. Inv. Geol. Chile. 1 (2) 33 p., 1 mapa 1:50.000. Santiago.
- Solms-Laubach, H. y Steinmann, G. 1899 — Das Auftreten und die Flora de rhätischen Kohlenschichten von La Ternera. Chile. Neues Jahrb. Miner. Geol. 12: 581-609, 2 tabl. Stuttgart.
- Stipanovic, P. y Rodrigo, F. 1969 — El Diastrofismo Jurásico en Argentina y Chile. Actas IV Jorn. Geol. Arg. Mendoza; 2: 353-368. Buenos Aires.
- Streckeisen, A. L. 1973 — Plutonic rocks. Classification and nomenclature recommended by the IUGS sub-commission on the systematics of Igneous Rocks. Geotimes. 8 (10): 26-30, 6 fig. Washington.
- Sundt, L. 1909 — Estudios geológicos y topográficos del Desierto y Puna de Atacama. Soc. Nac. Minería. vol. 1. Santiago.
- Vicente, J. C. 1972 — Aperçu sur l'organisation et évolution des Andes Argentino-chiliennes centrales au parallèle de l'Aconcagua. 24 avo Congr. Geol. Intern. 3: 423-436, 3 fig. Montreal.
- 1973 — L'orogène hercynien de l'Amérique méridionale:essai sur l'organisation paleogéographique et structurale des Cuyanides. II^e Congr. Latinoamer. de Geología Caracas (en prensa).
- 1975 — Essai d'organisation paleogeographique et structurale du Paleozoique des Andes méridionales. Geol. Rundschau. 64 (2): 343-394, 10 fig. Stuttgart.
- Vicente, J. C.; Charrier, R.; Davidson, J.; Mpodozis, C. y Rivano, S. 1973 — La orogenesis subhercynica: fase mayor de la evolución paleogeográfica y estructural de los Andes argentino-chilenos centrales. Actas V^o Congreso Geol. Arg. Carlos Paz. 5: 81-98, 1 fig. 3 fotos. Buenos Aires.
- Volkheimer, W. 1967 — Paleoclimatic evolution in Argentina and relations with other regions of Gondwana. Symposium sobre la estratigrafía del Gondwana. Mar del Plata, 551-587, 3 fig., 6 cuadr. Buenos Aires.
- Willis, B. 1929 — Earthquake conditions in Chile. 178 p. Washington.
- Zeil, W. 1964 — Geologie von Chile. Borntraeger ed. 233 p. 110 fig. Berlin.
- Zeil, W. y Ichikawa, K. 1958 — Marine mitteltrias in der Hochkordillere der provinz Atacama (Chile). Neues Jahrb. Geol. Paläont. Abh. 106 (3): 339-351, 3 fig., 2 lám. Stuttgart.

Recibido: noviembre 15, 1975.

VII CONGRESO GEOLOGICO ARGENTINO

Auspiciado por la
Asociación Geológica Argentina

Se realizará en la ciudad de Neuquén del 9 al 15 de abril de 1978, y cuenta con el apoyo del Gobierno de la Provincia que lo ha declarado, mediante el respectivo decreto, de interés provincial. La fecha para la presentación de los resúmenes y de los trabajos vencen los días 30 de julio y 30 de octubre de 1977 respectivamente.

Las cuotas de inscripción establecidas en la segunda circular han sido prorrogadas hasta el 30 de noviembre de 1977.

Las personas o entidades interesadas en concurrir y que aún no hayan recibido la segunda circular, pueden requerirla por correspondencia a la Sede Oficial del Congreso: Maipú 645 piso 1º, 1006, Buenos Aires, Argentina.

ACERCA DE LA PRESENCIA DE SUCESIONES DE FLYSCH OLISTOLITICO EN EL OESTE ARGENTINO.

(Revisión preliminar).

Por RAUL A. SCANAVINO

Cátedra Geotectónica y Geología Argentina. Fac. Cienc. Nat. y Museo UNLP.

Resumen

Se menciona el concepto de olistolitización y se reseña en forma sumaria las secuencias andinas del flysch. Finalmente se ofrece una ubicación preliminar de las áreas de flysch que presentan cuerpos "exóticos" conocidos con el nombre de olistolitos en el oeste del territorio nacional.

Introducción

Esta contribución tiene por objetivo presentar una ubicación preliminar de las áreas de flysch que contengan en su seno cuerpos "exóticos" denominados olistolitos y que sirve como punto de partida para que nuevas investigaciones geotectónicas continúen desarrollando los conceptos que aquí se exponen. Asimismo se ofrece un resumen de otros tipos de flysch, al efecto de un mejor desarrollo del tema.

Si bien la información que se suministra corresponde a estudios realizados por distintos autores, principalmente el Dr. A. V. Borrello, a través de sus múltiples trabajos sobre el particular, a ella se suma las observaciones propias del autor presente, cuando formaba parte del equipo de trabajo del mencionado investigador.

Con el hallazgo de flysch de bloques en la Cordillera Patagónica (Borrello, 1971) se completó el ordenamiento de las secuencias del flysch olistolítico de edades que van desde el Precámbrico al Cretácico, en la zona andina del país.

Dichos tipos de flysch representan el desenvolvimiento de procesos estructurales importantes durante la evolución de la tectogénesis y van ligados a la denominada tectónica embrionaria (Argand, 1916), que produjo alabeos en forma de elementos geoanticlinales, cuyos pormenores más importantes fueron descritos oportunamente por Borrello (1969a y 1969b) para el oeste argentino, siendo asignables en edad, posiblemente, a los movimien-

Resumée

On développe le concept d'olistolitisation et on montre les sequences andines du flysch. On offre en plus une place preliminaire des ayres de flysch qui presentent des corps "exotiques" conues avec le nom d'olistolithes, dans l'ouest de l'Argentine.

tos Tacónicos, comprobados fehacientemente por primera vez en la Argentina por Rolleri (1947) en la quebrada de Talacasto, San Juan.

La olistolitización es entonces un evento de suma importancia en el estudio de los cuadros paleográficos y paleogeológicos de las cadenas montañosas que abarcan las Eras Protoídica, Paleoídica y Neoídica de norte a sur del país. Dicho proceso de olistolitización participa, fundamentalmente, en el desarrollo de la Precordillera del oeste argentino.

Por lo tanto, estos bloques u olistolitos (Flores, en Marchetti, 1956; Beneo, 1956), también denominados por Lamare (1936, 1947) klippen sedimentarios, atestiguan las características propias de la preorogénesis para cada una de las eras geotectónicas reconocidas, representada por el régimen del flysch, en una trama inconfundible de ortoflysch (Vassoevich, 1948).

Concepto de Olistolitización

El proceso se puede definir de la siguiente manera: Acumulación de bloques por gravedad en medio del cuerpo deposicional del flysch, bajo control, según Borrello (1969b), de los movimientos embriotectónicos que accionan en el campo geosinclinal, determinando dorsales geoanticlinales a partir del término de la suborogénesis (preflysch) y persisten durante la preorogénesis hasta su finalización,

o sea hasta la terminación de la subsidencia (tectogénesis). En muchos casos alabeos incipientes ocurren antes de la terminación de la suborogénesis, en la denominada por Borrello (ob. cit.) fase subembriogénica.

Puede comprender bloques aislados o masas de cuerpos dentro del flysch, del más variado tamaño. La procedencia de estos cuerpos es, generalmente, de la base preflyschoides, de tipo calcáreo, por lo común, conformando elementos de diferente volumen y de formas mayormente redondeadas o como en algunos casos, aquilladas, que sobresalen en el conjunto, siendo denominados en este caso hipoolistolitos (Marchetti, ob. cit.).

Otras veces las masas de roca están formadas por conglomerados, con clastos de samitas dentro de una matriz pelítica. Los rodados tienen distinto tamaño. Estos conglomerados son redepósitos de los propios materiales del flysch, habiendo sido denominados mesoolistolitos (Marchetti, ob. cit.) o idiolistolitos (Borrello, 1969c y 1971).

Por último cabe citar bloques de rocas provenientes del basamento o zócalo de la cadena respectiva, compuestos por clastos de granito, granodiorita, etc., inmersos en la masa flyschoides y que fueron citados como teleolistolitos (Borrello, ob. cit.).

Las secuencias andinas del flysch

De acuerdo a los datos aportados por Borrello (1968; 1969a), se conocen actualmente tres sucesiones andinas del flysch en la zona del oeste argentino, protoídica paleoídica y neoídica.

El *flysch protoídico* (F. Pncoviscana, Turner, 1964, o Flysch Humahuaca, Borrello, 1969a), forma parte de la estructura prepaleozoica de la Puna y Cordillera Oriental, en Salta y Jujuy. Su base es la denominada Caliza Volcán (Borrello, 1969a; Scanavino y Guichon, 1971), situados sus afloramientos más conspicuos en la quebrada de Humahuaca, cerca de la localidad de Volcán (Jujuy). El tipo dominante del flysch es el de trama de ortoflysch, de ritmo bandeado en duplo psamo-pelítico, siendo su espesor calculado en más de 3.000 metros.

La segunda gran secuencia de flysch la constituye la *paleoídica*, con límite estratigráfico inferior en el Arenigiano y superior en el techo del Devónico. El flysch paleoídico, ortoflyschoides, se lo observa en el norte argentino; así en la Puna, las formaciones Chiquero y Coquena tienen tales características,

CUADRO CON LAS PRINCIPALES UNIDADES DE FLYSCH OLISTOLITICO DE LA REGION ANDINA DE LA ARGENTINA

Eras	Cordillera Oriental	Precordillera	Cord. Patagónica
NEOÍDICA			Molasas Flysch Lago Argentino Id0. Preflysch (?)
PALEOÍDICA		Molasas Las Vacas Hp0 Mogotes Negros Id0. La Rinconada Id0. Hp0. San Isidro T10. Hp0? O. Cdn. Los Alojamiento Hp0. MioGs. Preflysch EuGs.	
PROTOÍDICA	Molasas Flysch Humahuaca Hp0. Preflysch		

Referencias:

- MioGs.: Miogeosinclinal;
- EuGs.: Eugeosinclinal;
- T10.: Teleolistolitos;
- Hp0.: Hipoolistolitos;
- Id0.: Idiolistolitos;

evidenciando la última formación citada peculiaridades de un flysch de zona interna, ya que posee en su seno lavas submarinas básicas de neto carácter posofiolítico. También en la Cordillera Oriental las formaciones Lipeón y Baritú responden al tipo de ortoflysch, aun cuando la Formación Lipeón, sobre el límite argentino-boliviano, entre Santa Victoria y Aguas Blancas, incluye, según Borrello (1969a) niveles de flysch negro (criptoflysch) semejantes a los de Precordillera.

La sucesión ortoflyschoides está caracterizada, en la Precordillera, por las formaciones Villavicencio-Punta Negra, con un espesor de 2.500-3.000 m en el sector ubicado al este de la sierra de Uspallata, no siendo el objetivo

de este trabajo tratar en detalle los pormenores de tales formaciones, máxime habiendo sido estudiados ya minuciosamente por otros autores (Baldís, 1973; González Bonorino, 1970, etc.). La riqueza paleontológica del flysch negro (criptoflysch) es altamente significativa para estudios bioestratigráficos detallados como los realizados por Cuerda (1972; 1973), o para la zona de Cerro Viejo y San Isidro por Harrington y Leanza (1957).

La porción occidental de la Precordillera de Mendoza, presenta un flysch con signos de metamorfismo de bajo grado, como el caso del flysch negro al oeste del cordón de Los Alojamientos (Cingolani, 1970) y del flysch negro ubicado en el faldeo oriental del cerro Pelado (Varela, 1973), conteniendo ambos hipoolistolitos de diverso tamaño. Es una particularidad del flysch paleoídico mostrar una variedad de facies que va desde el wildflysch al criptoflysch (Vasseovich, ob. cit.), particularmente en la Precordillera de San Juan y Mendoza. La base del flysch es en la precordillera el preflysch eugeosinclinal (F. Bonilla) o el miogesinclinal (F. La Laja y San Juan) y en el techo son las acumulaciones importantes de molasas carbónicas (F. Jejenes, Tupe, etc.).

Finalmente cabe indicar, que a la luz de los conocimientos actuales y debido posiblemente a su mejor exposición a las observaciones y al mayor estudio a que ha sido objeto, el flysch paleoídico presenta una variedad litológica más desarrollada, respecto del precedente flysch protoídico, lo que le confiere la posibilidad de un exhaustivo análisis y una mejor interpretación de las condiciones imperantes durante el período de la preorogénesis.

En tercer y último término cabe referirse, en forma sucinta al *flysch neoídico*, distribuido en territorio argentino desde el lago San Martín, Santa Cruz, al extremo fueguino del estrecho de Lemaire, presentando en otros sectores del país el carácter de un flysch recesivo.

Las potentes sucesiones de las secciones del lago Argentino en Santa Cruz y la sierra de Beavoir y el monte Olivia en Tierra del Fuego, muestra el desarrollo del flysch Jurásico-Cretácico, formado por bancos de ortoflysch y flysch negro (Borrello, 1969a y 1972), dentro del cual aparecen rocas volcánicas básicas, de índole posofiolítica y que en ciertos sectores se las encuentra entre el material acarreado por los glaciares, como en el caso de las adyacencias del lago Argentino (Borrello, 1971). En Chile, las forma-

ciones Cerro Toro, Río García, etc., serían equivalentes al flysch patagónico-fueguino de nuestro país.

La base del flysch mesozoico del Neoídico de la Cordillera Fueguina lo constituye la denominada Vacuidad Lapataia-Yaghan¹ (Borrello, 1969a) y el techo lo constituye la molasización neocretácica (F. Cerro Cazador, Sierra Dorotea, etc.).

Tanto el flysch protoídico, como el paleoídico y el neoídico poseen sin excepción las formaciones estructurales (plegamiento y fracturación) que originaron las respectivas tectónicas geosinclinales (assynítica, bretónica y subhercínica).

Caracteres de la olistolitización

a) *En el norte.* En la zona de la quebrada de Humahuaca, por encima de la Caliza Volcán, asoman sedimentitas psamo-pelíticas de la F. Puncoviscana, que de acuerdo a lo descrito por Loss y Giordana (1952) contienen clastos dispersos de caliza, sobre todo en la quebrada de La Calera y en las de Mammani, Grande, Manzano y Santuyo, todas sobre la margen izquierda de la quebrada de Humahuaca.

También aparece flysch de bloques en las vecindades de Aguas Blancas (Jujuy). Los clastos son en este caso compuestos por igual por rocas caláreas de hasta un metro de longitud (Borrello, 1969a). Asimismo este autor (ob. it.) citó bloques exóticos en el flysch protoídico de Salta, sobre la quebrada del Toro y en el sector norte de Corralito.

b) *En la Precordillera.* El techo de la olistolitización se produce con la F. Mogotes Negros, en la sierra de Villicúm y la F. La Rinconada, en la sierra Chica de Zonda, siendo Amos (1954) quien, para esta última formación indicó por primera vez que la presencia de los bloques de caliza inmersos en el flysch se debía a procesos gravitatorios, más que a tectónicos, como se consideraba hasta el momento.

Dentro de una trama de tipo ortoflysch es posible reconocer niveles de olistolitos de dos orígenes: hipoolistolitos de la caliza in-frayacente (F. San Juan) y meso- o idioolistolitos, productos de la remoción de los pro-

¹ Cabe mencionar que en este caso Yaghan, corresponde a la parte inferior de la original F. Yaghan definida por Kranck (1932), ya que Borrello (1972) separa la sección superior y la incluye dentro de su flysch Monte Olivia.

pios depósitos del flysch, compuestos por fragmentos de psamitas y pelitas.

En el mismo flanco oriental precordillerano, pero más al norte, en el área de Guandacol, asoma otra zona olistolítica, de edad anterior a la descrita precedentemente. Así la F. Las Vacas o Conglomerado Las Vacas, del Llanvirniano-Llandeiliano presenta niveles calcáreos con restos de *Maclurites* sp. y *Proeticella* sp. que evidencian que tales bloques provienen de las calizas de la F. San Juan, mediando entre ambos conjuntos la F. Gualcamayo, flysch negro, graptolítico, conformando las tres unidades una sucesión normal. (Cuerda, 1972; Barranquero, 1974).

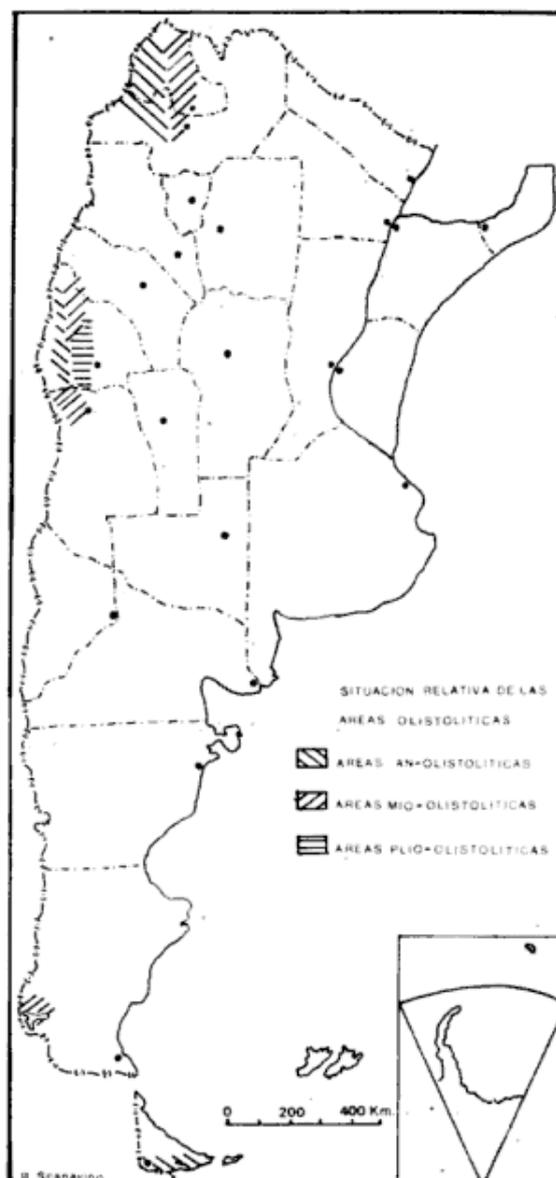
También en el extremo sur de la Precordillera, en la zona de la quebrada de San Isidro (Mendoza), posiblemente algunos cuerpos calcáreos con fósiles cámbricos (El Peñón) y otros bloques de origen granítico de gran tamaño, inmersos en el ortoflysch que recubre las capas negras, lutíticas del flysch graptolítico con *Nemagraptus* sp. y *Climacograptus* sp., puedan corresponder, eventualmente a hipo y teleolistolitos.

Parecería ser que todos estos afloramientos de flysch de bloques en la Precordillera tiene su origen en un elemento positivo o dorsal, que coincidiría con la prolongación del eje Villicúm-Zonda, o el denominado por Padula *et. al.* (1967) Umbral de Zonda, quien aportaría el material calcáreo hacia la cuenca de depositación del flysch.

Por último y de acuerdo a una comunicación verbal del colega M. Guichon, se habría desarrollado una dorsal más occidental, por lo menos para la zona de Gualilán (San Juan), en el flanco oriental de la sierra de la Invernada, atestiguada por la presencia de bloques calcáreos o hipoolistolitos, dentro de la sucesión flyschoides aflorante.

En el sur. Finalmente, en la descripción dada por Borrello (1971) para el flysch neóidico de la zona del lago Argentino, este autor menciona que cerca del refugio del lago Argentino, sobre el canal de los Témpanos es factible examinar detalladamente la más grande variedad de rocas flyschoides de edad neóidica. En uno de esos bloques de mayor tamaño, se notan clastos de idioolistolitos, en dos niveles de tamaño regular a reducido.

De esta manera, entonces, queda evidenciado que las áreas olistolíticas del país están representadas dentro de las tres eras tectónicas bien discernidas en la Argentina: Protoídica, Paleóidica y Neóidica, respectivamente.



Ubicación Preliminar de las áreas de flysch de acuerdo al desarrollo de olistolitos para la zona andina

Sobre la base de las consideraciones precedentes, es posible esbozar un ordenamiento preliminar de las *áreas de flysch que contengan o no olistolitos*, cada una de ellas con características propias y que se indican en los términos que siguen;

Area An-Olistolítica: Es la que carece de cuerpos olistolíticos, por lo menos hasta el presente. Ejemplos: Cordillera Fueguina (F. Monte Olivia, Beavoir); Sector Central de la Precordillera; Flysch paleóidico de la Puna y Cordillera Oriental, etc.

Area Mio-Olistolítica: Son aquellas áreas que presentan escasos cuerpos olistolíticos, o

bien los mismos asoman aisladamente en el relieve. En estos casos aún no han sido diferenciadas las dorsales geoanticlinales. Ejemplo: el Flysch Humahuaca (F. Puncoviscana), en el protoídico del Norte Argentino, y el flysch de bloques de la zona de lago Argentino, cabrían en esta clasificación.

Area Plio-Olistolítica: Es la que contiene el mayor número de olistolitos en el flysch. En este caso están ligadas a dorsales bien diferenciadas que proveen el material. Ejemplo: F. Mogotes Negros, F. La Rinconada, F. Las Vacas, dentro de la Precordillera de San Juan.

Estas tres categorías así determinadas, podrán ser susceptibles de modificaciones y perfecciones, a través de los nuevos elementos de juicio que aportarán los estudios geotectónicos futuros, de índole regional, dentro de los ámbitos geosinclinales del territorio nacional y que forman parte de los planes de investigación del autor presente. Cabe por último aclarar, que no se han incluido en este ordenamiento los elementos pefíticos del flysch (wildflysch) por no corresponder estrictamente al proceso de olistolitización.

Conclusiones

Como corolario de todo lo expuesto precedentemente se debe indicar que la olistoli-

tización es un fenómeno geotectónico común en el desarrollo del flysch del área andina. La tectónica originaria podría, eventualmente, corresponder a los llamados movimientos embriotectónicos.

La olistolitización comprende la formación de grandes bloques ligados a dorsales positivas desarrolladas entre el preflysch y el flysch, en medio marino, los cuales se desprenden por gravedad desde esas dorsales y se acumulan en el ámbito de depositación del flysch.

Se reconocen en Argentina, tele-, hip- y meso- (o idio-) olistolitos. La más grande olistolitización está en el sector andino, la que corresponde al Paleóidica de la Precordillera de San Juan.

Con los conocimientos actuales se ha elaborado una ubicación preliminar de las áreas de flysch con olistolitos o sin ellos para la zona andina del país.

Agradecimientos

El autor deja expresado su reconocimiento al Dr. Edgardo O. Roller por la lectura del manuscrito y por las oportunas sugerencias sobre el tema tratado. Por el mismo motivo se agradece a los colegas Dr. Carlos A. Cingolani y Lic. Martín E. Guichon.

Lista de trabajos citados en el texto

- Amos, A. J. 1954 — Estructura de las formaciones paleozoicas de La Rinconada, pie oriental de la sierra Chica de Zonda, (San Juan). *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, IX (1): 5-38. II (1): Bs. Aires.
- Argand, E. 1916 — Sur l'arc des Alpes occidentales. *Eclog. Geol. Helv.*, 14.
- Baldis, B. A. 1973 — Variaciones de facies en la Formación Punta Negra (Devónico) de la Precordillera de San Juan. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, XXVIII (2). Bs. Aires.
- Barranquero, H. R. 1974 — Estratigrafía y estructura del paleozoico situado al Oeste de Guandacol, provincia de La Rioja. *Tesis Mus. La Plata* (Inédita) nº 323, La Plata.
- Beneo, E. 1956 — Accumuli terziari de resedimentazioni (Olisthostrome) nell' Apennino centrale e frane sottomarine. *Boll. Serv. Geol. Ital.*, LXXVIII, Roma.
- Borrello, A. V. 1968 — Flysch en la faja orogénica de los Andes Argentinos. *XXIII Congr. Geol. Intern. Praga*, 3.
- Borrello, A. V. 1969a — Los Geosinclinales de la Argentina. *An. Dir. Nac. Geol. Min.* XIV, Bs. Aires.
- Borrello, A. V. 1969b — Embriotectónica y tectónica tensional. Su importancia en la evolución estructural de la Precordillera. *Rev. Asoc. Geol. Arg.* XXIV (1). Bs. Aires.
- Borrello, A. V. 1969c — Les Olistolithes du flysch paleozoique de l'Argentine. *Bull. Soc. Geol. France*, XI, (7). Paris.
- Borrello, A. V. 1971 — Flysch olistolítico en la cuenca del Lago Argentino, Santa Cruz (Patagonia), Argentina. *An. Com. Inv. Cient. Prov. Bs. As. in An. Soc. Cient. Arg.*, CXCII (1-II). Bs. As.
- Borrello, A. V. 1972 — Cordillera Fuegoína in Geología Regional Argentina. *Acad. Nac. Cienc. Córdoba*.
- Cingolani, C. A. 1970 — Estudio geológico de la zona de La Cortadera y alrededores. Nordeste de Uspallata, provincia de Mendoza. *Tesis Mus. La Plata* (Inédita) nº 283. La Plata.
- Cuerda, A. J. 1972 — Estudio biofacial comparado entre las faunas epaleozoicas bonaerenses y del Oeste Argentino. *An. Com. Inv. Cient. Prov. Bs. As. in An. Soc. Cient. Arg.*, CXCIV (III-IV). Bs. Aires.

- Cuerda, A. J. 1973 — Reseña del Ordovícico Argentino. *Ameghiniana*, X (3). Bs. Aires.
- González Bonorino, G. 1970 — Algunos rasgos sedimentológicos de la Formación Punta Negra y la parte inferior del Grupo Paganzo. *Trab. Lic. Fac. Cs. Ex. Fis. Nat. UBA*, (Inédito).
- Harrington, H. J. y Leanza, A. F. 1957 — Ordovician trilobites of Argentina. *Sp. Publ. Dpt. Geol. Univ. Kansas*, 1, Kansas.
- Kranck, E. H. 1932 — Geological investigations in the Cordillera of Tierra del Fuego. *Act. Geograph.*, 4 (2).
- Lamare, P. 1936 — Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne. *Mem. Soc. Geol. France*, N. S., XII (22) Paris.
- Lamare, P. 1947 A propos de Klippes sédimentaires du Crétacé du Massif de Mendibelza. *Somm. Soc. Geol. France*, 276, Paris.
- Loss, R. y Giordana, A. 1952 — Osservazioni sul Proterozoico di Jujuy. La formazione calcareo-carbonosa di Leon-Volcán. *Att. Soc. Geol. Ital. Sci. Nat.*, XCI, Milano.
- Marchetti, M. P. 1956 — The occurrence of slide and flowage Materials (Olistodromes) in Tertiary of Sicily. *XX. Congr. Geol. Intern. Mejico*. (Ed. 1957), V (1). Méjico.
- Padula, E. L. et al. 1967 — Devonian of Argentine. *Proc. Intern. Symp. Dev. Syst.*, II, Calgari.
- Rolleri, E. O. 1947 — Estudio geológico de la quebrada de Talacasto y zonas adyacentes (Provincia de San Juan). *Tesis Mus. La Plata* (Inédita).
- Scanavino, R. A. y Guichón, M. E. 1971 — Observaciones geológicas en la quebrada de Santuyo, Volcán (Dpto. Tumbaya), Jujuy. *Rev. Mus. La Plata (N. S.)*, Secc. Geol., VII (5), La Plata.
- Turner, J. C. 1964 — Descripción geológica de la Hoja 2c Santa Victoria, (provincias de Salta y Jujuy), *Bol. Dir. Nac. Geol. Min.* 104. Bs. Aires.
- Varela, R. 1972 — Estudio Geotécnico del extremo sudoeste de la Precordillera de Mendoza. *Tesis Mus. La Plata*, (Inéd.), nº 305.
- Vassoevich, N. B. 1948 — Le flysch et les méthodes de son étude. Leningrad. Gostoptkhezdat (Trad. Franc. BRGM, Paris).

Recibido: noviembre 14, 1975.

I CONGRESO LATINOAMERICANO DE PALEONTOLOGIA

y

II CONGRESO ARGENTINO DE PALEONTOLOGIA Y BIOESTRATIGRAFIA

Bajo el auspicio de la Asociación Paleontológica Argentina se llevará a cabo en la ciudad de Buenos Aires entre los días 2 y 6 de abril de 1978.

Las personas o entidades interesadas en concurrir al mismo, y que aún no hayan recibido la Primera Circular, pueden requerirla por correspondencia a la Sede Oficial del Congreso, Maipú 645, piso 1º, 1006 Buenos Aires, República Argentina.

FORAMINIFEROS DE LA FORMACION CABEZA DE LEON (Cretácico Superior, Tierra del Fuego, Rep. Argentina)

NORBERTO MALUMIAN

Dpto. Cs. Geológicas, U.B.A.; Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

VLADIMIR MASIUK

Dpto. Investigación y Desarrollo, Y.P.F.

Resumen

Se estudian sistemáticamente 44 especies de foraminíferos bentónicos de la Formación Cabeza de León. Se describe un nuevo género: *Notoplanulina*, con *N. rakauroana* (Finlay) como especie tipo y dos especies nuevas: *Gaudryina juliana* y *Pseudospiroplectinata ona*. Se proponen formalmente tres zonas: 1) Zona de *Pseudospiroplectinata ona*, de probable edad turoniana; 2) Zona de *Notoplanulina rakauroana* (Finlay), de probable edad santoniana-campaniana; 3) Zona de *Gaudryina healyi* Finlay, de probable edad campaniana-maastrichtiana inferior; y una zona informal, de foraminíferos arenáceos, de probable edad maastrichtiana. Entre las dos primeras zonas se produce un notable cambio faunístico. Las tres primeras zonas son correlacionables con el piso Laziano, y la última, probablemente, con el piso Riescoiano de la parte chilena de la Cuenca Austral o de Magallanes. Se discuten las edades y relaciones de la fauna.

Introducción

En la presente entrega, se tratan sistemáticamente la gran mayoría de los foraminíferos bentónicos cretácicos hallados en las tres perforaciones localizadas en la Isla Grande de Tierra del Fuego y ya estudiadas en Flores *et al.* (1973). Se han excluido gran parte de los lenticulínidos que, aparentemente, no tienen mayor significación estratigráfica y aquellas especies escasamente representadas, pobremente conservadas y cuyos niveles toques de distribución, resultan altamente dudosos.

Las características generales de la microfauna, relaciones de: planctónicos/bentónicos, calcáreos/arenáceos y la litología se obtienen del trabajo anteriormente citado.

Características de la microfauna de la Formación Cabeza de León

En la Formación Cabeza de León se pueden distinguir cuatro zonas de foraminíferos

Abstract

44 foraminiferal species are illustrated, including a new genus: *Notoplanulina* with *N. rakauroana* (Finlay) as type species, and two new species: *Gaudryina juliana* and *Pseudospiroplectinata ona*. Three zones are formally proposed: *Pseudospiroplectinata ona* Zone, of probable Turonian age; *Notoplanulina rakauroana* (Finlay) Zone of probably Santonian-Campanian age, and *Gaudryina healyi* Zone, of probably Campanian-early Maastrichtian age, and finally an informal "agglutinate foraminiferal" Zone, of probably early Maastrichtian age. Between the two first zones there is a faunistic break. The three first zones, are correlated with the Lazian Stage and the last one probably is coeval with the lower part of the Riescoian Stage of the Chilean part of the Austral or Magallanes Basin.

bentónicos, equivalentes a los cuatro tramos diferenciados en Flores *et al.* (1973), los que, levemente modificados, desde los niveles inferiores a los superiores, corresponden a las siguientes zonas:

Zona de *Pseudospiroplectinata ona* n. sp.: Caracterizada fundamentalmente por la especie nominante y el tope de distribución de *Gavelinella* (*Berthelina*) spp. En esta zona son frecuentes *Haplophragmoides* sp. nov., *Gavelinella* sp. nov., *Astacolus tricarinelus* y *Spiroplectamina* cf. *laevis* Roemer. El límite inferior, está definido por el tope de distribución de *Tritaxia* ex gr. *gaultina*, *Spiloplectinata annectens*, *S. complanata* Reuss, *Lingulogavelinella* spp. y formas características de la Formación Arroyo Alfa.

Zona de *Notoplanulina rakauroana* (Finlay): Definida inferiormente por el tope de distribución de *Pseudospiroplectinata ona* n. sp., *Gavelinella* (*Berthelina*) spp., apa-

rentemente *Gaudryina juliana* n. sp. estaría restringida a esta zona.

Zona de *Gaudryina healyi* Finlay: Limitada por el tope de la distribución de *Ramulina* sp. A, *Ramulina* sp. B y definida inferiormente por el tope de distribución de *Notoplanulina rakauoana*.

Zona de "foraminíferos arenáceos": Esta última zona, de carácter informal, se encuentra caracterizada por foraminíferos aglutinados en deficiente estado de conservación, lo que dificulta su clasificación (cf. Flores et al., 1973).

Edad de las zonas

La ubicación de estas zonas en relación con los pisos europeos es tentativa, pues nuestras microfaunas, son de aguas templadas a frías y existen pocos elementos que son comunes.

La zona de *Pseudospiroplectinata* ona, contiene formas del grupo de *Gavelinella* (*Berthelina*) spp., que en Europa, Africa del Sur y Australia se registran en edades no menores al Turoniano, razón por la cual se asigna una edad turoniana superior, teniendo en consideración, además, la edad de la fauna infrayacente de la Formación Arroyo Alfa (cf. Malumán y Masiuk, 1976).

La Zona de *Notoplanulina rakauoana*, en su parte inferior, contiene varias formas del grupo de *Globotruncana coronata* Bolli, que provisoriamente fueron asignadas a especies del género *Marginotruncana* (en Flores et al. 1973) asociadas con grandes archaeoglobigerinas, por lo que se le asigna una edad coniaciana-santoniana; mientras que la superior, con elementos bentónicos similares a los del Campaniano-Santoniano de la Cuenca de Carnarvon (Toolonga Calcilutite y Gingen Chalk, cf. Belford, 1960), algunos de los cuales se registran por primera vez fuera de Australia, como ser: *Gavelinella purchisonensis* (Belford), *Alabamina australis* Belford, asociadas con las formas planctónicas: "*Rugoglobigerina*" *pilula* Belford y "*R.*" *bulbosa* Belford, sugieren, una edad equivalente al de las formaciones australianas.

En particular, la especie nominante, *N. rakauoana* (Finlay): *Planulina popenoi* Trujillo de Cañón y Ernst, es una forma clave del Piripauaniano (Campaniano superior), particularmente de su parte inferior según Finlay (1939); y típica del Haumuriano

(Maastrichtiano) de acuerdo con Hornibrook (1968) y Webb (1966, 1971).

Por otra parte, una forma claramente congenérica de *Notoplanulina rakauoana*, es "*Gavelinella*" *compressa* Sliter que se conoce en el Campaniano medio a superior en California y Baja California (Sliter, 1968). Asimismo, *N. rakauoana* se registró en la Antártida en la Isla de Ross, asociada a una típica fauna de ammonites del Campaniano medio.

La Zona de *Gaudryina healyi* está definida superiormente por el tope de distribución de la especie nominante y especialmente, por la presencia de *Ramulina* sp. A y *Ramulina* sp. B. En esta zona hacen su aparición la mayor parte de los foraminíferos bentónicos que son frecuentes en la zona inmediata inferior.

La edad maastrichtiana asignada se basa, fundamentalmente, en la presencia de la especie nominante, forma típica del piso neocelandez Haumuriano (Hornibrook, 1968) y presente además, en las tres zonas del Haumuriano de Nueva Zelanda (Webb, 1966).

Con relación a los pisos propuestos por Natland et al. (1974), la Zona de *Pseudospiroplectinata* ona y *Notoplanulina rakauoana* estarían incluidas en el Laziano, permitiéndolo dividir, de esta manera, en una parte superior y otra inferior. La Zona de *Gaudryina healyi*, correspondería al Riescoiano, probablemente inferior, sin descontar la posibilidad de que incluso pertenezca a la parte superior del Laziano, pues no se registran los elementos típicos mencionados por Natland et al. (op. cit.).

Agradecimientos

Los autores expresan su agradecimiento a las autoridades de Yacimientos Petrolíferos Fiscales por haber facilitado el material de estudio. El primer autor agradece en especial el material de comparación del Maastrichtiano de Nueva Zelanda gentilmente enviado por el Dr. N. de B. Hornibrook, New Zealand Geological Survey; del Santoniano-Campaniano de Australia por el Dr. D. J. Belford, Bureau of Mineral Resources; del Cretácico de Polonia por la Dra. Eugenia Gawor-Biedowa, Instytut Geologiczny, del Cretácico de los Estados Unidos de América por el Dr. D. H. Dailey, Cities Service Co., Oklahoma, y por el Dr. W. V. Sliter, U.S. Geological Survey. Al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas por los servicios del microscopio electrónico de barrido, y al personal del mismo, por las fotografías tomadas.

Sistemática

El material ilustrado fue depositado en el Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia", números de registro 8852 al 8902 inclusive.

