

## Agradecimientos

Los autores agradecen al Instituto Antártico Argentino por haber hecho posible la ejecución de este trabajo y por haber autorizado su publicación. Asimismo hacen

extensivo el agradecimiento al Dr. Néstor H. Fourcade y a la Lic. M. Trinidad Díaz por la lectura crítica del manuscrito, al Sr. Héctor D. Vecchio por las ilustraciones y a la Sra. Delia Kofman por el mecanografiado.

## Referencias citadas en el texto

- Aitken, L. D. 1967. *Clasificación and environmental significance of Cryptalgal limestone and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of South Western Alberta*. Jour. Sed. Pet. 37, (4): 1163-1178.
- Black, M. 1933. *The Algal Sediments of Andros Island, Bahamas*. Royal Soc. London, Philos. Trans., Ser. B. U. 222: 165-192.
- Deffeyes, K. S., F. J. Lucía y P. K. Weyl 1965. *Dolomitization of Recent and Plio-Pleistocene Sediments by Marine evaporite waters on Bonaire, Netherland Antilles*. In: *Dolomitization and Limestone Diagenesis*. Soc. Econ. Paleont. and Min., Spec. Pub. 13: 71-88, Tulsa.
- Donalson, J. A. 1963. *Stromatolites in the Denault Formation, Marion Lake, coast of Labrador, Newfoundland*. Geol. Survey Canada, Bull. 102: 33.
- Dott, R. L. Jr. 1964. *Wacke, graywacke and matrix*. Jour. Sed. Petrology 34: 625-632.
- Duff, P. L., A. Mc L. Hallen y E. K. Walton 1968. *Cyclic Sedimentation*. Elsevier-Tanner, Ed.
- Fleet, M. 1968. *The Geology of the Oscar II Coats*. Brit. Ant. Sur. Sci. Rpt. 59: 1-46, London.
- Ginzburg, R. N., L. B. Ishan, S. J. Bein y J. Kuperburg 1954. *Laminated algal sediments of south Florida and their recognition in the fossil record*. Mar. Lab. Univ. Miami, (inédito), Rept. 54 (21): 337. Coral Gables.
- Hantzschell, W. 1962. *"Trace Fossils and problematica"*. In: *Treatise on Invertebrate Paleontology. Part W, Miscellanea*. Geol. Soc. of America and Univ. of Kansas Press, Ed. R. C. Moore.
- Hoffmann, H. J. 1969. *Attributes of stromatolites*. Geol. Soc. of Canada, Paper 6939: 1-58.
- Illing, L. V., A. J. Wells y J. C. M. Taylor 1935. *Penecontemporary dolomite in the Persian Gulf*. In: *Soc. Econ. Paleont. and Min. Pub. No 13, Spec. Dolomitization and limestone diagenesis* 89-111, Tulsa.
- Logan, B. W., R. Rezak y R. N. Ginzburg 1964. *Classification and environmental significance of algal stromatolites*. J. Geol. 72: 63-83, Chicago.
- Medina, F. A., R. A. del Valle y C. A. Rinaldi, 1981. *Nautiloideos (Euthephoceras y Aturia) eocenos de la isla Vicecomodoro Marambio, Península Antártica*. II Congreso Latino-Americano de Paleontología.
- Medina, F. A., N. H. Fourcade, y R. A. del Valle 1980. *La fauna senoniana del cabo Marsh (isla Robertson)*. Instituto Antártico Argentino, Cont. Cient. 4, (262): 99-111.
- Nelson, P. H. H. 1966. *The James Ross Island Volcanic Group of the Northeast Graham Land*. Brit. Ant. Sur. Sci. Rpt. 54: 62.
- Pettijohn, F. J. y P. E. Potter, 1964. *Atlas and Glossary of Primary Sedimentary structures*. Springer-Verlag. E.D. Berlin, Heidelberg y New York.
- Reineck, H. E. y I. B. Singh, 1975. *Depositional sedimentary environments*. Springer-Verlag, Berlin, Heindemburg, New York.
- Rinaldi, C. A., A. Massabie, J. Morelli, L. Rosenman y R. A. del Valle, 1978. *Geología de la Isla Vicecomodoro Marambio*. Instituto Antártico Argentino, Cont. Cient. 217: 1-137, Buenos Aires.
- Selley, R. C. 1976. *Medios sedimentarios antiguos*. H. Blumé Ed., Madrid.
- Shinn, E. A., R. N. Ginzburg y R. M. Lloyd 1965. *Recent supratidal dolomite from Andros Island, Bahamas*. In: *Dolomitization and limestone diagenesis*. Soc. Econ. Paleont. and Miner. Spe. Pub., 13, 112-123, Tulsa.
- Wunderlich, F. 1969. *Studien zur sediment Bewe Gungl. Transportformen und schichbildung, in Gebietder iade*. Sencknbergiana Marit. 1: 107-146.

Recibido: 4 de julio, 1983.

Aceptado: 24 Mayo, 1984.

RODOLFO A. DEL VALLE

Instituto Antártico Argentino  
Cerrito 1248 1010, Buenos Aires

FRANCISCO A. MEDINA

CONICET - CIRGEO  
Ramírez de Velazco 847  
1414 Buenos Aires

## GEOLOGIA DE LOS COMPLEJOS ERUPTIVOS DE LA ESPERANZA, PROVINCIA DE RIO NEGRO

EDUARDO JORGE LLAMBIAS y CARLOS WASHINGTON RAPELA

### Resumen

En el área de La Esperanza, provincia de Río Negro, la casi totalidad de los afloramientos son rocas eruptivas neopaleozoicas constituidas por granodioritas y granitos y sus equivalentes efusivos. Las rocas de caja son muy escasas y están constituidas por relictos de metamorfitas correspondientes a la Formación Cushamen y por una secuencia turbidítica, denominada Formación Llanquihue, constituida por vaques de procedencia andesítica, limolitas y delgados y escasos bancos calcáreos. Son subverticales con rumbo N 45° O, aunque por tratarse posiblemente de un colgajo no tiene significación regional. Tienen delgados pliegues intraformacionales.

Las rocas eruptivas han sido subdivididas en dos complejos: 1) Complejo plutónico La Esperanza, que está constituido por granodioritas con hornblenda y biotita, granitos con hornblenda y biotita y megacristales de feldespato potásico, granitos biotíticos y granitos biotíticos con megacristales de feldespato potásico. Al final de este complejo o quizás al comienzo del segundo se intruyeron diques básicos microdioríticos y espesartíticos. 2) Complejo plutónico-volcánico Dos Lomas, en el cual participan, de más antiguo a más moderno, ignimbritas dacíticas, en parte brechosas; un domo de riolita; diques de riolitas y de riolitas-aplitas, ignimbritas riolíticas y leucogranitos. Se ha comprobado en el campo la continuidad entre plutonitas y vulcanitas y sus composiciones químicas son semejantes. Las vulcanitas forman parte del extenso plateau ignimbritico que cubre el Macizo Nordpatagónico.

Entre ambos complejos hay una superficie de erosión elaborada sobre los granitoides del Complejo La Esperanza. Las coladas ignimbriticas dacíticas del Complejo Dos Lomas fluyeron sobre esta superficie que era casi horizontal. Sin embargo, por las similitudes químicas y evolutivas de estos dos complejos es probable que ambos pertenezcan a un único ciclo eruptivo que puede ser subdividido en dos subciclos.

La edad del Complejo La Esperanza es, de acuerdo a datos preliminares obtenidos por el método Rb/Sr, Carbónico inferior, mientras que la del Complejo Dos Lomas es Carbónico medio.

### Abstract

A sector of approximately 700 km<sup>2</sup> in the northwestern part of the Nordpatagonian Massif (La Esperanza area, Río Negro province, Long. 68°28' and Lat. 40°28' S) was mapped in detail. The rocks that crop out are mostly granodiorites, granites and related volcanic rocks of Late Paleozoic age. Exposures of the wall rocks of the eruptive sequences are scarce and they belong to the metamorphic rocks of the Cushamen formation (upper Precambrian to lower Paleozoic) and to a flysch sequence of a probable Silurian to Devonian age (Llanquihue formation). The outcrops of both formations are considered as small pendants included in the plutonic rocks.

Two igneous complexes have been recognized. 1) The oldest one, La Esperanza plutonic complex, is characterized by distinct petrographic units that in order of decreasing age consists of hornblende-biotite granodiorites; hornblende-biotite granites with K-feldspar-megacrysts; biotite granites; and biotite granites with K-feldspar-megacrysts. The contact between some units are sharp, although it is also rather common gradational contacts between some transitional facies. Several microdioritic to spessartitic dikes intruded these rocks, but its stratigraphical position is not clear for they could belong to the culmination of this complex or to the beginning of the 2) Dos Lomas plutonic-volcanic complex, which is composed by dacitic ignimbrite sheets; a rhyolitic dome; rhyolite-aplite dikes; rhyolite ignimbrite sheets; and leucogranites. The leucogranites intruded the lower units of the volcanic sequence. The field relationships and chemical similarities between the volcanic rocks and the leucogranitic plutons conform the idea they are evolving from the same magmatic source. The ignimbrites are part of an extensive ignimbritic plateau whose outcrops extend mainly to the east southeast of La Esperanza, covering the Nordpatagonian Massif. Fifty five chemical analysis, which will be published proximately, show that both complexes are similar in their chemistry and evolutive trends. Between the both complexes there is an erosion surface elaborated on the granitic rocks of La Esperanza complex. The dacitic ignimbrites of the Dos Lomas complex flowed over this almost horizontal surface. However, by the chemical and evolutive trends similarities of the two complexes, it is probably that they belong to one major eruptive cycle, which may be divided in two subcycles.

Preliminary Rb-Sr data suggest a lower and middle Carboniferous ages for the La Esperanza complex and Dos Lomas complex respectively.

## Introducción

La comarca estudiada se encuentra en el sector nordoccidental del Macizo Nordpatagónico. El mismo está constituido en gran parte por rocas eruptivas del Paleozoico superior, cuyas relaciones estratigráficas y correlaciones aun son sumamente confusas. La característica más sobresaliente de ellas es que durante el Paleozoico superior se emplazaron numerosos plutones graníticos en niveles próximos a la superficie, y a los cuales se encuentra relacionado un extenso plateau ignimbrítico, que cubre como mínimo 60.000 km<sup>2</sup> (Malvicini y Llambías, 1974), y cuya edad aparentemente se extiende desde el Pérmico-Triásico inferior hasta el Jurásico medio.

El presente trabajo tiene como principal objetivo establecer la estratigrafía de las rocas eruptivas del Paleozoico superior y definir las características generales de su evolución magmática. Por estos motivos se seleccionó un área con la finalidad de efectuar estudios de detalle que puedan ser utilizados como modelo para otras regiones del macizo Nordpatagónico, ya que por su amplia extensión resultaría prácticamente imposible extenderlo a toda su superficie. Estudios similares están siendo efectuados por R. Caminos en ocasión del relevamiento de las Hojas 39 h Chipauquil y 39 g Cerro Tapilque.

El área seleccionada se encuentra en los alrededores de la estancia La Esperanza (aproximadamente 68°28' longitud oeste y 40°28' latitud sur), provincia de Río Negro, y abarca unos 700 km<sup>2</sup> (fig. 1). Esta área fue elegida entre otras porque en ella afloran una buena parte de los plutones del Paleozoico superior. La secuencia relativa de las distintas unidades eruptivas ha podido establecerse mediante un cuidadoso relevamiento debido a las similitudes entre ellas y a los pasajes transicionales que presentan en algunos casos. Elementos mayoritarios y trazas fueron determinados en un número significativo de muestras de las unidades reconocidas y se dan a conocer en Rapela y Llambías (en prensa).

Se pudieron distinguir de esta manera dos ciclos magmáticos separados entre sí por una discordancia erosiva. El más antiguo, cuyas unidades son todas plutónicas, se agrupará bajo la denominación de Complejo plutónico La Esperanza, y evolucionó desde granodiorita hasta granitos. El se-

gundo ciclo está representado por unidades extrusivas e intrusivas y se lo denominará Complejo plutónico-volcánico Dos Lomas, el cual evolucionó desde dacitas hasta riolitas y granitos de alto contenido de sílice. Los mantos dacíticos, que representan la unidad más antigua reconocida en este segundo ciclo, se apoyan sobre las plutonitas del primero, mediando en consecuencia un período erosivo que permitió descubrirlas. La magnitud del mismo es desconocida ya que dichas plutonitas podrían haberse intruido en niveles muy cercanos a la superficie. Por esta razón aun se desconoce geológicamente si estos dos ciclos corresponden a dos subciclos de un único ciclo mayor o a dos ciclos independientes entre sí. Los análisis efectuados sobre la evolución química de ambos complejos (Rapela y Llambías, en prensa) y dataciones radiométricas provisionales que se están realizando en el INGEIS sugieren la primera alternativa como más probable, (Llambías, Rapela y Parica, en elaboración).