Las medidas están dadas en milímetros; las profundidades en metros bajo boca de pozo. En la distribución, la primera cifra corresponde al tope de ésta y la segunda, al nivel de máxima frecuencia. Cuando figura sólo una, se debe a la coincidencia de ambas. Las siglas: PR.x-2; CL.x-1 y NA.x-1, corresponden a los pozos Pampa Rincón, Cabeza de León y Nueva Argentina, respectivamente.

Suborden: **Textulariina**

Familia: **TEXTULARIDAE**

Ehrenberg, 1838

Género: **SPIROPLECTAMMINA** Cushman, 1927

Spiroplectammina cf. **S. laevis** Roemer, 1841

Lám. II, fig. 1

cf. 1841. *Textularia laevis* Roemer, p. 97, lám. 15, fig. 17.

Descripción: Cónchula compuesta por 3 a 4 cámaras en disposición planoespiral seguida luego por 14 a 20 dispuestas biserialmente; contorno lateral triangular, leve pero definitivamente lobulado; contorno apertural romboidal con los lados cóncavos. Suturas levemente oblicuas, deprimidas, nítidas, la porción zig-zag recorre una franja elevada de las caras laterales de la cónchula. Cámaras bajas, anchas y desinfladas en la porción biserial que aumentan regularmente de tamaño. Pared aglutinada de grano fino. Abertura en la base de la última cámara ubicada en una leve depresión.

Dimensiones: Alto: 0,52 mm; ancho: 0,34 mm; espesor: 0,17 mm.

Distribución: PR.x-1: 1130-40.

Observaciones: Las características principales de esta especie son: Su suave y uniforme crecimiento y el sobrelevamiento regular de la sutura zig-zag en su porción central. Presenta semejanzas con *Spiroplectammina laevis* (Roemer), pero difiere de ésta por su sección apertural que presenta los lados más cóncavos. La variedad *cretosa* Cushman, 1932 —variedad que fue desechada por Sliter (1968)— es mencionada por Belford (1960) para Australia del oeste, como frecuente en el Campaniano.

Género: **TEXTULARIA** DeFrance, 1824

Textularia ? sp.

Lám. I, fig. 4.

Descripción: Cónchula elongada, comprimida, lados subparalelos, irregulares; cámaras en disposición biserial, estrechas, bajas y anchas; suturas irregularmente elevadas, sección transversal romboidal.

Dimensiones: Alto: 0,72 mm; ancho: 0,20 mm; espesor: 0,09 mm.

Distribución: CL.x-1: 1490-1500; NA.x-1: 1640-50.

Observaciones: Los escasos ejemplares registrados presentan la parte inicial de la cónchula deteriorada, por lo que su comienzo es desconocido.

Familia: **LITUOLIDAE**

de Blainville, 1825

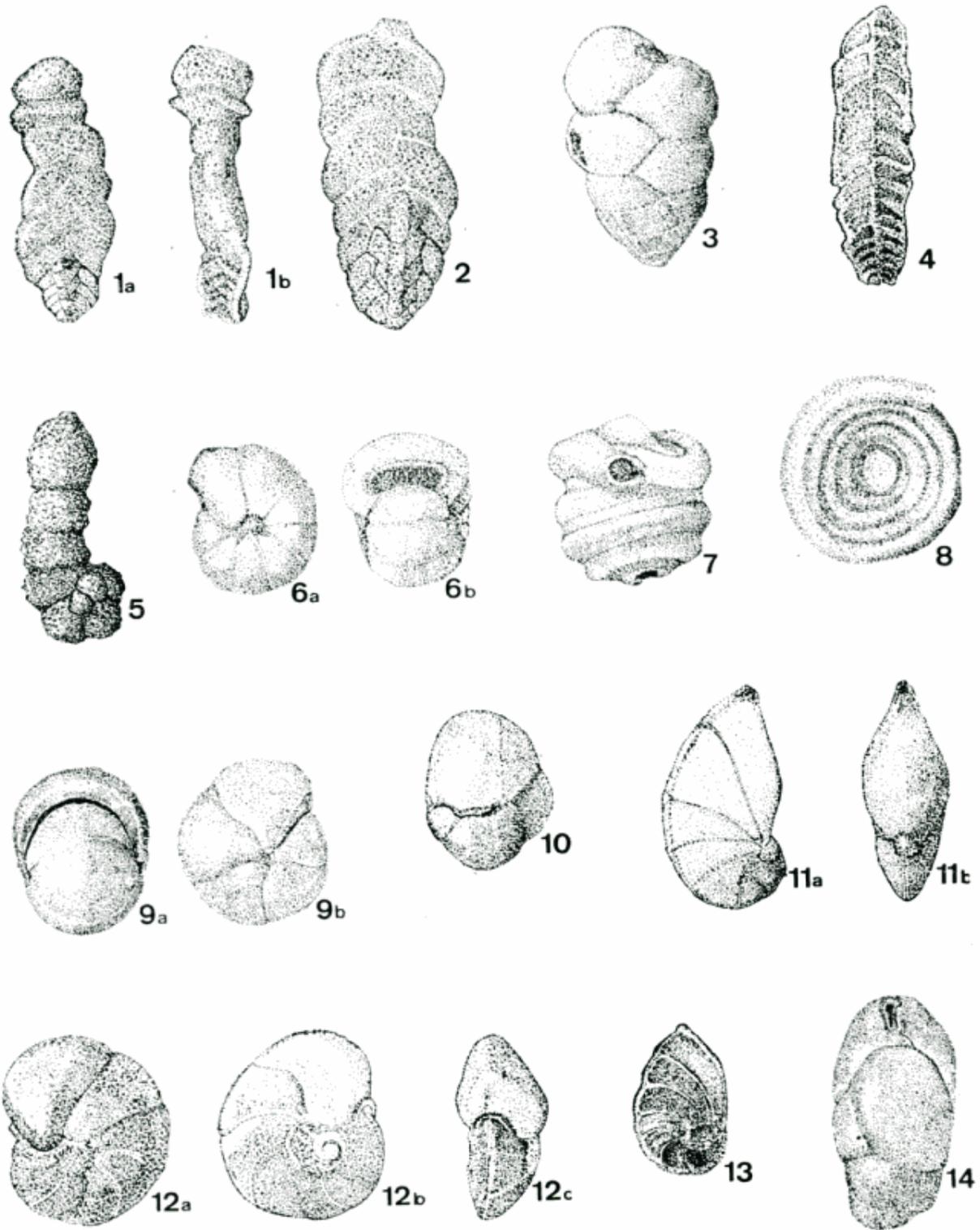
Género: **HAPLOHPRAGMOIDES** Cushman, 1910

Haplophragmoides sp. nov.

Lám. I, fig. 6.

Descripción: Cónchula planoespiral, involuta, contorno circular, periferia redondeada,

- 1-2. *Pseudospiroplectinata ona* n. sp.; 1a y b, vistas laterales mostrando el estadio uniserial con cámaras aplanadas, seguidas por cámaras infladas. 2, vista lateral de otro ejemplar sin cámaras infladas en el estadio uniserial. 1680-90 mbbp, CL.x-1, X 60. 3. *Dorothia bulleta* (Carsey); vista lateral, 1490-1500 mbbp, CL.x-1, X 38. 4. *Textularia*? sp.; vista lateral, 1490-1500 mbbp, CL.x-1, X 56. 5. *Ammobaculites* sp.; vista lateral, 1730-40 mbbp, CL.x-1, X 60. 6. *Haplophragmoides* n. sp.; a, vista lateral; b, vista apertural; 1690-1700 mbbp, CL.x-1, X 64. 7. *Glomospira corona* (Cushman y Jarvis); 1620-30 mbbp, CL.x-1, X 62. 8. *Ammodiscus cretacea* (Reuss); vista lateral, 1700-10 mbbp, CL.x-1, X 60. 9. *Pullenia cretacea* Cushman; a, vista apertural; b, vista lateral; 1550-60 mbbp, CL.x-1, X 60. 10. *Quadriformina allomorphinoides* (Reuss); vista ventral, 1680-90 mbbp, CL.x-1, X 62. 11. *Astacolus* cf. *A. mundus* (Cushman); a, vista lateral; b, vista periférica; 1210-20 mbbp, PR.x-2 X 58. 12. *Gavelinella eriksdalensis* (Brotzen); a, vista dorsal; b, vista ventral; c, vista apertural; 1580-1600 mbbp, CL.x-1, X 63. 13. *Lenticulina crepidularis* (Roemer); 2 vista lateral; 1640-50 mbbp CL.x-1, X 65. 14. *Praebulimina kickapooensis* (Cole); vista lateral de un ejemplar megaloesférico; 1530-40 mbbp, CL.x-1, X 60.



Dib. N. Malumián

LÁMINA I

con 8 cámaras en la última vuelta; suturas nítidas, muy levemente deprimidas; pared aglutinada de grano sumamente fino, lisa; abertura en la base de la última cámara extendiéndose a ambos lados de la periferia.

Dimensiones: Alto: 0,36 mm; ancho: 0,30 mm; espesor: 0,37 mm.

Distribución: CL.x-1: 1620-30; 1700-10.

Observaciones: Esta especie se caracteriza por su pared aglutinada de grano muy fino, sin cemento calcáreo: varios ejemplares tratados con ácido clorhídrico no mostraron señales de reacción. El desbastado de un ejemplar, exhibió la existencia de tres vueltas; en la primera no se observaron cámaras, mientras que se distinguen 9 en la segunda y 8 en la última. La pared es simple.

La abertura no se pudo examinar en la mayoría de los ejemplares por el estado regular de conservación y no se descarta que, en algunos de ellos la ranura esté suplantada por una hilera de poros.

Una especie de aspecto similar, pero de menor número de cámaras en la última vuelta es *Haplophragmoides bulloides* (Beissel), ilustrado por Neagu (1970), para el Cenomaniano y el Turoniano de Rumania.

Género: **AMMOBACULITES** Cushman, 1910

Ammobaculites sp.

Lám. I, fig. 5.

Descripción: Cónchula inicialmente con cinco cámaras globulares en disposición trocoesprial, aumentando rápidamente de tamaño, con suturas deprimidas y nítidas, luego con tres cámaras de igual diámetro, dispuestas uniserialmente y suturas excavadas. Pared aglutinada, de grano mediano, superficie rugosa. Abertura terminal circular, sobre un cuello débilmente insinuado.

Dimensiones: Alto: 0,55 mm; ancho: 0,22 mm; espesor: 0,19 mm.

Distribución: CL.x-1: 1730-40.

Observaciones: El único ejemplar registrado, presenta grandes semejanzas con *Ammobaculites aglutinans problematicus* Neagu, 1970, del Cenomaniano-Turoniano inferior de Polonia y Rumania, y con *A. fisheri* Crespín, de la Gran Cuenca Artesiana de Australia.

Según Neagu (1970), su especie difiere de la última por ser de aspecto más grácil, el estadio inicial más enroscado y por el aspecto de las cámaras, diferencias, que

no pueden apreciarse en un sólo ejemplar, razón por la cual, se mantiene en nomina aperta.

Familia: **AMMODISCIDAE** Reuss, 1862

Género: **AMMODISCUS** Reuss, 1862

Ammodiscus cretaceus (Reuss, 1845)

Lám. I, fig. 8.

1825. *Operculina cretacea* Reuss; p. 35, lám. 13, fig. 64-65.

Dimensiones: Diámetro: 0,45 mm; espesor: 0,05 mm.

Distribución: PR.x-2: 1090-1100; CL.x-1: 1490-1500, 1640-50; NA.x-1: 1580-1590.

Observaciones: Esta especie, en la Formación Cabeza de León, alcanza dimensiones de hasta un milímetro. Es también frecuente en la infrayacente Formación Arroyo Alfa, pero los ejemplares son de tamaño menor al ilustrado.

Género: **GLOMOSPIRA** Rzehak, 1885

Glomospira corona Cushman y Jarvis, 1928

Lám. I, fig. 7.

1928. *Glomospira charoides* var. *corona* Cushman y Jarvis, p. 89, lám. 12, fig. 9-11.

1973. *Glomospira corona* Cushman y Jarvis; Flores et al., p. 425.

Dimensiones: Alto: 0,40 mm; diámetro: 0,38 mm.

Distribución: PR.x-2: 1010-1020; CL.x-1: 1620-30, 1680-90; NA.x-1: 1620-30, 1650-60.

Observaciones: Esta especie cosmopolita, se halla bien representada en la Formación Cabeza de León con ejemplares típicos. La Formación Arroyo Alfa, también parece contenerla.

Género: **GLOMOSPIRELLA** Plummer, 1945

Glomospirella sp.

Lám. II, fig. 6.

Distribución: CL.x-1: 1670-80.

Observaciones: El ejemplar figurado, está formado por un tubo inicialmente trocoesprial, que pasa rápidamente a un enroscamiento casi planoesprial en las últimas cuatro vueltas acompañado de un leve aumento en el diámetro.

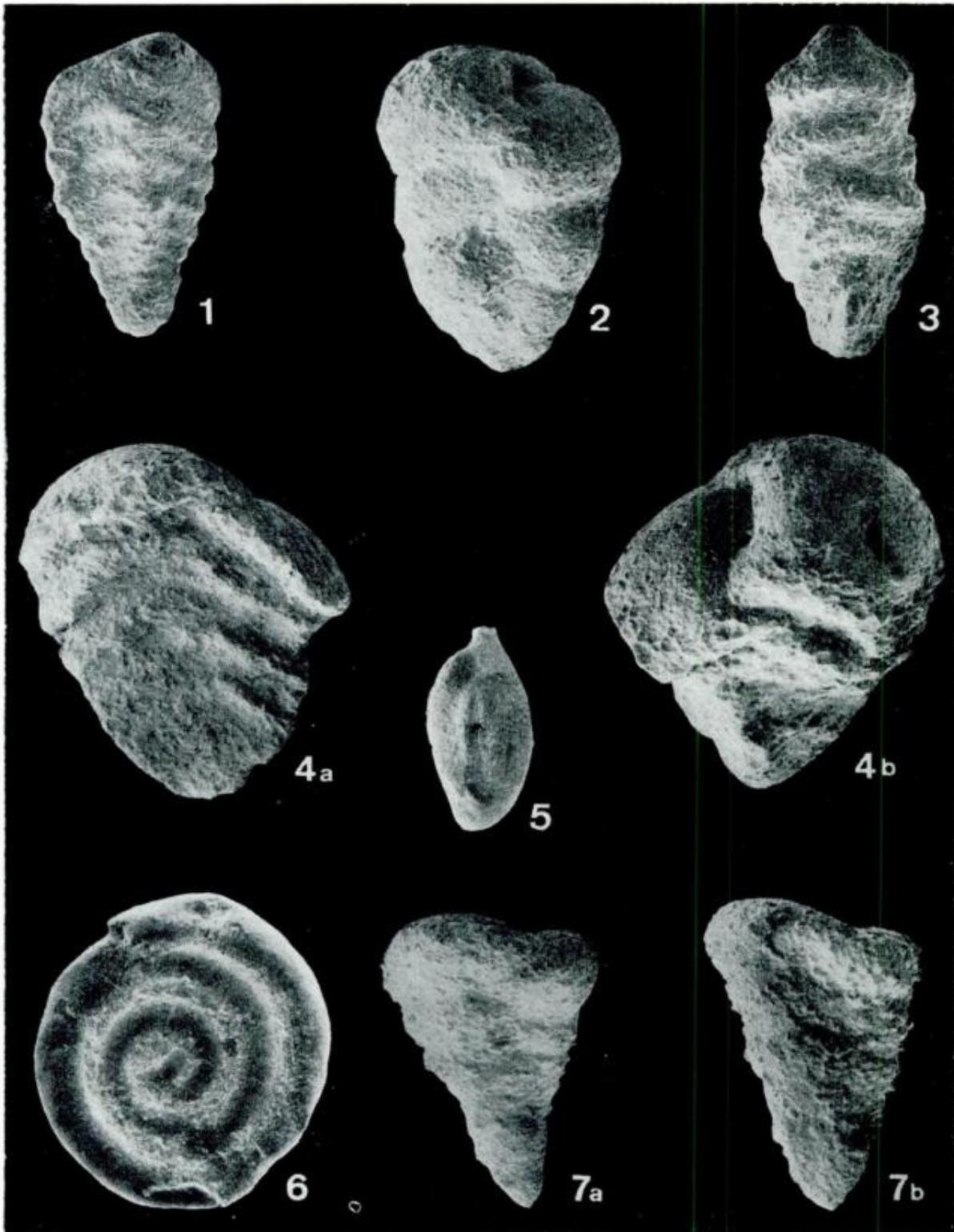


LÁMINA II

1. *Spiroplectammina* cf. *S. laevis* (Roemer); vista lateral, 1180-90 mbbp PR.x-2, X 90. 2. *Gaudryina healyi* Finlay; vista lateral, 1010-20 mbbp, PR.x-2, X 60. 3. *Pseudospiroplectinata ona* n. sp.; holotipo, vista lateral, 1670-80 mbbp, CL.x-1, X 82. 4. *Gaudryina* cf. *G. Laevigata* Franke; *a* y *b*, anverso y reverso de vistas laterales, 1030-40 mbbp, PR.x-2, X 60. 5. *Pseudosigmoilina* cf. *Q. antiqua* Franke; vista lateral, 1170-80, mbbp, PR.x-2, X 60. 6. *Glomospirella* sp; vista lateral, 1690-1700 mbbp, CL.x-1, X 30. 7. *Gaudryina juliana* n. sp.; *a*, vista lateral del paratipo: forma microesférica, 1140-50 mbbp; *b*, vista lateral del holotipo: forma megaloesférica, 1170-80, PR.x-2, X 80.

Familia: **ATAXOPHRAGMIIDAE**

Schwager, 1877

Género: **GAUDRYINA** d'Orbigny, 1839**Gaudryina healyi** Finlay, 1939.

Lám. II, fig. 2.

1939. *Gaudryina healyi* Finlay, p. 311, lám. 25, fig. 34-35.1968. *Gaudryina healyi* Finlay; Hornibrook, p. 45, fig. 4.1973. *Gaudryina healyi* Finlay; Flores *et al.*, p. 425.**Dimensiones:** Alto: 0,80 mm; ancho: 0,55 mm; espesor: 0,42 mm.**Distribución:** PR.x-2: 1010-20; CL.x-1: 1490-1500.

Observaciones: Considerada por Hornibrook (1968), como una de las especies típicas del Hamuriano, es relativamente frecuente en la Formación Cabeza de León. Ha sido comparada con material neocelandés del mencionado piso (muestra N 141/508). En general, el material argentino presenta ejemplares de dimensiones algo menores, siendo semejantes en los demás rasgos morfológicos. Esta especie se caracteriza por su estado triserial sumamente breve y por una pared con un tamaño de grano medianamente grueso.

Gaudryina cf. G. laevigata Franke, 1914

Lám. II, fig. 4.

cf. 1914. *Gaudryina laevigata* Franke, p. 431, lám. 27, fig. 1-2.1973. *Gaudryina cf. laevigata* Franke; Flores, *et al.*, p. 425.**Dimensiones:** Alto 0,87 mm; ancho: 0,77 mm; espesor: 0,67 mm.**Distribución:** PR.x-2: 1030-40; CL.x-1: 1560-70.

Observaciones: Los ejemplares rescatados, son relativamente escasos. Concuerdan con la especie en: Su comienzo triserial indistinto, las cámaras bajas, infladas y salientes; suturas oblicuas y deprimidas y en el estadio biserial, la sección, es de forma rectangular.

Las cónculas de esta parte del continente, en tanto, presentan un ensanchamiento rápido y un contorno fuertemente triangular. Esta diferencia, por el momento y hasta tanto no se disponga de mayor cantidad de ejemplares, desaconseja su identificación directa con la especie comparada.

Por estos últimos aspectos, semeja a *Gaudryina pyramidata* Cushman, pero difiere por su contorno apertural cuadrangular.

Gaudryina juliana Malumian y Masiuk, n. sp.

Lám. II, fig. 7.

Descripción del holotipo: Cóncula con el contorno lateral, triangular, muy suave e irregularmente lobulada; con el apical, oval y lateralmente deprimida. El estadio inicial, triserial, de sección triangular, lados planos, aristas ampliamente redondeadas y suturas indistintas. El biserial, con 5 pares de cámaras bajas, levemente infladas, poco destacadas, con el último par, proporcionalmente, más expandido que los restantes; suturas levemente deprimidas, difusas, casi horizontales y la parte zig-zag, recorre una franja deprimida. Pared aglutinada de grano grueso. Abertura, típica del género.

Dimensiones (en mm):

	Fig. a (Holotipo)	Fig. b
Alto:	0,55	0,55
Ancho:	0,37	0,37
Espesor:	0,29	0,25

Distribución: PR.x-2: 1140-50; 1170-80.

Observaciones: El holotipo (fig. 7a), un ejemplar de la generación microsérica, presenta el estadio triserial más largo y conspicuo que el paratipo (fig. 7b), que responde a la generación megaloesérica.

Esta especie, se caracteriza por el último par de cámaras más desarrolladas que el resto; la fracción triserial, fuertemente variable según la generación; y el tamaño grueso de la pared conchular.

No se encontraron especies afines dentro de la bibliografía consultada.

Repositorio: Museo Argentino de Ciencias Naturales, Bernardino Rivadavia. Laboratorio de Micropaleontología, n° 8862 y 8863.

Localidad tipo: YPF.PR.x-2, 1140-50 metros bajo boca pozo; Formación Cabeza de León.

Género: **DOROTHIA** Plummer, 1931**Dorothia bulleta** (Carsey, 1926)

Lám. I, fig. 3.

1926. *Gaudryina bulleta* Carsey, p. 28, lám. 4, fig. 4.1960. *Dorothia bulleta* (Carsey); Belford, p. 18, lám. 4, fig. 8-10.1968. *Dorothia bulleta* (Carsey); Sliter, p. 49, lám. 3, fig. 11.

Dimensiones: Alto: 0,92 mm; ancho: 0,42 mm; espesor: 0,37 mm.

Distribución: PR.x-2: 1010-20; CL.x-1: 1490-1500; NA.x-1: 1620-30, 1630-40.

Observaciones: Los escasos ejemplares que se dispusieron, presentan el desarrollo del estado biserial menor con relación al que muestran las formas típicas de la especie.

Género: **MARSONELLA** Cushman, 1933

Marsonella oxycona (Reuss, 1860)

1860. *Gaudryina oxycona* Reuss, p. 229, lám. 12, fig. 3.
 1960. *Marsonella oxycona* (Reuss); Belford, p. 16, lám. 4, fig. 1-3.
 1973. *Marsonella oxycona* (Reuss); Flores *et al.*, p. 423, 425.

Distribución: CL.x-1: 1620-30; NA.x-1: 1690-1700.

Observaciones: Esta especie cosmopolita se registra en la parte media e inferior de la F. Cabeza de León, de la perforación homónima, pero su mayor frecuencia y distribución se encuentra en la infrayacente Formación Arroyo Alfa. Los ejemplares registrados presentan las características típicas de la especie con una pared de constitución sencilla, la que fue investigada mediante cortes delgados.

Género: **PSEUDOSPIROPLECTINATA**

Gorbenko, 1957

Pseudospiroplectinata ona n. sp.

Lám. I, figs. 1 y 2; Lám. II, fig. 3.

1973. *Pseudospiroplectinata* cf. *compressiuscula* (Chapman); Flores *et al.*, p. 425.

Descripción del holotipo: Cónchula elongada; inicialmente triserial de sección triangular con dos lados cóncavos y uno plano, formado por 12 cámaras; luego, con 5 cámaras dispuestas biserialmente, suturas deprimidas, poco visibles; tanto en el estadio triserial como en el biserial la cónchula aumenta rápidamente de ancho; finalmente, con dos cámaras de igual tamaño y comprimidas, dispuestas uniserialmente, suturas nítidas y deprimidas. Pared aglutinada, de grano mediano y superficie rugosa. Abertura circular, montada sobre un cuello corto.

Dimensiones:

	Lám. II fig. 3 holotipo	Lám. I fig. 1	fig. 2
Alto:	0,60	0,67	0,73
Ancho:	0,28	0,26	0,28
Espesor:	0,17	0,20	0,27

Distribución: PR.x-2: 1150-60; CL.x-1: 1670-80, 1680-90.

Observaciones: Se estudiaron 25 ejemplares. Las variaciones morfológicas de las cónchulas están dadas mayormente por el número de cámaras en cada estadio de su desarrollo, que, en el caso de ejemplares microesféricos llegan hasta 18 en el triserial y con tres cámaras en el biserial. En el estadio uniserial se encontraron ejemplares de hasta tres cámaras las que incluso se muestran globosas y paralelamente a este inflamiento, lateralmente se presentan comprimidas, tal como ocurre en el paratipo figurado en la Lám. I, fig. 1.

Esta especie parece estar relacionada con el grupo *Spiroplectinata annectens* (Parker y Jones); *S. complanata* (Reuss) y *Gaudryina dividens* Grabert, de las cuales, las dos primeras, son muy frecuentes en la Formación Arroyo Alfa. Además, comparados nuestros ejemplares con material topotípico de *G. dividens*, es muy semejante en la evolución de los estadios triserial-biserial pero difiere por su estadio uniserial desarrollado y por la forma de las cámaras del mismo.

Asimismo, parece estar relacionada con *P. compressiuscula* (Chapman) registrada para el Santoniano de Australia. Esta especie, por su desarrollo uniserial comprimido, se incluye dentro del género *Pseudospiroplectinata*. Nuestra especie difiere —comparación que se efectuó, gracias al material topotípico enviado gentilmente por el Dr. J. D. Belford— por presentar la cónchula, un aumento en el ancho de los estadios tri y biserial, la pared de aspecto más rugoso y en la menor cantidad de cemento.

P. ona es semejante a *Pseudospiroplectinata jaekeli* (Franke 1925) que se reconoce en edades similares: Turoniano y Coniaciano inferior (Hiltermann y Koch, 1962); pero difieren en que la primera presenta en la porción uniserial cámaras con sección circular y un aumento más rápido del ancho de la conchilla en su parte inicial.

El género *Pseudospiroplectinata*, originalmente descrito para el Cenomaniano inferior de Rusia, no fue mencionado como tal para otras edades, pero como consecuencia de lo

antedicho, su registro va desde el Cenomaniaco inferior hasta el Santonino.

Repositorio: MACN n^o 8854 y 8855.

Localidad tipo: Pozo YPF CL.x-1: 1670-80 metros bajo boca pozo, Formación Cabeza de León.

Suborden: **Miliolina**

Familia: **MILIOLIDAE**

Ehrenberg, 1839

Género: **PSEUDOSIGMOILINA**

Bartenstein, 1965

Pseudosigmoilina cf. **Q. antiqua** Franke, 1928
Lám. II, fig. 5.

cf. 1928. *Miliolina (Quinqueloculina) antiqua*
Franke, p. 126, lám. 11, fig. 25-26.

Dimensiones: Alto: 0,50 mm; ancho: 0,26; espesor: 0,15 mm.

Distribución: PR.x-2: 1050-60, 1140-50; CL.x-1: 1630-40.

Observaciones: Nuestra especie, posee una cónchula que se caracteriza por: Cámaras tubulares de diámetro apreciablemente uniforme; disposición en forma quinqueloculinoide; contorno lateral, ovoidal, muy variable en su ancho; contorno apertural, subtriangular, variable en el espesor. Estos caracteres, coinciden en un todo con los de la especie comparada, mientras que, la abertura —montada sobre un cuello más o menos desarrollado, según los ejemplares, y observada en los escasos individuos aparentemente bien conservados— es circular y no presenta elementos dentales. Así, en consecuencia, concuerda con las características genéricas dadas para *Pseudosigmoilina*, género que incluiría a *Q. antiqua* Franke, según Bartenstein (1965). Por otra parte, Gawor-Biedowa (1972), reafirma la existencia de un diente en la especie de Franke, el que es claramente observable en el material polaco gentilmente enviado por esta autora.

La especie aquí descrita, presenta, en general, ejemplares con un estado de conservación regular a deficiente. Pero, pese a esto, presentan un definido nivel de ocurrencia en las tres perforaciones estudiadas y por lo tanto, resulta ser estratigráficamente

equivalente, por lo que puede considerársela una forma guía.

Suborden: **Rotaliina**

Superfamilia **NODOSARIACEA** Ehrenberg, 1838

Género: **ASTACOLUS** de Montfort, 1808

Astacolus cf. **mundus** (Cushman, 1938)

Lám. I, fig. 11; Lám. III, fig. 7.

cf. 1938a. *Marginulina munda* Cushman, p. 34, lám. 5, fig. 11-12.

cf. 1968. *Astacolus mundus* (Cushman); Sliter, p. 55, lám. 5, fig. 1-2.

Descripción: Cónchula inicialmente planoespiral, luego desenrollada, generalmente formada por 6 a 8 cámaras; contorno levemente poligonal; periferia externa con una carena escasamente desarrollada, periferia interna, redondeada; suturas suavemente curvadas a casi rectas y levemente deprimidas. Abertura en forma de ranura que remata en un orificio circular radiado.

Dimensiones: Alto: 0,55 mm; ancho: 0,30 mm; espesor: 0,20 mm.

Distribución: PR.x-2: 990-1000; 1010-20.

Observaciones: Las formas megaloesféricas, como la ilustrada, poseen un gran prolóculo y generalmente 6 cámaras; la última, en algunos ejemplares, está desproporcionadamente inflada.

Astacolus sp.

Lám. III, fig. 8.

Descripción: Cónchula comprimida, estadio inicial, compuesto por cinco cámaras en disposición planoespiral seguido por tres cámaras que se desenroscan en el estadio final. Periferia externa carenada y algo acuminada, la interna carenada y redondeada. Suturas sobreelevadas en el estadio inicial, luego deprimidas o levemente deprimidas. Pared recorrida por 9 a 10 costillas por lado que, por lo general, no se interrumpen al cruzar las suturas. Abertura terminal y radiada.

Dimensiones: Alto: 0,75 mm; ancho: 0,36 mm; espesor: 0,22 mm.

Distribución: PR.x-2: 1200-1210, 1210-20.

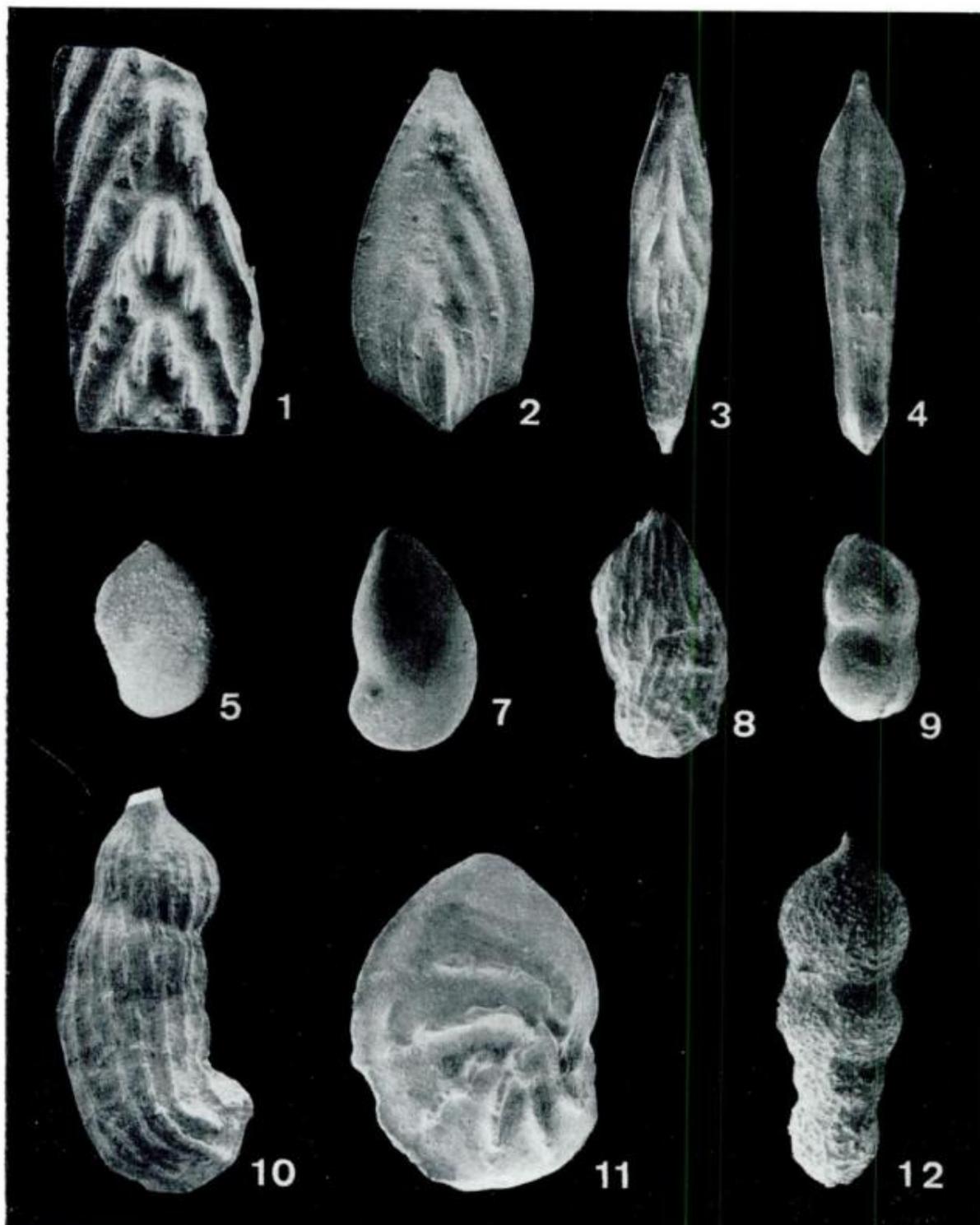


LÁMINA III

1. *Frondicularia disjuncta* Belford; vista lateral de un trozo de cóncula, 1000-10 mbbp, PR.x-2, X 45.
2. *Frondicularia mucronata* Reuss; vista lateral, 1150-60 mbbp, PR.x-2, X 50.
3. *Frondicularia* sp. cf. *F. archiaciana* d'Orbigny; vista lateral, 1050-60 mbbp, PR.x-2, X 45.
4. *Frondicularia* sp.; vista lateral, 1200-10 mbbp, X 60.
5. *Saracenaria triangularis* (d'Orbigny); vista lateral, 1050-60 mbbp, PR.x-2, X 55.
7. *Astacolus* cf. *A. mundus* (Cushman); 1210-20 mbbp, PR.x-2, X 58.
8. *Astacolus* sp.; vista lateral, 1210-20- mbbp, PR.x-2, X 48.
9. *Citharina geisendoerferi* (Franke); vista lateral, 1000-10 mbbp, PR.x-2, X 58.
10. *Marginulionopsis* sp.; vista lateral, 1020-30 mbbp, PR.x-2, X 50.
11. *Lenticulina* sp. vista lateral, 1000-10 mbbp, PR.x-2, X 50.
12. *Stilostomella aspera* (Reuss); vista lateral, 1030-40 mbbp, PR.x-2, X 69.

Observaciones: Esta especie que se caracteriza por la escultura reticular en la porción juvenil de la cónchula, se halla restringida a la base de la Formación Cabeza de León. A juzgar por los trozos de cónchulas hallados, los ejemplares deben haber alcanzado un tamaño considerable. La falta de individuos completos y desarrollados torna difícil su ubicación específica; por otra parte, dentro de la bibliografía consultada no se encontraron especies comparables de similar edad.

Género: **LENTICULINA** Lamarck, 1804

Lenticulina crepidularis (Roemer, 1842)

Lám. I, fig. 13.

1842. *Planularia crepidularis* Roemer, p. 273, lám. 7, fig. 4.

1957. *Lenticulina (Astacolus) crepidularis* (Roemer); Bartenstein *et al.*, p. 29, lám. 3, fig. 55a, b; lám. 4, fig. 82-83.

Dimensiones: Alto: 0,36 mm; ancho: 0,23 mm; espesor: 0,09 mm.

Distribución: PR.x-2: 1140-50; CL.x-1: 1620-30.

Observaciones: Bartenstein *et al.* (op. cit.) puntualizaron las diferencias entre *Lenticulina crepidularis* y *Lenticulina tricarinnella* (Reuss), formas estrechamente ligadas; morfológicamente, la diferencia más notable, es que la primera posee una escultura más pronunciada y una cónchula más robusta. Sobre la base de este criterio, la forma *Lenticulina crepidularis* (Roemer) ilustrada por los presentes autores (Malumian y Masiuk, 1975) para la Formación Pampa Rincón, se acerca más a la forma de Reuss, en tanto que las halladas en la Formación Arroyo Alfa, cuya cónchula es más débil y la escultura menos pronunciada, se identifican con la forma de Roemer, coincidiendo, de esta manera también, con las diferencias cronológicas observadas por Bartenstein *et al.*

En la parte chilena de la Cuenca Austral, *Astacolus tricarinnellus* (Reuss) es registrada en el Laziano y el Rinconiano (com. epistolar, Ernst, 1975).

Es importante hacer notar, que el biocrón de la presente especie en Europa y Trinidad, sólo se conoce hasta el Aptiano (Cf. Bettens-taedt y Wicher, 1955; Bartenstein *et al.*, 1957; Bartenstein y Kaefer, 1973), mientras que en la Cuenca Austral —si bien su frecuencia es muy baja— alcanza, con seguridad, el Cenomaniano y muy probablemente se extienda hasta el Turoniano, según como

se considere la edad de la parte inferior de la Formación Cabeza de León.

Lenticulina sp.

Lám. III, fig. 11.

Descripción: Cónchula planoespiral, lenticular en la porción inicial, luego comprimida, contorno suboval; periferia externa fuertemente carenada, interna truncada y bicarenada; cámaras aumentando rápidamente de ancho; suturas fuertemente marcadas por costillas formando un anillo elevado en la porción central. Abertura terminal radiada.

Dimensiones: Alto: 1,02 mm; ancho: 0,77 mm; espesor: 0,50 mm.

Distribución: PR.x-2: 1000-1010.

Observaciones: Dentro de la variación morfológica que presenta esta especie se destaca la presencia, en algunos ejemplares, de costillas longitudinales y entrecortadas en la parte juvenil de la cónchula.

Género: **CITHARINA** d'Orbigny, 1839

Citharina geisendoerferi (Franke, 1928)

Lám. III, fig. 9

1928. *Vaginudina geisendörferi* Franke, Abh. preuss., Geol. Landesanst. N.S., 111, p. 80, lám. 7, fig. 18a-b.

1960. *Citharina geisendörferi* Franke; Belford, p. 40, lám. 11, fig. 14-15.

Dimensiones: Alto: 0,47 mm; ancho: 0,26 mm; espesor: 0,24 mm.

Distribución: PR.x-2: 1000-1010.

Observaciones: Los escasos ejemplares juveniles hallados, presentan únicamente dos cámaras: la inicial globosa y la restante aplanada, ambas recorridas periféricamente por dos carenas. En algunos ejemplares la primera cámara está surcada por costillas muy finas.

Género: **FRONDICULARIA** De France, 1826

Frondicularia disjuncta Belford, 1960

Lám. III, fig. 1

1960. *Frondicularia disjuncta* Belford, p. 50, lám. 13, fig. 12-15.

Dimensiones: Altura del trozo ilustrado: 1,17 mm; espesor: 0,35 mm.

Distribución: PR.x-2: 990-1000, 1000-1010.

Observaciones: No se dispuso de ningún ejemplar completo y los escasos restos halla-

dos muestran las suturas marcadas por breves costillas orientadas longitudinalmente y la periferia truncada; características típicas de la especie a la que se asignan.

Frondicularia mucronata Reuss, 1845

Lám. III, fig. 2.

1845. *Frondicularia mucronata* Reuss, p. 31, lám. 13, figs. 43-44.

1960. *Frondicularia mucronata* Reuss; Belford, p. 46, lám. 12, fig. 10-11.

Dimensiones: Alto: 1,06 mm; ancho: 0,58 mm; espesor: 0,11 mm.

Distribución: PR.x-2: 1030-40; CL.x-1: 1570-80.

Observaciones: Esta especie cosmopolita es la más frecuente dentro de su género en el material estudiado. Ha sido registrada saltuariamente y está representada, en su mayor parte, por ejemplares de pocas cámaras.

Frondicularia sp. cf. **F. archiaciana**

d'Orbigny, 1840

Lám. III, fig. 3.

cf. 1840. *Frondicularia archiaciana* d'Orbigny, Mem. Soc. géol. France, p. 20, lám. 1, fig. 34-36.

Dimensiones: Alto: 1,20 mm; ancho: 0,22 mm; espesor: 0,12 mm.

Distribución: PR.x-2: 1050-60.

Observaciones: Se dispuso de un sólo ejemplar de esta especie. Se caracteriza por presentar tres series de costillas en las tres últimas cámaras.

Frondicularia sp.

Lám. III, fig. 4

1960. *Frondicularia* sp. D, Belford, p. 54, lám. 14, fig. 8-9.

Descripción: Cónchula elongada formada por 6 cámaras de sección rectangular que aumentan de tamaño muy gradualmente, bordeada por 4 carenas. Prolóculo con una corta costilla. Suturas levemente deprimidas e indistintas. Superficie lisa.

Dimensiones: Alto: 0,92 mm; ancho: 0,20 mm; espesor: 0,10 mm.

Distribución: PR.x-2: 1200-10.

Observaciones: Se registró un sólo ejemplar que coincide con la ilustración dada por Belford (op. cit.).

Género: **MARGINULINOPSIS** Silvestri, 1904

Marginulinopsis sp.

Lám. III, fig. 10.

1963. *Marginulinopsis* sp., Graham y Church, p. 40, lám. 4, fig. 16.

1968. *Marginulinopsis* sp., Malumián, p. 204, lám. 2, fig. 5.

1973. *Marginulinopsis* sp., Flores *et al.*, p. 425.

Dimensiones: Alto: 1,16 mm; ancho: 0,50 mm; espesor: 0,35 mm.

Distribución: PR.x-2: 1020-30; CL.x-1: 1490-1500; NA.x-1: 1580-90, 1620-30.

Observaciones: Esta especie, previamente registrada en niveles campanianos-maastrichtianos de la perforación SC.3, es relativamente frecuente en la Formación Cabeza de León y coespecífica con *Marginulinopsis* sp., ilustrada por Graham y Church (1963) para el Campaniano de California.

Género: **SARACENARIA** DeFrance, 1824

Saracenaria triangularis (d'Orbigny, 1840)

Lám. III, fig. 5.

1840. *Cristellaria triangularis* d'Orb., p. 27, lám. 2, figs. 21-22.

1968. *Saracenaria triangularis* (d'Orb.); Sliter, p. 74, lám. 2, figs. 3-4.

Dimensiones: Alto: 0,45 mm; ancho: 0,30 mm; espesor: 26 mm.

Distribución: PR.x-2: 1020-30.

Observaciones: Se han registrado muy escasos ejemplares de esta especie.

Familia: **POLYMORPHINIDAE**

d'Orbigny, 1839

Género: **RAMULINA** Jones, 1875

Ramulina sp. A

Lám. IV, fig. 1.

Descripción: Formas esféricas con cuellos estolonados que se disponen formando ángulos de 120° a 150°. Pared perforada, con espinas pequeñas poco apreciables bajo lupa binocular.

Dimensiones: Diámetro: 0,32 mm.

Distribución: PR.x-2: 970-80, 980-90; CL.x-1: 1490-1500.

Ramulina sp. B
Lám. IV, fig. 2.

Descripción: Cámaras libres, elipsoidales con aberturas estolonadas en los extremos, superficie con espinas regularmente espaciadas.

Dimensiones: Alto: 0,47 mm; espesor: 0,27 mm.

Distribución: PR.x-2: 970-80; 990-1000; CL.x-1: 1490-1500.

Familia: **EOUVIGERINIDAE**

Cushman, 1927

Género: **STILOSTOMELLA** Gupp, 1894

Stilostomella aspera (Reuss, 1845)
Lám. III, fig. 12.

1845. *Nodosaria aspera* Reuss, p. 26, lám. 13, figs. 14-15.
1957. *Nodosaria aspera* Reuss; Pozariska, p. 65, lám. 7.
1960. *Stilostomella aspera* (Reuss); Belford, p. 69, lám. 19, figs. 1-2.

Dimensiones: Alto: 0,65 mm; espesor: 0,22 mm.

Distribución: PR.x-2: 1000-1010, 1030-40.

Observaciones: Los escasos ejemplares registrados poseen el cuello roto.

Familia: **BULIMINIDAE** Jones, 1875

Género: **PRAEGLOBOBULIMINA** Hofker, 1953

Praebulimina kickapooensis (Cole, 1938)
Lám. I, fig. 14.

1938. *Bulimina kickapooensis* Cole, p. 45, lám. 3, fig. 5.
1957. *Praebulimina kickapooensis* (Cole); Hofker, p. 190, figs. 233-34.
1968. *Praebulimina kickapooensis* (Cole); Malumian, p. 207, lám. 3, fig. 1.
1973. *Praebulimina kickapooensis* (Cole); Flores et al., p. 425.
1974. *Praeglobobulimina kickapooensis* (Cole); Cañón y Ernst, p. 77, lám. 2, fig. 14a-b.

Dimensiones: Alto: 0,59 mm; diámetro: 0,31 mm.

Distribución: CL.x-1: 1490-1500, NA.x-1: 1580-90.

Observaciones: Esta especie, está ampliamente difundida en la Cuenca Austral. En la

Formación Cabeza de León es reconocida en la parte superior. Para el área chilena de la Cuenca, ha sido registrada desde el Laziano hasta el tope del Germaniano (Daniano), según Cañón y Ernst (op. cit.). En Europa y Estados Unidos, se conoce desde el Coniaciano al Maastrichtiano.

Superfamilia **DICORBACEA**

Ehrenberg, 1838

Familia: **DISCORBIDAE**

Ehrenberg, 1838

Género: **VALVULINERIA** Cushman, 1926

Valvulineria cf. **V. lenticula** (Reuss, 1845)
Lám. IV, fig. 7.

- cf. 1845. *Rotalina lenticula* Reuss, p. 35, lám. 12, fig. 17a-c.
cf. 1956. *Valvulineria lenticula* (Reuss), Harris y McNulty, p. 865; lám. 97, figs. 1-5.
1960. *Valvulineria lenticula* (Reuss); Belford, p. 75, lám. 20, figs. 3-10.

Descripción: Cónchula trocoespíral, contorno sublobulado en las 3 últimas cámaras, periferia ampliamente redondeada; cámaras aumentando el ancho con relativa rapidez en relación a la altura. Lado dorsal evolutivo, levemente cóncavo, suturas camerales al ras de la superficie, salvo las dos últimas que son deprimidas, curvadas y radiales. Lado ventral medianamente convexo, involuto, suturas radiales, muy levemente arqueadas, poco conspicuas. Abertura interiomarginal extra-umbilical-umbilical con un labio que se proyecta hasta el ombligo.

Dimensiones (en mm):

	fig. a	fig. b
Alto:	0,26	0,33
Ancho:	0,20	0,27
Espesor:	0,16	0,17

Distribución: PR.x-2: 990-1000, 1150-60.

Observaciones: El material estudiado concuerda con las ilustraciones dadas por Belford (op. cit.) para *Valvulineria lenticula* (Reuss) del Santoniano de Australia del oeste. Este autor, basó sus determinaciones en los criterios dados por Harris y McNulty (1956), quienes aparentemente, sin contar con material típico de esta especie del Cretácico de Bohemia, incluyeron varias especies americanas dentro de la sinonimia. Por otra parte, Belford puntualizó que el material australiano

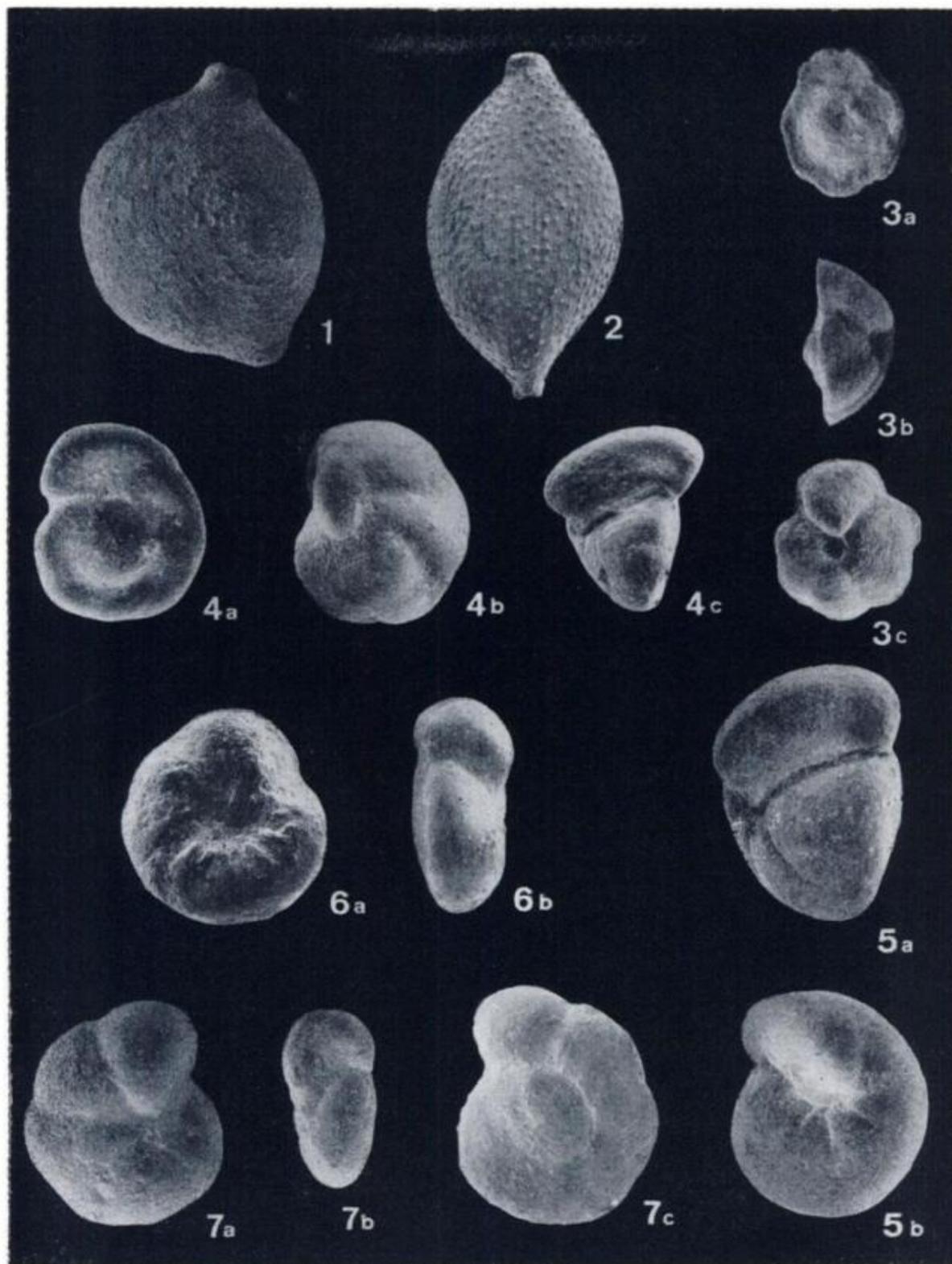


LÁMINA IV

1. *Ramulina* sp. A.; 990-1000 mbbp, PR.x-2, X 90. 2. *Ramulina* sp. B; 1010-20 mbbp, PR.x-2, X 100. 3. *Globorotalites* sp.; a, vista dorsal; b, c, vistas apertural y ventral de diferente ejemplar; 1150-60 mbbp, PR.x-2, X 110. 4. *Gyroidinoides nodus* (Belford); a, vista dorsal; b, vista ventral; c, vista apertural, de diferentes ejemplares, 1020-30 mbbp, PR.x-2, X 100. 5. *Gyroidinoides* sp.; a, vista apertural; b, vista ventral, 1000-10 mbbp, PR.x-2, X 115. 6. *Stensiona* cf. *infra fossa* (Finlay); a, vista ventral; 1630-40 mbbp; b, vista periférica, 1670-80 mbbp, CL.x-1, X 115. 7. *Valvulineria* cf. *V. lenticula* (Reuss); a, vista ventral; c, vista dorsal, X 130; b, vista periférica de diferente ejemplar, X 80; 1150-60 mbbp, PR.x-2.

posee un número menor de cámaras (8 a 10) que el rango de variación indicado por Harris y McNulty, para esta especie (9 a 12), y que su periferia es más redondeada. El material estudiado en el presente trabajo tiene aún menor número de cámaras en la última vuelta, no llegando a 8. Por estas razones, y ante el escaso número de ejemplares con que se cuenta, se propone la comparación con *Valvulinera lenticula* (Reuss) y no su identidad.

Superfamilia
CASSIDULINACEA
d'Orbigny, 1839

Familia: **ALABAMINIDAE** Hofker, 1951

Género: **ALABAMINA** Toulmin, 1941

Alabamina australis australis Belford, 1960

Lám. V, fig. 2.

1960. *Alabamina australis australis* Belford, p. 84, lám. 23, figs. 13-20; fig.-texto 4 y 5.

Descripción: Cónchula trocoide, planoconvexa, contorno entero o levemente lobulado en la última cámara, periferia redondeada, generalmente con 5 y rara vez con 6 cámaras en la última vuelta. Lado ventral fuertemente convexo, con ombligo pequeño y medianamente profundo, suturas casi al ras, radiales; lado dorsal plano a muy levemente convexo, de leve a notablemente involuto, suturas camarales oblicuas y levemente curvadas. Abertura típica del género.

Distribución: PR.x-2: 980-90, 1000-1010; CL.x-1: 1560-70, 1620-30.

Observaciones: Se estudiaron 120 ejemplares en los que no se encontraron formas asimilables a la subespecie *obscura* Belford, que en Australia Oeste, acompaña a la aquí descrita.

El material argentino, que se identifica por su semejanza con el paratipo A, lám. 23, fig. 16-18 (Belford, op. cit.). Presenta una clara preferencia en el enroscamiento hacia la izquierda. Del total de ejemplares estudiados del pozo Pampa Rincón —entre los niveles 980-990 a 1050-1060 mbbp— sólo el 18 por ciento resultó tener cónchulas dextrórsas. No pudo verificarse si este llamativo hecho se debe a relaciones con la posición estratigráfica o geográfica.

Familia: **NONIONIDAE** Schultze, 1854

Género: **QUADRIMORPHINA** Finlay, 1939

Quadrिमorphina allomorphinoides (Reuss)

Lám. I, fig. 10.

1860. *Valvulinera allomorphinoides* Reuss, p. 223, lám. 11, fig. 6.

1960. *Quadrिमorphina allomorphinoides* (Reuss); Belford, p. 87, lám. 24, figs. 9-12.

Dimensiones: Alto: 0,37 mm; ancho: 0,30 mm; espesor: 0,25 mm.

Distribución: CL.x-1: 1560-70.

Observaciones: Esta especie cosmopolita se presenta en forma saltuaria en los niveles inferiores de la Formación Cabeza de León. Los ejemplares concuerdan estrechamente los ilustrados por Belford (op. cit.), mostrando una pequeña espira inicial en el lado dorsal pero con un labio menos desarrollado.

Género: **PULLENIA** Parker y Jones, 1862

Pullenia cretacea Cushman, 1936.

Lám. I, fig. 9.

1936. *Pullenia cretacea* Cushman, p. 75, lám. 13, fig. 8.

1968. *Pullenia cretacea* Cushman; Malumian, p. 208, lám. 1, fig. 2.

Dimensiones: Alto: 0,42 mm; ancho: 0,36 mm; espesor: 0,32 mm.

Distribución: PR.x-2: 1050-60, 1090-1100; CL.x-1: 1510-20; NA.x-1: 1580-90.

Observaciones: Esta especie se presenta con una baja frecuencia y distribución saltuaria en los niveles superiores de la Formación Cabeza de León.

Familia: **OSANGULARIDAE**

Loeblich y Tappan, 1963

Género: **GYROIDINOIDES** Brotzen, 1942

Gyroidinoides nodus (Belford, 1960)

Lám. IV, fig. 4.

1960. *Gyroidina noda* Belford, p. 79, lám. 21, figs. 16 a 27.

Descripción: Cónchula trocoespiral, cónica, contorno levemente lobulado, con 6 cámaras en la última vuelta, periferia marcadamente angular y aguda para el género. Lado dorsal cóncavo con la región central convexa, sutura espiral deprimida, suturas camarales oblicuas y deprimidas. Lado ventral fuertemente con-

vexo, suturas deprimidas y poco definidas, oblicuas y fuertemente curvadas en la porción central. Cara apertural con una inflexión marcada cerca del lado dorsal de donde parte la abertura interiomarginal umbilical.

Dimensiones (en mm):

	fig. a	fig. b	fig. c
Alto:	0,26	0,30	0,28
Ancho:	0,22	0,24	0,24
Espesor:	0,20	0,21	0,19

Distribución: PR.x-2: 1000-1010; CL.x-1: 1540-50.

Observaciones: Los ejemplares de Tierra del Fuego se caracterizan por su fuerte forma cónica debido a la proyección de las cámaras hacia el ombligo. La variación morfológica más notable corresponde a la mayor o menor extensión de las últimas cámaras sobre el lado dorsal, de manera que este lado, en muchos casos, es fuertemente cóncavo y parcial pero apreciablemente involuto. Difieren de la descripción original por presentar, mayormente, 6 cámaras en la última vuelta en lugar de 7 u 8, y los ejemplares, en general, se acercan más al paratipo C, fig. 25-27, lám. 21, con una cónchula aún más cónica. Algunas formas podrían incluirse en *Gyroidinoides exserta* (Belford), comparables al paratipo ilustrado por Belford *op. cit.*, lám. 22, fig. 4 a 6 pero no han sido separadas por las evidentes transiciones morfológicas que presenta entre ambas el material argentino.

Gyroidinoides sp.

Lám. IV, fig. 5.

1960. *Gyroidina* sp. cf. *G. girardana* Reuss; Belford, p. 78, lám. 21, figs. 10-15.

Descripción: Cónchula trocoespiral con 7 a 8 cámaras en la última vuelta, contorno levemente lobulado, periferia redondeada. Lado espiral levemente convexo, suturas camerales radiales, curvadas, muy levemente deprimidas en las últimas a casi al ras de la superficie en las primeras de la última vuelta; sutura espiral poco visible. Lado ventral convexo, suturas radiales, hundidas en la región umbilical y periumbilical, ombligo pequeño. Abertura extendiéndose desde la periferia hasta el ombligo con un lado fino que se expande al llegar al ombligo obturándolo en parte.

Dimensiones: Alto: 0,31 mm; ancho: 0,26 mm; espesor: 0,21 mm.

Distribución: PR.x-2: 980-90, 1000-1010; CL.x-1: 1580-1600, 1660-70.

Observaciones: Esta especie relativamente frecuente es idéntica a *Gyroidina* sp. cf. *G. girardana* descrita para el oeste de Australia.

Género: **GLOBOROTALITES** Brotzen, 1941

Globorotalites sp.

Lám. IV, fig. 3.

1973. *Globorotalites* sp., Flores *et al.*, p. 425.

Descripción: Cónchula trocoespiral, cóncavo convexa, contorno lobulado e irregular, periferia angular, carenada; lado ventral umbilicado con cinco y media cámaras, suturas radiales, deprimidas. Lado dorsal cóncavo con la porción central elevada en algunos ejemplares, sutura espiral gruesa, suturas camerales gruesas, al ras de la superficie, indistintas en las primeras vueltas a levemente deprimidas en las últimas cámaras de la última vuelta. Pared medianamente perforada, salvo en la carena. Abertura en forma de ojal, rodeada por un labio, en el medio de la base de la última cámara.

Dimensiones (en mm):

	fig. a	fig. b
Alto:	0,21	0,21
Ancho:	0,18	0,17
Espesor:	0,12	0,13

Distribución: PR.x-2: 1000-1010; CL.x-1: 1580-1600, 1650-1660; NA.x-1: 1690-1700.

Observaciones: Esta especie, poco frecuente, se ubica con reservas dentro del género *Globorotalites*, dada su pared mediana a gruesamente perforada y su abertura restringida al medio de la base de la última cámara, con una definida forma de ojal, sin que se haya observado el muro replegado. Presenta una ligera semejanza morfológica con *Globorotalites umbilicatus* (Loetterle, 1937), del que difiere por sus cámaras más equidimensionales, lobulación irregular del contorno, entre otras características.

Probablemente se trate de un nuevo género y especie, que requiere un estudio más detallado que el escaso número de ejemplares en buen estado de conservación permite en esta oportunidad.

Género: **NOTOPLANULINA** n. gen.

Especie tipo:

Notoplanulina rakauroana (Finlay, 1939)

Diagnosis: Cónchula trocoespiral, lenticular y aplanada, contorno sublobulado, perife-

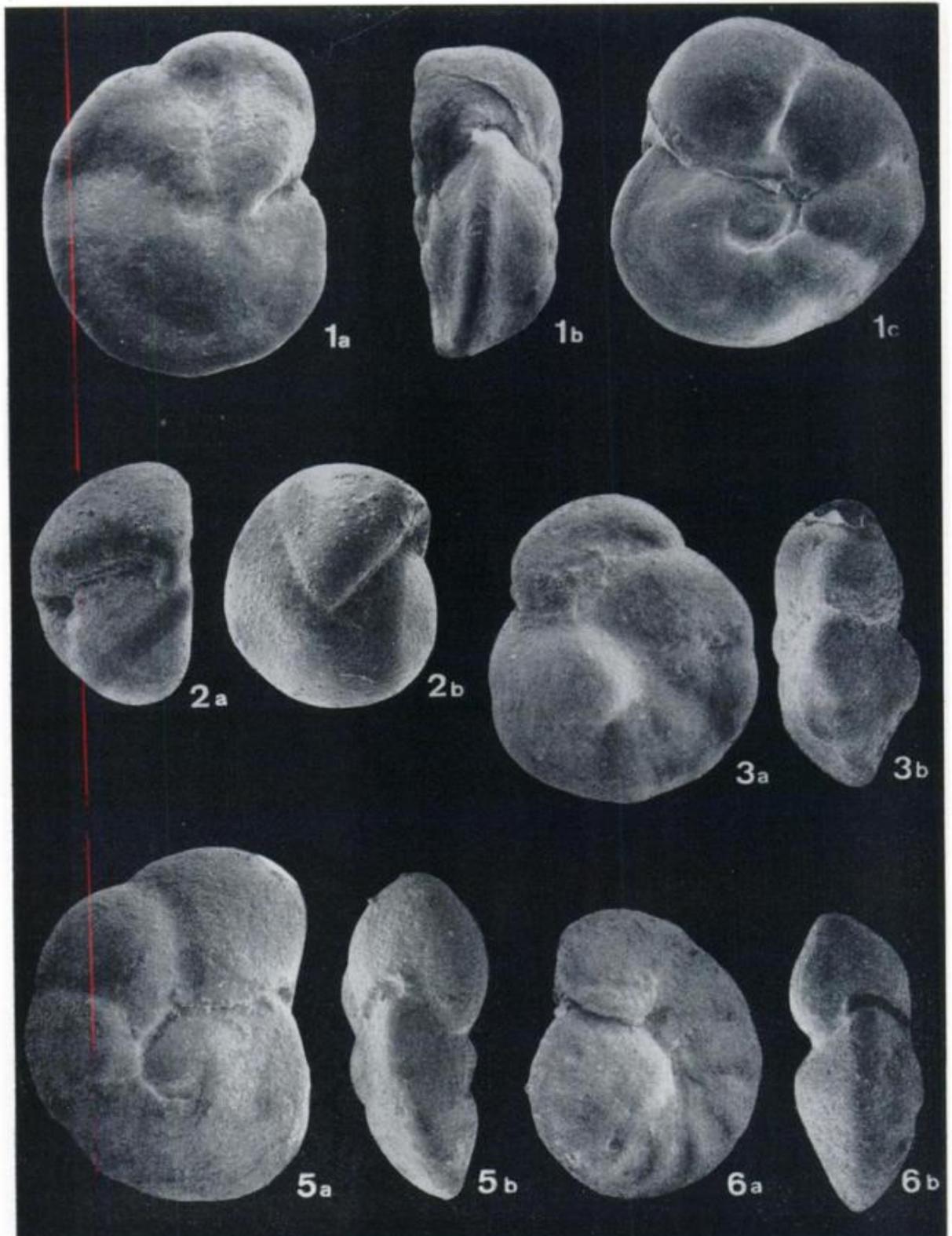


LÁMINA V

1. *Gavelinella murchisonensis* (Belford); *a*, vista dorsal, 1110-20 mbbp, X 90; *b*, vista apertural; *c*, vista ventral, 1090-100 mbbp, X 75. PR.x-2. 2. *Alabamina australis australis* Belford; *a*, vista apertural; *b*, vista ventral; 1180-90 mbbp, PR.x-2, X 100. 3-6 *Gavelinella* (*Berthelina*) ex gr. *berthelini* (Keller); *3a*, vista dorsal; *3b*, vista periférica. *4a*, vista ventral; *4b*, vista periférica de un ejemplar con botón dorsal escasamente desarrollado. *6a*, vista ventral; *6b*, vista periférica de un ejemplar con botón dorsal mediatamente desarrollado. 1150-60 mbbp. PR.x-2, X 100.

ria carenada, 6 a 13 cámaras anchas y bajas en la última vuelta. Lado ventral involuto a muy levemente evolutivo. Ombligo pequeño con hombreras umbilicales suaves y redondeadas, cubierto parcialmente por las proyecciones alares de las cámaras. Abertura areal, en forma de ranura transversal que flexionándose se dirige hacia la base de la cámara y pasa a espiroumbilical, acompañada por un reborde en la cara septal, en el ombligo está cubierta por extensiones camerales. En los septos anteriores se mantiene la abertura septal en forma de ojal, interrumpiéndose la continuidad con la porción espiroumbilical. Pared calcárea, granular, bilamelar, finamente perforada excepto en las cercanías de las suturas.

Derivatio nominis: Planulina austral, por su abundancia y distribución en el hemisferio sur. Género femenino.

Distribución: La especie tipo del género se conoce en el Cretácico Superior (Coniaciano?, Santoniano-Maastrichtiano) de cuenca Austral y Nueva Zelandia, mientras que fuera del hemisferio sur el género sólo se conoce en el Campaniano medio y superior de California, y está representado por "*Gavelinella*" *compressa* Sliter. La asignación de esta especie al género *Notoplanulina* se ha hecho a partir de la comparación directa de material enviado gentilmente por el Dr. W. V. Sliter.

Relaciones: Hornibrook (1968) señaló la dificultad que presentaba la reubicación genérica de *Planulina rakauoana*, y manteniendo la especie en su posición original, sugirió con interrogante los géneros *Discorbis* y *Angulogavelinella*, al último género fue asignada por Webb (1971).

Notoplanulina difiere de *Angulogavelinella* Hofker, 1957, por el lado espiral perforado y por la abertura espiroumbilical. El mismo Dr. Jan Hofker, consultado por uno de los autores (N. M.) cordialmente sugirió que *Planulina rakauoana* podía incluirse en *Goupillaudina* Marie, dado su rango estratigráfico, y forma de cámaras similares, y abertura espiroumbilical que se continúa en la cara apertural. (Com. epistolar, Nov. 1972); sin embargo, *Notoplanulina* muestra un ombligo más o menos conspicuo en contraposición al botón central presente en *Goupillaudina* y, además, la abertura en la cara septal pasa, formando un ángulo casi recto, de una posición longitudinal a otra totalmente transversal.

Por otra parte, *Osangularia occidentalis* Dailey, descripta para el cretácico de U.S.A.,

es una especie que posee una morfología cercana al nuevo género, pero de la examinación directa del material de comparación, gentilmente facilitado por el Dr. D. H. Dailey, no se pudo verificar la existencia de una abertura espiro umbilical, debido quizás a las condiciones de preservación del material. Escasas formas similares a *Osangularia occidentalis* fueron registradas en la Formación Arroyo Alfa, infrayacente a la Formación Cabeza de León, que en este caso también por razones de preservación no fue posible determinar con seguridad la existencia de la abertura espiroumbilical; de cualquier manera, queda en pie la posibilidad que estas últimas especies se encuentren relacionadas al nuevo género como probables formas precursoras.

***Notoplanulina rakauoana* (Finlay, 1939)**

Lám. VI, fig. 2.

1939. *Planulina rakauoana* Finlay, p. 326, lám. 29, figs. 154-6.
 1968. *Planulina rakauoana* Finlay; Hornibrook, p. 45, fig. 5.
 1968. "*Gavelinella*" aff. "*G.*" *compressa* Sliter; Flores et al., p. 425.
 1973. *Planulina popenoei* (Trujillo); Cañón y Ernst, p. 84, lám. 4, fig. 8.

Observaciones: Esta especie se caracteriza por contener frecuentemente nueve cámaras en la última vuelta; suturas camerales limbadas en el lado dorsal y deprimidas en el ventral. Se diferencia de *Notoplanulina compressa* (Sliter) por su forma más lenticular y por ser menos involuta.

El material argentino ha sido comparado con el neocelandez de la Formación Whangai (muestra N 507-9 del Servicio Geológico de Nueva Zelandia) gracias a la gentileza del Dr. N. de B. Hornibrook, y no se encontraron diferencias apreciables tanto con el material comparado como de las ilustraciones y descripción original de la especie.

Dimensiones: Fig. 2ab, alto: 0,47 mm; ancho: 0,37 mm; espesor: 0,15 mm.

Distribución: PR.x-2: 1000-1010; CL.x-1: 1560-70, 1600-1610; NA.x-1: 1650-60, 1690-1700.

Observaciones: Hornibrook (1968) señaló la dificultad de la reubicación genérica de esta especie manteniéndola en su posición original y sugiriendo, con interrogante, el género *Discorbis* y *Angulogavelinella*.

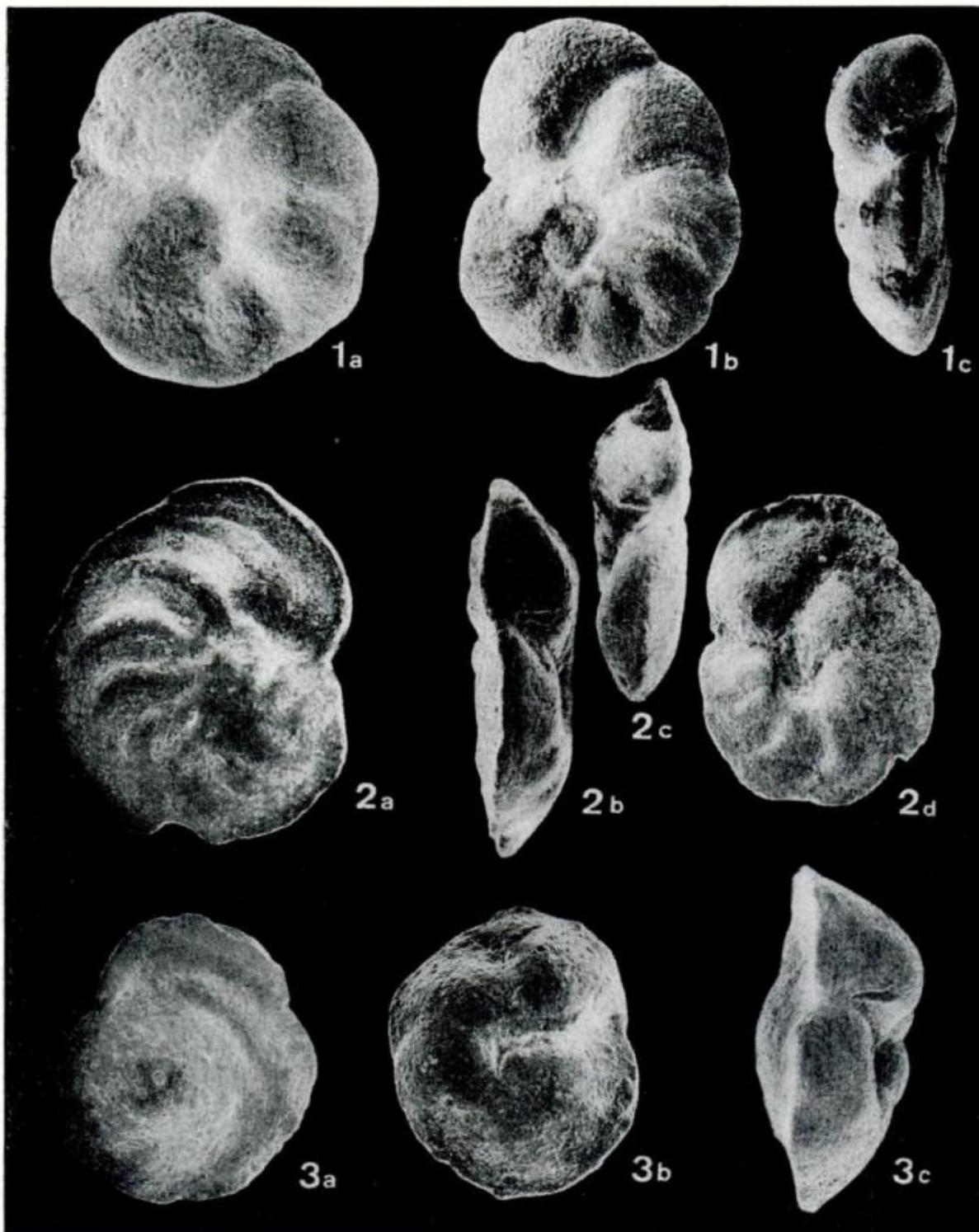


LÁMINA VI

1. *Gavelinella* n. sp.; a, vista dorsal b, vista ventral, de diferentes ejemplares, 1200-10 mbbp; c, vista periférica, 1190-1200 mbbp, PR.x-2, X 115. 2. *Notoplanulina rakauroana* (Finlay); a, vista dorsal; b, vista apertural, 990-100 mbbp; d, vista ventral, 1010-20 mbbp; c, vista periférica, de un ejemplar al que se le removió la última cámara. X 110. 3. *Notoplanulina australis* n. sp.; a, vista dorsal, 1030-40 mbbp; b, vista ventral del holotipo, 900-1000 mbbp; c, vista apertural, 1000-10 mbbp; PR.x-2. X 120.