## Antecedentes y métodos de trabajo

### Antecedentes

El primero en descubrir las rocas eruptivas de esta amplia región ha sido Wichmann (1918, 1927, 1934) quien en forma amplia las incluyó en el Paleozoico. Posteriormente en el bosquejo geológico de las formaciones pre-senonianas realizado por Stipanovic *et al.* (1968) se incluyen las plutonitas de la región de La Esperanza dentro de la Formación Michiuau, a la cual le asignan una edad pérmica superior, revalorizando los conceptos de Wichmann y destacando la singular importancia y extensión de este magmatismo del Paleozoico superior en el Macizo Nordpatagónico (*cf.* Stipanovic y Methol, 1972). A las vulcanitas las incorporan en las Formaciones Sañicó y Sierra Colorada, con una edad que va del Triásico superior al Jurásico inferior. Recientemente Devicenzi (1980) agrupó a las plutonitas que en este trabajo se reúnen en el Complejo plutónico La Esperanza como Formación Mamil Choique, asignándole una edad comprendida entre el Precámbrico y el Paleozoico inferior. Dicho autor describe las plutonitas del Complejo Dos Lomas como Formación Li-

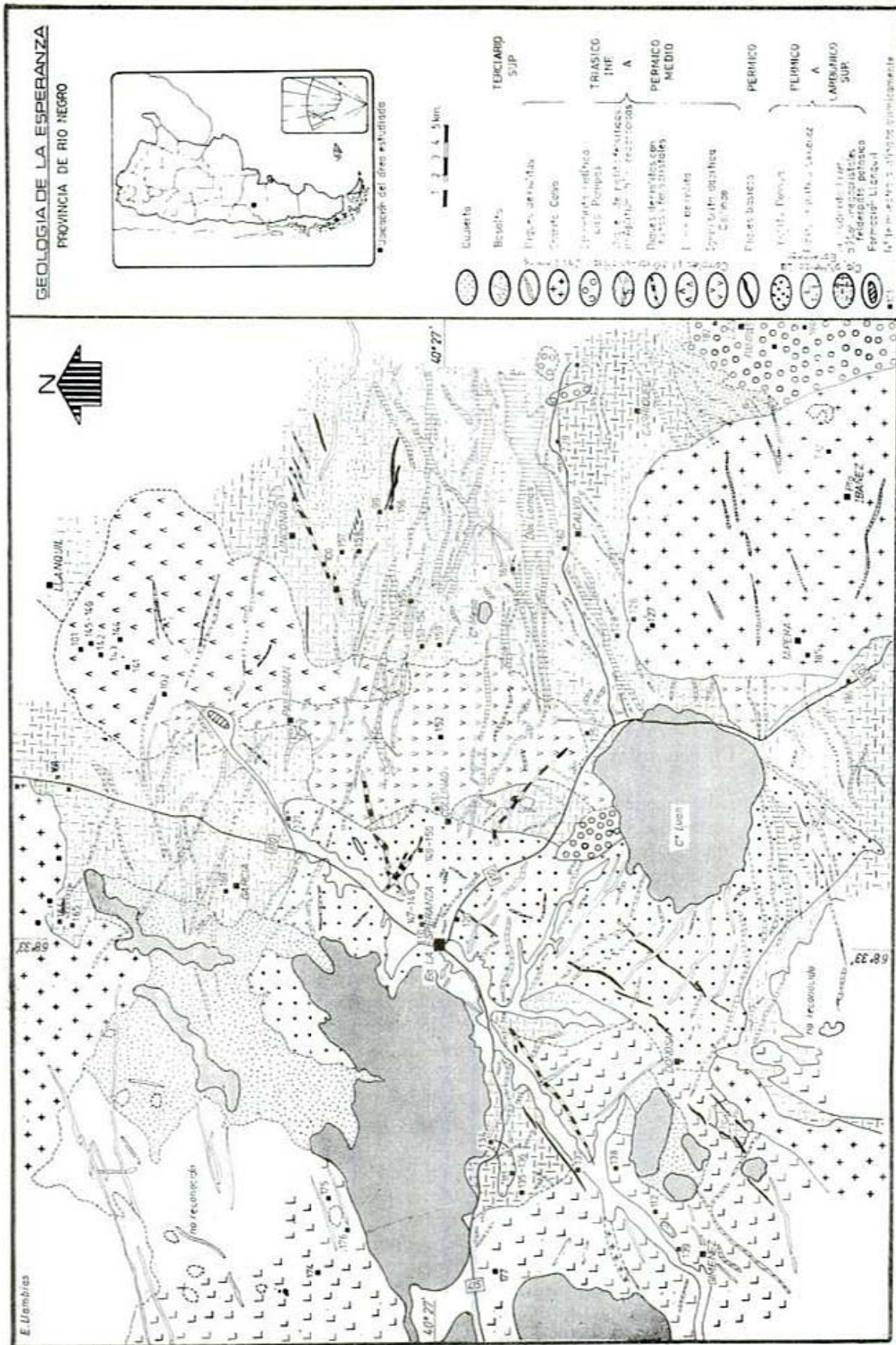


Figura 1

petrén y a las vulcanitas como Formación Los Menucos.

Edades radimétricas de estas rocas fueron obtenidas por Halpern *et al.* (1970, 1971) y Devicenzi (*com. pers.*). En general se agrupan en el Pérmico.

Nomenclatura

La clasificación de las plutonitas se efectuará de acuerdo a lo establecido por la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (Teruggi, 1980). Las rocas volcánicas fueron clasificadas químicamente utilizando las relaciones entre  $K_2O$  y  $SiO_2$  y los límites clasificatorios introducidos originalmente por Taylor (1969) y Peccerillo y Taylor (1976). Este esquema, concebido inicialmente para asociaciones orogénicas calcoalcalinas, ha sido ampliamente utilizado en estudios recientes de rocas volcánicas, siendo ligeramente modificado o ampliado en otros casos a los fines de contemplar la sistemática de otras series (*cf.* Fytikas *et al.*, 1979; López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1980; Gill, 1981). La nomenclatura empleada en este trabajo es la de Fytikas *et al.* (*op. cit.*) además de introducir una modificación adicional para separar rocas riolíticas de alto contenido de sílice (mayor de 75 %) según el criterio de Hildreth (1981). Este último autor observa que

estas rocas tienen características vulcanológicas y petrogenéticas que le son peculiares, por lo que las separa de las riolitas normales (Hildreth, *op. cit.*). En la región de La Esperanza existen unidades ígneas que pertenecen composicionalmente a esta categoría, razón por la cual se ha ampliado el esquema sistemático  $K_2O : SiO_2$ , reconociéndolas como unidades taxonómicas diferentes. Las plutonitas analizadas también fueron representadas en este sistema a los efectos comparativos (véase figura 2).

Estratigráficamente las rocas eruptivas serán denominadas con nombre equivalente a Formación, como por ejemplo Granodiorita Prieto. Unidades de menor extensión areal y facies transicionales se las mencionará solamente con el nombre de la roca. En el caso que varias unidades rocosas tengan el mismo origen y se emplacen dentro de un período de tiempo definido y con características de yacencia propias y similares entre sí, se agruparán bajo el término Complejo, el cual se lo utilizará con equivalencia a Grupo. También es análogo a super-unidad utilizado por Cobbing *et al.* (1977) para describir el batolito de la Costa, en Perú. Al Complejo se lo identificará con un nombre propio y una característica que lo defina, por ejemplo Complejo plutónico La Esperanza. Un Complejo puede comprender más de un pulso

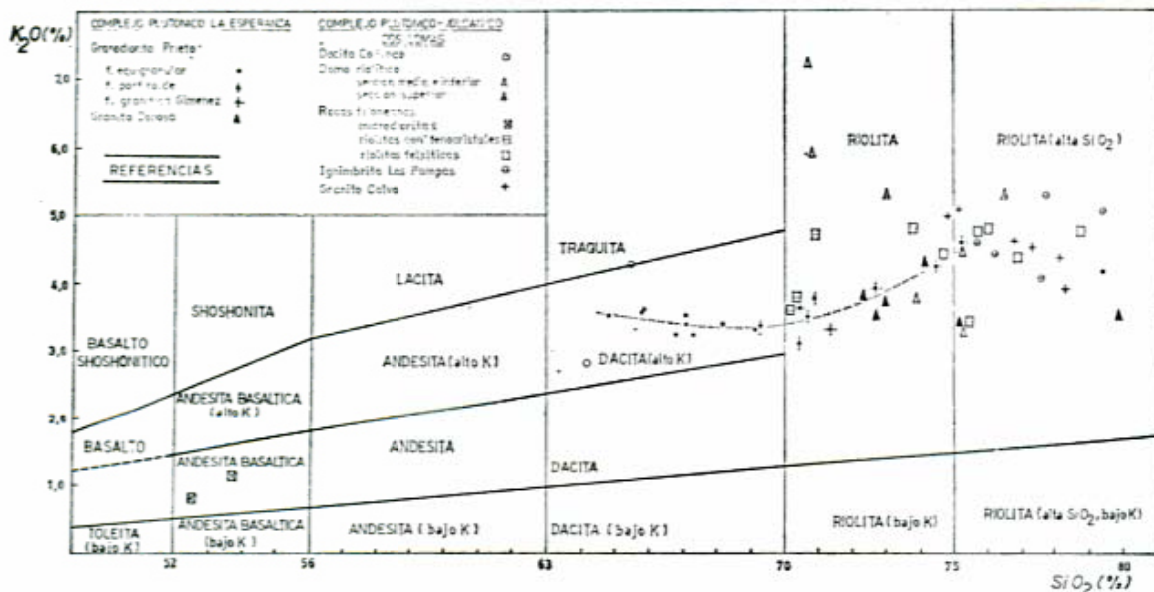


Figura 2. — Diagrama  $K_2O$  versus  $SiO_2$  y nomenclatura de las rocas volcánicas según Fytikas *et al.* (1979), el cual se modifica adoptando la división en 75 % de  $SiO_2$  propuesta por Hildreth (1981). En este cuadro se han incluido las plutonitas de Los Complejos La Esperanza y Dos Lomas.

CUADRO 1. — *Estratigrafía del Paleozoico de La Esperanza, provincia de Río Negro.*

	<i>Unidades Estratigráficas</i>	<i>Litología</i>	<i>Posible correlación</i>	<i>Edad Probable</i>
Complejo Plutónico Volcánico Dos Lomas	Granito Calvo	Leucogranito	Formación Lipetren	Carbónico medio
	Ignimbrita riolítica Las Pampas	Ignimbritas leuco-riolíticas		
	Diques de riolita	Riolitas biotíticas con gruesos fenocristales leucoriolitas-aplitas	Formación Lipetren	
	Domo de riolita Ignimbrita dacítica	Colada dómica o domo exógeno de riolita		
	Collinao	Ignimbritas dacíticas afaníticas a brechosas		
Complejo Plutónico La Esperanza		Diques básicos Microdioríticos a Espesartíticos		Carbónico Medio
	Granito Donosa	Granitos biotíticos con megacristales de feldespato potásico.	Formación Michihuau <sup>1</sup>	Carbónico inferior
	Facies graníticas transicionales	Granitos biotíticos Granitos anfibólicos- biotíticos con megacristales de feldespato potásico		
	Granodiorita Prieto	Granodiorita anfibólica-biotítica		
	Formación Llanquil	Vaques (procedencia andesítica). Limolitas	Formación Esquel Formación Carapacha Formación Sierra Grande, <sup>2</sup> Formación La Horqueta	Devónico Inf. Silúrico?
	Rocas equivalentes a las de la Formación Mamil Choique no fueron halladas	Migmatitas homogéneas y heterogéneas tonalíticas parcialmente granitizadas	Formación Mamil Choique	Paleozoico Inf. Precámbrico Sup.
	Formación Cushamen	Filitas Esquistos cuarzo-micáceos		Paleozoico Precámbrico

<sup>1</sup> Según la definición de Stipanovic *et al.* (1968) incluiría al Granito Calvo.<sup>2</sup> Se refiere a los bancos de vaques de esta formación.

magmático, incluyendo así formaciones eruptivas que no son necesariamente consanguíneas entre sí. El término *consanguinidad* se reserva aquí para describir aquellas variaciones químicas y mineralógicas que presentan las formaciones eruptivas individuales. Se empleará también este término para describir las relaciones entre las formaciones eruptivas las que, como resultado de un estudio petrológico, resulten contemporáneas y generadas en un mismo

proceso evolutivo, como por ejemplo cristalización fraccionada.

#### Métodos de trabajo

El mapa geológico se realizó sobre fotografías aéreas convencionales en escala 1:50.000. El muestreo de cada unidad se efectuó en forma selectiva teniendo en cuenta las variedades internas de cada unidad.

### Geología, petrografía y características químicas

En el cuadro I se muestran las unidades estratigráficas del área de La Esperanza y sus posibles correlaciones. No todas las unidades del Macizo Nordpatagónico están representadas aquí, faltando las migmatitas (heterogéneas y homogéneas) de la Formación Mamil Choique y los importantes espesores de vulcanitas que afloran en las localidades vecinas a Los Menucos y Sierra Colorada.

#### Formación Cushamen (Volkheimer, 1964)

Para el área de La Esperanza, Devincenzi (1980) menciona afloramientos puntuales de filitas y esquistos cuarzo micáceos en forma aislada y como relictos o colgajos en cuerpos ígneos. En esta región estas rocas no tienen, de acuerdo a la extensión de sus afloramientos, representatividad, pero son similares a otras que afloran en mayor proporción en áreas vecinas y que representan el basamento de la región.

#### Formación Llanquil (nov. nom.)

Con esta denominación se describirán un conjunto de vaques y limolitas grises que afloran en un área muy reducida (300 x 200 m) unos pocos metros al este de la huella que conduce del puesto de Pailemán al de Llanquil, 4 km al nor-noreste de La Esperanza (figura 3). Los afloramientos constituyen una suave lomada en el interior de un amplio valle. Están parcialmente cubiertos por su propio regolito.

La secuencia estratigráfica posee características que corresponden a depósitos de flysch. Su rumbo es N 45° O subvertical. Sin embargo, este valor no necesariamente tiene significado regional, porque estos afloramientos están incluidos dentro de las rocas eruptivas, por lo cual corresponderían a un colgajo (*pendant*). Este mismo argumento es válido para establecer su espesor, que por los afloramientos existentes es de unos 300 m, no conociéndose ni la base ni el techo.