Notoplanulina australis n. sp.

Malumián y Masiuk.

Lám. VI, fig. 3.

Descripción: Cónchula trocoesprial, lenticular, contorno sublobulado, periferia con una carena fina y filosa, 6 y media cámaras en la última vuelta. Lado ventral involuto con un pequeño ombligo, más convexo que el dorsal; suturas radiales deprimidas, finas. Lado dorsal levemente convexo a plano, suturas finas muy oblicuas y levemente curvadas. Abertura espiroumbilical y replegada sobre la cara septal en donde está contorneada por un reborde.

Dimensiones del holotipo: fig. 3b. Alto: 0,35 mm; ancho: 0,30 mm; espesor: 0,15 mm.

Distribución: PR.x-2: 970-980; CL.x-1: 1520-30; NA.x-1: 1680-90(?).

Observaciones: La presente especie difiere de *Notoplanulina rakauoana* por sus cámaras más globosas y en menor número en la última vuelta: seis y media en lugar de nueve o más; por el lado ventral más involuto; las suturas ventrales finas y radiales en lugar de gruesas y oblicuas; tamaño, en general menor y aspecto más lenticular. Además, en *N. australis* no se observa un límite neto en la cara septal de la última cámara tal como ocurre en *N. rakauoana*.

Repositorio: Museo Argentino de Ciencias Naturales, Bernardino Rivadavia. Laboratorio de Micropaleontología n° 8856.

Localidad tipo: Pozo YPF. PR.x-2: 990-1000, metros bajo boca de pozo, Formación Cabeza de León.

Familia: ANOMALINIDAE

Cushman, 1927

Género: **STENSIOINA** Brotzen, 1936**Stensioina** cf. **S. infrafossa** (Finlay)

Lám. IV, fig. 6.

cf. 1940. *Gyroidina infrafossa* Finlay, p. 462, lám. 66, figs. 181-3.

cf. 1968. *Gavelinella infrafossa* (Finlay); Hornibrook, p. 64, fig. 5.

Descripción: Cónchula trocoesprial. Lado dorsal formado por cámaras infladas excepto las 4 últimas que se presentan desinfladas dando el aspecto de una cónchula cóncava con la parte central elevada; suturas camerales oblicuas algo deprimidas. Lado ventral,

solamente visibles las cámaras de la última vuelta —8 a 9— suturas radiales, limbadas que junto con espesamientos radiales de la pared se unen en la región umbilical, formando un botón de superficie irregular; poros grandes y dispersos; contorno, muy levemente lobulado. Periferia angular a redondeada. Abertura interiomarginal, extendiéndose desde la mitad del septo hasta el ombligo.

Distribución: CL.x-1: 1600-10; 1630-40. PR.x-2: 1150-60.

Observaciones: Esta especie por sus grandes poros en el lado ventral y la superficie irregular en el lado dorsal, ha sido ubicada en el género *Stensioina*. Algunos ejemplares muestran la última cámara como proyectada sobre el ombligo.

Presenta estrechas semejanzas con *Anomalina whitei* Martin, registrada desde el Santoniano superior al Maastrichtiano de California (Sliter, 1968). En Nueva Zelandia, se conoce a *Gavelinella infrafossa* desde el Maastrichtiano al Daniano (Hornibrook, 1968).

Género: **GAVELINELLA** Brotzen, 1942**Gavelinella eriksdalensis** (Brotzen, 1936)

Lám. I, fig. 12.

1936. *Cibicides (Cibicidoides) eriksdalensis* Brotzen, p. 193, lám. 14, fig. 5; fig.-texto 69.

1960. *Anomalinoidea eriksdalensis* (Brotzen); Belford, p. 108, lám. 34, figs. 1-11.

1974. *Cibicidoides semiumbilicatus* (Toutkovski); Cañón y Ernst, en Natland *et al.*, p. 88, lám. 5, fig. 7a-c.

Dimensiones: Alto: 0,43 mm; ancho: 0,37 mm; espesor: 0,20 mm.

Distribución: PR.x-2: 990-1000; CL.x-1: 1540-50.

Observaciones: *G. eriksdalensis* reemplaza en la parte media de la Formación Cabeza de León, tanto en abundancia como en amplia distribución, al grupo de *Gavelinella (Berthelina)* spp. Ha sido considerada especie índice del Laziano —bajo la denominación de *Cibicidoides semiumbilicatus* (Toutkovski)— por Cañón y Ernst (op. cit.).

Es frecuente en el Campaniano-Santoniano de Australia Oeste (Belford, 1960); y semeja a *Cibicides complanata* (Reuss) *sensu* Hornibrook (1968), distribuida desde el Teratiano al Piripauaniano y, posiblemente, el Haumuriano inferior; Turoniano-Campaniano, de Nueva Zelandia.

Sin duda, el caos existente en este grupo

de formas semejantes, sólo podrá ser solucionado partiendo de comparaciones directas con material tipo. Los autores del presente trabajo mantienen la denominación optada por Belford (op. cit.), por la semejanza que existe con el material australiano que está claramente y profusamente ilustrado y por ser prioritaria la denominación en el Hemisferio Sur, sin que ello signifique una convalidación en la determinación.

Gavelinella purchisonensis (Belford, 1960)

Lám. V, fig. 1.

1960. *Anomalinoidea purchisonensis* Belford, p. 107, lám. 32, figs. 12-22, fig.-texto 12 (1-6).

Dimensiones (en mm):

	fig. 1a	fig. 1b
Alto:	0,58	0,65
Ancho:	0,45	0,57
Espesor:	0,25	0,30

Distribución: PR.x-2: 990-1000, 1030-40; CL.x-1: 1550-60, 1610-20; NA.x-1: 1670-80, 1690-1700.

Observaciones: La presencia de esta especie es frecuente en la parte media y superior de la Formación Cabeza de León. Se trata de formas típicas y ha sido comparada —gracias a la gentileza del Dr. J. C. Belford— con material topotípico con la cual se identifica plenamente. Hasta la fecha, sólo ha sido registrada para el Santoniano de Australia (Toolongal Calcilitite).

Gavelinella sp. nov.

Lám. VI, fig. 1.

Descripción: Cónchula trocoespiral comprimida, de contorno lobulado, periferia angular; con 7 a 9 cámaras en la última vuelta, que aumentan rápidamente de ancho a medida que se agregan. Lado ventral ligeramente evolutivo, plano a levemente convexo, suturas nítidas, deprimidas, levemente arqueadas. Lado dorsal, ligeramente involuto, cámaras iniciales indistintas, cubiertas por un botón central, las de la última vuelta infladas, suturas nítidas, las camerales deprimidas. Abertura interiomarginal, extendiéndose desde el lado dorsal próximo a la periferia y continuándose por la espira ventral, acompañada por un cuello que se continúa por desarrolladas proyecciones camerales. Pared finamente perforada excepto en la zona periférica de las primeras cámaras de la última vuelta.

Dimensiones (en mm):

	fig. a	fig. b	fig. c
Alto:	0,47	0,45	0,40
Ancho:	0,38	0,35	0,31
Espesor:	0,17	0,13	0,16

Distribución: PR.x-2: 1190-1200, 1200-1210.

Observaciones: Esta especie se caracteriza por el rápido aumento del ancho de las cámaras y por la tendencia al desenroscamiento que presentan las cónchulas. Su distribución se halla restringida a los términos inferiores de la Formación Cabeza de León en el pozo Pampa Rincón.

Gavelinella (Berthelina) ex gr. **berthelini**

(Keller, 1935)

Lám. V, figs. 3 a 5.

1935. *Anomalina berthelini* Keller, p. 552, lám. 2, figs. 25-27.

Descripción: Cónchula trocoespiral, contorno liso en las primeras cámaras de la última vuelta a sublobulado o lobulado en las últimas. Lado dorsal convexo, con prominente callo central, sutura espiral difusa, suturas camerales levemente oblicuas y curvadas, al ras las primeras, luego deprimidas. Lado ventral convexo, parcialmente evolutivo, suturas limbadas y elevadas en las primeras cámaras, deprimidas en las últimas; sutura espiral gruesa formando un conspicuo rulo. Abertura interiomarginal periférica extendiéndose por la sutura ventral hasta las cinco últimas cámaras, cubierta por proyecciones camerales. Pared finamente perforada.

Dimensiones (en mm):

	fig. 3	fig. 4
Alto:	0,47	0,54
Ancho:	0,41	0,45
Espesor:	0,25	0,21

Distribución: PR.x-2: 1130-40; CL.x-1: 1690-1700, 1720-30; NA.x-1: 1700-1710, 1710-20.

Observaciones: La presente especie pertenece al grupo de *Gavelinella intermedia* (Berthelin, 1880) — *G. belorussica* (Akimez, 1961) y se encuadra dentro del subgénero *Berthelina* erigido por Malapris (1965) para aquellas formas con un callo dorsal más o menos desarrollado.

Los ejemplares de Tierra del Fuego, comparados con material gentilmente enviado por la Dra. Gawor-Biedowa, coinciden con *Gavelinella belorussica*, según la determinación de

esta autora. Por otra parte son comparables con *Gavelinopsis berthelini* (Keller) de Michael (1966) y al conjunto de formas próximas a *Gavelinella intermedia* (Berthelin), lám. 50, fig. 12-13, del mismo autor. Además, la variación morfológica de esta abundante especie en la parte inferior de la Formación Cabeza de León comprende formas idénticas a aquellas mencionadas como *Anomalinoidea* cf. *A. canaliculus* Belford., por Belford y Scheibnerová (1972) para el Turoniano de la Cuenca de Carnarvon de Australia, en es-

pecial las formas que se encuentran en los niveles más altos del registro de esta especie en Tierra del Fuego y que corresponden a ejemplares de tamaño ligeramente menor. Este material pudo compararse directamente, gracias a la gentileza del Dr. D. J. Belford.

Gavelinella ex gr. *berthelini* se registra desde la formación infrayacente Arroyo Alfa hasta la parte inferior de la Formación Cabeza de León, cubriendo un registro similar al registrado en Europa, o sea, desde el Albiano hasta el Turoniano inferior.

Lista de trabajos citados en el texto

- Bartenstein, H., 1965 — *Taxionomische Revision und Nomenklator zu Franz E. Etch "Standard-Gliederung der Nordwest-deutschen Unterkreide nach Foraminiferen"* 1938. Senck. Leth., 46(4/6): 327-366.
- Bartenstein, H.; Bettenstaedt, F. y H. Bolli, 1957 — *Foraminiferen der Unterkreide von Trinidad B. W. I. Erster Teil: Cuche- und Toco-Formation*. Ecl. geol. Helv., 50 (1): 5-67, 8 lám.
- Bettenstaedt, F. y A. Wicher, 1955 — *Stratigraphic correlation of Upper Cretaceous and Lower Cretaceous in the Thethys and Boreal by the aid of Microfossils*. IV World Petr. Cong., Proc. 1/D (5): 493-516, 5 lám.
- Belford, D. J., 1960 — *Upper Cretaceous Foraminifera from the Toolonga Calcilitite and Gingin Chalk, Western Australia*. Australia, Bur. Min. Res., Bull. 57: 1-198, láms. 1-53, 14 fig. texto.
- Belford, D. J. y Viera, Scheibnerová, 1972 — *Turonian foraminifera from the Carnarvon Basin, Western Australia, and their paleogeographical significance*. Micropal. 17 (3): 331-344, 4 lám.
- Bertels, Alvine, 1968 — *El límite Cretácico-Terciario en Patagonia Septentrional*. Tesis Doctoral, Fac. Cs. Exactas y Naturales, Dto. Cs. Geológicas. (M. S.).
- , 1972 — *Buliminacea y cassidulinacea (Foraminiferida) guías del Cretácico superior (Maastrichtiano medio) y Terciario inferior (Daniano inferior) de la República Argentina*. Rev. Española de Microp. 4 (3): 327-353, 3 lám.
- Brotzen F., 1936 — *Foraminiferen aus dem Schwedischen untersten Senon von Eriskdal in Schonen*. Sverig. geol. Unders., Ser. C. (396): 5-206.
- Carsey, D. O., 1926 — *Foraminifera of the Cretaceous of central Texas*, Texas Univ., Bull. 2612: 56, 8 lám.
- Cole, W. S., 1938 — *Stratigraphy and micropaleontology of two deep wells in Florida*. Florida Geol. Survey, Bull. 16: 73, 12 lám.
- Cushman, J. 1932 — *Textularia and related forms from the Cretaceous*. Cushman Lab. Foram. Res., Contr., 8: 86-97, 1 lám.
- , 1936 — *Cretaceous Foraminifera of the family Chilostomellidae*. Idem. 12: 71-78, 1 lám.
- , 1938 — *Additional new species of American Cretaceous Foraminifera*. Idem. 14: 31-52, 8 lám.
- y P. Jarvis, 1928 — *Cretaceous Foraminifera from Trinidad*. Idem. 4: 85-103, lám. 12-14.
- Finlay, H. J., 1939 — *New Zealand Foraminifera: Key Species in Stratigraphy nº 3*. Trans. roy. Soc. N. Zealand 69 (3): 309-29.
- Franke, A., 1914 — *Die Foraminiferen und Ostracoden des Emscher, Besonders von Oberecing und Derne nördlich Dortmund*. Deutsch Geol. Gesell., Zeitschr., 66: 428-43, 27 lám.
- , 1928 — *Die Foraminiferen der oberen Kreide Nord und Mitteldeutschland*. Abh. Reuss. Geol. Landesanst. (n. ser) 111. Berlin
- Flores, M. A.; N. Malumián; V. Masiuk y J. C. Riggi, 1973. *Estratigrafía cretácica del subsuelo de Tierra del Fuego*. Asoc. Geol. Arg. Rev. 28 (4): 407-437.
- Gawor-Biedowa, Eugenia, 1972 — *The Albian, Cenomanian and Turonian foraminifers of Poland and their stratigraphic importance*. Acta Pal. Polonica, 17 (1): 1-155, 20 lám., 14 fig. texto.
- Graham, J. J. y C. C. Church, 1963 — *Campanian Foraminifera from the Stanford University Campus California*. Stanford Univ. Pub. Geol. Sci., 8 (1): 1-107, 8 lám.
- Harris, R. W. y L. C. McNulty, 1956 — *Notes concerning a senonian Valvulinarian*. Journ. Paleont., 30 (4): 865-868.
- Hofker, J., 1957 — *Foraminiferen der Oberkreide von Nordwestdeutschland und Holland*. Geol. Jahrb. Beihefte, 27, 464 pp., 495 fig.
- Hornibrook, N. de B., 1968 — *A handbook of New Zealand Microfossils (Foraminifera and Ostracoda)*. N. Zealand Geol. Survey Handbook. Information series 62: 1-136.

- Keller, B. M., 1935 — *La microfauna del Cretácico Superior de la cuenca Dnjepr-Donetz...*, Bull. Mosk. obsc ispyt prir. otd. geol. 13 (4): 1-30, Moscú (en ruso).
- Malapris, Madeleine, 1965 — *Les gavelinellidae et formes affines du gisement Albien de Courselles (Aube)*. Rev. Micropaleont. 8 (3): 131-150, 5 lám., 6 fig. texto.
- Malumián, N., 1968 — *Foraminíferos del Cretácico Superior y Terciario del Subsuelo de la Provincia de Santa Cruz, Argentina*. Ameghinina 5 (6): 191-227, 8 lám., 1 fig.
- y V. Masiuk, 1975 — *Foraminíferos de la Formación Pampa Rincón (Cretácico Inferior) Tierra del Fuego*. Rev. Española de Micropal. VII (3): 579-600, 2 lám.
- y ———, 1976 — *Foraminíferos característicos de las Formaciones Nueva Argentina y Arroyo Alfa, Cretácico inferior. Tierra del Fuego*. Arg. VI Congr. Geol. Argentino, Actas: 393-411, 4 lám.
- ; y E. Rossi de García, 1972 — *Microfósiles del Cretácico Superior de la Perforación S.C. 1, Prov. Sta Cruz, Arg., Asoc. Geol. Arg., Rev., 27 (3): 265-272, 1 lám.*
- Michael, E., 1966 — *Die Evolution der Gavelinelliden (Foram.) in der NW-deutschen Unterkreide*. Senck. leth. 47 (5/6): 411-459, 1 lám., 16 fig. texto.
- Natland, M. L.; P. E. Gonzáles; A. Cañón y M. Ernst, 1974 — *A System of Stages for Correlation of Magallanes Basin Sediments*. Geol. Soc. Amer., Mem. 139: 1-126, 6 lám., 27 fig.
- Neagu, T., 1970 — *Micropaleontological and stratigraphical study of the Upper Cretaceous deposits between the upper valleys of the Buzau and Râul Negru rivers (Eastern Carpathians)*. Inst. Geol., Mem. 12: 1-109, 41 lám. Bucarest.
- Orbigny, A. D. d', 1840 — *Mémoire sur les Foraminifères de la craie blanche du bassin de Paris*. Soc. geol. France, Mém. 4 (1): 1-51.
- Pozariska, Krystina, 1957 — *Lagenidae du Crétacé supérieur de Pologne*. Paleont. Polonica, 8: 1-190, 27 lám.
- Roemer, F. A., 1841 (1842 — *Die versteineringen des norddeutschen Kreidegebirges.* : 145, 16 lám. Hannover.
- Reuss, A. E., 1845 — *Die Versteinerungen der böhmischen Kreideformation*. E. Schweizerbart, Abt 1: 58, 13 lám.
- , 1860 — *Die Foraminiferen der Westphalischen Kreideformation*. K. Akad. d. Wiss. Wien, Math.-Naturw. Kl., Sitzungsber., 40: 147-238, 13 lám.
- Scheibnerová, Viera, 1973 — *Non-tropical Cretaceous Foraminifera in Atlantic deep-sea cores and their implications for continental drift and palaeoceanography of the South Atlantic Ocean.*, Geol. Surv. N. S. Wales, Rec., 15 (1): 19-46.
- Sliter, W. V., 1968 — *Upper Cretaceous Foraminifera from Southern California and North western Baja California, Mexico*. Univ. Kansas, Paleont. Contr. 49 (7): 1-141, 9 fig., 24 lám.
- Webb, P. N., 1966 — *New Zealand Late Cretaceous Foraminifera and stratigraphy*. Schotanus & Jens N. V. : 19. Utrecht.
- , 1971 — *New Zealand Late Cretaceous (Haumurian) Foraminifera and Stratigraphy: A summary*. N. Z. Journ. Geol. Geophys 14 (4): 795-828.

Recibido: Noviembre 18, 1975.

EL BASAMENTO METAMORFICO DE LA REGION DE CAFAYATE, PROVINCIA DE SALTA. ASPECTOS PETROLOGICOS Y GEOQUIMICOS

CARLOS WASHINGTON RAPELA

Cátedra de Geoquímica, Facultad de Ciencias Naturales y Museo (U.N.L.P.).

Resumen

Este trabajo se refiere a diferentes aspectos petrográficos, petrológicos y geoquímicos del basamento metamórfico de la región de Cafayate (Pcia. de Salta). En dicho complejo se reconocieron y describieron petrográficamente cuatro zonas principales: 1) Zona de pizarras y blastosamitas, 2) Zona de filitas moteadas, 3) Zona de esquistos y filitas bandeados y 4) Zona de gneises y migmatitas. Se realizaron análisis químicos de 31 muestras, determinándose su composición en elementos mayoritarios. Con estos datos se hicieron comparaciones composicionales directas y mediante diagramas ACF y A'KF.

La correlación de las relaciones texturales y mineralógicas con datos prototectónicos (diagramas de densidad de estructuras planares y lineales) permitió inferir la existencia de tres episodios metamórfico-tectónicos (E1, E2 y E3) dentro del basamento. Cada episodio estuvo caracterizado por una fase de deformación (denominadas F1, F2 y F3) y metamorfismos regionales conexos (M1, M2 y M4 respectivamente). Durante el E2, y con posterioridad a la fase de deformación F2, se localizó un metamorfismo de contacto (M3) vinculado al ascenso de cuerpos granitoides. Los eventos magmáticos y metamórficos fueron ubicados temporalmente en forma provisoria tomando como base ocho nuevas dataciones radiométricas

1. Introducción

Los resultados que aquí se presentan resumen una parte del trabajo presentado por el autor como tesis doctoral en la U.N.L.P. (Rapela, 1975). Este trabajo es a su vez el primero de una serie de contribuciones destinadas a tratar de establecer los rasgos fundamentales de la evolución igneo-metamórfica de la región de Cafayate. El estudio petrográfico y geoquímico y petrológico de las rocas metamórficas será complementado en trabajos subsiguientes con observaciones del mismo tipo en los grupos granitoides del área y posteriormente con el análisis de la distribución estadística de elementos mayoritarios y minoritarios en metamorfitas y granitoides.

Abstract

Petrographical, petrological and geochemical aspects of the metamorphic basement of Cafayate region (Salta, República Argentina) were analyzed. Chemical study of major elements comprised the analysis of thirty one samples. In order to compare composition ACF and A'KF diagrams were constructed. On the basis of the zoneographic research, four main zones were recognized: 1) a zone of slates and blastosammites, 2) a zone of spotted phyllites, 3) a zone of schists and banded phyllites, 4) a zone of gneisses and migmatites.

Petrographical-prototectonic correlations tend to point out three metamorphic-tectonic events (E1, E2 and E3), each of them characterized by one deformation fase (called F1, F2 and F3) and one regional metamorphism (M1, M2 and M4). Post F2, late and postkinematic granitoid intrusions developed a contact metamorphism (M3). The ages of metamorphic and magmatic events were provisionally assigned on the basis of eight new radiometric (K/Ar) data. (método K/Ar).

2. Geología del Area de Cafayate

La zona estudiada se sitúa en el sur de la provincia de Salta, entre los 26°00' y 26°15' de latitud sur, y 65°40' y 66°05' de longitud, encontrándose comprendida dentro de la Hoja 10e, Cafayate, del Servicio Geológico Nacional. El área se encuentra dividida en su parte central por el tramo inicial del valle del río Santa María, en cuya margen izquierda se encuentra la localidad de Cafayate.

Los afloramientos estudiados pertenecen a los dos cordones montañosos que flanquean el Valle de Santa María, Las Cumbres Calchaquíes al este y la Sierra de Quilmes o de Cajón al oeste. Estos cordones forman parte genéticamente del ambiente de las Sierras Pampeanas, representando ambos una de las partes septentrionales de ese sistema.

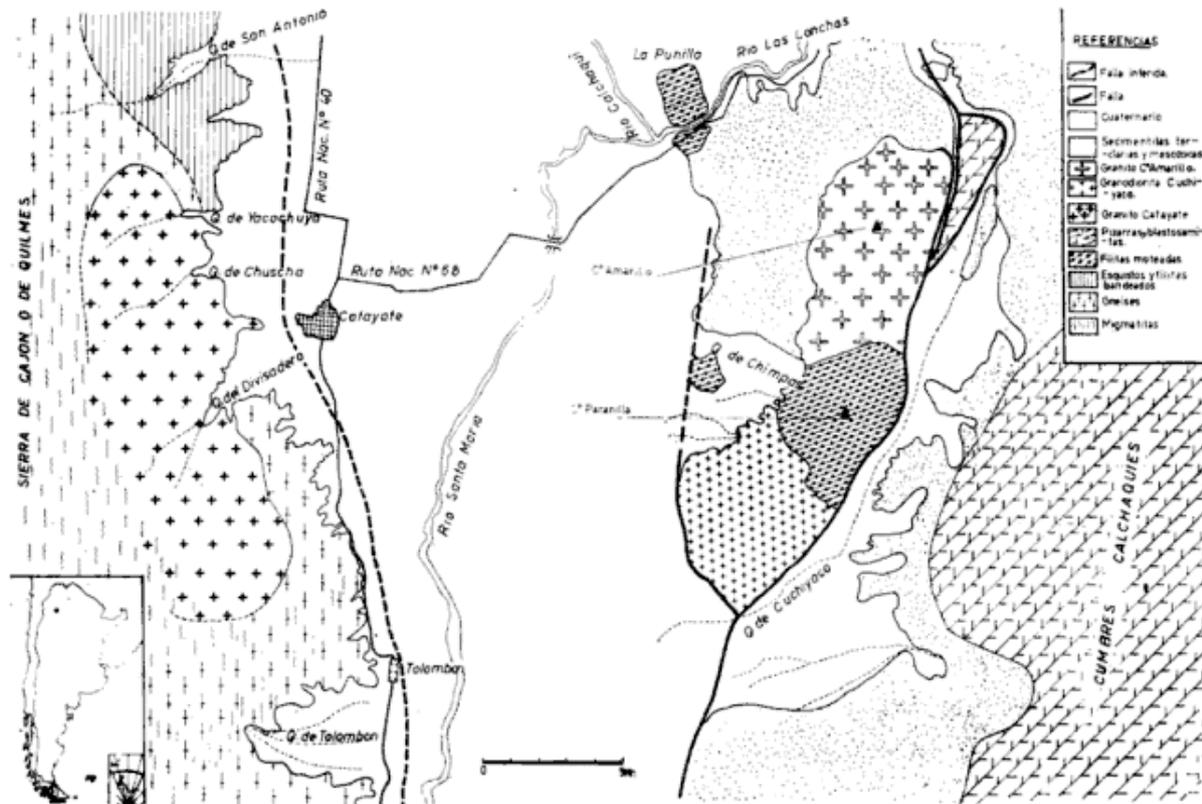


Fig. 1. — Mapa geológico de la región de Cafayate.

La figura 1 muestra el mapa geológico del área de Cafayate. El mismo fue confeccionado por el autor realizando un fotocolor sobre fotomosaico en escala 1:125.000. Los contactos entre unidades litológicas y las fallas dentro del basamento cristalino fueron determinados por el autor; el mapeo de la cubierta sedimentaria y las fallas regionales se basaron principalmente en el trabajo de Galván y Ruiz Huidobro (1965).

Tres entidades fundamentales conforman el paisaje geológico de la región: un basamento cristalino integrado por rocas granitoides y metamórficas, una cubierta sedimentaria sobreyacente en discordancia, integrada por sedimentitas mesozoicas y terciarias y por último depósitos pedemontanos y niveles terrazados que constituyen el relieve cuaternario. No se han especificado a los fines del presente trabajo las divisiones estratigráficas que se han distinguido en las sedimentitas mesozoicas y terciarias (Galván y Ruiz Huidobro, op. cit.).

El complejo metamórfico aparece intruido por tres cuerpos granitoides principales y una serie de cuerpos menores. De los cuerpos principales, dos de ellos son stocks de carácter netamente intrusivo (granitos postcinemáticos), situados en la margen oriental del valle en una línea aproximadamente NE-SW y ado-

sados al extremo noroccidental de las Cumbres Calchaquíes. De acuerdo a la especie litológica que predomina en cada uno de ellos se los ha denominado Granito Cerro Amarillo y Granodiorita Cuchiyaco respectivamente. El cuerpo mayor del área, denominado aquí Granito Cafayate se encuentra en la sierra de Quilmes próximo a la ciudad de Cafayate (Fig. 1). Se trata en este caso de un stock parcialmente concordante (granito tardiocinemático) elongado en dirección NNW.

En el área de la Quebrada de Tolombón y sus adyacencias se encuentran cuerpos graníticos menores, generalmente de forma lenticular, regionalmente concordantes (granitos sincinemáticos), aunque localmente pueden cortar a la roca de caja. A este grupo se lo ha denominado colectivamente con el nombre de Tonalita Tolombón, en virtud de ser ésa su composición dominante. Por último, enjambres de pegmatitas turmaliníferas cortan en diversas partes al complejo metamórfico de la Sierra de Quilmes, aunque con mayor frecuencia en las zonas donde el metamorfismo regional es más intenso. Se debe recalcar finalmente que los cuerpos granitoides intruyen exclusivamente al complejo metamórfico y no a las formaciones sedimentarias posteriores.

3. Zoneografía del complejo metamórfico

En la región abarcada en este estudio se reconocieron cuatro zonas metamórficas principales designadas por la o las rocas que predominan: 1) Zona de pizarras y blastopsamitas, 2) Zona de filitas moteadas, 3) Zona de esquistos y filitas bandeados y 4) Zona de gneises y migmatitas. Cada zona se encuentra en una región geográfica definida y en general caracterizan a diferentes grados de metamorfismo regional.

Sector de las Cumbres Calchaquíes y áreas aledañas

1. Zona de pizarras y blastopsamitas

Estas rocas que forman parte del sector noroccidental de las Cumbres Calchaquíes, están ubicadas en la margen oriental del Valle de Santa María, comenzando sus afloramientos unos 25 km al E de Cafayate (ver Fig. 1). Se hallan separadas de las filitas moteadas del Cerro Paranilla por la zona de fallas de la quebrada de Cuchiyaco. Sedimentitas mesozoicas y del terciario calchaqueño se encuentran depositadas en discordancia sobre las metamorfitas de esta zona. Las rocas son metasedimentitas de grado metamórfico muy bajo, y conservan todavía el carácter epiclásico de la roca madre. Presentan esquistosidad marcada, con rumbo variable aunque predomina el N-S.

Si bien algunas variedades pueden clasificarse como verdaderas pizarras, muchas de ellas presentan caracteres megascópicos de transición a psamitas finas o pelitas. El término blastopsamita es usado aquí para denominar rocas que conservan caracteres de fábrica y mineralogía sedimentarios —fundamentalmente psamíticos—, advirtiéndose no obstante una incipiente lepidoblastesis de la matriz.

El color varía del gris al gris verdoso oscuro. La textura es blastopsamítica, en parte lepidoblástica. El carácter clástico se manifiesta claramente en individuos de cuarzo, plagioclasa (An 36), muscovita (individuos mayores) y calcita, minerales que son el relicto de la primitiva psamita. La presencia de estos minerales relictos demuestra que el metamorfismo regional no alcanzó un equilibrio total. La matriz pelítica de la roca ha recrystalizado originando finos agregados orientados de muscovita y clorita que dan lugar, por sectores, a una verdadera textura

lepidoblástica. Estos minerales neoformados indican que el rango metamórfico alcanzado es de grado clorita.

La biotita no es común, y cuando se la encuentra es de carácter clástico, estando parcial o totalmente cloritizada. En algunas rocas la recrystalización de la matriz es más intensa, fenómeno que va acompañado por estiramientos de granos de cuarzo y plagioclasa en forma paralela a la esquistosidad general (Fot. 1). Venas de cuarzo y calcita cortan a menudo la esquistosidad, aunque a veces son paralelas a la misma.

2. Zona de filitas moteadas

Esta zona corresponde a los afloramientos de La Punilla y cerro Paranilla situados en la margen oriental del valle Calchaquí (Fig. 1). El afloramiento de La Punilla está situado sobre la ruta nacional N° 68 y se encuentra cortado en su parte media por el tramo inicial del río Las Conchas. La roca predominante en este sitio es una típica filita moteada con esquistosidad bien marcada y dirección predominante N-S. Las metamorfitas del cerro Paranilla sirven de roca de caja a dos stocks graníticos situados en los extremos norte y sur del afloramiento (Granito Cerro Amarillo y Granodiorita Cuchiyaco respectivamente). Las características megascópicas y microscópicas de ambos afloramientos son similares razón por la cual se las describe en conjunto.

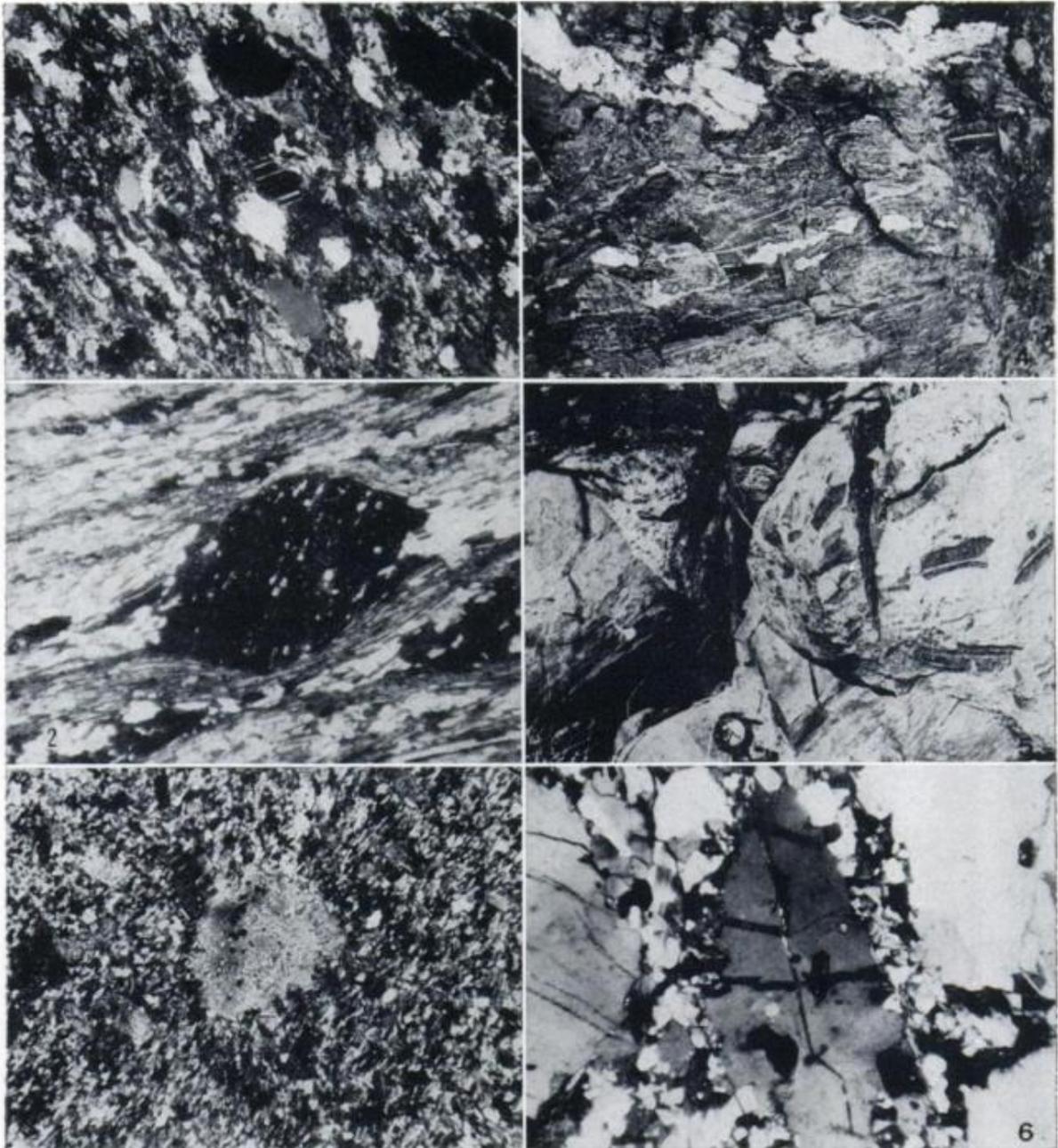
Las rocas presentes son filitas moteadas, esquistos cuarcíticos y hornfels, estos últimos en la proximidad de los contactos graníticos. El color es gris claro en los esquistos cuarcíticos, verde sedoso en las filitas moteadas y gris verdoso oscuro en los hornfels. Algunas filitas de La Punilla presentan un bandeamiento dado por intercalaciones de composición pelítica con capas más cuarzosas debido probablemente a una foliación relictica de la roca sedimentaria.

La textura en las filitas y esquistos es porfiroblástica con matriz lepidoblástica, en parte granoblástica. Los hornfels tienen textura típicamente granoblástica. Las filitas presentan porfiroblastos de biotita en forma de cristales de hasta 1 mm de forma ovoidal o lenticular. En algunos casos la biotita está crecida poiquiloblásticamente sobre una matriz granoblástica encerrando cristales menores de biotita.

La matriz lepidoblástica está constituida por clorita, muscovita y biotita, esta última en menor proporción que las anteriores. Los

minerales félsicos —plagioclasa y cuarzo— se disponen en la parte granoblástica de la matriz; la plagioclasa (An 32) aparece en forma de granos equidimensionales concentrados en mayor proporción en algunos sectores y a menudo muy muscovitizada. El cuarzo se presenta en cristales más desarrollados y a

veces también en venas paralelas a la esquistosidad. Los porfiroblastos de biotita presentan inclusiones lineares rectas compuestas de cuarzo y muscovita que se orientan generalmente a 45° de la esquistosidad principal. Estas rotaciones en los porfiroblastos se encuentran tanto en las filitas de La Punilla



Fot. I: Zona de pizarras y blastopsamitas. Cuarzo y plagioclasas estirado (relictos) rodeados de una matriz lepidoblástica compuesta de muscovita y clorita. Nícoles cruzados, 35 aumentos. Fot. II: Zona de filitas moteados (C° Paranilla). Porfiroblastos de biotita con inclusiones lineares orientadas transversalmente respecto de la esquistosidad principal. Luz paralela, 35 aumentos. Fot. III: Zona de esquistos y filitas bandeados. Crecimiento estático de porfiroblastos de biotita, las inclusiones son de cuarzo y minerales opacos. Nícoles cruzados, 100 aumentos. Fot. IV: Zona de gneises y migmatitas. Epibolitas y diadicitas en la Qda. de Tolombón. Las venas de leucosoma al engrosarse adquieren textura pegmatoide. Fot. V: Zona de gneises y migmatitas. Agmatita. El leucosoma adquiere carácter discordante englobando fragmentos de roca metamórfica (gneises). Fot. VI: Zona de gneises y migmatitas (Qda. del Divisadero). Feldespato potásico englobando cristales menores de biotita en diversos estados de digestión. Nícoles cruzados, 35 aumentos.

como en las metamorfitas del cerro Paranilla (Fot. 2).