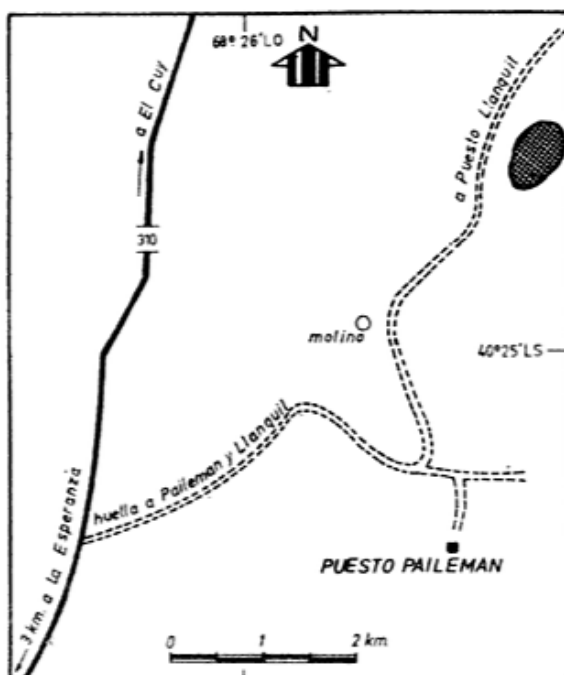


Figura 3. — Ubicación del afloramiento de vaques de la Formación Llanquil.

Esencialmente esta secuencia está constituida por vaques grises verdosas oscuras, de grano mediano a grueso y hasta sabulítico y con incipiente desarrollo de paraconglomerados finos. Presentan estratificación gradada y microlaminación entrecruzada. Se han observado intercalaciones de bancos lutíticos de 20 cm de potencia con apretados pliegues intraformacionales. Este conjunto alterna con limolitas y delgados bancos de arcilitas. Asimismo se ha hallado un delgado banco (20 cm de potencia) de caliza gris azulada de grano fino, con buena laminación, que presenta también delicados pliegues intraformaciones dispuestos en una banda de 5-8 cm de espesor.

La mayor parte de los clastos de las vaques son subangulosos a angulosos y están constituidos por cristales de plagioclasa y de andesitas con texturas porfíricas y pastas pilotáxicas. Los clastos de plagioclasa son con frecuencia zonales y la delgada zona externa que presenta esta en algunos cristales aún conservada, de modo que es probable que correspondan a fenocristales de vulcanitas o de tobas que han estado sometidas a muy poco transporte y en consecuencia no han sido mayor-

mente desgastados. Prueba de esto es que algunos individuos aún conservan sus formas subhedrales, a pesar de que muchos de ellos están rotos, como ocurre en algunas tobas. Su composición predominante es oligoclasa cálcica a andesina sódica. Con marcada menor frecuencia se encuentran clastos de feldespato potásico, de cuarzo y de riolitas con pastos criptocristalinas a microgranosas.

De acuerdo con lo expresado podría inferirse que el material que dio origen a estas vaques es volcánico, de composición mesosilícica, principalmente andesítico, con menor proporción de riolitas. Algunos clastos de riolitas con texturas felsíticas a criptocristalinas podrían confundirse con chert, pero la presencia de microfenocristales de cuarzo y feldespato en pastas similares en otros clastos induce a pensar que corresponden a vulcanitas. En ninguno de los clastos estudiados se han observado texturas cataclásticas.

En general la alteración de estas rocas no es pronunciada. Los clastos de feldespato presentan leves alteraciones en sericita y material arcilloso. La matriz está constituida principalmente por clorita y sericita y en menor proporción por calcita. Algunos agregados de clorita podrían ser pseudomórficos de mafitos, pero no son muy frecuentes. Unas pocas muestras presentan agregados esferulíticos de 1-5 mm de diámetro de posible origen inorgánico epigenético.

Con respecto a su origen estas vaques podrían provenir de un arco volcánico de naturaleza andesítica, probablemente desarrollado en un basamento de corteza sílica. Por el escaso transporte que muestran sus clastos se puede inferir que se habrían acumulado rápidamente al pie de dicho arco. Los frecuentes pliegues intraformacionales podrían indicar un cierto grado de inestabilidad en el área de depositación.

*Edad.* La Formación Llanquil está aislada por depósitos recientes de los restantes afloramientos, constituidos por las rocas eruptivas, de modo que no hay claras relaciones estratigráficas con ellos. No obs-

tante ésto, está atravesada por un par de diques riolíticos, de rumbo aproximado este-oeste, siendo uno de ellos aplítico. Son similares a los del Complejo Dos Lomas y son además coincidentes con el rumbo general de éstos, de modo que se los puede correlacionar con confiabilidad. De acuerdo a esta observación la Formación Llanquil es pre-Pérmico inferior.

Por la carencia absoluta de metamorfismo puede considerarse que es posterior a la Formación Mamil Choique, que si bien aún no se conoce su edad puede ser considerada precámbrica superior a paleozoica inferior, Caminos y Llambías (1984). En síntesis, la Formación Llanquil podría ser Silúrico a Devónico.

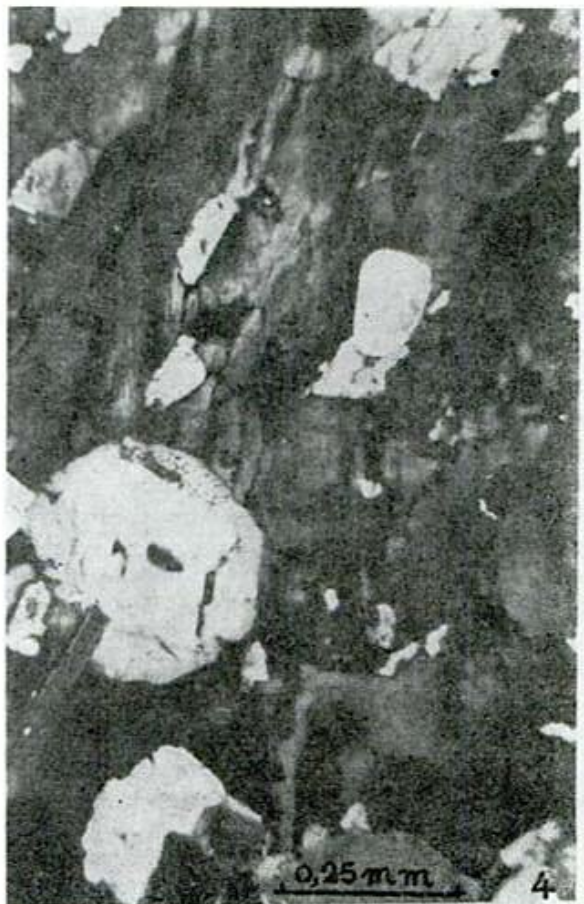
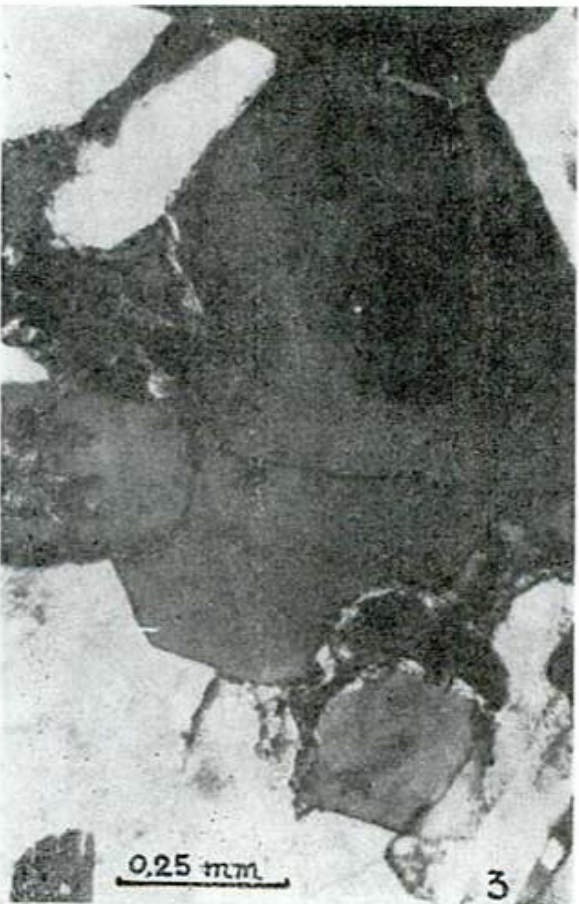
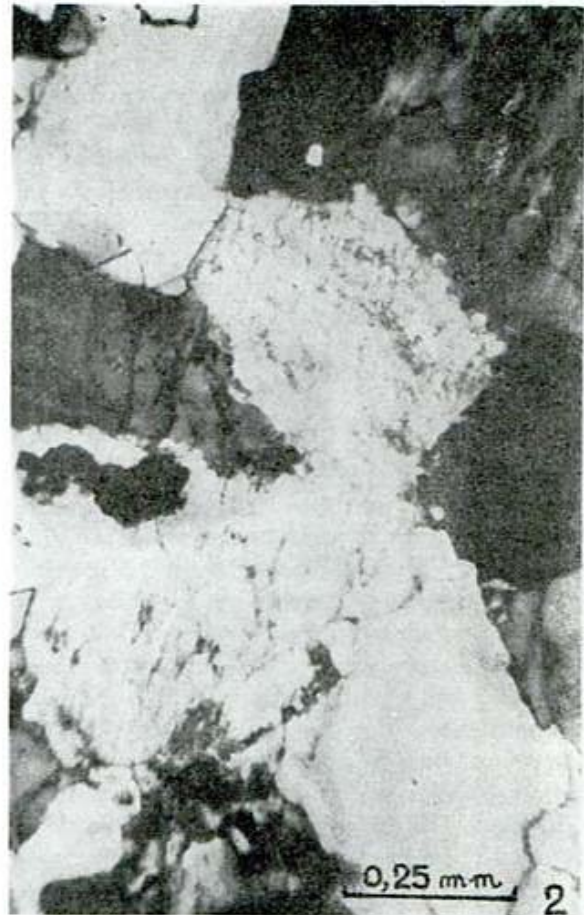
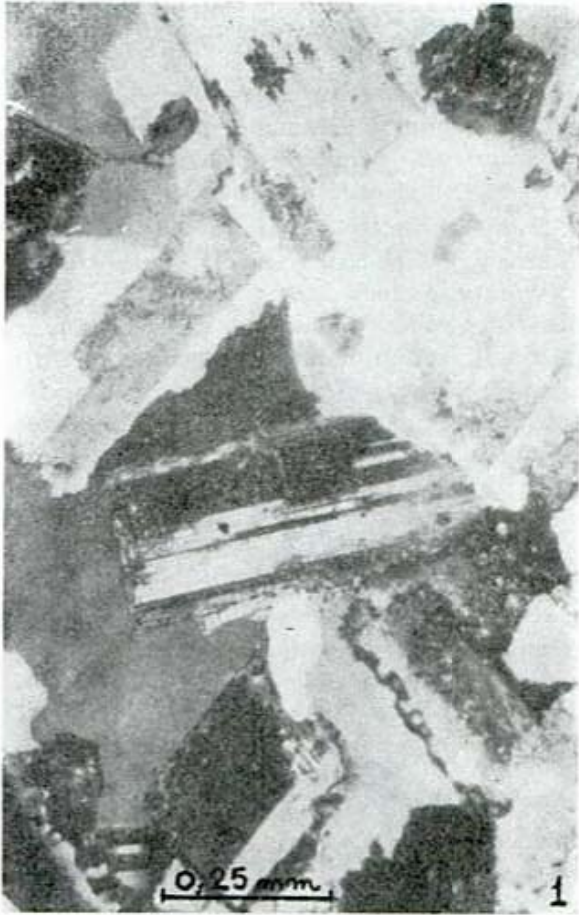
Es difícil correlacionar la Formación Llanquil con otras unidades debido a su aislamiento y a lo reducido de sus afloramientos. No obstante ésto se pueden señalar algunas semejanzas que puedan, en el futuro, dar lugar a nuevas investigaciones.

Las características litológicas son en parte similares a las secciones con vaques de la Formación Sierra Grande descrita por Braitsch (1965) y Cortés (1981) o la Formación El Refugio de Zanettini (1980). Aun dentro del ámbito de la Patagonia no hay que descartar una posible correlación con la Formación Esquel. También es llamativa la similitud con la Formación Carapacha (Vilela y Riggi, 1956) de la provincia de La Pampa. Además, cabe agregar que en esta formación se han encontrado recientemente delgados bancos calcáreos, parcialmente reemplazados por sílice (Del Pino, 1982), que dan mayor énfasis a esta similitud. Por último, no debe dejar de mencionarse las semejanzas existentes con la Formación La Horqueta, descrita por Dessanti (1956) y en la cual Di Persia (1972) halló restos de corales. De comprobarse que estas analogías litológicas corresponden en realidad a distintos sectores de una misma cuenca del Paleozoico inferior involucraría una importante novedad referente al aspecto paleogeográfico y tectónico de esa época.

---

Lámina I. - 1) Granodiorita Prieto, facies granuda equigranular. Cristales euhedrales y subhedrales de plagioclasa con cuarzo intersticial. Nic. X. 2) Facies granítica Giménez. Plagioclasa subhedral, feldespato potásico anhedral y cuarzo. Nic. X. 3) Granito Donosa. Cuarzo (en extinción) subhedral, feldespato potásico con albita en textura de ajedrez Nic. X. 4) Granito Donosa. Magrecristales de microclino con inclusiones de cuarzo, plagioclasa y biotita. Nic. X.





Por esto serán necesarios detallados estudios para avanzar en el conocimiento sobre este tema que permitiría establecer importantes correlaciones entre el Macizo Nordpatagónico y la provincia geológica Sanrafaelino-Pampeana. O aún a mayor escala la relación entre Patagonia y el resto del país, tema aún no satisfactoriamente resuelto y que ya comenzaba a vislumbrar Keidel (1913) a principios de siglo y que luego manifestara explícitamente en 1925.

#### Complejo plutónico La Esperanza (nov. nom.)

El Complejo Plutónico La Esperanza está integrado, de más antiguo a más moderno, por Granodiorita Prieto y Granito Donosa, y varias facies que son transicionales entre ambas unidades, las cuales son difíciles de definir en el campo por sus pasaje graduales y por falta de buenos afloramientos. La facies de transición de mayor extensión es de composición granítica y ha sido denominada facies granítica Giménez. El nombre de este complejo proviene de la estancia La Esperanza, situada en el centro de la comarca estudiada.

*Granodiorita Prieto.* Dentro de este nombre se incluirán todas las granodioritas y granitos anfibólicos, equigranulares, con inclusiones básicas y metamórficas, redondeadas, mapeadas en este trabajo y que presentan características texturales y composicionales entre sí. Su nombre proviene del puesto de Prieto, situado a unos 15 km al este-noreste de La Esperanza.

La Granodiorita Prieto equivale en la comarca estudiada a la roca de campo ya que es en ella donde se intruyen las restantes unidades eruptivas y sirve de basamento a las extrusivas. Por este motivo se la ha tomado como única unidad ya que no ha sido posible reconocer en el campo la existencia de distintos cuerpos, aunque presenta facies petrográficas reconocibles en un mapeo regional. El estudio químico revela asimismo la existencia de dos grupos de granitoides dentro de la Granodiorita Prieto, que si bien tienen composiciones similares, son claramente diferenciables (Rapela y Llambías, en prensa).

Los afloramientos más importantes se encuentran, además de puesto Prieto, en cerro Mesa, puestos Carriqueo, Vera, García, etcétera.

Su característica principal es su colora-

ción grisácea, a veces ligeramente rosada por fenómenos de alteración y feldespaticización, y por las inclusiones grises oscuras de bordes romos y tamaño de un puño de metamorfitas parcialmente metasomatizadas y de rocas eruptivas más básicas.

Composicional y texturalmente la Granodiorita Prieto es poco variable (no se tienen en cuenta las facies transicionales). Es granosa hipidiomorfa (lámina I, 1) de grano mediano, comunmente equigranular, pero a veces en parte con tendencia a ser porfírica por el mayor desarrollo de la plagioclasa (5-8 mm) y la presencia de un agregado fino de cuarzo y feldespato potásico intercrecido que raramente llega a tener textura gráfica. La plagioclasa ( $An_{30-40}$ ) es euhedral, con buena zonalidad. Se encuentra reemplazada en forma incipiente por cuarzo y feldespato potásico. En su borde externo se observan mirmequitas. El feldespato potásico es comunmente anhedral, con pertitas filiformes muy finas. Ocasionalmente está intercrecido con cuarzo. Reemplaza parcialmente a la plagioclasa, a la cual tiende a englobar poiquiliticamente y en estos casos tiende a ser subhedral. El cuarzo es intersticial y en algunas muestras constituye agregados poligonales de 2-3 cristales que reemplazan los restantes minerales. El anfíbol es subhedral (5-8 mm), con suave pleocroísmo: Z = verde pálido; X = verde pálido amarillento. Localmente está asociado a epidoto y biotita o forma agregado de varios individuos. La biotita está en proporción similar al anfíbol o es más abundante. El piroxeno es raro y en los pocos casos que se lo ha encontrado pasa en su borde externo a anfíbol. Entre los accesorios más importantes se encuentran, además de epidoto, titanita y apatita.

En el cuadro 2 se dan las composiciones modales de las muestras más representativas. El cuarzo varía entre 22 y 32 % y el índice de color entre 13 y 21 %. En la figura 4 se observa que muchas de ellas caen en el campo de los granitos, de modo que se los debería reconocer como granitos anfibólicos.

La Granodiorita Prieto presenta frecuentes variaciones en composiciones y texturas, las cuales frecuentemente muestran pasajes transicionales, y van desde variedades con mayor porcentaje de anfíbol hasta granitos (véase figura 4). Las más extensas de ellas son la porfiroide y la facies granítica Giménez.

CUADRO 2. — Modas de muestras seleccionadas de los cuerpos intrusivos de La Esperanza.

	Granodiorita Prieto								
	125	129	135	136	165	169	159	168	186
Cuarzo	32	27	22	26	29	28	31	29	23
Feldespato potásico	23	32	20	29	18	22	20	11	22
Plagioclasa	27	26,5	38	30	35	33	30	39	41
Biotita	10	9,5	17	9	11	7,5	12	9	10
Moscovita	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Hornblenda	8	3,5	2	4,5	7	7,5	7	12	4
Otros	—	—	—	—	—	—	—	—	—
I. C.	18	13	19	13,5	18	17	19	21	14

	Facies granítica Giménez					Granito Donosa			Granito Calvo			
	139	135	112	172	176	75	110	140	131	109	166	185
Cuarzo	27	22	33	30	45	39	26	21	33	40	28	25,5
Feldespato potásico	24	20	37	30	29	33	24	35,5	57	40	48	51
Plagioclasa	42	38	25	32	24	21	42	32,5	10	17	23	23
Biotita	7	17	4	8	2	7	8	10	—	—	—	—
Moscovita	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	0,5
Hornblenda	—	2	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
Otros	—	1	1	—	—	—	—	—	—	3	—	—
I. C.	7	20	5	8	2	7	8	11	—	—	—	—

**Facies porfiroide.** Es la más conspicua de todas las variedades y se caracteriza por contener megacristales de feldespato potásico de hasta 7 cm de longitud. Aflora entre puesto Carriqueo y la ruta 415 a sierra Colorada, al este de La Esperanza, y ha sido mapeada con una sobrerastro.

Los megacristales de feldespato potásico son subhedrales, de formas prismáticas. Son parcialmente poiquilíticos, englobando a plagioclasa y anfíbol. Su borde externo es microscópicamente ameboidal, indicando crecimiento tardío. Tienen perfitas filiformes. La textura y composición de la pasta es similar a las de las granodioritas equigranulares, excepto que se observa una mayor proporción de agregados poligonales de cuarzo.

La Granodiorita Prieto y la variedad porfiroide descrita son unidades frecuentes en el Macizo Nordpatagónico hallándose en lugares tan distantes como por ejemplo en el arroyo Salado, al suroeste de Valcheta (Camino, *com. pers.*) y en la sierra de Lonco Trapial, al este de Gastre.

**Facies granítica Giménez.** Otra variedad reconocida dentro de la Granodiorita Prieto y a la cual se la denominará facies grani-

tica Giménez, corresponde a una variedad menos anfibólica y con mayor cantidad de feldespato potásico (no como megacristal) por lo cual pasa a granitos equigranulares. Las texturas son equigranulares hipidiomorfas, a veces de grano fino a mediano (2-5 mm) y carecen o son raras las inclusiones oscuras.

Las rocas están constituidas por plagioclasa (An<sub>25-30</sub>) euhedral, con marcada zonabilidad y abundantes mirmequitas en sus bordes. El feldespato potásico es anhedral e intersticial, tendiendo algunos cristales a ser subhedrales (lámina I, 2). Su extinción es inhomogénea, con un ordenamiento de tipo zonal. Es perfito. El cuarzo es intersticial y a veces forma agregados poligonales que reemplazan a los feldespatos y al mismo cuarzo intersticial. La biotita es el mafito más abundante y el anfíbol está en escasa proporción o ausente.

En el cuadro 2 se dan sus composiciones modales. El cuarzo varía entre 22 y 33 % y el índice de color entre 5 y 20 %.

Sus mejores afloramientos se encuentran al norte y al este del puesto de Giménez y al sur del puesto de Donosa. Unos 5 km al oeste de La Esperanza, en las cer-

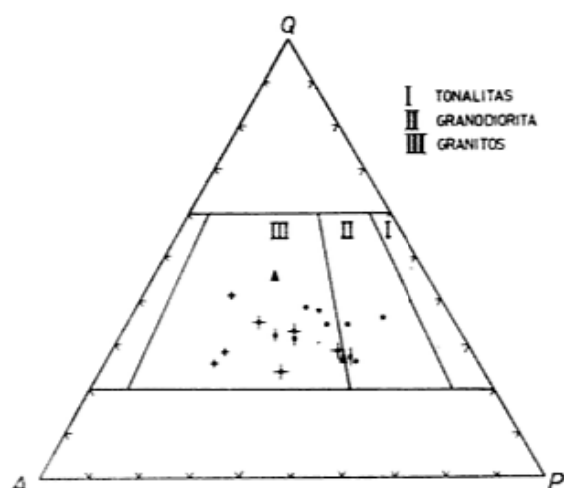


Figura 4. — Diagrama QAP modal de las plutonitas de los Complejos La Esperanza y Dos Lomas. Mismos símbolos que figura 2.

canías de la ruta 415 esta facies presenta megacrístales de feldespato potásico, por lo cual adquiere características similares a las del Granito Donosa. Unos 200 m al sur de la citada ruta y en las cercanías del molino (M 177) se observa un contacto neto entre ambas facies, pero el desarrollo de megacrístales lo hace en forma transicional. Hacia el este de esta localidad el granito aumenta su contenido de biotita, aparece anfíbol y las inclusiones oscuras, por lo cual resulta similar a la granodiorita Prieto.

En el mismo lugar pero al norte de la ruta 415 y de la barda de basalto, la facies granítica Giménez disminuye el contenido de biotita hasta solamente un 2% (M 176) adquiriendo las rocas un carácter leucocrático y por este motivo pueden confundirse con el Granito Calvo del Complejo Dos Lomas. Sin embargo, la presencia de varios diques de riolita-aplita dentro del granito, prácticamente ausentes en el Granito Calvo, y de pequeños cristales de granate, permiten inferir que estos afloramientos corresponden a la facies granítica Giménez descrita, y que en estos casos se trata de partes más diferenciadas.

Químicamente en la Granodiorita Prieto

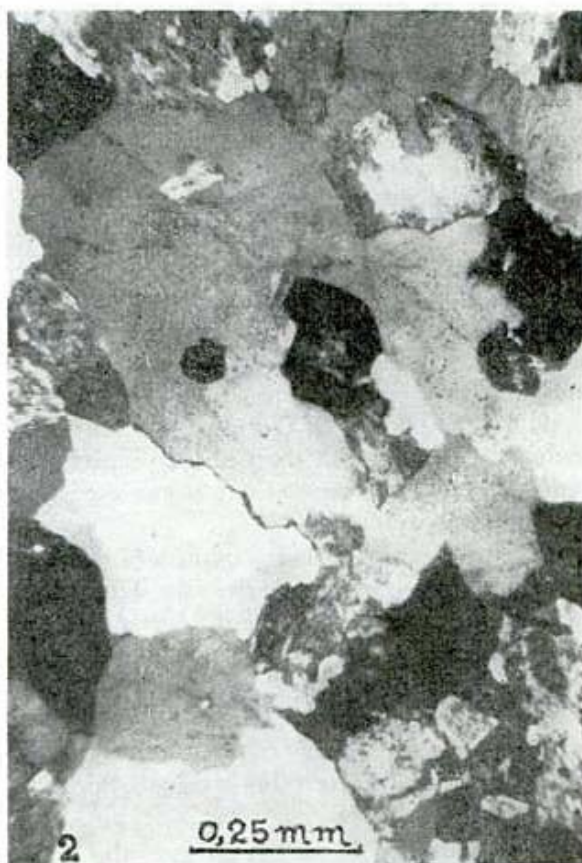
se observa un aumento de la sílice desde la facies equigranular (64-69%) (ver cuadro 2, Rapela y Llambías, en prensa), pasando por la facies porfiroide (69-71%) y que culmina en la facies granítica Giménez (71-75%). La facies más leucocrática al norte de la ruta 415 descrita anteriormente es más rica en sílice y correlativamente contiene menos hierro, magnesio y calcio que las rocas de la facies Giménez típica (M 146, cuadro 2, Rapela y Llambías, en prensa).

El contenido en algunos elementos traza de largo radio iónico como el Rb es comparativamente mucho más bajo que los encontrados en las típicas unidades batolíticas de las Sierras Pampeanas (cf. Rapela, 1982; Rapela y Heaman, 1982). Paralelamente el contenido de Sr en la Granodiorita Prieto y en general en todo el complejo La Esperanza es más alto que en las rocas eruptivas pampeanas. Un hecho destacable en este Complejo es que no se han encontrado rocas tonalíticas o dioritas cuarzosas con típicos contenidos de sílice entre 56 y 63%.

*Granito Donosa.* Dentro de esta unidad se incluye el granito rosado con megacrístales de feldespato potásico que aflora hacia el este y nordeste de puesto Donosa y en La Esperanza.