En la roca en general y en los porfiroblastos en particular se evidencia la acción de un metamorfismo regional posterior a la porfiroblastesis y de grado más bajo que aquella (diaforético). Este último evento formó la esquistosidad principal (matriz clorítica muscovítica) y produjo transformaciones parciales y totales de biotita en clorita. Los bordes de los porfiroblastos muestran a menudo ese efecto.

En áreas cercanas a los contactos graníticos las rocas se hacen paulatinamente más macizas, adquiriendo un aspecto hornfélsico. Microscópicamente a su vez la textura se vuelve decididamente granoblástica. Se observó crecimiento en haces de individuos de muscovita en las rocas situadas inmediatamente al lado del contacto (textura decusada). En estas áreas es frecuente encontrar venas de cuarzo y de feldespato potásico provenientes del cuerpo granítico que cortan discordantemente a las filitas y esquistos. El feldespato potásico se dispersa a veces a partir de las venas siguiendo la foliación de esta roca. Llama la atención el no haber encontrado minerales típicos del metamorfismo de contacto (cordierita o andalusita). Sin embargo, algunas muestras cercanas a los contactos presentan un mineral remplazado pseudomórficamente por productos micáceos muy semejante a los hallados en otras áreas de contacto remplazando a cordierita (Kilmurray *et al.*, 1974). Apatita y turmalina son accesorios comunes, la primera con mayor abundancia.

En resumen, las rocas de esta zona presentan evidencias texturales (porfiroblastos rotados) y mineralógicas que indican la acción de por lo menos tres estadios metamórficos:

- a) Met. 1: Formación de una matriz lepidoblástica en parte granoblástica dada por una recrystalización en condiciones dinámicas de muscovita, biotita y cuarzo. Grado met. ?
- b) Met. 2: Crecimiento estático de porfiroblastos de biotita que engloban la matriz del Met. 1. Grado met.: biotita (cordierita?).
- c) Met. 3: Crecimiento dinámico de una matriz clorítica-muscovítica que forma un ángulo (aproximadamente 45°) con la matriz relicto del Met. 1 englobada por los porfiroblastos del Met. 2. Grado met.: clorita.

Sector de la Sierra de Quilmes

En la Sierra de Quilmes se han podido diferenciar dos grupos litológicos que difieren esencialmente en el grado de metamorfismo regional que ostentan. Así, se ha diferenciado una zona de esquistos y filitas bandeados desarrollada principalmente al norte de la quebrada de Yacochuya, hasta el río San Antonio. Desde dicha quebrada hacia el sur, siguiendo el borde oriental de la sierra, las rocas predominantes son gneises. Hacia el oeste éstos pasan transicionalmente a migmatitas, rocas que a su vez muestran contactos transicionales con el Granito Cafayate (Fig. 1).

El pasaje de filitas y esquistos a gneises no es neto sino más bien gradual. Ciertos caracteres de fábrica como el bandeo —relicto de la estratificación sedimentaria— de las filitas y esquistos perdura aún en las rocas de alto grado. El aumento de tamaño de grano, la aparición de una foliación metamórfica, abundantes inyecciones cuarzo-feldespáticas y la presencia intrusiva de pegmatitas turmaliníferas son los rasgos distintivos de la zona de gneises y migmatitas.

Es importante recalcar que tanto en la zona de esquistos y filitas como en la de gneises y migmatitas el rango metamórfico aumenta hacia el oeste. Los esquistos y filitas pasan transicionalmente a gneises (quebrada de San Antonio), en tanto que los gneises pasan transicionalmente a migmatitas (quebradas de Tolombón y del Divisadero).

3. Zona de esquistos y filitas bandeados

Las rocas son esquistos y filitas de color gris verdoso claro a gris verdoso oscuro, afaníticas, caracterizadas por la alternancia de capas oscuras y claras de composición biotítica, con capas claras de composición cuarzo-feldespática (Sup. S₀). Este bandeo es sin duda relicto de una primitiva alternancia de pelitas y material psamítico cuarzo-feldespático, estructura muy común en los sedimentos geosinclinales. El grado metamórfico que ostentan es por otra parte demasiado bajo como para suponer que el mismo se haya producido por una diferenciación metamórfica. Algunas filitas presentan un fino moteado debido a la presencia de porfiroblastos de biotita.

Megascópicamente es posible observar la existencia de dos esquistosidades, una de ellas coincidente con el bandeo relicto (Sup. S₁). La segunda esquistosidad, forma-

da por capas biotíticas de tamaño de grano superior al de la matriz, no coincide con el bandeo sedimentario disponiéndose casi perpendicularmente a éste. Las dos estructuras planares dan lugar a una lineación (L2) formada por la intersección de los planos S.

La textura de las rocas responde al bandeo mesoscópico, lepidoblástica en las capas micáceas y granoblástica en las partes claras cuarzo-feldespáticas, predominando una u otra según la composición original de la roca. Las capas lepidoblásticas están compuestas principalmente de muscovita y biotita dispuestas en forma de fina matriz orientada. Las partes granoblásticas están compuestas de cuarzo y plagioclasa, predominando el primero en forma neta sobre la plagioclasa, que en algunas muestras falta totalmente. La composición de esta última medida a partir de los ángulos de extinción con platina universal es de An 31. Microscópicamente se corrobora la evidencia megascópica al observarse en todas las muestras estudiadas capas lepidoblásticas formadas exclusivamente por biotita (de tamaño de grano superior al de la matriz) orientadas perpendicularmente respecto de la foliación.

A menudo las rocas presentan un moteado fino dado por porfiroblastos de biotita crecidos estáticamente sobre la matriz cuarzo-micácea a la que engloban en su desarrollo (Fot. 3). Es frecuente observar los mismos englobando cristales menores de biotita.

Los porfiroblastos se hallan a menudo cloritizados total o parcialmente. La cloritización se ha desarrollado preferencialmente sobre los porfiroblastos antes que sobre la matriz micácea que en general se encuentra poco afectada. Se han observado porfiroblastos de clorita en esquistos bandeados de la quebrada de San Antonio orientados transversalmente respecto de la matriz micácea. Venas de cuarzo cortan en numerosos casos las estructuras planares formando repliegues. Apatita y circón son minerales accesorios comunes en filitas y esquistos.

De las características de fábrica y mineralogía descriptas se interpreta la siguiente evolución:

- a) Estratificación sedimentaria caracterizada por la alternancia de capas pelíticas con capas cuarzo-feldespáticas (Sup. S₀).
- b) Met. 1: Metamorfismo regional de las sedimentitas bandeadas. Grado met.: biotita. La estructura planar que se produce —esquistosidad (Sup. S1)— es

paralela a la estratificación sedimentaria.

- c) Met. 2: Metamorfismo regional de grado medio: biotita. La estructura planar que se origina (Sup. S2) forma un ángulo generalmente de alto valor con las Sup. S₀ y S1.
- d) Met. 3: Metamorfismo postectónico. Grado metamórfico: biotita. Evidencias: porfiroblastos de biotita crecidos estáticamente sobre las estructuras S1 y S2.
- e) Met. 4: Metamorfismo regional retrógrado. Grado metamórfico: clorita. Este último evento tiene escasa repercusión en esta zona, quedando evidenciado por transformaciones parciales de biotita en clorita que en algunos casos aislados tienden a disponerse transversalmente respecto a las estructuras S1 y S2.

4. Zona de gneises y migmatitas

Sobre la base de caracteres megascópicos y microscópicos se han distinguido dos tipos de rocas metamórficas de alto grado: gneises y migmatitas (no obstante ser éstos los tipos principales se encontraron intercalaciones de esquistos cordieríticos en áreas donde los gneises predominan netamente).

Los gneises, sobre cuya distribución geográfica ya se habló en la introducción, son rocas de color gris oscuro, de grano mediano, caracterizadas por una típica foliación metamórfica. Las bandas claras son de composición cuarzo-plagioclásica, mientras que las oscuras están compuestas de biotita y muscovita principalmente. Estos gneises pasan lateralmente en transición a verdaderas migmatitas debido a la aparición —megascópica en la mayoría y microscópica en algunos casos— de abundante material cuarzo-feldespático que forma el leucosoma de las rocas migmatíticas.

Las migmatitas predominan en el suroeste del área estudiada, especialmente en la quebrada de Tolombón. Los tipos de migmatitas encontrados se sistematizan adecuadamente empleando la terminología descriptiva de Jung y Roques (1952). De acuerdo a ella en esta zona encontramos migmatitas de tipo *epibolítico*, *diadisítico*, *embrechítico*, *agmatítico* y *anatexitico*. No hay un orden definido en el terreno respecto de los distintos tipos y además es común encontrar coexistiendo dos o más de ellos en un mismo afloramiento.

Si bien los dos primeros tipos nombrados

predominan sobre el resto (Fot. 4), localmente el leucosoma puede aumentar considerablemente su proporción respecto del melanosoma engolfando sectores que quedan de esta forma como xenolitos con distinta orientación dentro de la masa granítica (Fot. 5). En otros casos el leucosoma forma cuerpos concordantes que pueden tener cientos de metros de espesor —como el que se halla sobre la ruta 40, 8 km al sur de Cafayate— que marcan el máximo grado de expansión de la parte granítica que forma estas rocas (anatexitas). Tanto en este último caso como en el anteriormente descrito, la roca granítica así formada conserva caracteres de su herencia metamórfica, siendo especialmente notable la orientación de los mafitos que la componen (biotita y muscovita).

La textura común a todos los tipos litológicos —gneises y migmatitas— de esta zona es lepidoblástica en parte granoblástica; lepidoblástica predominante en el melanosoma y granoblástica en el leucosoma. Localmente aparecen relaciones porfiroblásticas en las migmatitas de tipo embrechítico dadas por la presencia de cristales mayores de plagioclasa.

La composición mineralógica es conveniente discriminarla según que los minerales se encuentren en las partes oscuras (melanosoma de las migmatitas y parte lepidoblástica de los gneises) o en las partes claras (leucosoma de las migmatitas y parte granoblástica de los gneises) designados como MELANOSOMA y LEUCOSOMA.

MELANOSOMA: biotita, muscovita, cordierita, sillimanita, granate, gedrita, circón, apatita, espinela.

LEUCOSOMA: plagioclasa, cuarzo, microclino (localmente se pueden encontrar también granate, biotita, muscovita y cordierita en cantidades menores).

En las rocas definidas como gneises, la parte oscura está compuesta principalmente por biotita y muscovita y menos comúnmente por biotita y granate, mientras que las típicas migmatitas tienen paragénesis en las que se alternan biotita, muscovita, sillimanita, cordierita, almandino y gedrita.

La parte clara de los gneises está integrada por cuarzo y plagioclasa en forma predominante; si se encuentra feldespató potásico es en cantidad muy subordinada. En las migmatitas, la composición tonalítica sigue siendo la dominante, pero la cantidad de feldespató potásico ha aumentado siendo mucho más frecuente encontrar relaciones granodioríticas.

Biotita en el melanosoma y plagioclasa en las partes claras son los minerales de mayor rango de estabilidad, encontrándose en paragénesis tanto en las rocas de bajo rango de la Sierra de Quilmes (filitas y esquistos bandeados) como en las rocas migmatíticas supuestamente de más alto grado.

La cordierita es común a todas las rocas de la zona, desde los gneises a las migmatitas, aun cuando su forma de presentarse no es la misma. En algunas de las rocas de menor rango de la zona —lentes aislados de esquistos intercalados en gneises— la cordierita se encuentra en forma de nódulos ovoidales de hasta 2,5 cm de largo, que dan lugar a una textura porfiroblástica. Estos nódulos se encuentran casi siempre en capas de composición predominantemente pelítica. Al microscopio la cordierita que forma los nódulos presenta una textura intracristalina poiquiloblástica —diablástica—, formada al parecer por un crecimiento estático de cordierita sobre una matriz de cuarzo, muscovita y biotita. En los bordes de los porfiroblastos se encuentran acumulaciones de biotita que siguen miméticamente a éstos.

En los gneises y migmatitas, la cordierita rara vez adopta la textura diablástica, presentándose comúnmente en forma de cristales subredondeados, fácilmente identificables por la alteración pinítica y los halos pleocroicos. En las migmatitas en general, y especialmente en aquéllas con paragénesis de alto grado (sillimanita-gedrita), la cordierita se encuentra englobando cristales de biotita, con evidencias de reacciones mutuas en los bordes de ambas especies. La cordierita, en efecto, muestra tendencia a asociarse con biotita encontrándose, en consecuencia, frecuentemente en el melanosoma.

La sillimanita se encontró siempre en las migmatitas del sector occidental del área estudiada. En todos los casos se trata de la variedad fibrolita, caracterizada por formar agregados de cristales aciculares. Comúnmente se la encuentra asociada con biotita y crecida epitaxialmente sobre ésta o sobre muscovita en los casos en que ambos minerales coexisten.

Fue detectada la presencia de almandino tanto en el melanosoma como en venas pegmatoides del leucosoma. De tamaño variable (0,3 mm-30 mm), tiene generalmente textura poiquilítica, englobando cristales menores de cuarzo y plagioclasa.

En las migmatitas occidentales de la quebrada de Tolombón, en paragénesis con sillimanita y microclino se determinó la presen-

cia de un anfíbol, caracterizado por su extinción recta, y pleocroismo verde marcado, asignado sin otras evidencias al grupo de las gedritas. Siempre se encuentra en pequeñas proporciones (1-4%), con hábito fibroso y asociado a cordierita, biotita y microclino; pareciera ser en todos los casos un producto de reacción de esos minerales. En paragénesis con granate, cordierita y sillimanita se encontró en algunas muestras cantidades menores de espinela, comunmente asociada a magnetita.

El leucosoma está compuesto fundamentalmente por plagioclasa, cuarzo y microclino; granate, biotita y muscovita son "accesorios" normales en muchas de las rocas estudiadas. Su composición es primordialmente tonalítica, pero localmente puede hacerse transicional a granodiorítica. La plagioclasa se encuentra en forma de cristales subedrales, sin zonación, maclados según la ley de albita y también periclino-albita. Su composición varía desde An 29 a An 39 (oligoclasas básicas-andesinas ácidas). No se determinó ninguna variación en composición bien definida en relación con el aumento de grado metamórfico, aunque en términos generales las paragénesis con sillimanita contenían una plagioclasa más básica (An 36-39) que el promedio general.

El feldespato alcalino presente es microclino, su macla es muy poco definida y falta completamente en algunos cristales. Posee micropertitas de tipo venoso, generalmente orientadas, además de insinuaciones (muy escasas) de pertitas tipo "llama". En algunas migmatitas de la parte occidental es posible observar cristales de feldespato potásico que engloban biotitas en diversos estados de digestión (Fot. 6), pareciendo haberse formado éste a expensas de aquélla. Estos feldespatos forman siempre estructuras mirmekíticas con las plagioclasas que los rodean.

Se exponen a continuación las secuencias de paragénesis minerales observadas en perfiles con rumbo general E-W (enumeradas con sentido E→W), realizados en las quebradas de Yacochuya, El Divisadero y Tolombón:

Quebrada de Yacochuya

- a) Biot + Musc + Plag +
+ Cuar + (Clor)
b) Biot + Musc + Plag +
+ Cord + Sill + Fel.K +
+ Cuar

Quebrada del Divisadero

- a) Biot + Musc + Plag +
+ Cuar + (Clor)
b) Biot + Musc + Cord +
+ Plag + Cuar
c) Biot + Plag + Cord + Sill +
+ Alm + Fel.K + Cuar +
+ (Esp)

Quebrada de Tolombón

- a) Biot + Musc + Plag + Cuar
b) Biot + Musc + Alm + Plag + Cuar
c) Biot + Alm + Plag + Cuar
e) Biot + Musc + Cord + Plag + Cuar
d) Biot + Musc + Cord + Plag + Fel.K + Cuar
f) Biot + Musc + Cord + Sill + Plag + Cuar
g) Biot + Sill + Cord + Alm + Plag +
+ Fel.K + (Gedrit) + Cuar + (Esp.)

Del análisis de las mismas se evidencia una tendencia bastante definida en todos los perfiles estudiados al aumento del rango metamórfico a medida que se avanza con dirección oeste.

Las rocas de esta zona presentan evidencias texturales y mineralógicas de haber sufrido varias etapas metamórficas, algunas de carácter regional y otras de carácter local.

El alto grado metamórfico, la gran migmatización y la identidad entre algunos productos mineralógicos regionales y de metamorfismo de contacto dificultan notablemente la tarea de inferir el curso y las etapas del proceso. El esquema evolutivo expuesto más abajo es, por estas razones, solamente tentativo.

- a) Estratificación sedimentaria inferida (Sup. S₀).
- b) Metamorfismo regional sintectónico (M1). Grado metamórfico: sillimanita. Pico del metamorfismo, migmatización y formación de cuerpos granitoides sintectónicos. Formación de estructuras metamórficas: esquistosidad y foliación (Sup. S₁).
- c) Metamorfismo postectónico (M2), (Metamorfismo de contacto). Grado metamórfico: cordierita. Evidencias: porfiroblastos de biotita con textura diablastica, crecidos estáticamente sobre las Sup. S₁.

4. Relación metamorfismo/deformación

Se intenta en este capítulo correlacionar los eventos metamórficos deducidos de la mineralogía y las relaciones texturales, con las fases de deformación que actuaron en el área de Cafayate.

Los datos estructurales tomados en el campo son de dos tipos fundamentales: estructuras planares (esquistosidad o foliación) y estructuras lineares (lineación mineral de cuarzo y porfiroblastos de biotita, ejes de micropliegues e intersección de planos S).

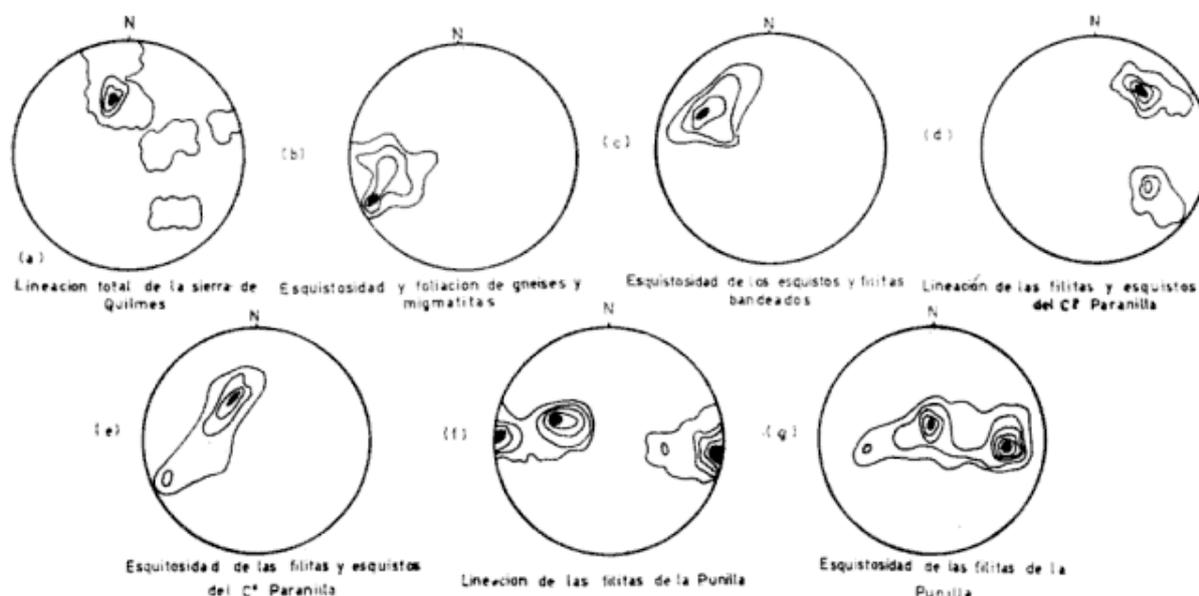


Fig. 2. — Diagramas petrofábricos de estructuras lineares y planares de las rocas metamórficas de Cafayate.

Ambos tipos de datos fueron volcados para su evaluación a redes estereográficas en forma de diagramas de densidad, compuestos e individuales. Los resultados se muestran en la figura 2.

Las hipótesis estructurales deducidas de los diagramas deben considerarse provisionales. La relativamente pequeña superficie de los afloramientos estudiados y la falta de datos en las metamorfitas de bajo rango de las Cumbres Calchaquíes hacen riesgosa cualquier generalización hasta tanto no se realicen estudios petrofábricos más regionales. Es necesario aclarar que el esquema propuesto por Rapela (1975) fue reinterpretado a la luz de nuevas evidencias estructurales.

Para tratar el tema en forma ordenada se dividirá al mismo de igual forma que cuando se trató la zoneografía, es decir considerando por separado las fases de deformación de la Sierra de Quilmes y la de las áreas adyacentes a las Cumbres Calchaquíes.

Sierra de Quilmes

Lineación total del área (fig. 2a). El diagrama indica la existencia de dos direcciones preferenciales. La primera de ellas —poco penetrativa— está dada por lineaciones minerales que poseen una dirección NE-SW, a la que llamaremos L_1 .

La segunda de ellas —muy penetrativa— está marcada por concentraciones en los cuadrantes NW y SE que indican en el diagrama una dirección NNW para esta lineación a la que denominaremos L_2 .

Estructuras planares. La figura 2c que tiene un máximo situado en el cuadrante NW indica que la dirección de la esquistosidad principal en la zona de esquistos y filitas bandeados se encuentra a 90° de la lineación NE-SW (L_1) marcada en la figura 2a. Ambas características petrofábricas sugieren la existencia de una fase de plegamiento F_1 que tuvo dirección NE-SW y que en la zona de esquistos y filitas bandeados dieron lugar a una esquistosidad inclinada al SE (Sup. S_1).

La Fig. 2b que muestra la esquistosidad y foliación de la zona de gneises y migmatitas indica un máximo bien marcado en el cuadrante SW. La esquistosidad dada por folias de biotita de tamaño de grano superior a las que forman la Sup. S_1 corta además a esa estructura planar. La concentración en el cuadrante SW se sitúa aproximadamente a 90° de la lineación L_2 . Las figuras 2a y b sugieren la existencia de una fase de plegamiento a la que denominaremos de ahora en adelante F_2 , que tiene dirección NNW y que posee estructuras planares (Sup. S_2) que en la zona de gneises y migmatitas se encuentran inclinadas al E.

La fase de deformación F_1 se encuentra mejor representada en la zona de esquistos y filitas bandeados. El grado metamórfico alcanzado en la misma fue de mediano a bajo. La estructura planar de esta primitiva deformación (Sup. S_1) se desarrolló en forma paralela con la estratificación sedimentaria (Sup. S_0).

La fase de deformación F_2 está bien representada en la zona de gneises y migma-

titas. El Granito Cafayate y cuerpos menores de anatexitas (Tonalita Tolombón) están orientados regionalmente con su eje mayor en dirección NNW. El metamorfismo que acompañó a la deformación fue de grado medio a alto. Las fases de deformación F_1 y F_2 forman un ángulo entre sí de aproximadamente 65° .

Con posterioridad a F_2 se desarrolló un metamorfismo térmico que dio lugar a crecimientos estáticos de porfiroblastos de biotita (filitas moteadas de Yacochuya).

Cerro Paranilla

La lineación mineral y los ejes de micropliegues representados en la Fig. 2d indican la existencia de dos direcciones preferenciales, la primera orientada al NE y la segunda con dirección SE. La esquistosidad se muestra en el diagrama petrofábrico de la figura 2e; en la misma se observa la formación de una faja situada en los cuadrantes NW y SW, con su eje mayor en posición NE-SW, que indica una dispersión de ejes en esa dirección.

Si se comparan estos diagramas de lineación y esquistosidad con los similares de la Sierra de Quilmes (Fig. 2a, b y c) se observa que en líneas generales en el Cerro Paranilla están representadas las mismas direcciones preferenciales que en aquella sierra.

La lineación conserva las dos direcciones predominantes de la Sierra de Quilmes con las siguientes variantes: ha desaparecido la concentración penetrativa en el cuadrante NW (aparece en el cuadrante opuesto), y además la lineación NE-SW aparece mejor definida que en aquélla. La faja que forma la esquistosidad aparece como resultado de la combinación de las dos estructuras planares de la sierra de Quilmes (Fig. 2b y c), pero con una mayor concentración en el cuadrante NW.

Es evidente que las estructuras planares y lineares de este afloramiento son el resultado de las fases de deformación F_1 y F_2 descriptas para la sierra de Quilmes. La fase F_1 se encuentra aquí mejor desarrollada, y ha dado lugar a estructuras plegadas bien definidas evidenciadas por lineaciones penetrativas.

Resulta sugestivo observar que los granitos intrusivos en estas metamorfitas (Granito Cerro Amarillo y Granodiorita Cuchiyaco) se encuentran alineados con dirección NE-SW. Es muy probable que dichos cuerpos

postcinemáticos se hayan emplazado siguiendo las líneas estructurales de la fase F_1 , ocupando los núcleos de los anticlinales de los pliegues. La porfiroblastesis biotítica característica de esta zona es probablemente un producto del metamorfismo de contacto de los granitos intrusivos, cuerpos emplazados con posterioridad a la fase F_2 .

La Punilla

La lineación de este sector (Fig. 2f) tiene dos concentraciones principales, una al este y otra al oeste, aunque los máximos de la distribución se hayan desplazados levemente al SE y al NW respectivamente. La esquistosidad (Fig. 2g) muestra una tendencia a la formación de una faja E-W, con dispersión de los ejes en dirección W, que indican una esquistosidad con rumbo predominante N-S, con decrecimiento de inclinación hacia el W.

La distribución de los máximos de las Fig. 2f y g requiere algunas observaciones particulares: la lineación penetrativa E-W que indica una fase de deformación con esa dirección debería estar acompañada por una estructura planar situada a 90° en el diagrama petrofábrico. Por el contrario, la esquistosidad en este sector tiene rumbo N-S predominante (en el área de Cafayate no se encontraron en ningún caso estructuras planares con rumbo E-W. La única conclusión que cabe en este caso es que las estructuras planares pertenecen a una fase de deformación diferente que la de las estructuras lineares.

Al tratar la parte petrográfica de La Punilla (zona de filitas moteadas) se dijo que las rocas de este sector estaban caracterizadas por la formación de una matriz clorítica-muscovítica que envolvía a los porfiroblastos de biotita. Esa estructura la produjo un metamorfismo regional diaforético, al que las relaciones texturales-mineralógicas señalan como el último evento metamórfico actuante.

La esquistosidad N-S (Fig. 2g) que posee el afloramiento de La Punilla (Sup. S_3) se atribuye en este estudio a un tercer evento deformativo — F_3 —, caracterizado por formar estructuras planares N-S y poseer un grado metamórfico muy bajo (clorita). La lineación mineral que produjo este evento fue poco penetrativa. Esa característica, unida a la falta de pliegues menores debido a que el plegamiento general de la fase F_3 es suave, explicaría la falta de una lineación N-S en La Punilla. La lineación penetrativa que presenta el afloramiento sería heredada de una fase de deformación anterior, probablemente

CUADRO I: Composición química de las filitas moteadas del Cerro Paramilla y La Punilla

(%)	Cerro Paramilla														
	La Punilla														
	3	5	43	47	48	49	56	58	63	64	65	67	70	72	75
SiO ₂	65,03	62,58	68,35	62,09	67,49	60,24	65,25	69,24	71,57	70,54	69,36	64,26	67,55	68,54	58,03
TiO ₂	0,44	0,24	0,44	0,48	0,56	0,56	0,52	0,52	0,48	0,60	0,56	0,48	0,36	0,44	0,28
Al ₂ O ₃	17,89	17,53	15,47	18,57	15,17	19,21	16,34	14,62	13,28	14,76	14,87	17,68	16,19	14,32	20,09
Fe ₂ O ₃	0,24	1,34	0,99	1,79	2,09	2,94	0,90	0,73	0,19	0,91	0,49	1,73	1,61	1,17	2,65
FeO	4,07	5,68	4,20	5,15	3,53	4,75	4,07	3,29	3,85	3,70	3,57	4,70	3,13	3,40	5,01
MnO	0,09	0,08	0,07	0,08	0,08	0,07	0,08	0,07	0,06	0,06	0,08	0,07	0,08	0,08	0,09
MgO	3,16	3,08	2,56	3,44	2,37	3,53	2,48	2,00	2,60	1,90	2,44	3,08	2,60	2,22	3,94
CaO	1,06	1,09	1,78	1,16	2,10	0,57	2,38	1,72	1,54	1,66	2,24	1,22	1,54	1,66	1,43
Na ₂ O	1,92	2,04	2,70	2,80	3,36	1,44	3,48	3,16	2,52	2,34	3,16	1,88	2,52	2,98	1,92
K ₂ O	3,44	4,00	2,48	3,02	2,22	3,44	3,12	3,00	2,48	2,22	1,84	3,82	2,08	2,90	3,96
P ₂ O ₅	0,07	0,07	0,12	0,09	0,36	0,16	0,12	0,09	0,09	0,13	0,22	0,17	0,09	0,22	0,09
A ⁻	0,08	0,07	0,04	0,13	0,03	0,18	0,26	0,09	0,17	0,15	0,29	0,10	0,15	0,09	0,18
H ₂ O ⁺	2,69	2,03	0,88	1,00	0,83	2,94	1,23	0,95	1,34	1,17	1,09	0,88	2,11	2,16	2,00
Total	100,18	99,83	100,08	99,80	100,19	100,03	100,23	99,48	100,17	100,14	100,21	100,07	100,01	100,18	99,67

CUADRO II: Composición química de las metamorfitas de la Sierra de Ouilmes.

(%)	Migmatitas y gneises de Tolombón y el Divisadero										Gneises y esquistos de Cafayate										Filitas bandeadas de San Antonio y Yacochuya		
	126	128	162	208	215	218	113	224	228	235	240	262	82	91									
SiO ₂	64,80	63,23	68,14	69,27	67,20	66,83	55,40	68,63	60,01	60,24	67,38	72,57	73,24	62,23	56,95								
TiO ₂	0,34	0,37	0,38	0,72	0,68	0,85	0,34	0,62	0,80	0,76	0,25	0,56	0,53	0,46	0,12								
Al ₂ O ₃	16,95	18,20	15,66	15,24	16,63	14,49	24,25	16,69	19,49	20,11	15,00	13,02	13,98	18,99	24,52								
Fe ₂ O ₃	2,47	0,17	0,89	0,11	0,63	0,57	1,55	0,82	0,78	1,67	0,89	0,13	1,17	1,99	1,42								
FeO	2,87	4,81	3,73	4,24	3,83	5,62	7,11	3,28	5,55	5,40	3,88	3,61	2,08	3,45	4,74								
MnO	0,09	0,08	0,06	0,09	0,09	0,12	0,16	0,09	0,13	0,12	0,09	0,08	0,08	0,06	0,07								
MgO	2,80	3,22	2,18	2,30	2,28	3,08	4,40	1,95	2,98	3,04	2,67	1,52	1,42	2,21	3,12								
CaO	3,16	2,41	2,28	1,80	1,92	1,45	0,86	1,22	2,38	0,68	2,80	2,25	1,41	0,98	0,68								
Na ₂ O	3,09	3,30	3,30	2,88	2,54	1,84	2,13	1,64	3,20	1,08	3,81	2,80	2,88	2,40	1,84								
K ₂ O	2,77	2,90	2,48	2,40	3,20	3,88	2,90	3,68	3,56	4,64	2,29	1,44	2,40	4,80	4,66								
P ₂ O ₅	0,12	0,14	0,15	0,15	0,13	0,04	0,10	0,15	0,06	0,10	0,11	0,15	0,08	0,09	0,12								
H ₂ O ⁻	0,09	0,14	0,03	0,25	0,27	0,30	0,11	0,25	0,05	0,14	0,07	0,16	0,00	0,07	0,03								
H ₂ O ⁺	0,60	0,95	0,69	0,69	0,81	1,13	0,78	1,11	1,03	1,93	0,83	1,41	0,99	1,64	1,59								
Total	100,15	99,92	99,97	100,14	100,21	100,20	100,09	100,13	100,02	99,91	100,07	99,66	100,26	100,18	99,86								

F₁, que ha sido rotada de su posición original por efecto de la tercera fase de deformación.

5. Composición química de las rocas metamórficas

Método analítico y presentación de datos

Se realizaron análisis químicos de 31 muestras de rocas, con determinaciones analíticas de 13 elementos mayoritarios. A excepción de SiO₂, H₂O⁺ y H₂O⁻ (gravimetría), FeO (volumetría), TiO₂ y P₂O₅ (colorimetría) y Na₂O y K₂O (emisión con llama) los restantes elementos se determinaron por espectrometría de absorción atómica. La técnica seguida en las determinaciones por absorción atómica y emisión con llama se basó en curvas de referencia construidas sobre la base de soluciones sintéticas que reproduzcan la composición media del material en estudio (Abbey, 1968, modificada por Merodio y Rapela, 1974). La exactitud de todas las técnicas empleadas fue comprobada mediante análisis de rocas patrones del USGS. El detalle de las mismas puede consultarse en un trabajo anterior (Rapela, 1975).

En los Cuadros I y II se muestran los resultados hallados. De las 31 metamorfitas 15 de ellas pertenecen a la zona de filitas moteadas y las restantes a la sierra de Quilmes (en este sector se han agrupado las muestras según el tipo litológico y el lugar geográfico al cual pertenecen).

Diagramas ACF y A'KF

En la figura 3b y b' se representó las composiciones ACF y A'KF de las metamorfitas

analizadas. A fin de determinar si existían diferencias composicionales se las reunió en cuatro grupos litológicos principales. Para facilitar las comparaciones se incluyó separadamente en la figura 3 triángulos adicionales ACF y A'KF en los que se marcaron los campos composicionales de diferentes rocas ígneas y sedimentarias extraídos de Winkler (1967) (Fig. 3a y a').

Del análisis de la figura 3 se pueden deducir las siguientes conclusiones:

- Los distintos tipos litológicos no poseen campos composicionales individuales, existiendo más bien una superposición de los mismos. La dispersión total de los puntos es restringida, indicando con ello homogeneidad composicional.
- El "campo" composicional en el que se sitúan las metamorfitas analizadas es típicamente sedimentario, sin que se detecte ninguna roca que sugiera otro origen. Las sedimentitas inferidas como rocas originarias son *pelitas* y *grauvacas*, notándose en la figura 3b' que las rocas metamórficas se ubican decididamente en el campo de las grauvacas.

Con el objeto de realizar comparaciones composicionales se construyó el Cuadro III que muestra la composición promedio en elementos mayoritarios de las rocas metamórficas de Cafayate, la composición promedio de grauvacas y la similar de lutitas de geosinclinal (los últimos datos fueron extraídos de Wedepohl, 1969).

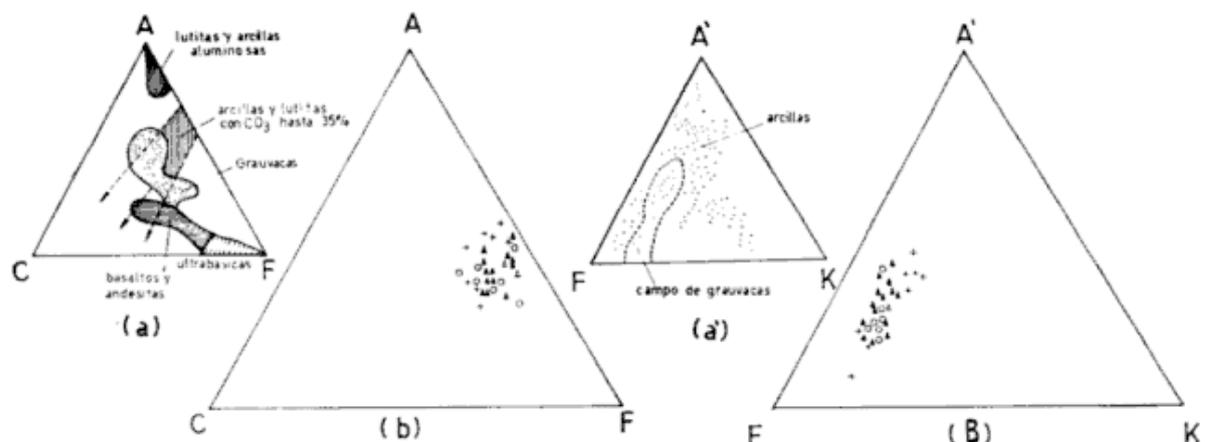


Fig. 3. — (a-a') Diagramas ACF y A'KF en los que se representa la composición de rocas ígneas y sedimentarias (extraídos de Winkler, 1967). (b-b') Diagramas ACF y A'KF de las rocas metamórficas de Cafayate: Δ Filitas moteadas de LaPunilla; Δ Filitas moteadas y hornfels del C° Paraná; + Filitas y esquistos de Cafayate y San Antonio, ° Gneises y migmatitas de Tolombón.