Constituye un cuerpo bastante bien definido, de eje norte-sur, con contactos netos respecto a la Granodiorita Prieto, como sucede en su borde norte poco al este de la ruta 310 a El Cuy. El contacto sur con la Granodiorita Prieto (al sur-sureste de puesto Donosa) también es neto pero el Granito Donosa muestra aquí facies porfírica con pasta fina con texturas cataclásticas que afectan también a los megacrístales de feldespato potásico, comunes en esta facies de borde. Esta cataclasis probablemente corresponde a un borde protoclastico por su exclusiva localización respecto al contacto. Esto indicaría el ascenso de una masa magmática con bordes parcialmente cristaliza-

Lámina II. - 1) Reacciones subsólidas producidas en los estadios finales de la cristalización de los granitos. 1) Granito Calvo. Granos de albita entre cristales de feldespato potásico peritético. En estos leucogranitos es marcada la peritización de los feldespatos y la albita intercristalina puede ser originada por reacción subsólida Nic. X. 2) Granito Calvo. Agregado de cuarzo poligonal que reemplaza los feldespatos. Se trata de un fenómeno subsólido producido por la interacción de fluidos silíceos finales. Nic. X. 3) Granito Donosa. Albita tablero de ajedrez reemplazando feldespato potásico. También hay granulación de albita entre los cristales de feldespato potásico. Nic. X. 4) Facies granítica Giménez. Albitización de un cristal zonal de plagioclasa y reemplazos por agregados poligonales de cuarzo. Nic. X.



dos y en los cuales ya se habrían formado los megacrístales, por lo cual serían verdaderos fenocrístales. Al oeste de puesto Donosa este granito tiene rasgos similares, pero la innumerable cantidad de diques y la parcial cobertura de los afloramientos torna difícil describir las características del contacto. No se han observado contactos claros con la facies granítica Giménez. Además, la matriz del granito Donosa es igual a esta facies, lo cual conforma la idea que ambos corresponden a un mismo proceso magmático.

Hacia el este, el Granito Donosa está cubierto por las Dacitas Collinao, mientras que al oeste está parcialmente cubierto por los basaltos terciarios.

Es un granito rosado salmón de grano mediano. Los megacrístales de feldespato potásico (microclino), son euhedrales y alcanzan dimensiones de hasta 12 por 3 cm. Son numerosas las diferenciaciones aplíticas deutéricas en forma de diques y venas de contactos difusos, de corto recorrido, las cuales a veces cortan los megacrístales de feldespato potásico.

La textura de la matriz es granular hipidiomorfa. La plagioclasa ( $An_{25-35}$ ) es zonal, subhedral (3-5 mm) y a veces anhedral por estar reemplazada por feldespato potásico y cuarzo. En su borde externo ( $An_{10}$ ) a veces desarrolla mirmequitas. El feldespato potásico de la matriz es intersticial y a veces engloba a la plagioclasa. Tiene pertitas filiformes muy finas. Su extinción es inhomogénea e irregular; en algunos cristales aparece albita con textura en tablero de ajedrez (lámina II, 3). Esta maclado según Karlsbad y en algunos cristales se insinúa, aunque en forma confusa, un maclado en enrejado muy difuso. Cuando se extingue se aprecia una sombra de zonación. Los megacrístales de feldespato potásico tienen el maclado en enrejado del microclino mucho más marcado que cuando es intersticial. Está maclado según Karlsbad y es poiquilítico (lámina I, 4). Sus bordes son microscópicamente festoneados. El cuarzo se presenta en forma intersticial y en agregado poligonales que reemplazan a los demás componentes de la roca, incluso al cuarzo intersticial. Localmente es subhedral (lámina I, 3). El mafito es exclusivamente biotita y se encuentra en láminas aisladas o raramente en grupos de 2-3 cristales no orientados. Su pleocroísmo es marcado Z = pardo oscuro; X = pardo amarillento claro. En menor

proporción se encuentran láminas de moscovita distribuidas homogéneamente en la roca. Entre los accesorios se destacan apatita, opacos y escaso zircón.

El Granito Donosa presenta reacciones subsólidas caracterizadas por la incipiente albitización de los feldespatos, el reemplazo efectuado por los agregados poligonales de cuarzo y el crecimiento tardío de los megacrístales de feldespato potásico.

El Granito Donosa, al igual que la Granodiorita Prieto, es común en el ámbito del Macizo Nordpatagónico, y generalmente se encuentran ambos asociados.

Desde el punto de vista químico el Granito Donosa se caracteriza por contener entre 72 y 75 % de sílice (véase cuadro 2; Rapela y Llambías, en prensa), y es similar composicionalmente a la facies granítica Giménez de la Granodiorita Prieto.

*Edad.* La edad del Complejo Plutónico La Esperanza es posterior a la de la Formación Cushamen, lo cual no da mayor precisión sobre su edad. Está cubierto por las ignimbritas dacíticas Collinao e intruido por los diques riolíticos-aplíticos y por el plutónico volcánico Dos Lomas. Dataciones radiométricas provisionarias realizadas en la Granodiorita Prieto por el método Rb-Sr, pertenecientes a un trabajo en preparación (Llambías, Rapela y Parica, en elaboración) indican una edad de  $332 \pm 16$  m.a. (Carbonífero inferior), la que se acepta provisionalmente como edad general del Complejo La Esperanza. Debido a que estos datos son recientes las edades que figuran en el mapa geológico son las que se atribuían anteriormente.

Stipanovic *et al.* (1968) y Stipanovic y Methol (1972) a todas las plutonitas de La Esperanza las incluyeron en el Pérmico, mientras que Devincenzi (1980) las asignó en forma más amplia a un Paleozoico pre-Pérmico por homologarlas con la Formación Mamil Choique descripta por Ravazzoli y Sesana (1977). Sin embargo esta formación en su localidad tipo representa una tonalitización de metamorfitas esquistosas que condujo a la formación de migmatitas tonalíticas biotíticas heterogéneas y homogéneas, siendo estas últimas frecuentemente difíciles de distinguir en forma aislada de verdaderas tonalíticas magmáticas. A su vez estas rocas han sido intruidas por un enjambre de diques de pegmatitas-aplitas que produjo en las migmatitas tonalíticas diversos grados de granitización

lo cual contribuye aún más a dificultar la identificación de estas unidades (cf. Nullo, 1978; Llambías *et al.*, 1984). Resumiendo se puede establecer que las tonalitas migmatíticas homogéneas de la Formación Mamil Choique pueden confundirse fácilmente en el campo con la Granodiorita Prieto o equivalentes. Por esta razón en muchos trabajos a esta granodiorita se la ha incluido en la Formación Mamil Choique.

Devincenzi (*com. pers.*) obtuvo valores K-AR analizados en el INGEIS de la Granodiorita Prieto de  $233 \pm 10$  y  $263 \pm 10$  m.a., que corresponden al Pérmico medio-inferior y para el Granito Donosa  $216 \pm 10$  m.a. Triásico inferior a medio).

#### Diques básicos

Bajo esta denominación se describe un conjunto de diques básicos, de color verde oscuro a casi negro, de texturas que van desde granular hipidiomorfas muy finas a microgranosas y a veces porfíricas con pastas afaníticas. Su espesor oscila entre 0,3 y 1,5 m y sus contactos son netos.

La plagioclasa ( $An_{20-25}$ ) es de hábito tabular alargado (1 x 0,2 mm) y es bastante sódica si se tiene en cuenta el elevado índice de color de estas rocas que a veces oscila alrededor de 50 %. Es subhedral, con sus bordes dentados a sinuosos por intercrecimientos mutuos o por estar en contacto con mafitos, los cuales también aparecen en su interior. Su zonalidad es apenas marcada.

Los mafitos más comunes son anfíbol y clinopiroxeno. Este último es subhedral, con bordes dentados y se encuentra poco alterado, a veces pasando a anfíbol o a biotita. El anfíbol es euhedral. Los fenocristales están parcial o frecuentemente alterados en clorita y en menor proporción en epidoto. En la pasta el anfíbol tiene hábito prismático alargado, entrecruzándose entre sí. Hay abundante epidoto y muchos de sus cristales son subhedral y parecen originados por cristalización directa. Se observa escaso cuarzo intersticial. También hay clorita intersticial. Algunos cristales de calcita se observan como alteración de plagioclasa. Titanita y opacos son los principales accesorios. También hay apatita.

Por sus variedades melanocráticas, texturas, y alteraciones en epidoto, clorita y calcita, algunos de estos diques básicos pueden ser considerados como lamprófiros

espesartíticos. Otros, cuyo índice de color es menor pueden ser clasificados como microdiorita porfíridos microdioríticos y andesíticos.

Químicamente constituyen también la formación ígnea menos silícea de todas las analizadas en el área de La Esperanza. Composicionalmente (Rapela y Llambías, cuadro 4, en prensa) corresponden a andesitas básicas de contenido medio en potasio (figura 2).

Son verticales y por su rumbo se disponen en dos sistemas: 1) noreste y 2) este-oeste. El primero predomina en el sector sudoeste de la comarca estudiada, mientras que el segundo en la parte nororiental. Ninguno de estos dos sistemas coincide con el de los diques del Complejo Dos Lomas.

*Edad.* Los diques básicos intruyen todas las unidades del Complejo La Esperanza. A su vez son cortados por los diques apliticos-riolíticos del Complejo Dos Lomas y nunca han sido encontrados instruyendo a sus unidades. No se ha podido determinar con certeza si se encuentran al final del Complejo La Esperanza o al comienzo del de Dos Lomas, por esto se los describe en forma independiente. No obstante, las características evolutivas del Complejo Dos Lomas (Rapela y Llambías, en prensa) sugieren la segunda hipótesis como más probable.

#### Complejo plutónico-volcánico Dos Lomas

Esta denominación comprende un conjunto de vulcanitas, plutonitas y diques de variada composición, cuyo rasgo en común es la de poseer altos tenores de sílice y presentar entre ellas una notable similitud composicional. Constituyen este complejo mantos de dacitas (Ignimbritas dacíticas Collinao), mantos de riolitas (Ignimbritas riolíticas Las Pampas), diques de riolitas y aplitas, y granitos (Granito Calvo). Las rocas efusivas son en su casi totalidad ignimbriticas. Los granitos y los diques son muy parecidos a los de la Formación Lipetrén descrita por Nullo (1978) y es probable que sean correlacionables. No obstante esto y debido a que dentro de esta unidad se incorporan además formaciones extrusivas que responden a un mismo proceso evolutivo, se propone un nuevo nombre respecto de Formación Lipetrén. La gran variedad de rocas que responden a una evolución magmática distinguible en sus

características generales de las del Complejo La Esperanza son las razones que llevaron al agrupamiento de estas unidades eruptivas dentro de un único complejo plutónico-volcánico.

*Ignimbritas dacíticas Collinao.* Es la unidad más antigua del Complejo Dos Lomas. Constituyen coladas de ignimbritas horizontales con intercalaciones de brechas ignimbriticas. Sus rocas son grises oscuras a verdes oscuras, casi negras, en parte afíricas con pastas criptocristalinas. Están alteradas en epidoto y calcita. Sus afloramientos son pobres por estar cubiertos por una delgada capa de detritus y las observaciones se refieren a pequeños asomos o al mismo regolito. Al este de puesto Collinao constituyen una planicie ligeramente más elevada que el resto de la zona (con excepción de las mesetas basálticas). En las fotografías aéreas estas rocas se reconocen fácilmente por sus tonalidades oscuras.

Las muestras estudiadas son modalmente andesitas cuarcíferas y químicamente dacíticas (64-65 %  $\text{SiO}_2$ ), de alto contenido en potasio (figura 2). Tienen escasos (menos del 20 %) y pequeños (1 mm) fenocristales euhedrales de plagioclasa ( $\text{An}_{30-35}$ ), anfíbol, biotita y cuarzo. Las pastas son criptocristalinas, con desarrollos esferulíticos y en algunas texturas ligeramente más gruesas se observa un incipiente desarrollo de texturas micrográficas. En algunos casos, y solamente bajo el microscopio, se pueden identificar texturas eutaxíticas típicas de ignimbritas. Menos frecuentemente se las puede observar a simple vista. Algunas muestras están levemente alteradas hidrotermalmente con formación de biotita secundaria y trazas de turmalina (al este de puesto Collinao) probablemente debido a la intensa actividad magmática que le sucedió.

Intercalados entre estos bancos hay mantos de brechas ignimbriticas, con matriz dacítica, que no difieren de las descriptas. El espesor de la secuencia en el área estudiada es sólo de 10-15 m, pero no se conoce el techo.

Las ignimbritas dacíticas Collinao se apoyan sobre la Granodiorita Prieto (sur puesto Collinao) y sobre el Granito Donosa (norte puesto Collinao). La superficie de apoyo es horizontal, y estas dos últimas unidades plutónicas se encuentran a un

mismo nivel, de modo que es de suponer que previo a la depositación de las coladas ignimbriticas hubo un ciclo erosivo que puso al descubierto a ambas plutonitas nivelando la superficie. Estas plutonitas pudieron haberse intruido muy cerca de la superficie, de modo que no es necesario pensar en un proceso erosivo de magnitud. Este proceso separa las unidades magmáticas de ambos complejos y las coladas ignimbriticas dacíticas serían las primeras rocas del Complejo Dos Lomas reconocidas en esta región. Los diques riolíticos-aplíticos de este complejo atraviesan las dacitas Collinao. Al sureste del cerro Luan se ponen en contacto con el Granito Calvo, pero no se pueden establecer relaciones por estar éste semicubierto. Sin embargo, indirectamente se puede establecer que las dacitas son anteriores al granito porque éste intruye a los diques ácidos que son posteriores a las dacitas.

*Domo de riolita.* Un extenso, homogéneo, y macizo cuerpo de riolita se encuentra al nordeste de La Esperanza, entre los puestos Pailemán y Llanquil. Sus mejores afloramientos se hallan en la quebrada nor donde pasa la huella que une ambos puestos.

La roca predominante es una riolita porfírica grisácea, con aproximadamente un 50 % de fenocristales y pastas afaníticas. Los fenocristales miden entre 1 y 3 mm y son de: cuarzo, plagioclasa ( $\text{An}_{35}$ ), feldespato potásico peritítico, y escasa biotita. Los fenocristales de cuarzo son euhedrales debido a diferentes grados de corrosión por la pasta. En general está fracturado. La plagioclasa entre los fenocristales es más abundante que el feldespato potásico. Es zonal, subhedral, estando muchos de los fenocristales rotos. El feldespato potásico es sub- a anhedral, con sus bordes romos o dentados debido a corrosión por la pasta. La biotita está casi totalmente alterada en biotita. Algunos cristales están flexurados y a veces llegan a tener *kink-bands*. La pasta es criptocristalina con texturas esferulíticas producidas por devitrificación. Solamente al microscopio se observa fluidalidad, semiborrada por la devitrificación. En general las rocas están frescas, pero algunas muestran un total reemplazo de la plagioclasa por sericita (M101 y 102), lo cual coincide con el bajo contenido de sodio



de ellas (cuadro 3 Rapela y Llambías, en prensa).

En la parte central de este cuerpo y hacia el este de la quebrada se observa en los niveles topográficos altos una riolita vítrea negra con texturas ignimbríticas marcadas, fácilmente observables a simple vista (M 145 y 146). Son estas rocas unas de las pocas que contiene vidrio fresco en esta región.

Composicionalmente esta unidad está compuesta totalmente por riolitas, algunas de ellas muy potásicas (hasta 7 % en  $K_2O$ , figura 2). En las ignimbríticas vítreas superiores se encontraron algunas riolitas de alto contenido en sílice (M 145) muy semejantes a las ignimbríticas riolíticas Las Pampas, descriptas adelante.

Con respecto al tipo de cuerpo que forma esta riolita es difícil de precisar. No presenta estructura interna y solo un pronunciado diaclasamiento en paralelepípedos. En la fotografía aérea (4169-27-10, escala 1:50.000) se observa una intumescencia que corresponde a los afloramientos de esta unidad. Esta observación, unida a la homogeneidad de sus afloramientos induce a pensar en una colada dómica o un domo exógeno, con vasculación en su parte apical que condujo a la formación de la ignimbrítica vítrea. Asimismo las flexuras y *kink bands* de los fenocristales de biotita y las roturas de los de cuarzo y feldespatos indicarían un movimiento muy viscoso del material fundido, característico de los domos.

El domo de riolita es posterior a la Granodiorita Prieto, aunque no es clara si hay relación de intrusividad o de cobertura. Aparentemente es posterior a la dacita Collinao, aunque tampoco se conoce el carácter del contacto. Está atravesada por los diques de riolita-aplita, los cuales son intruidos por el Granito Calvo, de modo que es anterior al mismo.

**Diques de riolita.** Existe en el área estudiada un enjambre de diques riolíticos, cuyo rumbo predominante es, de acuerdo a Devincenzi (1980), este-oeste y con dos máximos: N 60-70° O y N 30-40° E.

Alcanzan longitudes de hasta 8 km y espesores de hasta varias decenas de metros (cerro Dos Lomas, al norte del puesto de Calvo), aunque con frecuencia tienen espesores de 1-4 m. Por sus texturas y composición se los ha agrupado en: 1)

diques de riolita con gruesos fenocristales; 2) diques de riolitas felsíticas a riolitas aplíticas y aplitas, leucocráticas. La edad relativa de ambos grupos es difícil de establecer por no ser frecuentes sus intersecciones y tener pasajes transicionales de unos a otros. Diques de riolita con fenocristales de cuarzo y feldespato y a veces biotita se intersectan mutuamente con los felsíticos. No se han observado relaciones entre los diques con gruesos fenocristales y los apliticos riolíticos.

**Riolitas con gruesos fenocristales.** En general afloran en toda el área pero su mayor concentración se encuentra en las vecindades de La Esperanza.

Sus características son tener hasta un 60 % de fenocristales de: plagioclasa (8-10 mm); feldespato potásico, que a veces llega a tener hasta 1,5 cm de longitud; cuarzo (0,5-1 cm); y biotita, de tamaños similares. Localmente se ha observado escaso anfíbol. Los fenocristales de plagioclasa ( $An_{20}$ ) son eu- a subhedral, y están alterados en sericita, arcillas y epidoto. Es poco zonal. El feldespato potásico es eu- a subhedral y es finamente a marcadamente peritítico. El cuarzo es sub- a anhedral debido a fuerte corrosión por la pasta. La biotita es el mafito más abundante entre los fenocristales y al igual que la hornblenda está casi totalmente cloritizada con intercrecimientos de epidoto. Titanita se encuentra como microfenocristal euhedral. Las pastas son criptocristalinas, con texturas esferulíticas que a veces desarrollan incipientes intercrecimientos micrográficos. Estos diques presentan bordes enfriados que son más básicos que el centro.

La sílice varía entre 70 y 75 %. La composición química es en términos generales semejante a la del domo riolítico (cuadro 4, Rapela y Llambías, en prensa). Análisis químicos del borde enfriado y el centro de estos diques muestran procesos de fraccionamiento internos con incremento de  $SiO_2$  y Rb y disminución de  $FeO$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ , Sr, Ba, desde el borde hacia el centro del dique.

**Diques de riolitas felsíticas a apliticas.** Son los más abundantes en la región y las texturas de los mismos varía desde aplitas a riolitas con pastas apliticas a felsíticas y criptocristalinas. Estos pasajes no sólo se observan entre un dique y otro sino a lo largo de un mismo dique. Al nordeste de

puesto Calvo, en Dos Lomas, los diques son muy potentes (200 m) y en estos casos se observan texturas de pórfidos riolíticos y pórfidos graníticos.

Composicionalmente se caracterizan por su bajo o casi nulo contenido de mafitos, lo cual es similar a la de la composición del Granito Calvo. Poseen escasos (hasta un 30 %) y diminutos fenocristales (1 mm) de feldespatos y cuarzo. La plagioclasa ( $An_{20}$ ) es euhedral y sus maclas polisintéticas han sido borradas parcialmente debido a reemplazos por feldespato potásico. Los fenocristales de feldespato potásico son los más abundantes; generalmente son anhedrales y a veces llegan a ser poiquilíticos con sus bordes reemplazados por la pasta. Son muy pertíticos. Los fenocristales de cuarzo son anhedrales y están parcialmente reabsorvidos por la pasta. A veces son poiquilíticos.

Las texturas aplíticas y felsíticas de estas riolitas indican rápido enfriamiento en un sistema saturado con volátiles. La escasez y pequeñez de los fenocristales sugiere falta de cristalización en profundidad, lo cual puede ser debido a la fácil movilidad de estos magmas por su baja viscosidad.

Las rocas analizadas químicamente de esta unidad corresponden casi exclusivamente a riolitas de alto contenido en sílice (figura 2) y son prácticamente indistinguibles del Granito Calvo, caracterizándose por su bajo contenido de aluminio, calcio, hierro y magnesio (cuadro 5 Rapela y Llambías, en prensa). En contraposición a lo que ocurre con los diques con gruesos fenocristales las variaciones químicas en elementos mayoritarios entre centro y borde del dique son despreciables (cuadro 5, Rapela y Llambías, *op cit.*).

Localmente se observan diques con composiciones y texturas transicionales entre los dos grupos descriptos, los cuales presentan fenocristales de tamaños intermedios de cuarzo y feldespato con algo de biotita, como en las muestras 100 y 107, que corresponden a un dique situado entre los puestos Prieto y Linconao.

*Edad.* Los dos grupos de diques son contemporáneos por algunas intersecciones mutuas observadas y por formar parte de un mismo modelo estructural. Las diferencias composicionales y texturales podrían explicarse porque drenan de distintos niveles de la cámara magmática. Los más básicos

(con gruesos fenocristales) corresponderían a las partes más profundas, y los más félsicos (riolitas-aplitas) a la parte más diferenciada y enriquecida en volátiles de la parte superior. Ambos son intruidos por el Granito Calvo, como puede observarse al sur de puesto Calvo. Intruyen las ignimbritas dacíticas Collinao y al domo de riolita.

*Ignimbritas riolíticas Las Pampas.* En el extremo sudeste de la comarca estudiada, en las vecindades del puesto Las Pampas se encuentra una sucesión de mantos riolíticos que constituyen extensos afloramientos. En general están semicubiertos por encontrarse en un área llana y la observación queda relegada a asomos parciales y al regolito. No obstante ésto, en la fotografía aérea (4169-30-10) se puede reconocer su estratificación con un rumbo aproximado noreste y una suave inclinación hacia el sureste. Su espesor no ha sido medido pero probablemente su magnitud sea del orden de decenas a unas centenas de metros.

Estos mantos riolíticos son felsíticos, de tonalidades grisáceas a grises amarillentas, porfíricos, con escasos (hasta 30 %) y diminutos (1 mm) fenocristales. Los mismos están constituidos por feldespato potásico, el más abundante junto con cuarzo, escasa plagioclasa ( $An_{20}$ ) y muy rara biotita. El feldespato potásico es anhedral y finamente pertítico con extinción inhomogénea y alteración en arcillas. El cuarzo es euhedral y está parcialmente reabsorvido por la pasta. Presenta a veces un delgado reborde secundario. La plagioclasa no tiene zonación observable y está levemente alterada en sericita. Las pastas son afaníticas, constituidas por agregados esferulíticos de cuarzo y feldespato. Entre ellos se encuentran cristales intersticiales de cuarzo y agregados cripto-cristalinos. A veces se encuentran granos de cuarzo con crecimientos radiales en su interior. En los bancos más potentes las riolitas son grises rosadas a amarillentas con texturas de pasta sacaroidales finas de tipo aplítico, las cuales son bastante similares a la de los diques riolíticos.

Químicamente son riolitos de alto contenido en sílice (figura 2) muy semejantes en su composición al Granito Calvo y a los diques aplíticos-riolíticos descriptos (cuadro 3, Rapela y Llambías, en prensa).

Con respecto a si estos mantos son cola-

das de lava o de ignimbritas es difícil de decidir por una simple observación. Sólo en pocos ejemplos se observan estructuras ignimbriticas típicas, probablemente por su intensa devitrificación y neocrystalización (cf. Llambías, 1973). Tampoco se observan espesores y estructuras internas que permitan inferir la presencia de lavas. Sin embargo, por el reducido espesor de los mantos y su amplia extensión areal pueden ser considerados como ignimbritas. El pequeño tamaño de sus fenocristales y su escasez indican un rápido enfriamiento y ausencia de cristalización intratélúrica debido al rápido drenaje de estos magmas a causa de su baja viscosidad por estar saturados con volátiles.

Otros mantos de ignimbritas riolíticas (M 123) se encuentran en forma aislada al norte del cerro Luan. Son felsitas de colores oscuros con microfenocristales de cuarzo, plagioclasa (An<sub>25-30</sub>) y feldespato potásico, algunos de los cuales presentan un maclamiento en enrejado característico del microclino, que es distinto del de las anortoclasas. Estas riolitas por su coloración son diferentes de las riolitas descriptas cerca del puesto Las Pampas pero, su composición modal es similar y además químicamente tienen cierta similitud, aunque poseen una ligera menor cantidad de sílice y mayor de sodio. Estos afloramientos fueron mapeados por Devincenzi (1980) como ignimbritas de edad incierta. Provisoriamente se los ha agrupado junto con las ignimbritas riolíticas Las Pampas.

*Edad.* En el área donde afloran las riolitas Las Pampas son escasos los diques de riolitas, lo cual permite suponer que en parte los están cubriendo y serían así posteriores a una buena parte de ellos. Con respecto al Granito Calvo, en el contacto situado al oeste de puesto Las Pampas, si bien los afloramientos no son claros, parece que éste las intruye. Aparentemente la sección inferior de esta secuencia sería anterior al granito, mientras que la superior podría ser posterior.

*Granito Calvo.* Las características del Granito Calvo son similares a las del Granito Lipetrén descrito por Nullo (1978) y por lo tanto es muy posible que sean correlacionables. No obstante esto, se ha preferido introducir la denominación de Granito Calvo por encontrarse separados de esta localidad por una distancia de unos 200

km con muy escasos afloramientos intermedios, y además por no conocerse aun fehacientemente su edad. Puesto Calvo se encuentra en la ruta 415 a Sierra Colorado, a unos 15 km al este de La Esperanza.

Los dos stocks correspondientes a este granito son fáciles de identificar por sus características petrográficas y sus contactos netos.

Son leucogranitos de tonalidades claras, gris rosadas a algo amarillentas, de grano mediano (6-9 mm), y por sectores posee miarolas de menos de 2-3 mm de diámetro. Contiene feldespato perfitico y cuarzo, el cual en parte es intersticial, pero también es subhedral, lo cual lo distingue de otros granitos, y lo coloca en un nivel de características subvolcánicas. En general la textura es granular hipidiomorfa a panalotriomorfa, producida por reacciones subsólidas. La plagioclasa (An<sub>2025-</sub>) en anhedral por estar frecuentemente reemplazada por los restantes minerales. Su zonalidad es escasamente observable y presenta mirmequititas en las partes externas de los cristales. El feldespato potásico es anhedral e intersticial y reemplaza a la plagioclasa con bordes ameboidales. En las variedades más gruesas (8-10 mm) es marcadamente perfitico, teniendo estas formas filiformes gruesas a maculosas y por su abundancia el término más apropiado para denominar a este feldespato es el de perfitita. Es frecuente el crecimiento de numerosos y pequeños cristales de albita entre sus contactos (lámina II, 1), a veces en continuidad óptica con las perfititas. Asimismo se observan texturas en tablero de ajedrez producidas por reemplazos de albita en su interior (lámina II, 3). El cuarzo se presenta con frecuencia además de las formas ya descriptas, en agregados poligonales que reemplazan a los feldespatos (lámina II, 2). El único mafito es biotita y se halla en muy escasa proporción (1-2 %). Su pleocroismo es marcado Z = pardo; X = pardo amarillento claro. En proporciones similares se encuentra moscovita, ya sea como láminas individuales o como reemplazos de los feldespatos potásicos. Entre los accesorios se han determinado rutilo según magnetita, apatita, circón y fluorita. En el cuadro 2 se dan sus modas, observándose que el cuarzo varía entre 25 y 40 %; el feldespato potásico entre 40 y 57 % y la plagioclasa entre 10 y 23 %.