CUADRO III

(%)	Grauvacas	Lutitas (de geosinclinal)	Metamorfitas de Cafayate (X)
SiO ₂	66,7	58,9	65,65
TiO ₂	0,6	0,78	0,50
Al ₂ O ₃	13,5	16,7	16,90
Fe ₂ O ₃	1,6	2,8	1,14
FeO	3,5	3,7	4,19
MnO	0,1	0,09	0,09
MgO	2,1	2,6	2,67
CaO	2,5	2,2	1,67
Na ₂ O	2,9	1,6	2,50
K ₂ O	2,0	3,6	3,04
P ₂ O ₅	0,2	0,16	0,13
H ₂ O ⁺	2,4	5,0	1,30

Los datos del Cuadro III indican que las rocas de Cafayate se encuentran dentro o muy próximas a los extremos del rango de composición que hay entre las grauvacas y las lutitas, a excepción del contenido sensiblemente menor de H₂O⁺ (resultado predecible dado el metamorfismo que presentan). El análisis comparativo corrobora lo deducido de la Fig. 3 en— el sentido de que las rocas originarias de las metamorfitas de Cafayate han sido exclusivamente sedimentos geosinclinales.

Estos resultados implican además que los eventos metamórficos que actuaron en Cafayate han sido de naturaleza esencialmente isoquímica, comportándose la región como un sistema cerrado. Se encontraron dos excepciones a ese esquema, uno en zonas de bajo y —el otro en zonas de alto metamorfismo regional que merecen mencionarse:

- a) Metasomatismo local de Na₂O y CaO en la zona de filitas moteadas vinculado a la intrusión de los granitos postcineemáticos (el perfil geoquímico realizado por Rapela, 1975, en el cerro Paránilla muestra un enriquecimiento máximo en las inmediaciones del contacto de 3,48 y 2,38% para Na₂O y CaO respectivamente).
- b) En zonas de metamorfismo regional alto, al oeste de las quebradas de Tolombón y El Divisadero se encontraron rocas migmatíticas de color oscuro, con grandes individuos de granate y una composición mineralógica constituida principalmente por biotita, granate, cordierita, plagioclasa (An 38) y sillimanita. La composición química de esas

rocas —un ejemplo típico de ellas es la muestra n° 113 (ver Cuadro II)— muestra variaciones significativas respecto del promedio general del conjunto de las rocas metamórficas: han aumentado considerablemente los tenores de Al₂O₃, FeO, MgO y MnO y consecuentemente ha disminuido la cantidad de SiO₂, CaO y menos significativamente Na₂O y K₂O. Rocas de tales características mineralógicas y químicas son las que cabría esperar como residuo metamórfico, "restitas", si en la zona de migmatitas se hubieran producido procesos de fusión parcial con fuga de material granítico (Winkler, 1967, p. 210).

Las conclusiones químicas de este capítulo alcanzan a las rocas de todas las zonas metamórficas reconocidas a excepción de las de la zona de pizarras y blastopsamitas de la cual no se analizaron muestras. Si bien el origen sedimentario epiclástico de las rocas de esa zona es tan evidente que no está en discusión, queda para investigaciones futuras la tarea de dilucidar si la composición de elementos mayoritarios y especialmente la de minoritarios arroja variaciones significativas respecto de las metamorfitas de la sierra de Quilmes y áreas adyacentes.

6. Los episodios metamórfico-tectónicos y las facies metamórficas

El estudio de las facies metamórficas adquiere un mayor significado geológico cuando se lo correlaciona con los episodios metamórfico-tectónicos, es decir cuando se discriminan las condiciones de P y T alcanzadas en cada evento y en los interludios entre los mismos. En el área de Cafayate se han podido individualizar tres episodios principales en base a evidencias mineralógico-texturales y petro-tectónicas:

EPISODIO 1:

Durante este primer episodio se produce una deformación (F₁) que origina pliegues, estructuras planares (esquistosidad, Sup. S₁) y lineares (lineación mineral, L₁) que son coincidentes con la estratificación primitiva (Sup. S₀). Las estructuras planares de esta fase quedaron mejor preservadas en la zona de esquistos y filitas bandeados al NW del área estudiada. No obstante, remanentes es-

estructurales y mineralógicos de este evento fueron detectados tanto en la zona de filitas moteadas como en la de gneises y migmatitas.

El grado de metamorfismo regional que acompañó a la deformación fue relativamente uniforme dentro del área considerada, dando lugar a las siguientes paragénesis minerales:

- a) Biot + Musc + Cuar + Plag (An 31)
- b) Biot + Musc + Cuarzo

Dichas paragénesis indican condiciones de P y T compatibles con facies de esquistos verdes, grado biotita, metamorfismo al que denominaremos M₁.

EPISODIO 2:

El segundo episodio se inicia con una deformación (F₂) que origina pliegues, y estructuras planares (esquistosidad y foliación, Sup. S₂) y lineares (L₂) que forman un ángulo definido con las estructuras anteriores.

Los gneises y migmatitas expuestos en la quebrada de Tolombón y del Divisadero son los productos típicos de este período. Las zonas de filitas y esquistos bandeados y de filitas moteadas llevan impresas también, aunque en mucho menor grado, evidencias de este intenso período metamórfico.

La cordierita es mineral típico de los gneises y migmatitas, siendo común en los gneises e invariablemente presente en las rocas migmatíticas. La presencia de este mineral en el metamorfismo regional es distintiva de facies regionales de presiones bajas a intermedias

(Serie de Facies Abukuma, Winkler, 1967). Las paragénesis minerales de estas facies son muy semejantes a las del metamorfismo de contacto, difiriendo de éstas en las subfacies de alto grado por la coexistencia de cordierita y almandino (Winkler, *op. cit.*, p. 92), coexistencia muy común en las migmatitas de Cafayate.

En el Cuadro IV se comparan en forma esquemática las paragénesis pelíticas de las Facies Abukuma dadas como típicas por Winkler (*op. cit.*) para cada subfacie, con las asociaciones minerales atribuidas al metamorfismo dinamo-térmico que actuó durante la fase F₂, al que denominaremos M₂. De la observación del Cuadro IV se deduce que en las metamorfitas de la sierra de Quilmes fueron encontradas todas las paragénesis que se podían esperar —dada su composición química— desde la facies de esquistos verdes (A1.2) hasta las subfacies más altas de anfibolitas cordieríticas (A2.3).

El metamorfismo de facies esquistos verdes (A1.2) está localizado principalmente en la zona de esquistos y filitas bandeados y en forma menos notoria en la zona de filitas moteadas (cerro Paranilla). En cambio las subfacies de anfibolitas cordieríticas (A2.1, A2.2 y A2.3) se encuentran exclusivamente en la zona de gneises y migmatitas.

El metamorfismo de alto grado y presiones intermedias que acompañó a la fase F₂ no se ha desarrollado en forma solamente local. Navarro García (1974) en el sector noroccidental de la sierra de Quilmes, y Toselli

CUADRO IV: Comparación entre las paragénesis pelíticas de las facies Abukuma dadas como típicas por Winkler (1967) para cada subfacie, con las asociaciones minerales atribuidas al M₂ en la Sierra de Quilmes.

Facies	Subfacie	Paragénesis pelíticas típicas de la Serie de Facies Abukuma Winkler (<i>op. cit.</i>)	Principales paragénesis atribuidas al M ₂ en la Sierra de Quilmes	Tipo de roca
E. Verdes	A1.2	Cuarzo + clorita + biotita + muscovita ± oligoclasa o andesina	Cuarzo + biotita + muscovita + plagioclasa (An 31)	Filitas y esquistos
A. Cord.	A2.1	Cuarzo + biotita + plagioclasa ± cordierita ± muscovita + espesartina (las rocas con andalusita son raras)	Cuarzo + biotita + plagioclasa + cordierita	gneises
A. Cord.	A2.2	Cuarzo + biotita + plagioclasa + muscovita + almandino + cordierita ± sillimanita	Cuarzo + Biotita + plagioclasa + muscovita + almandino + sillimanita + Feld.K	migmatitas
A. Cord.	A2.3	Cuarzo + biotita + plagioclasa + ortoclasa + cordierita ± sillimanita ± almandino	Cuarzo + biotita + plagioclasa + Feld.K + cordierita + sillimanita ± gedrita ± espinela	migmatitas

(comunicación verbal) en Colalao del Valle atribuyen la aparición de cordierita a facies metamórficas regionales, lo cual está indicando un gran desarrollo areal del M_2 que acompañó a la segunda fase de deformación.

Metamorfismo regionales en facies tipo Abukuma han sido invocados por Mirré (1971) para la sierra de Valle Fértil en San Juan y por Gordillo *et al.* (1971) para distintas áreas migmatíticas de las Sierras de Córdoba. Mirré (*op. cit.*) cita informes inéditos de Espizúa (1970) que indican la existencia de asociaciones características del tipo Abukuma en la sierra de Ambato (La Rioja-Catamarca).

La presencia de estas facies en la sierra de Quilmes viene a subrayar evidencias que indican que los metamorfismos dinamo-térmicos de presiones bajas a intermedias han tenido un gran desarrollo regional en las sierras Pampeanas.

Condiciones de P y T

En las subfacies de alto rango de la sierra de Quilmes (A2.3) se encuentran coexistiendo cordierita y almandino. El rango de estabilidad de esta paragénesis ha sido investigado recientemente en base a estudios teóricos y experimentales-termodinámicos (Hirschberg y Winkler, 1968; Currie, 1971; Hensen y Green, 1971, 1972, y Winkler, 1974).

La relación molecular $FeO/MgO + FeO$ en la roca determina la naturaleza de la asociación mineral, pero la composición química individual del granate y la cordierita (coexistentes en paragénesis) son funciones únicamente de la presión y la temperatura (Hensen y Green, 1971). Los datos termodinámicos calculados por Currie (1971) permiten delimitar campos de estabilidad (P-T) para la asociación cordierita + almandino + sillimanita + cuarzo para diferentes relaciones $FeO/FeO + MgO$ de la composición total. La Fig. 4 representa dichos campos extraídos de Winkler (1974). La relación $FeO/FeO + MgO$ promedio de las metamorfitas de Cafayate es 0,47, por lo que en dicha figura se ha marcado con puntos el campo de estabilidad para la relación 0,4 (con presencia de sillimanita).

Se observa en la figura 4 que el campo de estabilidad deducido es muy pequeño para las temperaturas inferiores a las del comienzo de la fusión parcial. La fusión a una presión de H_2O de 7 Kb para rocas de similar composición química a las metamorfitas de Ca-

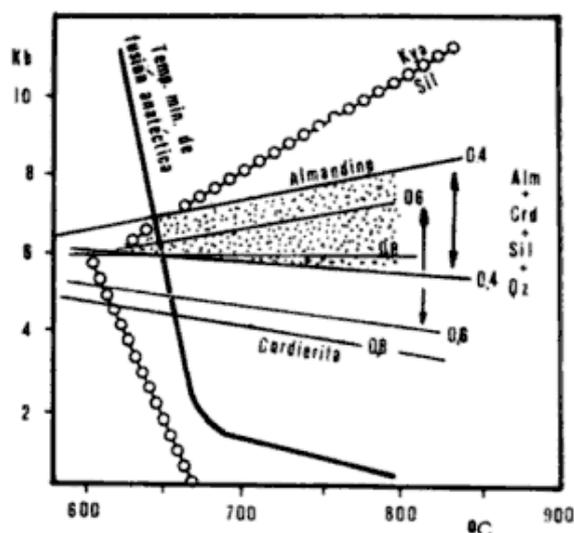


Fig. 4. — Campos de estabilidad (P-T) de la asociación cordierita + almandino + sillimanita + cuarzo para diferentes relaciones $Fe/Fe + Mg$ composición total extraídos de Winkler (1974). El campo de estabilidad teórico para las metamorfitas de Cafayate (relación = 0,47) se marcó con punteado.

fayate (= relación normativa Ab/An) comienza a una temperatura de 655 °C según fue deducido en un estudio anterior (Rapela, 1975).

Resulta ilógico suponer que las migmatitas portadoras de esta paragénesis (que se encuentran en extensiones regionales) se hayan desarrollado únicamente en ese pequeño y restringido campo de P y T. Su campo de estabilidad debió ser sin duda más amplio, excediendo en algunos casos el límite de 655°C, con lo cual se admite que en esas migmatitas han ocurrido procesos de fusión parcial.

Por otro lado, en las rocas migmatíticas de alto rango se encuentran, además de cordierita, almandino, sillimanita y feldespato potásico, minerales tales como gedrita y espinela. Asociaciones de estos minerales han sido encontradas en diferentes trabajos de anatexis experimental, vinculándose su aparición a las siguientes reacciones:

- Muscovita + cuarzo \longrightarrow Feld.K + H_2O (von Platen, 1965)
- Biotita + sillimanita + cuarzo \longrightarrow Feld.K + cordierita + almandino + H_2O (von Platen y Holler, 1966)
- Biotita aluminosa + cuarzo \longrightarrow Feld.K + Gedrita + H_2O (Winkler, 1967)
- Biotita + O_2 \longrightarrow Feld.K + espinela + H_2O (von Platen, 1965)

La molécula de feldespato potásico que se encuentra en los productos de reacción de todas las ecuaciones escritas más arriba forma parte del fundido anatético, el que además se compone de plagioclasa y cuarzo (von Platen, 1965).

El feldespato potásico de las migmatitas de Tolombón muestra comúnmente inclusiones de biotita con distintos estados de asimilación (Fot. VI). Esta relación textural sugiere que el feldespato alcalino ha crecido como producto de reacción a expensas de biotita, dando lugar al mismo tiempo a asociaciones minerales como las que se encuentran a la derecha de las ecuaciones *b*, *c* y *d*.

Todas las evidencias expuestas más arriba, además de las ya mencionadas en el capítulo de composición química, son compatibles con la idea de que el leucosoma de las rocas migmatíticas se ha formado a partir de la fusión parcial de los gneises cordieríticos llevados a condiciones críticas de *P* y *T*.

Hay un aspecto de esta hipótesis que, sin embargo, debe ser convenientemente aclarado. Si bien en este trabajo se postula que el origen probable del leucosoma se debe a fusión parcial, *de ningún modo se afirma que éste es en todos los casos producto de la fusión "in situ" de la roca metamórfica preexistente*. Es muy probable que el leucosoma de composición tonalítica de los gneises biotíticos-muscovíticos (subfacie A2.1) provenga de la inyección de movilizados formados por fusión parcial en niveles más profundos (subfacie A2.3). Estas rocas serían en consecuencia verdaderos "gneises de inyección" o "arteritas", en contraposición a las verdaderas migmatitas autóctonas de tipo "venítico" formadas a niveles algo más profundos.

Mehnert (1968, p. 249) explica con claridad que la "...diferencia entre un origen arterítico y uno venítico es en última instancia un problema de distancia recorrida por los componentes móviles en su migración... Los movilizados veníticos pueden migrar una cierta distancia e intruir a continuación su propia roca huésped u otras rocas diferentes".

La distinción entre uno y otro tipo en la sierra de Quilmes es un problema harto difícil debido a la natural transición que hay entre los mismos. En una primera aproximación resulta lógico asociar el rango de las facies a la naturaleza del leucosoma. Únicamente en las migmatitas que pertenecen a la subfacie A2.3 hay evidencias composicionales (mineralógicas y químicas) y de fábrica que

evidencian un origen "in situ" del leucosoma. Probablemente, este fenómeno no sea exclusivo de la subfacie A2.3, necesiéndose estudios más detallados para determinar con precisión los límites regionales de la fusión "in situ".

(Post. F2)

Tanto en la zona de filitas moteadas como en ambas zonas metamórficas de la Sierra de Quilmes se encontraron evidencias de crecimientos minerales en condiciones estáticas originados por un metamorfismo térmico post-tectónico (post. F₂). La cercanía de granitos tardiocinemáticos (Granito Cafayate) y granitos intrusivos (Granito cerro Amarillo y Granodiorita Cuchiyaco) sugieren que dichos crecimientos estáticos están vinculados a un metamorfismo de contacto, de naturaleza esencialmente térmica (M₃).

Miyashiro (1961 y Winkler (1967, p.123) han puntualizado que los productos mineralógicos del metamorfismo de contacto de profundidad y las facies Abukuma son idénticos. Esta identidad mineralógica entre los productos regionales y de contacto dificulta notablemente la distinción entre ambos tipos como no sea sobre la base exclusiva de relaciones texturales (crecimientos estáticos) y de campo (cercanía a los contactos graníticos). El metamorfismo de la sierra de Quilmes confirma esas observaciones, notándose una absoluta identidad entre las paragénesis minerales de contacto y el metamorfismo regional *de grado medio*.

En la zona de filitas moteadas el metamorfismo térmico M₃ está marcado por una intensa porfiroblastesis biotítica. Las facies alcanzadas por el metamorfismo de contacto en esta zona son difíciles de precisar debido a que el metamorfismo regional posterior (M₄) que la afecta puede haber transformado los minerales índices (cordierita o andalusita) si hubieran estado presentes. Pseudomorfosis micáceas en las filitas del cerro Paranilla hacen sospechar la presencia original de cordierita en las mismas.

Resumiendo, las paragénesis minerales atribuidas al metamorfismo de contacto M₃ en el área de Cafayate son las siguientes:

- a) Biot + Musc + Cuar ± plagioclasa
- b) Biot + Musc + Cuar + Cordierita + plagioclasa

Dichas asociaciones sugieren que las condiciones de *P* y *T* alcanzadas por el metamorfismo térmico corresponden a la facies de Hornfels Hornblendíferos (Winkler, 1967, p.

66), y se hallan vinculadas con toda seguridad al ascenso de cuerpos graníticos a niveles superiores una vez cesado el período principal de la deformación F_2 .

EPISODIO 3:

La zona de pizarras y blastopsamitas de las Cumbres Calchaquíes se diferencia de las demás zonas por presentar evidencias de un solo evento metamórfico, mientras que en aquéllas el polimetamorfismo es un rasgo saliente.

El metamorfismo regional que presenta esta zona es de grado bajo (los principales minerales neoformados son clorita y muscovita). Abundantes minerales relicticos demuestran además que el metamorfismo no alcanzó un equilibrio total. Las facies alcanzadas en este evento pertenecen sin duda a las subfacies más bajas de esquistos verdes.

La zona de filitas moteadas principalmente, y en mucho menor grado las dos zonas de la sierra de Quilmes presentan evidencias de un tercer episodio, caracterizado por una nueva deformación (F_3) que originó estructuras planares (esquistosidad, Sup. S_3) y un evento metamórfico regional de naturaleza retrógrada (grado clorita) al que denominaremos M_1 . A este metamorfismo diaforético (M_1) que cerró el ciclo metamórfico de Cafayate se lo correlaciona en este estudio con el metamorfismo de grado clorita que presenta la zona de pizarras y blastopsamitas de Las Cumbres Calchaquíes.

Correlacionando el metamorfismo de la sierra de Quilmes y el de las Cumbres Calchaquíes resulta claro que la zona de filitas moteadas constituye un sector de transición en el que están bien representados eventos metamórficos de ambas sierras.

Aunque en ningún caso se encontraron contactos directos entre las rocas de la zona de pizarras y blastopsamitas con las de otras

zonas metamórficas, la circunstancia de presentar aquélla un único y el último evento metamórfico regional (M_1) que afectó al área, induce a sospechar la existencia de una discordancia entre las zonas mencionadas. De confirmarse esta presunción, la zona de pizarras y blastopsamitas representaría una unidad estratigráficamente más joven dentro del basamento metamórfico local.

7. Edad de los eventos metamórficos y magmáticos

Se realizaron ocho determinaciones radiométricas por el método K/Ar, cuatro de ellas en los granitoides y cuatro en las metamorfitas. Los análisis se efectuaron en el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS), detallándose el resultado de los mismos en el Cuadro V.

En primer lugar nos ocuparemos de la cronología de las rocas granitoides. Según se observa en el Cuadro V dos unidades dan edades ordovícicas (Granito Cafayate, 490 ± 15 m.a. y Granodiorita Cuchiyaco, 472 ± 15 m.a.), mientras que las restantes (Granito cerro Amarillo, 330 ± 10 m.a. y Tonalita Tolombón, 320 ± 10 m.a.) tienen edades carbónicas.

Una edad más joven para la Tonalita Tolombón no está de acuerdo con la evolución petrológica normal, en la que estas rocas son generalmente los productos graníticos más antiguos. Esa observación, unido a que por su carácter de sintectónicos estos cuerpos presentan siempre evidencias mineralógicas de deformación (Rapela, 1975, p. 57) indujeron a sospechar la presencia de una edad falsa originada por pérdida de Ar radiogénico. Afortunadamente, se disponía de un dato

CUADRO V: Dataciones radiométricas de rocas graníticas y metamórficas de Cafayate

Nº muestra	Unidad litológica	Mineral	% K	% Ar ⁴⁰ ATM	Ar ⁴⁰ RAD (mol/g)	Edad (m.a.)
10	Granito Cº Amarillo	biotita	5,14	14,7	$66,274 \times 10^{-10}$	330 ± 10
39	Granod. Cuchiyaco	biotita	6,88	3,2	$41,347 \times 10^{-10}$	472 ± 15
100	Granito Cafayate	muscovita	8,37	56	$69,483 \times 10^{-10}$	490 ± 15
27	Tonalita Tolombón	biotita	6,62	7,5	$62,195 \times 10^{-10}$	320 ± 10
126	Gneis de Tolombón	biotita	7,23	3,7	$53,942 \times 10^{-10}$	455 ± 15
126	Gneis de Tolombón	muscovita	4,82	21,1	$32,688 \times 10^{-10}$	430 ± 20
162	Gneis de Tolombón	biotita	7,80	19,0	$66,235 \times 10^{-10}$	445 ± 15
91	Gneis de Cafayate	biotita	6,94	5,6	$85,731 \times 10^{-10}$	445 ± 15
151	Filita moteada de La Punilla	biotita	5,76	5,3	$41,256 \times 10^{-10}$	465 ± 15

Rb-Sr sobre biotita obtenida en una roca perteneciente al mismo afloramiento que la muestra N° 27 analizada en este estudio (Halpern y Latorre, 1973; con una edad de 405 ± 32 m.a.). He comprobado posteriormente en forma microscópica —gracias a la gentileza del Dr. Latorre— que la roca analizada corresponde a la unidad que aquí denominamos Tonalita Tolombón.

La magnitud del error relativo cometido en este caso es explícita por sí misma de la precaución con que deben ser tomados los datos aislados de edades K/Ar y aún Rb-Sr. Evidencias de yacencia, petrográficas y petroectónicas indican que estos cuerpos sincinemáticos (Tonalita Tolombón) se emplazaron contemporáneamente a la fase F_2 (met. reg. M_2). Esta circunstancia implica que la Tonalita Tolombón debe ser por lo menos tan antigua como los granitos tardiocinemáticos (Granito Cafayate = 490 ± 15 m.a.), razones por las cuales se le asigna en este estudio una probable edad ordovícica inferior.

Los cuerpos postcinemáticos (Granito Cerro Amarillo y Granodiorita Cuchiyaco) dieron valores de edad diferentes. La edad de la Granodiorita Cuchiyaco es semejante a la obtenida sobre porfiroblastos de biotita en una filita moteada de La Punilla (465 ± 15 m.a.). Estas edades ordovícicas son probablemente correctas y están marcando la intrusión de granitos postcinemáticos y el metamorfismo de contacto por ellos originado.

La edad carbónica obtenida para el Granito cerro Amarillo debe considerarse provisoria hasta que nuevas dataciones en el mismo cuerpo confirmen o rectifiquen este dato. Si esta edad fuera real, indicaría que el Granito Cerro Amarillo se intruyó con posterioridad a la fase F_3 . De existir un efecto térmico originado por este granito, el mismo se hubiera desarrollado con blastesis estática sobre las Sup. S_3 , característica que no fue encontrada en las rocas de Caja Granito Cerro Amarillo (filitas moteadas del cerro Paranilla y La Punilla). Por otra parte, su emplazamiento, al igual que el de la Granodiorita Cuchiyaco, siguió las líneas estructurales de la fase F_1 (NE-SW).

No obstante estas consideraciones, no cabe descartar la edad carbónica para el Granito Cerro Amarillo, especialmente si se tiene en cuenta que esa misma edad la presentan otros cuerpos graníticos en las sierras Pampeanas Septentrionales (González y Toselli, 1973). Una diferencia de 200 m.a. entre las primeras y las últimas manifestaciones graníticas son por otra parte normales en la evolución

de un mismo cinturón orogénico (Sutton, 1965).

Los datos obtenidos en las rocas metamórficas (Cuadro V) indican una edad ordovícica en las cuatro muestras analizadas. Es evidente que la primer fase del metamorfismo regional que presentan las rocas metamórficas de caja debe ser más antigua que el más antiguo de los granitos que las intruyen (490 m.a. = Ord. inf.), por lo que las edades ordovícicas de las metamorfitas corresponden indudablemente a eventos metamórficos posteriores.

Dado el carácter polimetamórfico de las metamorfitas de la sierra de Quilmes y de la zona de filitas moteadas, es muy probable que la edad obtenida en las rocas metamórficas sea una edad mixta correspondiente a dos o más de los eventos metamórficos que afectaron la región de Cafayate. Especialmente importante debe haber sido el metamorfismo térmico vinculado al ascenso de los cuerpos graníticos (M_3) durante el Ordovícico inferior a medio. Aproximadamente el 50% del área estudiada está compuesta por granitoides, y la gran mayoría de los afloramientos metamórficos se encuentran muy próximos a cuerpos tardiocinemáticos y postcinemáticos de edad ordovícica.

Al metamorfismo regional M_2 se le atribuye aquí una probable edad cambro-ordovícica (500 m.a.), ya que el período anatéctico que lo caracterizó está directamente emparentado con la formación sincrónica de cuerpos granitoides sincinemáticos y tardiocinemáticos de edad ordovícica inferior.

No se dispone de datos radimétricos que permitan ubicar temporalmente a los metamorfismos regionales M_1 y M_4 que acompañaron a las fases de deformación F_1 y F_3 respectivamente. En lo que respecta a la fase F_1 es indudable que su edad o es precámbrica superior o es cámbrica. Debido al hecho sugestivo de que hasta el momento no se hayan encontrado edades precámbricas en rocas ígneas y metamórficas de las sierras Pampeanas Septentrionales, se atribuye en este estudio una provisoria edad cámbrica a la fase F_1 y a su metamorfismo regional conexo M_1 . Debe aclararse sin embargo que el período sedimentario de la cuenca correspondiente a lo que es actualmente la sierra de Quilmes puede muy bien haber abarcado una parte del cámbrico y aún del precámbrico superior.

La zona de pizarras y blastopsamitas que fuera afectada únicamente por el M_1 consti-

tuiría una unidad sedimentaria más joven depositada durante el Paleozoico inferior (Ordovícico sup.?) y probablemente plegada durante la última fase del ciclo caledónico.

correlacionándose los eventos tectónicos, metamórficos e ígneos.

Agradecimientos

8. Secuencia de episodios

Distintos aspectos petrológicos desarrollados en este estudio han puesto en evidencia que las rocas ígneas y metamórficas de Cafayate son el producto de una compleja y poliepisódica historia que se inicia con la formación de una cuenca geosinclinal y abarca varios episodios de deformacionales y metamórficos. En el Cuadro VI se resume la historia del basamento cristalino de Cafayate,

Deseo expresar mi agradecimiento al CONICET por el apoyo financiero que permitió solventar gran parte de esta investigación. A los Dres. Mario E. Teruggi y Jorge O. Kilmurray por su asistencia durante la realización del trabajo y la lectura crítica del manuscrito. Al Dr. Mario Mazzoni y al Lic. Angeleri por su desinteresada colaboración en las tareas de campo y al Sr. Carlos Brianese por la confección de gráficos y mapas.

CUADRO VI: Esquema de los episodios Metamórfico-Tectónicos e Ígneos de la Región de Cafayate

Episodios Metamórfico-Tectónicos	Fase deformacional	Zona afectada	Estructuras	Metamorfismo	Eventos ígneos	Edad probable
E3	—	—	—	—	Intrusión de granitos postcinemáticos: Granito Cº Amarillo.	Carbónico
	F3	(1), (2), (3) y (4)	S3 ± S2 (esquistosidad)	Facie de E. Verdes (clorita): M4	—	Ordovícico Sup.
E2	Post.F2	(2), (3) y (4)	—	Met. de Contacto. Facie de Horn. Hornblendíferos: M3	Intrusión de granitos tardiocinemáticos (Granito Cafayate) y postcinemáticos (Granodiorita Cuchiyaco).	Ordovícico Inf.
	F2	(2), (3) y (4)	S2 ± S1 (esquistosidad y foliación). Lineación L2	Facie de Anfibolitas Cordieríticas: M2	Anatexis: formación de granitos sincinemáticos (Tonalita Tolombón).	Límite Cámbrico-Ordovícico
E1	F1	(2), (3) y (4)	S1 = S ₀ (esquistosidad). Lineación L1	Facie de E. Verdes (biotita): M1	—	Cámbrico
—	—	y (4) (2), (3)	S ₀ (estratificación)	—	—	Cámbrico Inf.-Precámbrico Sup.

(1): Zona de pizarras y blastopsamitas.

(2): Zona de filitas moteadas.

(3): Zona de filitas y esquistos bandeados.

(4): Zona de gneises y migmatitas.

Lista de trabajos citados en el texto

- Abbey, S. 1968 — "Analysis of rocks and minerals by atomic absorption spectroscopy. Part. 2. Determination of total iron, magnesium, calcium, sodium and potassium". Geol. Survey of Canada, Paper 68-20.
- Currie, K. L. 1971 — "The Reaction $3 \text{ Cordierite} = 2 \text{ Garnet} + 4 \text{ Sillimanite} + 5 \text{ Quartz}$ as a Geological Thermometer in the Opinicon Lake Region, Ontario." *Contr. Mineral and Petrol.* 33 (3): 215-226.
- Espizúa, S. M. 1970 — "Petrología y estructura de la zona de los distritos mineros de Ruma Supay y La Morenita, Quebrada de la Cébila, Sierra de Ambato, La Rioja-Catamarca". *Inf. Ined. Dir. Nac. de Geol. y Minería.* Bs. As.
- Galván, A. y Ruiz Huidobro, O. J. 1965 — "Geología del Valle de Santa María. Estratigrafía de las Formaciones Mesozoico-Terciarias". *Actas Segundas Jorn. Geol. Arg.* III: 217-230. Bs. As.
- González, C. y Toselli, A. 1973 — "Radiometric dating of igneous rocks from Sierras Pampeanas, Argentina". *Rev. Brasil. de Geociencias*, 4, 3: 137-141. San Pablo.
- Gordillo, C., Hayase K. y Gelos, E. 1971 — "Composición y propiedades físicas de la cordierita en las migmatitas graníticas de la Sierra de Córdoba, República Argentina". *Asoc. Geol. Arg., Rev.* XXVI (3): 317-325. Bs. As.
- Halpern, M. y Latorre, C. 1973 — "Estudio geocronológico inicial de rocas del noroeste de la República Argentina". *Rev. Asoc. Geol. Arg.,* XXVIII (2): 195-205. Bs. As.
- Hensen, B. J. y Green, D. H. 1971 — "Experimental Study of the Stability of Cordierite and Garnet in Pelitic Compositions at High Pressures and Temperatures. I. Compositions with Excess Aluminio-Silicate". *Contr. Mineral and Petrol.*, 33 (4): 309-330.
- 1972 — "Experimental Study of the Stability of Cordierite and Garnet in Pelitic Compositions at High Pressures and Temperatures. II. Compositions without Excess Aluminio-Silicate". *Contr. Mineral and Petrol.*, 35 (4): 331-354.
- Hirschberg, A. y Winkler, H. G. F. 1968 — "Stability relations between cordierite, chlorite and almandine during metamorphism". *Contr. Mineral and Petrol.*, 18: 17-42.
- Jung, J. y Roques, M. 1952 — "Introduction a l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes". *Bulletin du Service de la Carte Géologique de la France*, N° 236, T. L.
- Kilmurray, J. O., Merodio, J. C. y Rapela, C. W. 1974 — "Las metamorfitas cordieríticas del área Estación Incahuasi-Santa Rosa de Tastil, Provincia de Salta. Rasgos Petroológicos y Geoquímicos". *Asoc. Geol. Arg. Rev.*, XXIX (4): 425-442. Bs. As.
- Mehnert, K. R. 1968 — "Migmatites and the origin of granitic rocks". Elsevier Publis. Comp. N. York.
- Merodio, J. C. y Rapela, C. W. 1974 — "Determinación de elementos mayoritarios en rocas ígneas por espectrometría de absorción atómica. I. Calcio, magnesio, aluminio, manganeso, sodio y potasio. *Fac. Cs. Naturales y Museo U.N.L.P.* (Inédito).
- Mirre, J. C. 1971 — "Caracterización de una comarca de metamorfismo regional epizonal de alto grado: la sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan, República Argentina". *Asoc. Geol. Arg. Rev.*, XXVI (1): 113-127. Bs. As.
- Miyashiro, A. 1961 — "Evolution of metamorphic belts". *J. Petrol.*, 2: 277-231.
- Navarro García, L. F. 1974 — "Geología de la comarca comprendida entre las serranías del Cajón y Carachi-Pampa, provincias de Catamarca y Salta". *Tesis Doc. Ined., Fac. Cienc. Nat. y Mus., U.N.L.P. La Plata.*
- Rapela, C. W. 1975 — "Petrología y geoquímica de las plutonitas y metamorfitas de la región de Cafayate, Provincia de Salta". *Tesis Doc. Ined., Fac. Cienc. Nat. y Mus. U.N.L.P. La Plata.*
- Sutton, J. 1965 — "Some recent advances in our understanding of the controls of metamorphism". En *Controls of Metamorphism*, Edit. W. S. Pitcher y G. W. Flinn. Oliver & Boyd.
- von Platen, H. 1965 — "Experimental anatexis and genesis of migmatites". En *Controls of Metamorphism*, Edit. W. S. Pitcher y G. W. Finn. Oliver & Boyd.
- y Holler, H. 1966 — "Experimentelle Anatexis des Stainzer Plattengneises von der Koralpe, Steiermark, bei 2, 4, 7 und 10 Kb H₂O-Druk". *N. Jb. Miner. Abh.* 106: 106-130.
- Wedepohl, K. H. 1969 — "Composition and Abundance of Common Sedimentary Rocks". En *Handbook of Geochemistry*, Springer Verlag.
- Winkler, H. G. F. 1967 — "Petrogenesis of Metamorphic Rocks", 2ed. Springer Verlag.
- 1974 — "Petrogenesis of Metamorphic Rocks", 3ed. Springer Verlag.

Recibido: noviembre 19, 1975.

LA CLORITA DEL YACIMIENTO FERRIFERO DE ZAPLA (Dpto. de la Capital - Prov. de Jujuy)

VICTORIO ANGELELLI¹, E. GALLONI², ALBERTO ARROSPIDE¹ y C. FIGINI¹

¹ Facultad de Ciencias Naturales Museo La Plata.

² Facultad de Ingeniería, UNBA.

Resumen

Este estudio pretende aportar un mayor conocimiento del mineral primario del yacimiento ferrífero de Zapla, clasificado inicialmente como thuringita. Sobre este mineral se ha determinado su composición química, los parámetros de la celda unitaria; caracteres ópticos y su análisis térmico e infrarrojo.

Además se efectúan algunas consideraciones ampliatorias acerca de la génesis de esta especie, para la cual se estima aceptable su denominación como "chamosita".

Cumpliendo un viejo anhelo de uno de sus autores, el motivo del presente trabajo es ahondar la investigación mineralógica acerca del mineral que por un proceso de oxidación dio lugar a la formación de la hematita del yacimiento de la mina "9 de Octubre" y, por ende, de Puesto Viejo, cerro Labrado y de otros parajes.

En el estudio relacionado con la "Geología y Génesis del Yacimiento de Zapla", Angelelli (1946), como resultado de la exploración que se hiciera en el sector de la citada propiedad minera, señala como mineral originario a la thuringita (leptoclorita), tomando en consideración principalmente los valores determinados de sus índices.

Investigaciones realizadas con la mina de Zapla con el objeto de establecer sus posibilidades de concentración o bien en el estudio de yacimientos similares, de fecha relativamente reciente, al referirse al mineral primario se lo denomina chamosita.

Si bien no existe una clara distinción entre ambas especies, agravada por el problema que en sí presentan las cloritas y sin pretender entrar en este campo, se tratará aquí de señalar las propiedades del material estudiado a la vez que indicar las posibles condiciones en que el mismo se originó.

Las Cloritas

En 1890/91 Tschermak clasificó a estos compuestos en dos grupos: ortocloritas y

Abstract

This study aims at better understanding of the primary mineral of the Zapla iron deposit which up to now has been considered to be thuringite. On the basis of new chemical analysis, unit cell parameters, optical properties, termic and infrared analysis, besides considerations on the genesis of the species, it is concluded that the mineral should be classified as "chamosite".

leptocloritas. Winchell (1926-1936) y Dschang (1931) establecieron que las leptocloritas registran apreciable proporción de Fe trivalente. Hey (1954), en Strunz (1970 p. 449) como las citas anteriores, denominó ortocloritas a las cloritas con menos de 4% Fe₂O₃ y cloritas oxidadas a las que contenían un porcentaje mayor. Nelson y Ray (1958) en Deer *et al.* (1962 p. 253) propusieron a las chamositas 7 A⁰ la denominación de septecloritas.