En general el Granito Calvo está afectado por reacciones subsólidas producidas durante la etapa póstuma de su cristalización. Apoyan este concepto las siguientes observaciones: 1) agregados de cuarzo poligonal que reemplazan a los demás componentes; 2) cristalización de albita entre los granos de feldespato potásico; 3) desarrollo de albita sobre feldespato potásico con textura en tablero de ajedrez. Estas reacciones subsólidas son comunes a ambos complejos eruptivos y sus mayores desarrollos se encuentran en las unidades plutónicas más diferenciadas.

El Granito Calvo contiene numerosas diferenciaciones aplíticas internas que tienen formas similares a diques de corto recorrido con contactos transicionales hacia el granito. A veces llegan a desarrollar en su interior texturas pegmatíticas. Estas diferenciaciones aplíticas, cuyas texturas indican en parte reemplazos pero también rellenos, formarían parte de los procesos de reacciones subsólidas descritos anteriormente y equivaldrían a una fuerte cristalización de naturaleza deutérica.

Las relaciones modales muestran que el Granito Calvo tiene mayor proporción de feldespato alcalino que las unidades graníticas del Complejo La Esperanza (figura 4). Químicamente su composición es equivalente a la de las riolitas de alto contenido de sílice (figura 2).

Localmente se observan bordes enfriados con texturas porfíricas y pastas aplíticas finas iguales a las de los diques, como se observa al oeste de puesto Las Pampas y cerca de la tapera de García, en el stock norte. Facies finas que van desde pórfiro granítico hasta aplita se encuentran en la parte central del stock sur, al este y norte de puesto Ibáñez. Constituyen áreas relativamente extensas las cuales han sido mapeadas con una doble rastra. Podrían ser restos de un borde enfriado correspondientes al techo del plutón, lo cual indicaría que el mismo prácticamente no ha sido erodado y se habría intruido muy cerca de la superficie por no estar aun las vulcanitas erodadas.

Al sudoeste de puesto Donosa se encuentra un pequeño cuerpo perteneciente al Granito Calvo que intruye a la facies granítica Giménez y a los diques riolíticos que ésta contiene.

El Granito Calvo intruye a los diques

riolíticos, y a la sección inferior de las ignimbritas riolíticas Las Pampas. Está atravesado por unos pocos diques de riolitas de texturas porfíricas y pastas afaníticas. Es así el último acontecimiento eruptivo en la comarca estudiada.

*Edad del Complejo plutónico-volcánico Dos Lomas.* Este complejo es posterior al Complejo La Esperanza, aunque al parecer el hiatus entre ambos es de escasa magnitud. Es así que en el estudio geocronológico Rb-Sr en (Llambías, Rapela y Párica, en elaboración) se ha encontrado una edad provisoria de  $317 \pm 4$  m.a. para el granito Calvo y en consecuencia una diferencia de escasos 15 m.a. entre la unidad más antigua del Complejo La Esperanza y la unidad más joven del Complejo Dos Lomas. Debido a que estos datos son recientes las edades que figuran en el mapa geológico son las atribuidas anteriormente. Devincenzi (1980) al Granito Calvo, al cual lo correlaciona con la Formación Lipetrén, le asignó edad pérmica, mientras que las vulcanitas Triásico. Una edad radimétrica K-Ar obtenida por Devincenzi (*com. pers.*) del granito (stock sur) dio  $273 \pm 10$  m.a.. Este valor, sin embargo, es más antiguo que los obtenidos para la Granodiorita Prieto que es la roca de caja.

Las edades asignadas por Halpern (1968) y Halpern *et al.* (1971) han sido obtenidas en isócronas donde participan rocas de muy diversas localidades y no hay precisión con respecto a La Esperanza cual de los granitoides fue datado.

## Estructura

Dentro del área comprendida por este trabajo no se observan estructuras de magnitud, excepto las descritas por Corbella (1975) pero que están fuera del área mapeada. En general se trata de un bloque rígido que presenta aquí frecuentes fracturaciones de pequeño rechazo, fácilmente observables por el desplazamiento de los diques. Estas estructuras, mapeadas por Devincenzi (1980), no han sido reproducidas en la figura 1 por considerarlas de menor importancia para los propósitos de este trabajo.

Estructuras propias de la evolución magmática, como por ejemplo diques anulares, radiales, desarrollo de calderas, etc., no han sido detectadas.

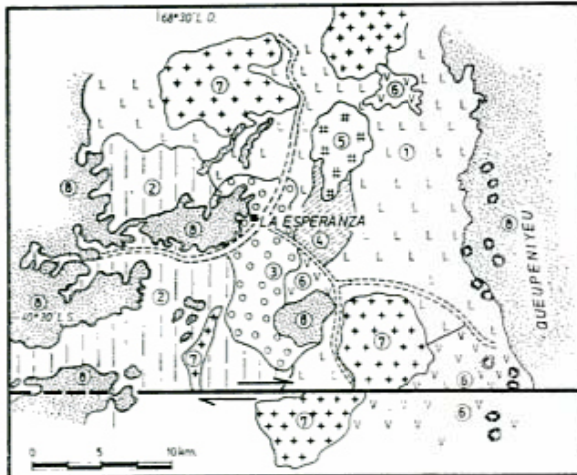


Figura 5. — Esquema geológico a partir de una imagen satélite para ubicar la traza de la falla Loma Blanca y el desplazamiento del Granito Calvo. 1) Granodiorita Prieto; 2) Facies granítica Giménez; 3) Granito Donosa; 4) Ignimbritas dacíticas Collinao; 5) Domo de riolita; 6) Ignimbritas riolíticas Las Pampas; 7) Granito Calvo; 8) Basaltos terciarios.

Poco al sur del área estudiada se observa una falla de desplazamiento de rumbo lateral derecha con un rechazo observable de unos 4 km, el cual se puede constatar claramente en imágenes satelitarias por el desplazamiento de un stock correspondiente al Granito Calvo (figura 5). A esta misma conclusión arribó Nuñez durante el relevamiento de la Hoja 38 e Trapalco, y ya con anterioridad había sido descrito por Corbella (1975) como falla Loma Blanca. Las rocas basálticas del Terciario no han sido mayormente afectadas por esta falla, por lo cual la edad de sus principales movimientos estaría delimitada entre el Triásico y el Oligoceno superior-Mioceno.

### Síntesis evolutiva y emplazamiento de los complejos magmáticos

Teniendo en cuenta las características geológicas y evolutivas que presentan las unidades magmáticas de la región es posible dividir a las mismas en dos ciclos que se corresponden con los complejos ígneos reconocidos en el área. No se tiene evidencia suficiente para determinar si se trata de dos ciclos independientes o constituyen uno solo con dos subciclos, hipótesis que deberán considerarse a la luz de estudios petrológicos de mayor detalle y geocronológicos que se están desarrollando actualmente.

Las hipótesis que se realicen deberán explicar en todo caso diversas características puestas de manifiesto en este trabajo, entre las que caben mencionar dos principales. El carácter exclusivamente plutónico del *Ciclo I* (Complejo La Esperanza) contrasta con el carácter predominantemente volcánico del *Ciclo II* (Complejo Dos Lomas) lo cual implica un emplazamiento progresivamente más superficial de las cámaras magmáticas. En segundo lugar, el estudio geoquímico (Rapela y Llambías, en prensa) revela que ambos ciclos están compuestos por unidades ígneas cuyas composiciones medias se hacen progresivamente más ácidas con el tiempo. Sin embargo, como se ha visto anteriormente, las tendencias evolutivas muestran que las unidades no constituyen una serie comagmática en el sentido de estar relacionadas por un único y continuo proceso de fraccionamiento. Sucesión de pulsos magmáticos progresivamente más ácidos, con saltos composicionales, han sido obtenidos en modelos matemáticos de alimentación y destape periódico de una cámara magmática —sistema abierto de cristalización fraccionada— (O'Hara, 1977; O'Hara y Mathews, 1981).

Se refiere a continuación una síntesis evolutiva de los ciclos magmáticos y su modo de emplazamiento final en la corteza superior.

### Ciclo I

Comienza con el emplazamiento epizonal de un magma granodiorítico que presenta diferenciaciones internas (Granodiorita Prieto, facies equigranular). La evolución magmática continuó con la intrusión de estas rocas granodioríticas por nuevos pulsos magmáticos de composición granítica que muestran también diferenciaciones internas (facies porfiroide y granítica Giménez de la Granodiorita Prieto y Granito Donosa; La evolución del ciclo culminó probablemente con la intrusión de facies peraluminosas con granate. En todas estas facies graníticas no existen evidencias para separarlas en edad absoluta y la similitud composicional entre las facies granítica Giménez y la matriz del Granito Donosa induce a pensar que prácticamente son contemporáneas. Estos cuerpos graníticos tienen abundantes diferenciaciones aplíticas internas, lo cual indica un enriquecimiento

en volátiles durante los últimos estadios de la cristalización.

Con posterioridad al emplazamiento de las unidades magmáticas del Ciclo I aparecen diques microdioríticos (andesitas básicas) que constituyen la unidad ígnea menos evolucionada del magmatismo "neopaleozoico".

## Ciclo II

El Ciclo II se inicia después de un corto período erosivo que pone al descubierto las plutonitas del Ciclo I y sobre cuya superficie casi horizontal se asentaron las primeras erupciones ignimbríticas con composiciones dacíticas (Ignimbritas dacíticas Collinao). Con posterioridad se emplazó un domo o quizás colada dómica riolítica y luego se intruyeron los enjambres de diques felsícos. Por la extensa longitud individual de cada uno de estos diques, espesor constante, y texturas felsíticas a aplíticas, se puede inferir que el magma tenía al momento de intruirse una rápida movilidad, la cual fue originada por la elevada proporción de volátiles disueltos en él. La edad relativa de estos diques es variada porque se cortan mutuamente entre sí. Muchos de ellos arribaron a la superficie y se extruyeron como extensos mantos de ignimbritas. El Granito Calvo se emplazó con posterioridad a los primeros mantos ignimbríticos, pero no se han encontrado relaciones directas con la parte superior de la secuencia ignimbrítica, de modo que en este caso podría ser contemporáneo o ligeramente anterior a las mismas. La estrecha vinculación de estas unidades ha sido inferida en el campo y comprobada químicamente.

Tanto el Granito Calvo como los diques e ignimbritas riolíticas muestran un enriquecimiento en sílice hacia los términos más jóvenes llegando a ser rocas con más de 75 % de sílice. Constituyen una asociación peraluminosa, que en sus extremos más diferenciados muestra cierto carácter peralcalino (Rapela y Llambías, en prensa).

Las mutuas interrelaciones dentro de este ciclo pueden ser explicadas de acuerdo al esquema esbozado en la figura 6. El mismo ha sido elaborado teniendo en cuenta el ascenso continuo de un cuerpo magmático saturado en volátiles. Para facilitar su

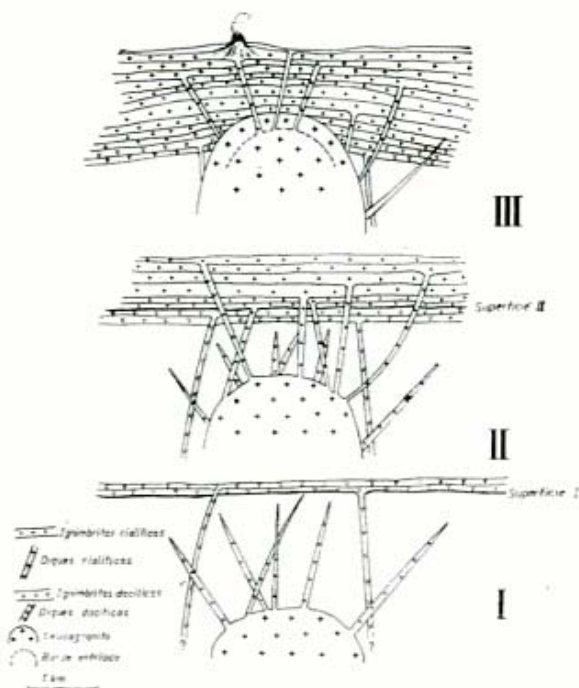


Figura 6. — Esquema gráfico para explicar el ascenso de un cuerpo magmático granítico y su vinculación con rocas hipabisales y extrusivas. I, II y III se refiere a tres etapas durante su ascenso, que culmina en III. Véase explicación en el texto.

comprensión se lo ha subdividido en tres etapas.

En la etapa I comienza el ascenso de un cuerpo magmático de composición granítica que emite diques de similar composición. Poco antes se produjeron diques y coladas ignimbríticas dacíticas pero no ha sido posible establecer si están vinculadas al cuerpo magmático granítico. En la etapa II el cuerpo magmático granítico ha continuado su ascenso intruyendo a sus propios diques mientras continuaba emitiendo diques, los cuales al llegar a la superficie, que cada vez se encontraba más cerca del cuerpo magmático, produjeron extensas coladas ignimbríticas. Debido a una probable estratificación interna de la cámara magmática (cf. Hildreth, 1981; Blake (1981) Rapela *et al.* (1983) los diques que drenan de la parte superior de la misma tendrían composiciones muy diferenciadas y serían ricos en volátiles por su acumulación en la parte superior del cuerpo magmático. Debido a esto tendrán texturas aplíticas y composiciones correspondientes al mínimo de temperatura del sistema granítico. En el caso de extruirse la fase volátil se separa (vesiculación) y daría origen a

extensos mantos ignimbríticos. Es común que en estas ignimbritas la fase volátil atrapada actúe activamente durante el solidamiento, produciendo marcados fenómenos de neocrystalización y metasomatismo que borran totalmente las texturas primitivas (cf. Llambías, 1973).