La fórmula general de las cloritas es (Mg, Al, Fe)₁₂ (Si, Al)₈O₂₀ (OH)₁₆ se trata de compuestos monoclinicos, de estructura planar constituidos por igual número de capas alternantes del tipo talco y brucita (Mg₆Si₈O₂₀(OH)₄+Mg(OH)₁₂). Estas especies registran un amplio campo de sustitución en ambas capas; el silicio puede ser sustituido por aluminio y el magnesio por aluminio y hierro.

Dentro de la familia de las cloritas interesa en nuestro caso el grupo de las cloritas ricas en hierro (leptocloritas, cloritas oxidadas, septecloritas) entre las que se encuentra la chamosita y la thuringita, compuestos de importancia económica por constituir yacimientos ferríferos.

Strunz (op. cit. p. 452), para la serie ferro-ferricloritas indica los siguientes parámetros en A⁰: chamosita (Berthier, 1820), a₀=5,40; b₀=9,36 y c₀=14,03; thuringita (Breithaupt, 1832), a₀=5,39; b₀=9,33 y c₀=14,10 y berthierita (Bendant, 1832),

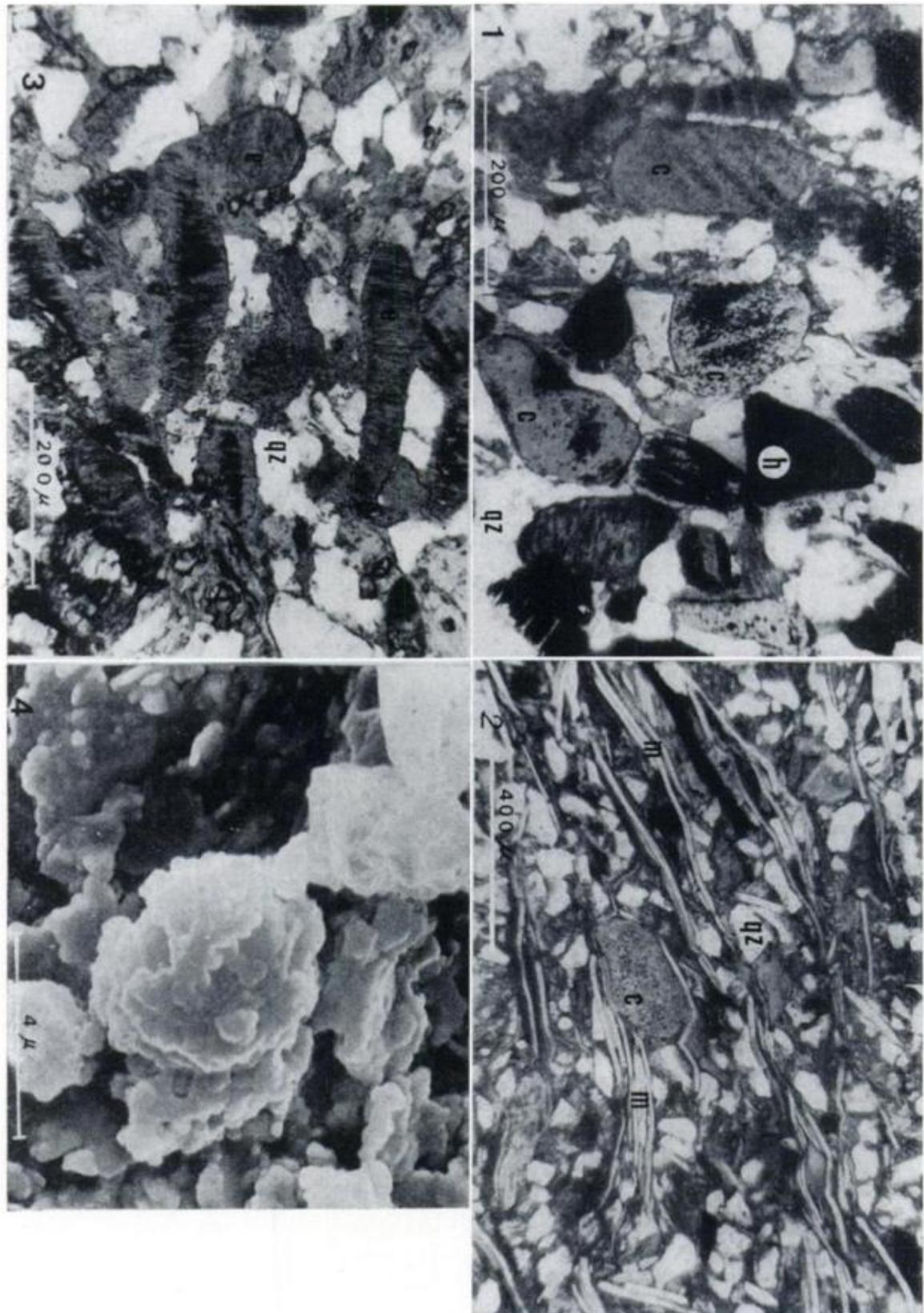


Fig. 1. — Microfotografía del material hematítico-clorítico. c-clorita reemplazada en partes por hematita, h-hematita y qz-cuarzo. Nícoles paralelos. Fig. 2. — Microfotografía del material micáceo. c clorita; m-muscovita y qz-cuarzo. Nícoles paralelos. Fig. 3. — Microfotografía de material hematítico-clorítico atacado por HCl. e-esqueleto silíceo correspondiente a gránulo de clorita y también de hematita y qz-cuarzo. Fig. 4. — Vista de un gránulo de clorita, mostrando su estructura laminar (tomada con el microscopio electrónico de la Fundación Campomar).

$a_0=5,41$; $b_0=9,33$ y $c_0=7,04$ en la clinohetherierina, esta última es considerada en la literatura inglesa como chamosita.

La densidad de estas cloritas guarda relación con su porcentaje en hierro y varía entre 3 y 3,5. Las variables Si y Fe (total) son factores que influyen en sus propiedades ópticas. Los índices en las variedades oxidadas son: $\alpha = 1,60 - 1,67$; $\beta = 1,61 - 1,69$ y $\gamma = 1,61 - 1,69$. El ángulo $2V$ (—) es muy pequeño. Su pleocroismo es fuerte.

El orden de reflexión aumenta aparentemente con el contenido en hierro y decrece con la oxidación del ferro a férrico.

Casi todas las septecloritas dan un diagrama termodiferencial similar al de la caolinita con un pico endógeno a los 500°C .

Desde que todos los miembros de la familia de las cloritas tienen un mismo tipo de estructura, la identificación de las especies requiere un detenido detalle de su diagrama de rayos X, de la intensidad de sus reflexiones y dimensiones de sus celdas.

Finalmente, cabe señalar que la variación en la composición de las cloritas hace difícil la clasificación de las especies y los métodos empleados a tal fin resultan de limitado alcance.

La Clorita de Zapla

El nuevo estudio del mineral en cuestión se llevó a cabo recurriendo a muestras procedentes de niveles de explotación profundos de la mina "9 de Octubre": unas de material hematítico-clorítico, esto es perteneciente a bancos ferríferos y otras de material de intercalaciones entre aquellos. De las primeras se preparó la muestra de clorita que posteriormente fue sometida a análisis químico y a otras determinaciones.

Las observaciones realizadas en cortes delgados no difieren mayormente de las señaladas en el trabajo ya citado de Angelelli.

El material hematítico-clorítico presenta una textura granular, masiva, de color verde oscuro en las porciones cloríticas con paso brusco al rojo oscuro de la hematita; el otro, fuertemente micáceo, es verde oscuro y muestra cierta fisilidad.

La composición mineralógica de estas sedimentitas es la siguiente: cuarzo, muscovita, biotita, hematita, siderita, plagioclasa y zircón, como acompañantes en variadas proporciones de la clorita (fig. 1 y 2).

La composición modal resultante de los cortes delgados considerados es, en por ciento:

	Material hematítico clorítico	Material micáceo
Clorita	29	44
Cuarzo	27	39
Hematita	39	3
Muscovita	2	8
Biotita	—	2
Siderita	3	4

El cuarzo se presenta como clastos redondeados y en astillas de 0,2 a 0,4 mm, con bordes a veces corroídos generalmente por el crecimiento de la base clorítica. En igual forma, pero en cantidades muy subordinadas, se observan clastos de plagioclasas (tipo oligoclasa).

Las micas son muy abundantes en el material con fisilidad, no así en el hematítico-clorítico, donde la biotita tiende a desaparecer. La muscovita se la nota en laminillas de 0,2 — 0,4 mm, dispuestas con sensible paralelismo con la estratificación de la roca. La biotita en individuos cortos, de color verde a castaño, acusa distinto grado de desferrización.

En forma diseminada aparece con escasa participación la hematita en los sectores cloríticos, siendo por supuesto predominante en los rojos, hematíticos. En los primeros es dable observar en ciertos granos cómo la clorita es reemplazada por óxido férrico, proceso que tiene lugar siguiendo generalmente líneas de clivaje de aquella. La hematita suele presentarse en granos de 0,3-0,4 mm y además como material cementante asociado a cuarzo, principalmente.

Como granos o bien como cemento, la clorita se la observa de color verde, con tonalidades amarillentas en material oxidado. Los granos de este silicato registran formas redondeadas y alargadas y se muestran constituidos por asociación de diminutas laminillas dispuestas paralelamente y a su vez perpendicular al eje mayor de los individuos (fig. 3). Dichas laminillas a veces se hallan flexionadas, a modo de micropliegues. El tamaño de los granos medido según su elongación es de hasta 0,4 mm, predominando los que van de 0,15 a 0,20 mm. La clorita granular es abundante en las rocas masivas pero decrece en las micáceas, donde se le nota fundamentalmente como elemento cementante. En este caso se presenta en individuos pequeños orientados irregularmente, a veces

como asociaciones radiadas, reemplazando en partes a bordes de cuarzo.

Propiedades de la clorita. Presenta un marcado pleocroismo sobre todo en el material más fresco, donde los colores observados varían desde γ = verde oscuro, β = verde pálido y α = verde amarillento. En los individuos oxidados esta propiedad decrece notoriamente y su coloración es verde amarillenta: su presencia es común en algunos sectores del material hematítico-clorítico, tanto en los granos como en el cemento; pero particularmente en aquéllos.

De baja birrefringencia y biáxica negativa, tiene un ángulo axial pequeño ubicado en el plano perpendicular a 001. Como consecuencia de su hábito no acusa extinciones netas, lo que dificulta la determinación del valor de $2V$, cuyas cifras extremas medidas con platina universal están comprendidas entre 2° y 5° . Los índices de refracción, en el plano 001, determinados sobre granos de apariencia fresca son: $\gamma = 1,648$ y $\beta = 1,644$; el tercer índice no se ha podido establecer debido a dificultades inherentes a la orientación de granos.

La densidad de la clorita medida con el picnómetro, luego de varias determinaciones, alcanzó un promedio de 2,98 y de 2,94 recurriendo a la balanza Westphal. La teórica calculada, como se verá más adelante, es de 3,2.

La figura 5 representa la traza registrada en el análisis térmico de la clorita obtenida partiendo de 255,2 mg de muestra, a velo-

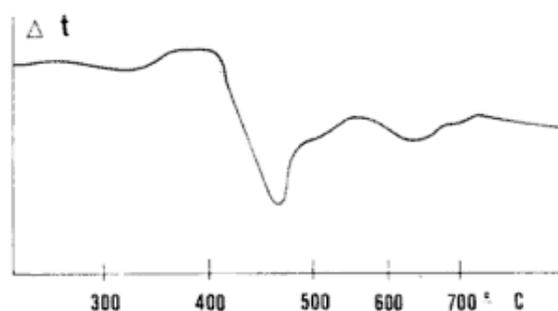


Fig. 5

cidad de $10^\circ\text{C}/\text{minuto}$, usando como patrón $\alpha\text{-Al}_2\text{O}_3$. Se utilizó el equipo Netzch del LEMIT. Dicho gráfico muestra tres inflexiones que corresponderían a deshidroxilaciones; de ellas la más fuerte y característica es la pertinente a 485°C , propia de las cloritas que, en general, la muestran a unos 500°C .

Espectro infrarrojo. En la figura 6 se indica el diagrama correspondiente a clorita de Zapla, en confrontación con los señalados por las tablas de Moenke para la thuringita de Eisenberg y la chamosita de Schmiedefeld, Thuringia, Alemania.

Composición química. La clorita de Zapla como otras septecloritas es fácilmente atacable por ácido clorhídrico en frío (con cloruro estañoso) como lo demuestra el esqueleto silíceo resultante de dicha acción señalado en la microfotografía de la figura 4.

En el cuadro I se indica la composición química de la muestra analizada correspondiente a material clorítico adyacente al he-

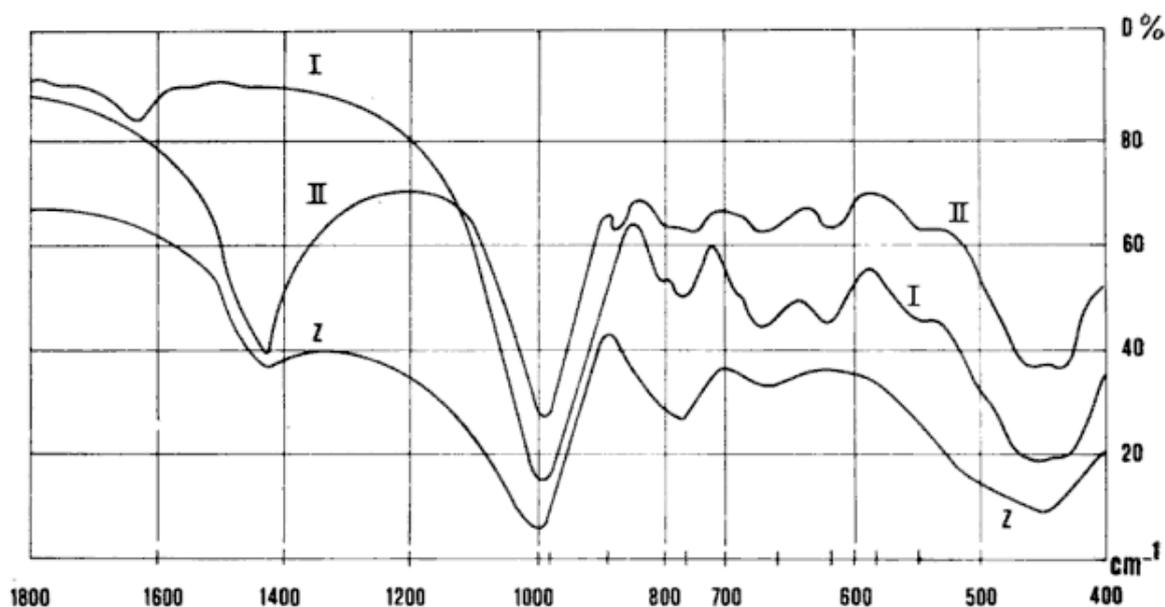


Fig. 6

CUADRO 1
ANÁLISIS DE CLORITAS FERRIFERAS, en porciento

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	22,18	20,82	25,04	26,65	23,81	26,40	23,58
Al ₂ O ₃	20,04	17,64	22,27	16,14	23,12	18,23	20,80
Fe ₂ O ₃	7,35	8,70	17,95	6,69	0,23	5,70	6,47
FeO	35,23	27,96	8,36	34,43	39,45	25,87	35,08
MnO	0,02	—	0,08	—	—	0,04	0,02
MgO	3,79	4,15	14,95	4,47	2,72	11,35	2,73
CaO	0,40	—	—	—	—	0,42	0,60
Na ₂ O	0,07	—	—	—	—	0,17	—
K ₂ O	0,02	—	—	—	—	0,17	—
H ₂ O ⁺	9,11	10,31	11,34	11,12	10,67	10,60	10,50
H ₂ O ⁻	0,13	—	0,07	0,08	—	1,05	—
	99,84	99,58	100,06	99,88	99,80	100,00	99,78

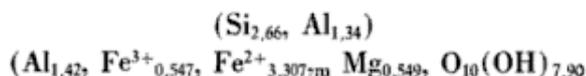
1. Thuringita. Mina Fortuna, Alemania (HOLZNER, 1938, en DEER *et al.*, 1962).
2. Thuringita. Schmiedefeld, Thuringia, Alemania (ENGELHARDT, en DEER *et al.*, op. cit.).
3. Thuringita. Messina, Limpopa, Transvaal (A.S.T.M.).
4. Chamosita (verde amarillenta) Schmiedefeld, Thuringia, Alemania (ENGELHARDT, en DEER, *et al.*, op. cit.).
5. Chamosita. Stanton Lane Pit, Corby, Northamptonshire (A.S.T.M.).
6. Chamosita oolítica. Wickwar, Gloucestershire (BANNISTER y WITTARD, 1945, en DEER *et al.*, op. cit.).
7. Clorita Zapla (mina "9 de Octubre").

matítico de uno de los bancos del Horizonte Principal de Zapla, en confrontación con datos de muestras de thuringita y chamosita de distinta procedencia.

Acorde con las cifras allí expuestas el número de iones sobre la base de 18 oxígeno es:

Si	2,6585	Fe ²⁺	3,3071
Al	2,7628	Mg	0,4589
Fe ³⁺	0,5477	H	7,9020

Luego, la fórmula de la clorita de Zapla, en las condiciones en que se ha operado, es:



Difracción de rayos X y electrones. La abundante bibliografía y los cambios que se observan en ella a través del tiempo (véase Brindley, 1951 y Brown, 1961) indican las dificultades que se presentan para una correcta y exacta clasificación, especialmente cuando no se dispone de muestras de cristal único.

De la muestra investigada se han obtenido diagramas de rayos X con goniómetro y con cámara cilíndrica, con radiación de Cu y Mo, cuyos resultados se sintetizan en el cuadro 2. Los diagramas de difracción de electrones

se registraron en un difractor AEI (de la Facultad de Ingeniería UNBA) a 100 kV y con el microscopio electrónico Phillips G.M. 300 de la División Cristalografía y Físico-química de Sólidos de la CNEA.

De los últimos se calcularon los parámetros *a* y *b* de la celda elemental y de los de rayos X el *c*, con los siguientes resultados:

$$a_0 = 5,32 \text{ \AA} \pm 0,05 \quad b_0 = 9,22 \text{ \AA} \pm 0,01$$

$$c_0 = 14,16 \text{ \AA} \pm 0,02$$

Las reflexiones basales de índices 001, en las cloritas ricas en Fe se caracterizan, según Brindley (o. cit.) porque dan débiles las líneas 1ra. y 3ra., fuertes la 2da. y 4ta. De la clorita de Zapla se han obtenido intensidades aproximadas de 3, 50, 1 y 35 para las cuatro primeras reflexiones en acuerdo con aquella observación, aunque la intensidad de la reflexión 003 es excesivamente baja. Aparece además una reflexión 10A° acompañada de otras que corresponderían a la muscovita, como se indica en el cuadro 2, aparte de las 4,26 y 3,33 tan características del cuarzo, especies asociadas íntimamente a la clorita, como ya se señalara al considerar las observaciones en corte delgado del material.

CUADRO 2

Zapla		Chamosita ¹		Clorita ²		Muscovita ³	
d	I	d	I	d	I	d	I
14,16	3	14	(x)	14,2	7		
10,02	15					9,99	f
7,08	50	7,08	10	7,1	10		
4,99	6					4,98	m
4,80	1			4,72	7		
		4,68	4				
						4,47	ff
						4,29	d
4,26	30						Cuarzo (4,25)
		3,90	1/2			3,95	dd
						3,87	m
						3,72	m
3,53	35	3,531	10	3,54	10	3,55	dd
						3,48	m
3,35	30					3,32	ff Cuarzo (3,32)
						3,20	m
						3,10	dd
2,98	3					2,98	f
						2,86	m
2,79	11			2,83	4	2,78	m
		2,704	3				
				2,60	4	2,585	d
						2,56	ff
2,52	7	2,521	7				
2,50	5					2,49	d
2,47	6			2,45	4	2,46	d
		2,347	1/2	2,39	3	2,39	m
2,28	38	2,278	1/2	2,27	3		
						2,245	d
2,13	7	2,147	4			2,14	m
				2,07	1/2	2,05	d
				2,02	1		
1,99	7			2,00	5	1,99	f
				1,89	2	1,95	d
1,82	10			1,83	1	1,83	dd
		1,768	2			1,76	d
1,67	5	1,659	?	1,668	1	1,65	d
						1,64	m
1,55	6	1,561	6	1,57	4		
1,54	8			1,549	5		
		1,525	3				
		1,48	1/2				
1,42	4	1,425	1/2	1,415	4		

1) Brown, l. c. pág. 124, col. 3;

2) ibid., pág. 288;

3) ibid., pág. 238.

(x) atribuido a probable impureza.

Intensidades: f-fuerte; ff-muy fuerte; m-media; d-débil; dd-muy débil.

Para definir la correspondencia entre el parámetro c_0 de la celda y la relación Si/Al_{IV} de la fórmula química, Brindley (*op. cit.*, p. 190) da un gráfico con una curva media en que la relación 2,66/1,34 aprox. = 2 de la muestra del mineral en consideración, corresponde al valor $c = 14,07$ no muy distante del valor obtenido.

Acorde con la densidad teórica de la celda elemental calculada en 3,2 para dos fórmulas por malla, corresponden en promedio 6,58 átomos de Fe^{2+} por celda, parámetro que permite controlar los valores b_0 y $c_0 \cdot \text{sen} \beta$ dados por Engelhardt (1942) reproducidos por Brindley (*op. cit.*, p. 191). Conforme con las curvas de este gráfico debe ser $b_0 = 9,29$ y $c_0 \cdot \text{sen} \beta = 14,12$ valores también aceptables ya que se trata de promedios estadísticos.

Para la relación entre el contenido Fe^{2+} y el parámetro b_0 se recurrió al gráfico de Brown (*op. cit.*, p. 268), donde resulta para $y = 3,31$ en la fórmula $(Mg_{6-y-x}, Fe^{2+} \text{ y } Al_x)(Si_{4-x}, Al_x)O_{10}(OH)_6$ el valor 9,315 algo superior al registrado por difracción.

La ecuación dada por Brindley y Gilbery (Brown, *op. cit.*, p. 269) para el espaciado (001) en función del contenido de Al reemplazando al Si en el término (Si_{4-x}, Al_x) es: $d_{001} = 14,53 - 0,31x$, como en nuestro caso $x = 1,34$ resulta $d_{001} = 14,53 - 0,31 \times 1,34 = 14,11$ valor aceptable comparado con 14,16 obtenido del diagrama.

Finalmente, si se toma la reflexión con $d = 1,544$, resulta para b_0 el valor 9,264, también concordante con el establecido por difracción de electrones.

Formación mineral

En el trabajo relacionado con el yacimiento de Zapla (Angelelli, *op. cit.*) se expuso que el mismo es sedimentario y que el mineral originario (un silicato de hierro hidratado) se depositó en una cuenca marina a escasa profundidad, en período de depositación silúrica, como lo revela el contenido faunístico encontrado no solo en sedimentos psamíticos sino también incluso, como rareza, en el Horizonte Principal de Puesto Viejo (*Calymene Angelelli*).

La secuencia de los sedimentos de la estructura anticlinal de la sierra de Zapla, se inicia con una espesa serie de capas de areniscas cuarcíticas, fosilíferas, de varios centenares de metros de espesor, de grano fino a mediano y de color blanco a ligeramente amarillento, correspondientes al Ordovícico.

El techo de este complejo que encierra algunos bancos de caliza, lo constituye un horizonte de un material grisáceo areno-arcilloso, sin estratificación mayormente, con gruesos granos de cuarzo y rodados de hasta 20 cm de diámetro, de una potencia en el área de Zapla (arroyo de los Tomates) de 40-50 mm. Se trata de un conglomerado marino o wild flysch como lo denominó Borrello (1969, p. 88). Schlagintwett (1943) le atribuyó un origen glacialmarino, designándolo Horizonte Glacial de Zapla.

Hasta la depositación del sedimento tratado precedentemente imperó un ambiente de franca oxidación, esto es un Eh positivo. Con la precipitación del material clorítico se registra un cambio con tendencia a un redox negativo el que persiste por lo menos en los 220 m de las Areniscas Amarillentas, micáceas de grano fino (0,05 mm), sedimentos que en profundidad son oscuros con pasaje a material algo arcilloso y en cuya composición intervienen granos de cuarzo angulosos, muscovita, biotita, clorita y pirita y también materia orgánica, con cemento en unas partes arcilloso y en otras clorítico. La meteorización de la clorita y pirita otorga en superficie la coloración amarillenta de esta sedimentita.

Durante este período de depositación se definen dos horizontes feríferos, el inferior o Principal de 4-6 y de 7-11 m de potencia, y el superior o Secundario, de 0,90-2,50 y de 4-6 m, para los yacimientos de Zapla y Puesto Viejo, respectivamente.

Un material arenoso, claro, a veces de aspecto conglomerádico, de 0,20 a 0,80 m de potencia separa el primer banco del Horizonte principal, del conglomerado marino.

Sobre las Areniscas Amarillentas se juxtaponen otras muy micáceas y claras, de un espesor hasta las sedimentitas consideradas del Devónico, de unos 500 m, depositadas en un ambiente nuevamente de Eh positivo.

La procedencia del hierro presente en esta extensa cuenca puesta de manifiesto a través de los distintos yacimientos estudiados, emplazados en distintas unidades geográficas, desde Unchimé en Salta hasta el límite con Bolivia, en la provincia de Jujuy y más al norte aún, podría tener un origen endógeno o bien exógeno. En el primer caso se trataría de vincularlo con un proceso submarino exhaustivo, derivado de un magmatismo de carácter básico; en el segundo a fenómenos de meteorización de rocas portadoras de hierro o bien a la movilización del Fe de sedimentos feríferos depositados en la cuenca.

Respecto de la procedencia endógena no se cuenta con evidencia alguna de manifestaciones relacionadas con un vulcanismo que podría haber aportado el Fe al estado de cloruro. Esta teoría es aceptada para explicar el origen de los depósitos de oolitas de silicato de hierro hidratado de Bohemia, ante la evidencia de que las capas ferríferas se emplazan entre otras de diabasa y sus tobas.

Ölsner (1957), partiendo de la investigación del contenido en elementos minoritarios y trazas tales como Ti, V y Cr esencialmente, pretendió demostrar que las cloritas del Ordovícico acusan tenores muy superiores a las depositadas en el Jurásico (minetas de Lorena y Luxemburgo). Reh (1965), en base a una amplia información analítica concluye que para certificar la tesis sostenida por Ölsner sería preciso llevar a cabo un estudio más a fondo ya que los valores indicados por éste son muy dispares. Conforme con el análisis espectrográfico semicuantitativo efectuado en CNEA, la clorita de Zapla registra: V, menor de 100 ppm; Ni, menor de 200 ppm; Cu, menor de 30 ppm y Ti, 3000 ppm.

Respecto de la procedencia del Fe del ciclo exógeno éste podría derivar de tierra firme, como ser de la meteorización de material relativamente rico en Fe, sin descartar la posibilidad de su movilización por un proceso submarino, especie de halmyrólisis, a partir de sedimentos portadores de dicho elemento (biotita, hornblenda, augita).

En el ciclo exógeno el hierro se moviliza en forma iónica como bicarbonato, como $\text{Fe}(\text{OH})_2$, al estado de hidrosol, como $\text{Fe}(\text{OH})_3$ absorbido por arcillas y, finalmente, como humato de hierro. De estos medios el que desempeña un papel principal es $\text{Fe}(\text{OH})_3$ como hidrosol.

Consideramos en el caso que nos ocupa la procedencia exógena del hierro, aceptando como más efectivo su transporte a la cuenca como $\text{Fe}(\text{OH})_3$. En la mecánica de la formación de la clorita deberá contemplarse asimismo la presencia en el ambiente en que se precipitó la misma, de sílice coloidal.

En condiciones imperantes de bajo Redox positivo y de determinadas proporciones de óxidos de hierro (ferroso y férrico), de sílice y de arcilla al estado de sol, tendrían lugar las reacciones conducentes a la formación del silicato de hierro hidratado.

Schellman (1969) atribuye la formación de la chamosita del yacimiento Echte a la reacción del Fe^{2+} con material arcilloso caolínico.

Apoyándonos en investigaciones físico-químicas (Krumbein y Garrels, 1952) podemos admitir, acorde con el sistema de equilibrio indicado por dichos autores, que el material clorítico de Zapla se depositó en pH 7-8 con un Eh de alrededor de 0. Borchert (1959), en Schellmann (*op. cit.*, p. 20), sostiene que la chamosita se originaría en un medio de pH 6-7,5 y Eh + 0,05 hasta -0,2.

En un ambiente de Eh 0 por exceso de CO_2 se forma siderita. El CO_2 se originaría por la acción bacteriana sobre materia orgánica libre de azufre.

Se admite que la clorita se depositó en su origen como un gel o coágulo que pasó paulatinamente a un estado criptocristalino y más tarde por presión a cristalino.

Para concluir con este apartado cabría señalar la presencia de cloritas ferríferas (chamositas), de formación reciente, en sedimentos del río Niger, del delta del Orinoco y de otros lugares como ser en costas tropicales, a profundidades de 60 m y a veces a 150 m.

El último de los autores citados al referirse a las causas que originó la alternancia de capas oolíticas de chamosita verde con otras rojas de mineral oxidado (hematita y goethita), en el yacimiento Echte, sostiene que ello obedece a un constante cambio en el medio ambiente. La diferencia de facies estaría condicionada con el comportamiento de corrientes, señalando para el periodo de las rojas un mayor grado de aereación, más que a proceso bacteriano que no pudo definir. Hasta qué grado esta hipótesis sería aplicable para explicar la transformación de la clorita de Zapla en hematita, ello deberá sin lugar a dudas ser motivo de una investigación sobre el particular.

Conclusión

Expuestas las propiedades y composición del mineral originario de la hematita de Zapla, cabría preguntar cuál sería el nombre a asignar a dicho silicato ferrífero hidratado: thuringita o chamosita. Al respecto, podría afirmarse que cualquiera de las dos designaciones sería correcta. Sobre el particular, corresponde mencionar lo manifestado por Brown y Bailey (1962), en la introducción de su trabajo sobre el politipismo de las cloritas, cuando dice... "los amplios límites de la estructura de la clorita fueron reconocidos por Pauling en 1930 y confirmados y depurados por una cantidad de investigaciones". Analizando las tablas de reflexiones que apa-

recen en las diversas publicaciones, se advierte una variedad de posibilidades que no permiten definir "el diagrama" que corresponde a "la clorita" o a cada una de las especies posibles. Como nombre genérico estimamos como más apropiado la designación de "chamosita", denominación de mayor difusión aplicable comúnmente al material clorítico que motiva la formación de apreciables yacimientos de hierro.

Respecto de las condiciones de formación de la clorita de Zapla, se presentan algunos

conceptos ampliatorios a los ya expuestos sobre el particular.

Agradecimientos

Los autores expresan su más sincero agradecimiento a las Dras. María R. de Benyacar e Hilda L. de Dussel por su colaboración en la obtención de diagramas de difracción y de análisis térmicos; al Dr. C. Cohen Arazi por la realización del registro CDD y al Dr. E. J. Boran por el espectro de infrarrojo.

Lista de trabajos citados en el texto

- Angelelli, V., 1946 — "La geología y génesis del yacimiento ferrífero de Zapla. Mina "9 de Octubre". Departamento de la Capital. Prov—incia de Jujuy". Rev. Soc. Geol. Arg. Bs. Aires; 1 n° 2).
- Borrello, A. V., 1969 — "Los geosinclinales de la Argentina". Dir. Nac. Geol. y Min. An XIV. Buenos Aires.
- Brindley, G. W., 1951 — "X Ray Identification and Crystal Structure of Clay Minerals". London.
- Brown, G., 1961 — "The X Ray Identification and Crystal Structure of Clay Minerals". London.
- Brown, B. E. y Bailey, S. W., 1962 — "Chorite polytypism: Regular and Semirandom one-layer structures". Am. Min., 47: 819-850.
- Deer, W. A., Howie, R. A. y Zussman, J., 1962 — "Rock forming minerals" Vol 3 Longmans. Londres.
- Krumbein, W. C. y Garrels, R. M., 1952 — "Origin and clasificación of chemical sediments in terms of pH and oxidation redution potentials". Journ. Geol., 60: 1-33.
- Ölsner, O., 1957 — "Übersicht über Genese von Eisenerzlagerstätten". Mitt. Mineral. Inst. Bergs. Freiberg. 64.
- Reh, H., 1965 — "Zur Entstehung der oolitischen Eisenerze im Ordovizium Thüringens". Akad. V.E.B. Geol. Erkundung. West Jena.
- Schellamn, W., 1969 — "Die Bildungsbedingungen sedimentäre Chamosit und Hämatit-Eisenerze am Beispiel der Lagerstätten Echte". Neus Jahrb. f. Miner. Band 111. Heft. 1: 1-31 Stuttgart.
- Schalaginwett, O., 1943 — "La posición estratigráfica del yacimiento de hierro de Zapla y la difusión del horizonte glacial de Zapla en la Argentina y Bolivia". Rev. Minera, Bs. Aires, XIII, (4): 115-127.
- Strunz, H., 1966 — "Die Mineralogischen Tabellen". Akad. Verlag, Leipzig.

Recibido: noviembre 25, 1975.

NOTA BREVE

DATOS PRELIMINARES SOBRE EL HALLAZGO DE UN NUEVO MINERAL DE URANIO, EN TANTI

(Prov. de Córdoba, R. Argentina)

EVA C. ARCIDIACONO¹ y DORA BEDLIVY^{1,2}¹Dpto. Cs. Geológicas - FCEN - UBA.²Carrera del Investigador - CONICET.**Introducción**

El mineral aquí descripto corresponde a una nueva especie y ha sido ubicado dentro del grupo de los minerales de uranio conocidos como óxidos múltiples o niobio-tantalos-titanatos. Este mineral fue hallado durante el estudio que realizó una de las autoras sobre los minerales de niobio y tantalio del cuerpo pegmatítico de cerro Blanco (Arcidiacón, 1974). Dicha pegmatita se halla ubicada al oeste de Tanti, próxima a la Ruta Nacional 20, en el Dpto. Punilla, prov. de Córdoba.

El mineral en estudio se halla asociado a las columbitas de dicha pegmatita, presentándose ya sea en forma de pequeños "nódulos" de hasta 3 mm de diámetro y delgadas venillas dentro del mineral mencionado, o bien recubriendo cristales de la columbita en delgadas capas cuyo espesor no supera los 0,5 mm.

Durante el estudio de este mineral surgieron diversas dificultades que provinieron ya sea de su poca cantidad como de su forma pulverulenta, que tornaron dificultosas las determinaciones de parámetros de celda, densidad y otras propiedades de carácter físico, como así también las determinaciones analíticas químicas.

Caracteres físicos y estudio por difracción de Rayos X

Es un mineral de color amarillo que presenta tonalidades verdosas, destacándose su aspecto pulverulento debido a la extremada pequeñez de sus cristales, tal como se comprobó mediante microscopio electrónico. Pre-

senta hábito acicular de un tamaño promedio de $1\mu \times 0,1\mu$. Debido a lo cual sólo fue posible determinar un índice de refracción promedio de $n = 1,77$. Su densidad es superior a 3,5. No presenta fluorescencia con radiación ultravioleta.

Se realizaron diagramas de rayos X del mineral con cámaras de Debye-Scherrer de 114,6 mm de diámetro y radiación de cobalto.

Con respecto a la determinación del sistema cristalino cabe destacar que, en base a los valores de los ángulos θ medidos, se eliminaron las posibilidades de que el mineral pertenezca a los sistemas cúbico, tetragonal o hexagonal. Suponiendo que el mineral tenga simetría rómbica, se aplicó el método de Hesse-Lipson y se llegó a determinar una celda probable cuyos parámetros son: $a_0 = 14,03 \text{ \AA}$, $b_0 = 15,37 \text{ \AA}$, y $c_0 = 16,53 \text{ \AA}$ (Hesse, 1948; Lipson, 1949). Con los parámetros arriba propuestos se calcularon con computadora los índices correspondientes a cada una de las líneas de difracción cuyos valores se indican en el Cuadro 1. Sin embargo se quiere dejar claramente establecido que la celda rómbica así calculada corresponde a los valores más probables, si bien no queda totalmente descartada la posibilidad de que dicho mineral pueda tener una simetría menor. La exacta solución de este problema se vio imposibilitada por la naturaleza del mineral y por su pequeña cantidad, que sólo permitieron basar las determinaciones cristalográficas en las mediciones realizadas sobre los diagramas de Debye-Scherrer. Se intentó, pero sin obtener resultados satisfactorios, la realización de diagramas por medio de difracción electrónica, para lo cual se utilizaron el microscopio electrónico de la Comisión Nacional de Energía Atómica y el de la Facultad de Ingeniería - UBA.

CUADRO 1

I/L	d obs.	d cal.	hkl
m	8,22	8,26	002
f	7,02	7,01	200
dd	5,96	5,95	211
dd	5,13	5,13	103
dd	4,35	4,35	032
ff	4,17	4,17	213
dd	3,75	3,75	033
dd	3,64	3,64	024
dd	3,52	3,54	124
d	3,42	3,42	410
m	3,32	3,31	233
d	3,09	3,10	304
f	3,04	3,04	025
m	3,00	3,00	150
m(a)	2,92	2,92	341
f	2,80	2,81	500
m	2,58	2,58	235
dd	2,45	2,45	352
dd	2,35	2,35	316
dd	2,31	2,31	450
dd	2,27	2,27	540
m	2,14	2,14	505
d	2,04	2,04	108
dd	2,02	2,02	454
dd	1,91	1,91	605
m	1,88	1,88	703
m	1,85	1,85	554
m	1,83	1,83	075
ddd	1,74	1,74	810
d	1,72	1,72	564
dd	1,70	1,70	821
ddd	1,67	1,67	329

f: fuerte, m: mediana, d: débil, a: ancho.

Composición química

La reducida cantidad de mineral de que se disponía no permitió realizar un análisis químico por vía húmeda. Por lo tanto se utilizaron como técnicas de análisis químico la espectrografía de fluorescencia por rayos X y la microsonda electrónica.

Por la primera de las técnicas mencionadas se realizó un análisis cualitativo general, determinándose los elementos U, Th, Y, Cu, Nb, Ta, Pb y Zn, y entre los elementos livianos Ca, Si, P y As.

Los análisis químicos cuantitativos con microsonda electrónica, realizados en la Comisión Nacional de Energía Atómica, se vieron dificultados por la complejidad química del mineral. Los datos con que se cuenta actualmente permiten clasificar este mineral como perteneciente al grupo de los óxidos múltiples que contienen niobio, tantalio y titanio, destacándose principalmente por tener un muy elevado porcentaje de uranio. Se determinaron como constituyentes principales U y Nb, que

alcanzan concentraciones del 35% y 13% respectivamente, siendo sus otros componentes Th, Ta, Ti, Ca, Cu, Si, K y P, encontrándose entre los elementos de las tierras raras Ce, Y y La.

En base a estos datos puede establecerse que la fórmula química de este mineral tendrá bases de comparación con la de los grupos de la euxenita?aeschnita, cuya fórmula general obedece a la forma $A_xB_yO_z$, donde $A = U, Th, Ca, Cu, TR$ y $B = Nb, Ta, Ti$. Esta suposición se ve también fundamentada por el hecho de que al calentar el mineral a 800°C se forma una fase que corresponde con el mineral samiresita, cuya composición química está representada por la fórmula química $(U, Ca)(Nb, Ta, Ti)_3O_7 \cdot xH_2O$ (Fron del *et. al.*, 1956; Gorzhevskaya *et. al.*, 1965).

Consideraciones finales

El mineral uranífero aquí estudiado resulta mineralógicamente interesante porque, correspondiendo desde el punto de vista químico a un óxido múltiple o niobio-tantalio-titanato, se destaca entre ellos por su contenido notablemente mayor de uranio. Esto resulta evidente al comparar su porcentaje del 35% de U con algunos datos dados para minerales del mismo grupo, por ejemplo el 18,53% para una samarskita y el 22,59% para una betafita (samiresita) (Palache *et. al.*, 1944), que corresponden a las muestras de mayor contenido de uranio halladas en la literatura.

También en relación con su contenido de uranio es de destacar que muchos de los óxidos de este amplio grupo pueden ser metamicticos, característica que no presenta el mineral aquí estudiado. No obstante, podría pensarse que un mayor contenido de uranio favorecería la formación de un estado metamictico.

Desde el punto de vista genético este mineral se considera como de origen secundario. Finalmente, se puede destacar que este óxido ha cristalizado a una temperatura menor de 300°C, como se deduce de la inestabilidad que manifiesta cuando se lo calienta a dicha temperatura.

Agradecimientos

Agradecemos a los Ing. H. Espejo y E. Palacios del Dpto. de Metalurgia de la Comisión Nacional de Energía Atómica por los

análisis realizados con microsonda electrónica. Al Dr. E. E. Galloni de la Facultad de Ingeniería - UBA, por la utilización del microscopio electrónico. A la Dra. M. Rodrí-

guez de Benyacar de la Comisión Nacional de Energía Atómica por las fotografías obtenidas con microscopio electrónico y las discusiones críticas sobre el tema.

Lista de trabajos citados en el texto

- Arcidiácono, E., 1974 — *Contribución al conocimiento de columbita-tantalitas de las provincias de Córdoba y San Luis*. *Asoc. Geol. Arg. Rev.*, XXIX (2): 171-184.
- Fronzel, C., Riska, D., and Fronzel J. W., 1956 — *X-ray Powder Data for Uranium and Thorium Minerals*. U.S. Geol. Survey Bull. 1036.
- Gorzhevskaya, S. A., Lugovskoy, G. P. and Sidorenko, G. A., 1965 — *First find of samiresite in the Soviet Union*. *Doklady Akad. Nauk SSSR*. 162.
- Hesse, R., 1948 — *Indexing powder photographs of tetragonal, hexagonal and orthorhombic crystals*. *Acta Cryst.* 1.
- Lipson, H., 1949 — *Indexing powder photographs of orthorhombic crystals*. *Acta Cryst.* 2.
- Palache, C., Berman, H. and Fronzel, C. 1944 — *The System of Mineralogy*. John Wiley and Sons, Inc. 7ª ed.

PUBLICACIONES ESPECIALES DE LA ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Serie "A"

Monografía N° 1

ESTUDIO Y EXPLORACION GEOLOGICA DE LA REGION BARREAL-CALINGASTA. PROVINCIA DE SAN JUAN. REPUBLICA ARGENTINA.

B. J. Quartino, R. A. Zardini y A. J. Amos

En preparación:

Monografía N° 2

ROCAS PIROCLASTICAS. INTERPRETACION Y SISTEMATICA.

M. E. Teruggi, M. M. Mazzoni, L. A. Spalletti y R. R. Andreis

Serie "B" (Didáctica y Complementaria)

N° 1

DICCIONARIO GEOLOGICO INGLES-ESPAÑOL, ESPAÑOL-INGLES

J. C. M. Turner

N° 2

CODIGO DE NOMENCLATURA ESTRATIGRAFICA

Comité Argentino de Nomenclatura Estratigráfica

N° 3

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

P. N. Stipanovic y E. Linares

En preparación:

N° 4

CATALOGO DE EDADES RADIMETRICAS DETERMINADAS PARA LA REPUBLICA ARGENTINA. II. AÑOS 1974-1976 y

CATALOGO DE EDADES RADIMETRICAS REALIZADAS POR INGEIS Y SIN PUBLICAR.

E. Linares

Estas publicaciones pueden adquirirse en LIBRART S.R.L., en la Secretaría de la Asociación o por medio de los Delegados en el interior.

INFORMACIONES

III CONGRESO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA

Organizado por el Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, se desarrolló entre los días 10 y 16 de junio de 1976 el III Congreso Latinoamericano de Geología en la ciudad de Acapulco, México. Asistieron al mismo casi un millar de profesionales de las ciencias de la Tierra, procedentes de todos los países de las tres Américas y región del Caribe. La República Argentina sólo tuvo un representante en la persona que suscribe, el cual llevó la representación del Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia" y la del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

Todas las sesiones, como así también los actos de apertura y cierre del Congreso, se efectuaron en las modernísimas instalaciones del Centro de Convenciones de la ciudad de Acapulco. Durante el acto inaugural dio la bienvenida a los participantes el Ministro de Minería mexicano, hablando también el Presidente del Comité Organizador Ingeniero Diego A. Córdoba. Posteriormente, se efectuó la Asamblea de apertura eligiéndose en la misma las autoridades del Congreso, cuya presidencia recayó, por aprobación unánime, en la persona del Ingeniero Córdoba; y se eligieron tres vicepresidentes regionales por las áreas del Caribe, Pacífica y Atlántica, habiendo tenido el honor de ser electo vicepresidente por esta última área, quien escribe.

Todo el aspecto organizativo fue impecable y, además, matizado con la característica cordialidad y simpatía tradicionales en los mexicanos. Las excursiones programadas fueron pre-Congreso y cubrieron los temas siguientes: Geología General de la parte Centro-Meridional de México, estructura de la Sierra Madre Oriental y el eje neovolcánico transmexicano.

Se presentaron 159 trabajos, agrupados en sesiones sobre: Sedimentología y Geomorfología, Geología Aplicada, Estratigrafía-Paleontología-Exploración petrolera, Geofísica de exploración y Tectonofísica, Vulcanismo-Plutonismo-Metamorfismo y Geología general y Tectónica. Por otra par-

te, se expusieron tres conferencias con títulos invitados sobre el proyecto "Deep-Sea Drilling", estructura del Caribe y los Andes y los crudos pesados de la cuenca oriental de Venezuela. El promedio de trabajos presentados puede estimarse de muy buena calidad, destacándose principalmente por su carácter de regionalidad internacional los correspondientes a Geología General y Tectónica.

En forma paralela al Congreso se efectuaron mesas redondas con las siguientes temáticas:

La educación superior en Ciencias de la Tierra, en Latinoamérica.

Las zonas sísmicas de América.

Acuíferos regionales.

Asimismo, hubo reuniones de trabajo correspondientes a las entidades siguientes:

Consejo Consultivo de Directores de Servicios Geológicos Latinoamericanos.

Mapa Geológico del Mundo.

Grupo de Trabajo 2 de la Comisión Inter-Unión de Geodinámica.

Asociación Latinoamericana de Geología.

Asociación Latinoamericana de Editores de Geociencias.

Durante la reunión de la Asociación Latinoamericana de Geología se procedió a renovar autoridades, recayendo una vocalía en la persona del autor de esta nota. También, y por iniciativa del numeroso grupo de paleontólogos presentes, se procedió a fundar oficialmente la Asociación Latinoamericana de Paleontología estableciéndose los estatutos de la misma y eligiéndose la primera Comisión Directiva para cuya presidencia se nominó, por unanimidad, al Dr. Ismael Ferrusquia, de México, estableciéndose asimismo tres vicepresidencias regionales, siendo honrado quien suscribe, con la correspondiente a la zona atlántica.

Durante la Asamblea de clausura fue elegida por unanimidad, como sede del IV Congreso a efectuarse en 1979, Trinidad y Tobago.

Bruno A. J. Baldis

XXV CONGRESO MUNDIAL DE GEOLOGIA

Entre los días 14 a 25 de agosto de 1976 se realizó en la ciudad de Sydney (Australia) el desarrollo del XXV Congreso Geológico Mundial, máximo evento en los estudios de las Ciencias de la Tierra. Con una asistencia de más de 4.000 delegados y participantes en representación de 73 países de todo el mundo, las delegaciones más numerosas correspondieron a EE.UU., Rusia, Australia, Japón, India, Nueva Zelandia, Inglaterra y Alemania Federal. Los países latinoamericanos tuvieron escasa cantidad de participantes. Y la República Argentina sólo tuvo un delegado en quien suscribe, el cual llevó la representati-

vidad de la Asociación Geológica Argentina, de la Subsecretaría de Minería de la Nación, del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y del Museo Argentino de Ciencias Naturales.

Las sesiones, como así también la mayoría de las reuniones sociales, se efectuaron en los predios de la Universidad de Sydney, teniendo como centro principal de actividad el edificio "Carslaw", donde funciona el Departamento de Ciencias Geológicas de esa Institución. La ceremonia de apertura se realizó en el Opera House, a orillas de la bahía de Sydney, con la presencia de las máxi-

mas autoridades australianas y la mayoría de los participantes, estando los principales discursos a cargo de Su Excelencia el Gobernador General de Australia, Sir John Kerr; del Dr. P. Abelson, Presidente de la IUGS, y del Dr. N. H. Fisher, "Chairman" del Comité Organizador, los cuales coincidieron en destacar la importancia del desarrollo de este Congreso, primero que se efectúa en el Hemisferio Sud.

La cobertura organizativa fue excelente y puso de manifiesto el intenso trabajo efectuado por la totalidad de las entidades australianas, oficiales y privadas, para brindar las máximas facilidades. El programa de excursiones pre y post Congreso, abarcó una extensa área del Pacífico Sud, extendiéndose en toda la superficie de Australia, Tasmania, Nueva Zelanda, Nueva Guinea y los archipiélagos de la Polinesia y Papúa.

En forma paralela al Congreso se efectuaron reuniones ordinarias y de trabajo de numerosos Comités y Asociaciones Internacionales, entre los cuales se destacan:

Comité Ejecutivo de la IUGS
Comisión Inter-Unión de Geodinámica
Comisión del Mapa Geológico del Mundo
Asociación Mineralógica Internacional
Comisión de estratigrafía de la IUGS
IAGOD Comisión para Tectónica de Yacimientos Minerales

Asociación Internacional de Ingeniería Geológica

INQUA en sus distintas comisiones
Federación Internacional de Sociedades de Geólogos Económicos

Asociación Paleontológica Internacional, como así también numerosas asociaciones internacionales de carácter regional o de especialización.

La presentación de trabajos oficiales dentro del Congreso fue organizada en programas de Secciones Temáticas y de Simposios, con una presentación de aproximadamente 1100 títulos de contribuciones, que fueron desarrolladas en sesiones simultáneas en 15 salas.

Dentro de las temáticas desarrolladas se destacaron las referentes a los problemas inherentes al Precámbrico; Rocas ígneas asociadas a vulcanismo de arcos islandicos; Aspectos físicos y químicos en la formación de sedimentos de arcos móviles; Tectónica de placas y movimiento de fondos oceánicos y continentes; Evolución geoquímica de la corteza y Manto Superior; Características estructurales de zonas tectónicas; Génesis de yacimientos estratiformes y de hidrocarburos; Historia ter-

ciario-cuartaria de la región Indopacífica; Problemas hidrogeológicos de regiones áridas; Información geológica y Geología matemática; y Problemas en el estudio de cuerpos extraterrestres.

Gracias a la rigurosa selección previa, el nivel de los trabajos fue excepcionalmente alto. Debe acotarse que, siguiendo la tendencia manifestada en el anterior Congreso realizado en Canadá, se mantuvieron las acaloradas discusiones en torno a las ideas esbozadas por el concepto de la Nueva Tectónica Global y de Placas, existiendo un porcentaje aproximado del 70% de trabajos que directa o indirectamente contribuyeron a su discusión. Todo ello llevó a una estática de discusión donde no se percibieron nuevos conceptos que puedan involucrar la aparición de nuevas ideas que tiendan a revolucionar los conceptos geológicos actuales.

Se ha notado la tendencia, cada vez más dominante, a la generación de estudios regionales mediante cooperación interinstitucional o planes multinacionales con o sin apoyo de la IUGS. Durante las reuniones del Mapa Geológico del Mundo fue evidente el atraso informativo de los continentes Africano y Sudamericano, planteándose la necesidad de incrementar el intercambio informativo con dichas comarcas.

A la finalización del Congreso, durante la Asamblea General de Presidentes de Delegaciones que componían el Consejo de la IUGS, la representación de Suecia presentó una moción que fue apoyada por quien suscribe y por la totalidad de los representantes de países sudamericanos, en el sentido de reformar el mecanismo de formación del Comité Ejecutivo de tal manera que la lista de componentes surja de candidatos propuestos por las entidades componentes de la IUGS (en el caso argentino, la Asociación Geológica) y no por la simple proposición de nombres al momento de la Asamblea. Esta moción, que no contó con el apoyo de las denominadas "Grandes Potencias Geológicas", fue aprobado por el 85 % de las entidades constituyentes y será aplicada a partir del XXVI Congreso Geológico. Todos los delegados sudamericanos protestaron en forma conjunta la no inclusión de representantes del continente en la nueva lista propuesta en la Asamblea.

A la finalización del evento, y por unanimidad, se propuso como sede del próximo Congreso Geológico Mundial a efectuarse en 1980, la ciudad de París.

Bruno A. J. Baldís

PRIMER CONGRESO GEOLOGICO CHILENO

El Ier. Congreso Geológico Chileno, auspiciado por el Departamento de Geología de la Universidad de Chile, ha sido realizado en la ciudad de Santiago entre los días 2 y 7 de setiembre de 1976; contó con más de 300 participantes y la concurrencia de delegaciones extranjeras de Brasil, Bolivia, Venezuela y Argentina. La nutrida delegación *ad hoc* de la Argentina compuesta por 12 profesionales, permitió estrechar aún más los tradicionales vínculos geológicos, que encontraron en este congreso un ambiente adecuado para el intercambio fructífero de ideas y el planteamiento de problemas en común.

Este primer congreso superó ampliamente las

metas propuestas por el Comité Organizador, como lo prueba la abundante cantidad de trabajos presentados. Las sesiones científicas se realizaron simultáneamente en dos a tres aulas.

Las actas del congreso fueron publicadas en dos tomos con más de 500 páginas cada uno, los que fueron entregados a la iniciación del congreso. Esto evidencia el esfuerzo editorial realizado por los colegas chilenos al presentar en una prolija y moderna edición los trabajos recibidos. Un tercer tomo conteniendo aquellos trabajos presentados con posterioridad, los discursos de apertura y dos interesantes conferencias sobre los recursos cupríferos y petroleros de Chile, está en

impresión. Los trabajos publicados fueron agrupados en:

- Tomo I: A — Geología Regional y estratigrafía (18)
 B — Geotectónica (9)
 C — Paleontología (11)
 D — Geomorfología (7)
- Tomo II: E — Metalogénesis y Yacimientos minerales (18)
 F — Petrología (17)
 G — Geología aplicada (3)

Estos trabajos comprenden 15 artículos extranjeros, de los cuales 9 corresponden a colegas argentinos. Estos abarcan diferentes temas de estratigrafía, geología regional, paleontología, petrología y yacimientos minerales.

En geología regional se verificó nuevamente una tendencia a correlacionar e integrar trabajos abarcando ambas vertientes de la Cordillera, que con la incorporación de datos de la parte argentina, permitieron una mejor comprensión de la evolución paleogeográfica de los Andes. En estratigrafía se intensificó el uso y aceptación de unidades litológicas comunes a ambos países, que en un clima de cooperación científica han prescindido de límites políticos. Las sesiones de paleontología mostraron la similitud de las faunas de la cuenca mesozoica interna chilena, en especial durante el Jurásico medio, con sus pares de las cuencas externas argentinas. Algunos novedosos conceptos geotectónicos en especial de la región austral de los Andes fueron cotejados y evaluados con las evidencias de la vertiente oriental de la Cordillera.

En yacimientos minerales se observó la imprescindible complementación de trabajos integrados.

En estos se aunaron los estudios petrológicos de alteración con los estructurales, ubicados en un entorno regional preestablecido, como la mejor herramienta para comprender la génesis de los distintos depósitos y así determinar nuevas guías de prospección. En petrología fueron analizadas fundamentalmente secuencias volcánicas cenozoicas y rocas del basamento, demostrándose en dichas investigaciones un especial énfasis en sus comportamientos geoquímicos y en su ubicación en la escala de tiempo.

A mitad de semana se realizaron dos interesantes excursiones a yacimientos de cobre. Una a la mina El Teniente y la otra a la Disputada de Los Condes, en las que se pudo observar el marco geológico, la mineralización y los trabajos de explotación.

Durante los días del Congreso se realizaron las reuniones de los Grupos de Trabajo en Carbonífero de América del Sur del Proyecto N° 43/1/73 del IGCP "Paleozoico superior de Sud América" y del proyecto N° 120 del IGCP "Evolución magmática de Los Andes".

Como conclusión es necesario destacar la excelente organización de este Ier. Congreso Geológico de Chile. Los futuros congresos se alternarán con los congresos geológicos argentinos brindando una brillante oportunidad para el intercambio de conocimientos a ambos lados de la Cordillera. Nuestros colegas chilenos nos esperan en Arica para 1979.

Victor A. Ramos
 Servicio Geológico Nacional

Milka K. de Brodtkorb
 Servicio Minero Nacional

EL CIERRE DE LA IMPRENTA CONI

Después de más de un siglo de existencia —había sido fundada en el año 1853, en la ciudad de Corrientes—, ha cerrado sus puertas en forma definitiva la Imprenta Coni. Es innecesario destacar el prestigio que había alcanzado luego de innumerables ediciones notables por su corrección y limpieza tipográficas, dedicadas en gran parte a la difusión de los conocimientos científicos, la casa impresora que ahora lamentablemente desaparece.

Esta circunstancia, ocurrida a principios del corriente año, ha producido una demora inevitable en la publicación de la Revista de la Asociación Geológica Argentina, cuya impresión se confiaba desde su primer número a la Imprenta Coni. Resueltos ya los problemas inherentes a su composición en una nueva imprenta, la Comisión Directiva confía en regularizar, a partir del presente número, la aparición de la Revista.

NECROLOGIA

Prof. Dr. Heinrich Gerth (1884-1971)

A los cinco años de la desaparición del Prof. Dr. Heinrich Gerth, la Asociación Geológica Argentina quiere rendir un homenaje a la memoria del que fuera uno de los pioneros más destacados de la geología argentina y sudamericana. Heinrich Gerth perteneció al grupo de sobresalientes investigadores europeos que cubrieron las primeras etapas del conocimiento geológico de nuestro territorio. Vino a la República Argentina atraído por su maestro de la Universidad de Bonn, G. Steinmann, quien despertó en el joven Gerth un profundo interés por la geología de América del Sur, que no lo abandonaría durante toda su vida.

Había nacido en Francfort del Main el 16 de junio de 1884, sus estudios superiores transcurrieron en varias de las más acreditadas universidades de su país: Heidelberg, Munich, Berlín, Friburgo y Bonn. En esta última se graduó en 1910.

Entre 1910 y 1913 estuvo contratado por el gobierno de nuestro país dentro de las dependencias del Ministerio de Agricultura que luego evolucionarían hasta llegar al Servicio Geológico Nacional. Desde esta posición realizó numerosos viajes de estudio a la región cordillerana, especialmente a la provincia de Mendoza. Sus investigaciones de esta época abarcaron también parte de las Sierras Pampeanas. Al terminar su contrato en la República Argentina realizó un largo recorrido por los Andes del sur del Perú. Entre 1916 y 1918 participó de la primera guerra mundial como geólogo militar del ejército alemán. En 1918 fue designado profesor titular de la Universidad de Bonn.

Gerth, además de mantener estrechos lazos con nuestro país (era miembro correspondiente de nuestra Asociación y de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba) y con otros países sudamericanos, realizó una gran parte de su carrera en Holanda: entre 1920

y 1928 fue conservador del Museo de Mineralogía y Geología de Leiden; en 1930 se desempeñó como paleontólogo en Indonesia, en ese entonces colonia holandesa; en los años de la segunda guerra mundial se trasladó nuevamente a los Países Bajos, donde trabajó como profesor en la Universidad de Amsterdam. Finalizada la guerra regresó a su país, donde fue designado, por segunda vez, profesor de la Universidad de Bonn, en la que se desempeñó hasta 1960.

Desde Europa continuó realizando frecuentes excursiones geológicas a distintos sectores de América del Sur, las que le permitieron edificar su admirable *Geologie Sudamerikas* que continua siendo una de las síntesis de geología sudamericana más consultadas por estudiosos de todo el mundo; sus tomos fueron apareciendo entre 1932 y 1955. Su dedicación apasionada a la geología sudamericana, no le impidió abordar con igual eficacia otros temas, especialmente paleontológicos: fue un sagaz estudioso de los corales, no sólo desde el punto de vista bioestratigráfico sino también paleobiológico; estudió también diversos grupos de foraminíferos del archipiélago Indonecio, como asimismo crinoideos y ammonites. Se interesó además por la paleoclimatología del Gondwana. Realizó trabajos de investigación tectónica sobre el Jura suizo y los macizos renanos.

Los últimos años de su carrera científica transcurrieron en el Instituto Geológico de la Universidad de Bonn, donde ya no ejercía tareas docentes; es por ello que pocos de los estudiantes de aquella época sabían que ese anciano vivaz pero reservado y cuya gran solvencia científica le permitía ser modesto, era uno de los grandes de la geología sudamericana y europea. Falleció en la misma ciudad renana el 2 de agosto de 1971.

Ricardo Mon

Lista de los trabajos de Gerth que se refieren a la República Argentina y a América del Sur en general

1913. *Stratigraphie und Bau der argentinischen Kordillere zwischen dem Rio Grande und Rio Diamante*. Z. dt. geol. Ges., 65, 568-575.
1914. *Constitución geológica, hidrogeológica y minerales de aplicación de la provincia de San Luis*. An. Min. Agric., Secc. Geol., Mineral. y Minería, X, 2. Buenos Aires.

1915. *Geologische und morphologische Beobachtungen in den Kordilleren Südperus.* — Geol. Rdsch. 6, 129-153. Leipzig.
1921. *Die geologische Geschichte der argentinischen Pampas und ihrer Gebirge.* — Vortrag 3/12/1921 — Vergaering, 33-35. La Haya.
Gebirgsbildung und Vulkanismus in der argentinischen Kordillere. — Z. dt. geol. Ges. 73, Mber. 8-10, 192-193.
Die Fortschritte der geologischen Forschung in Argentinien und einigen Nachbarstaaten während des Weltkrieges. — Geol. Rdsch. 12, 74-87,
Fauna und Gliederung des Neocoms in der argentinischen Kordillere. Cbl. f. Min. etc., Jg. ? 112-119 y 140-148.
1922. *Die Bedeutung der geologischen Erforschung des Südrandes der Puna de Atacama für die Geschichte der Anden und die Gebirgsbildung im allgemeinen.* — Geol. Rdsch. 12, 320-340. Leipzig.
1923. *Ausbildung und Fauna der mesozoischen Ablagerungen in der andinen Geosyncline im Bereich der argentinischen Kordillere.* — Geol. Rdsch. 14, 90-95, Leipzig.
1924. *Die Bodenschätze Südamerikas.* — (S.D.) 134-134.
1925. *Contribuciones a la Estratigrafía y Paleontología de los Andes Argentinos con la colaboración de los Paleontólogos.* — Actas de la Acad. de Cs. de la República Argentina 9, 10-55. Buenos Aires.
La fauna Neocomina de la Cordillera Argentina en la parte meridional de la provincia de Mendoza. Actas de la Acad. de Cs. de la República Argentina 9, 57-132. Buenos Aires.
1926. *Die Fauna des Neocom in der argentinischen Kordillere.* Geol. Rdsch. 17a, 463-494. Berlin.
Die Hauptfaktoren in der Entwicklung des morphologischen Bildes der Anden. Petermanns Geogr. Mitt., Jg. 118-122.
Orogenese und Magma in der argentinischen Kordillere. Geol. Rdsch. 17a, 62-98. Berlin.
1927. *El Morro de San Luis. Un cráter de elevación.* — Bol. de la Acad. Nac. de Cs. de Córdoba. 171-176. Córdoba.
1928. *Neue Faunen der oberen Kreide mit Hippuriten aus Nordperu.* Leidsche geol. Meded., 2, 231-241. Leiden.
Der Morro von San Luis (Argentinien) ein "Erhebungskrater". Leidsche geol. Meded., 2, 242-250. Leiden.
Beiträge zur Kenntnis der mesozoischen Korallenfaunen von Südamerika. Leidsche geol. Meded., 3, 1-16. Leiden.
1931. *Neue Vorkommen von marinem Obercarbon in den nördlichen Anden.* — Aus: Beiträge zur Kenntnis des Carbons in Südamerika. N. Jb. Min. etc. B.B. 65, 521-534. Stuttgart.
Contribuciones a la Estratigrafía y Paleontología de los Andes Argentinos con la colaboración de paleontólogos. — *La estructura geológica de la Cordillera Argentina entre el río Grandt y el río Diamante en el sur de la Provincia de Mendoza.* Acad. Nac. de Cs. de la República Argentina, 10, 123-172. Buenos Aires.
1932. *Geologie Südamerikas.* Bd. 1, 1. Teil: Geologie der Erde. 199 p. Borntraeger. Berlin.
1935. *Geologie Südamerikas.* Bd. 1, 2. Teil: Geologie der Erde. 281-389. Borntraeger. Berlin.
1937. *Arbeiten deutscher Geologen in Südamerika.* Geol. Rdsch. 28, 129-134. Berlin.
La importancia del Magma en la Origenesis de la Cordillera Sudamericana. Bol. Acad. Nac. de Ciencias de Córdoba. 34, 1-10. Córdoba.
1938. *Stratigraphische und faunistische Grundlagen zur geologischen Geschichte des südatlantischen Raumes.* Geol. Rdsch. 30, 64-79. Stuttgart. Leipzig.
General outline of the geological history of the South American Cordillera. — Bol. de Geol. y Minería, 2, 1-10. Caracas.
1939. *Die Entstehung des südlichen Atlantischen Ozeans und die Theorie von Wegener.* Forsch. und Fortschr. 15, 300-303.
Die geologischen Grundlagen des Atlantisproblems unter besonderer Berücksichtigung des südatlantischen Raumes. Die Umschau, 43, 650-654. Frankfurt.
Kordilleregebiet Südamerikas. Geol. Jber. 2, 471-480. Berlin.
1940. *Die Fortsetzung der venezuelanischen Kordilleren in den Antillenbogen.* Geol. Rdsch. 31, 206-207.
1941. *Geologie Südamerikas.* Bd. 1, 3. Teil: Geologie der Erde. 391-614. Borntraeger. Berlin.
Die Tertiärenflora des südlichen Südamerika und die angebliche Verlagerung des Südpols während dieser Periode. Geol. Rdsch. 32, 321-336. Leipzig.
1942. *Besprechung von Stille, H.: Einführung in den Bau Amerikas.* Z. Ges. f. Erdkunde 3/4, 179-180. Berlin.
Kordilleregebiet Südamerikas. Geol. Jber., 4b, 432-443.
1949. *Zur Geologie der neuen Erdölfelder in den Llanos von Ostvenezuela.* Erdöl und Kohle, 2, 269-272.
Die geologischen Verhältnisse des vernichtenden Erdbebens in Ecuador im August dieses Jahres (1949). Geol. Rdsch. 37, 83-85.
1951. *Die Fortschritte der geologischen Forschung im Kordilleregebiet Südamerikas während und nach dem zweiten Weltkrieg.* Geol. Rdsch. 39, 255-273.

- Antillen - Molukken, zwei Inselbögen, ein Vergleich des geologischen Baues und Schwereanomalie.* Geol. Rdsch. 39, 273-284.
1955. *Geologie Südamerikas.* Bd. 2: Der geologische Bau der süamerikanischen Kordillere. 264 p. Borntraeger. Berlin.
1956. *Die Bedeutung der alten Kerne für die geologische Struktur der jungen Kordillere.* Geol. Rdsch. 45, 701-721. Stuttgart.
Die Geologie der Erlöslagerstätten in der subandinen Zone der südamerikanischen Kordillere. Erdöl und Kohle, 9, 147-150. Hamburgo.
1957. *Das Vorkommen von permokarbonischen Fusulinenkalken im Westpatagonischen Archipel und seine paläographische und paläoklimatologische Bedeutung.* Z. dt. geol. Ges., 109, 193-198. Hannover.
1960. *Die Entwicklung der Orogene der südamerikanischen Kordillere während des Mesozoikums.* Geol. Rdscr. 50, 619-630. Stuttgart.

EL NUMERO 3 DE ESTE TOMO
SE TERMINO DE IMPRIMIR EL 14 DE JULIO
DE 1977 EN LOS TALLERES GRAFICOS
ZLOTOPIORO S.A.C.I.F., SARMIENTO 3149, BUENOS
AIRES, REPUBLICA ARGENTINA

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

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

COMISION DIRECTIVA

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

COMISION DE LA REVISTA Y PUBLICACIONES

Director: DR. ROBERTO CAMINOS

Miembros: LIC. FRANCISCO E. NULLO y LIC. MIGUEL A. ULIANA

DELEGADOS EN EL INTERIOR

- Delegación Bahía Blanca:* Dra. Graciela Mas, Córdoba 77
Delegación Córdoba: Dr. Carlos Gordillo, Pellegrini y Calle 8, Suc. Nº 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 Rawson: Dr. Héctor Miras, Julio A. Roca 518
Delegación Río Gallegos: Dr. Adolfo Fadrique, Casilla de Correo 246
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: Dra. Hetty Bertoldi de Pomar, Grand Bourg 4352
Delegación San Juan: Dr. Juvenal Jorge Zambrano, Mendoza 389 - Sur
Delegación San Luis: Dr. Jorge Raúl Fernández Tasende, C.C. 294 - 5700
Delegación San Miguel de Tucumán: Dr. Hugo Alberto Peña, Balcarce 42
Delegación Santa Rosa: Dr. José Antonio de Ormaechea, Pasaje 2, n° 245, B° Independencia
Delegación Vespucio (Salta): Dr. Jorge A. Moreno, Distr. Geol. YPF
Delegación Neuquén: Dr. Eloy L. Depiante, Mendoza 140
Delegación Rosario: Dra. Pierina Pasotti, Av. Pellegrini 494
Delegación Plan Patagonia Comahue: Dr. Hugo D. Pezzuchi, Comodoro Rivadavia Km. 8, Barrio Don Bosco.

DELEGADOS INSTITUCIONALES EN BUENOS AIRES

- Agua y Energía:* Dr. Guillermo Turazzini (Córdoba 1345 - 7º p.)
Banco Nacional de Desarrollo: Dr. Luis Alberto Soruco (25 de Mayo 145)
Comisión Nacional de Energía Atómica: Dr. Juan Spikermann (Libertador 8250)
Comisión Nacional de Estudios Geohelíficos: Dr. Jorge F. Kimpisa (Busolini 1661, San Miguel)
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales: U.B.A. Dr. Armando Massabie (Ciudad Universitaria, Pabellón 2, Núñez)
Instituto Nacional de Ciencia y Técnica Hídricas: Dr. Carlos Schroeder (Viamonte 1145 1º p.)
Museo Argentino de Ciencias Naturales: Dr. Bruno Baldis (Angel Gallardo 470)
Obras Sanitarias de la Nación: Dra. Isolina Díaz Peña (M. T. de Alvear 1842)
Secretaría de Minería: Dr. Juan C. Riggi (Avda. Santa Fe 1548)
Servicio de Hidrografía Naval: Dr. Francisco Randich (Montes de Oca 2124)
Yacimientos Carboníferos Fiscales: Dr. Federico Bergmann (Diag. Roque Saenz Peña 1190)
Yacimientos Petrolíferos Fiscales: Dr. Gualter Chebli (Diagonal Norte 777)

DELEGADOS EN EL EXTERIOR

Brasil:

- Dra. Norma M. de Melo Da Costa, Lamin. Seção de Bioestratigrafia. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, CPRM, Av. Pasteur 401 - Praia Vermelha 20000, Río de Janeiro
Dr. I. de Madeiros Tinoco, Escola de Geología, Universidad Federal de Pernambuco, Recife. Caixa Postal 2492
Dr. Oscar Röster, Instituto de Geociencias USP, Caixa Postal 20899, 01.00 São 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 Comunicaciones, Oliva y Alberdi 5 piso, Casilla de Correo 1662. Asunción

Uruguay:

- Dr. Graciano Elizalde, Departamento Geominero, Río Branco 1388, Montevideo

Bolivia:

- Dr. Rafael Suárez Soruco. Casilla 3249, Bolivia

NORMAS Y SUGERENCIAS PARA LOS AUTORES

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

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

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

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

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

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

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

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

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

La correspondencia referente a suscripciones, colecciones o números sueltos de esta Revista, deberá dirigirse a **LIBRART S.R.L.**, Corrientes 127, Buenos Aires, República Argentina, representantes y distribuidores para toda la República Argentina y el exterior.

CORREO ARGENTINO Central B	TARIFA REDUCIDA Concesión Nº 9157
	FRANQUEO PAGADO Concesión Nº 3667

CONTENIDO

Estudio geológico del área de "Las Juntas" del río Copiapó, provincia de Atacama, Chile OSCAR L. JENSEN y JEAN CLAUDE VICENTE	145
Acerca de la presencia de sucesiones de flysch olistolítico en el oeste argentino RAUL SCANAVINO	174
Foraminíferos de la Formación Cabeza de León (Cretácico Superior, Tierra del Fuego, Argentina) NORBERTO MALUMIAN y VLADIMIR MASIUK	180
El Basamento Metamórfico de la región de Cafayate, provincia de Salta - Aspectos petrológicos y geoquímicos CARLOS W. RAPELA	203
La clorita del Yacimiento Ferrífero de Zapla, provincia de Jujuy VICTORIO ANGELELLI, E. GALLONI, ALBERTO ARROSPIDE y C. FIGINI	223
<i>Nota breve</i>	
Datos preliminares sobre el hallazgo de un nuevo mineral de uranio, en Tanti, provincia de Córdoba, Argentina EVA C. ARCIDIÁCONO y DORA BEDLIVY	232
<i>Informaciones</i>	
III Congreso Latinoamericano de Geología	235
XXV Congreso Mundial de Geología	235
Primer Congreso Geológico Chileno	236
<i>Necrología</i>	
PROF. DR. HEINRICH GERTH (1884-1971)	238