Los diques que drenan de partes más profundas de la cámara magmática tendrían composiciones menos diferenciadas (diques de riolitas con gruesos fenocristales) y sus erupciones, si bien también serán ignimbríticas porque todo el sistema es rico en volátiles, éstas tendrán mayor cantidad de clastos y de fiammes, debido a un mayor carácter explosivo del magma por poseer mayor viscosidad por su relativa menor proporción de volátiles. Por esta razón es previsible en la faz intrusiva diques de variada composición y en la extrusiva alternancia de ignimbritas con composiciones que varían entre dacíticas y riolíticas.

En la etapa III el cuerpo magmático ya se encuentra en su emplazamiento final culminando su ascenso y llegando a intruir a sus propias coladas. Ya posee una corteza externa consolidada, pero su parte interior, aun no totalmente cristalizada, sigue emitiendo diques desde su interior y ocasionalmente, de acuerdo a las variaciones en las concentraciones de volátiles, se producen erupciones tobáceas junto con las ignimbríticas.

Durante el ascenso del cuerpo magmático se produjo un abovedamiento de la superficie (dibujado en la etapa III) debido al empuje del magma y también al incremento del gradiente geotérmico por el cual disminuye la densidad relativa de las rocas y aumenta su volumen. Este abovedamiento genera en sus alrededores pequeñas cuencas poco profundas en donde se acumularán las rocas extrusivas. Como este sistema es muy rico en volátiles las coladas ignimbríticas son muy extensas. La repetición de varios centros similares al descrito, tanto en el espacio como en un lapso determinado, conduce a la formación de un plateau riolítico tal cual ha sido descrito por Malvicini y Llambías (1974).

Los mecanismos de intrusión aún no han sido dilucidados, pero no se puede dejar de advertir que en ambientes similares de

otras regiones se ha podido comprobar que la estrecha asociación de plateau ignimbríticos con intrusivos está vinculada a la formación de importantes calderas de subsidencia, y en estos casos este proceso sería uno de los principales mecanismos de emplazamiento (Sides *et al.*, 1981). En La Esperanza aún no se han encontrado evidencias para pensar en este tipo de emplazamiento, para lo cual sería necesario estudios más amplios para resolverlo.

### Agradecimientos

Entre los agradecimientos queremos destacar principalmente la estrecha colaboración que hemos recibido durante este trabajo del Dr. R. Caminos, del Servicio Geológico Nacional. Con él hemos recorrido varias localidades del Macizo Nordpatagónico y de esta manera se han delineado sus principales unidades eruptivas). El intercambio de ideas y la lectura crítica del manuscrito ha mejorado sin duda la calidad de este trabajo.

También queremos dejar constancia de nuestro reconocimiento al Lic. J. C. Herrero, del Servicio Minero Nacional, por su activa colaboración durante parte de los trabajos de campo. Asimismo, entre quienes colaboraron en este trabajo queremos mencionar al Dr. J. Llano (Universidad Nacional de San Juan) por la determinación de las modas de las plutonitas; al Dr. M. Mazzoni (Universidad Nacional de La Plata) por sus comentarios sobre formación de ignimbritas y calderas; a los Dres. N. Sabatini y A. Riccardi (Universidad Nacional de La Plata), por la revisión de los cuerpos esferulíticos de la Formación Llanquil para determinar si pertenecían a restos orgánicos; a la Dra. M. Godeas (Servicio Minero Nacional) por la determinación de muestras con alteración hidrotermal y al Dr. E. Nuñez (Servicio Geológico Nacional) por sus interesantes comentarios.

Por último queremos mencionar expresamente que durante los trabajos de campo fue de gran ayuda la hospitalidad ofrecida por la familia Prieto de la estancia La Esperanza.

Parte de este trabajo ha sido financiado por un subsidio (347/81) del CONICET.

## Lista de trabajos citados en el texto

- Blake S., 1981. *Eruptions from zoned magma chambers*. J. Geol. Soc. London, 138: 281-287, Londres.
- Braitsch, O., 1965. *Das Palaozoikum von Sierra Grande (prov. Río Negro, Argentinien) un die altkaledonische faltung im ostlichea Andenvorland*. Geol. Rundsch., 54 (2): 698-714.
- Caminos, R. y E. J. Llambías, 1984. *Basamento Cristalino*. Relatorio, IX Congr. Geol. Arg. en prensa.
- Cobbing, E. J., W. S. Pitcher y W. P. Taylor, 1977. *Segments and Super-units in the Coastal Batholith of Peru*. Journ. Geol. 85: 625-631.
- Corbella, H., 1975. *Hallazgo de un complejo alcalino vinculado a megatrazas de fracturas corticales en la sierra de Queupuniyeu Macizo Nordpatagónico, provincia de Río Negro*. II Congr. Ibero-Amer. Geol. Econ., 4: 45-68, Buenos Aires.
- Cortés, J. M., 1981. *El substrato precretácico del extremo noreste de la provincia del Chubut*. Asoc. Geol. Arg. Rev., XXXVI (3): 217-235.
- Del Pino, D., 1982. *Informe preliminar de la Hoja Geológica 34h Puelches, provincia de La Pampa*. Serv. Geol. Nac. Inf. Inéd., Buenos Aires.
- Dessanti, R., 1956. *Descripción geológica de la Hoja 27 c, Cerro Diamante (provincia de Mendoza)*. Dir. Nac. Minería, Bol. 85, Buenos Aires.
- Devincenzi, M. J., 1980. *Geología de la zona de la estancia La Esperanza Departamento 25 de Mayo, provincia de Río Negro*. Tesis Licenciatura, Univ. Nac. Bs. As., 1-102, Buenos Aires.
- Di Persia, C., 1972. *Breve nota sobre la edad de la denominada Serie de La Horqueta. Zona Sierra Pintada, Dpto. San Rafael, provincia de Mendoza*. IV Jorn. Geol. Arg., Actas (3), 29-41, Buenos Aires.
- Fytikas, M., O. Giuliani, F. Innocenti, P. Manetti, R. Mazuoli, A. Peccerillo y A. Villari (1979). *Neogene volcanism of the northern and central Aegean region*. Annal. Geol. Pays Helléniques, 30: 106-129.
- Gill, J., 1981. *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer Verlag, 390 pp., Berlin.
- Halpern, M., 1968. *Ages of antarctic and argentine rocks bearing on continental drift*. Geosciences Div. SW Center Advanced Studies, Contribución 75, Dallas, Texas.
- Halpern, M., M. Umpierre y E. Linares, 1971. *Radiometric ages of crystalline rocks from southern South America as related to Gondwana and Andean Geologic Provinces*. Conf. Proyecto Tierra sólida, Actas, 2: 345-356, Buenos Aires.
- Halpern, M., E. Linares y C. O. Latorre, 1971. *Edad rubidio-estrocio de rocas volcánicas e hipabisales (?) del área norte de la Patagonia, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev., 26: 169-174.
- Hildreth, W., 1981. *Gradients in silicic magma chambers; implication for lithospheric magmatism*. Jour. Geophys. Res. 86, B11: 10153-10192.
- Keidel, H., 1913. *Über das Alter, die Verbreitung und die gegenseitigen Beziehungen der verschiedenen tektonische Strukturen in der argentinischen Gebirgen*. Compte-Rendu XII Sesion Congr. Geol. Int., 671-687, Ottawa.
- Keidel, H., 1925. *Sobre el desarrollo paleogeográfico de las grandes unidades geológicas de Argentina*. Anales Soc. Arg. Est. Geográficos (Gaea), I, 4: 251-312, Buenos Aires.
- López Ruiz, J. y E. Rodríguez Badiola, 1980. *La región volcánica neogena del sureste de España*. Estudios Geológicos, 36: 5-63.
- Llambías, E. J., 1973. *Las ignimbritas de la sierra de Lihuel Calel, provincia de La Pampa*. V Congr. Geol. Arg. Actas, 4: 55-67, Buenos Aires.
- Llambías, E. J., C. Castro, J. Llano, H. Puigdomenech y N. Rosa, 1982. *Petrografía y estructura de la Sierra del Medio, provincia del Chubut*. IX Congr. Geol. Arg. en prensa.
- Malvicini, L. y E. J. Llambías, 1974. *Metalogénesis del manganeso en el Macizo Nordpatagónico*. V Congr. Geol. Arg. Actas II: 203-221.
- Nullo, F. E., 1978. *Descripción geológica de la Hoja 41 d, Lipetrén*. Secr. Est. Min. Serv. Geol. Nac., Bol 158: 1-88, Buenos Aires.
- O'Hara, M. J., 1977. *Geochemical evolution during crystallisation of a periodically refilled magma chamber*. Nature, 266, 503-507.
- O'Hara, M. J. y R. E. Mathews, 1981. *Geochemical evolution in an advancing periodically replenished, periodically tapped continuously fractionated magma chamber*. Jour. Geol. Soc., 138: 237-277. London.
- Peccerillo A. y S. R. Taylor, 1976. *Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, Northern Turkey*. Contr. Mineral Petrol. 68: 63-81.



- Rapela, C. W., 1982. Aspectos geoquímicos y petrológicos del batolito de Achala, provincia de Córdoba. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, 27: 313-330.
- Rapela, C. W. y E. J. Llambías, *Evolución magmática y relaciones regionales de los complejos eruptivos de La Esperanza, provincia de Río Negro*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, en prensa.
- Rapela, C. W., L. A. Spalletti y J. C. Merodio, 1983. *Evolución magmática y geotectónica de la serie Andesítica andina (Paleoceno-Eoceno) en la Cordillera Nordpatagónica*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, 38, (3-4): 469-484.
- Ravazzoli I. A. y F. L. Sesana, 1977. *Descripción geológica de la Hoja 41 c, Río Chico, provincia de Río Negro*. *Serv. Geol. Nac., Bol.* 148, Buenos Aires.
- Sides, J. R., M. E. Brickford, R. D. Shuster y R. L. Nusbaum, 1981. *Calderas in the Precambrian Terrane of the St. Francois Mountains Southeastern Missouri*. *Journ. Geoph. Res.*, 86, B11: 10349-10364.
- Stipanovic, P. N. y E. J. Methol, 1972. *Macizo de Somun Cura*. en *Geología Regional Argentina*, *Acad. Nac. Cienc.*: 581-599, Córdoba.
- Stipanovic, P. N., F. Rodrigo, O. L. Baulies, y C. G. Martínez, 1968. *Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, 23: 67-99.
- Streckeisen, A., 1979. *A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks*. *N. Jb. Miner. Abh.* 136: 169-206.
- Taylor, S. R., 1969. *Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks*. En *Proc. Andesite Conf.* (A. R. McBirney, ed.): 49-64, Oregón.
- Vilela, C. R. y J. C. Riggi, 1956. *Rasgos geológicos y petrográficos de la sierra de Lihue-Ca'el y área circundante*. *Asoc. Geol. Arg. Rev.*, 11: 217-272.
- Volkheimer, W., 1964. *Estratigrafía de la zona extraandina del Departamento de Chubut entre los paralelos 42° y 42°30' y los meridianos 70° y 71°*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XIX (2): 85-107, Buenos Aires.
- Wichmann, R., 1918. *Sobre la constitución geológica del Territorio del Río Negro y la región vecina (especialmente de la parte oriental entre el río Negro y Valcheta)*. *Primera Reunión Nac. Soc. Arg. Cienc. Nat., Tucumán*: 90-107, Tucumán.
- Wichmann, R., 1927. *Resultado de un viaje de estudios geológicos en los territorios del Río Negro y del Chubut, efectuado durante los meses de enero hasta julio del año 1923*. *Dir. Gral. Min. Geol. e Hidrol., Publ.*, 33, Buenos Aires
- Zanettini, J. C., 1980. *Sedimentitas triásicas al sur de Sierra Grande (provincias de Río Negro y Chubut)*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, 35, 301-307.

Recibido: 20 de julio, 1983.

Aceptado: 27 de junio, 1984.

EDUARDO J. LLAMBIAS

CONICET - Servicio Minero Nacional,  
Santa Fe 1584 4º Piso, 1060 Buenos Aires

CARLOS W. RAPELA

CONICET. Universidad Nacional de La Plata.  
Centro de Investigaciones Geológicas  
Calle 1 Nº 644 - 1900 La Plata

## SOCIEDADE BRASILEIRA DE PALEONTOLOGIA

### IXº CONGRESO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA

1 al 7 de setiembre de 1985

FORTALEZA, CE - BRASIL

TEMA BASE: CRETACICO

#### INFORMES E INSCRIPCION:

Comissão Organizadora  
IX Congresso Brasileiro de Paleontologia  
Rua Tiburcio Cavalcante 1457  
(60.000) Fortaleza, CE - Brasil

## SIGNIFICADO PALEOAMBIENTAL DE LOS DEPOSITOS DEL PLEISTOCENO TARDIO DE CAMET NORTE (PARTIDO DE MAR CHIQUITA, PROVINCIA DE BUENOS AIRES)

JORGE L. FASANO, FEDERICO I. ISLA y ENRIQUE J. SCHNACK

### Resumen

La sección estudiada, expuesta en unos 300 m en la costa, corresponde a una pequeña cuenca excavada en sedimentos loessoides del Pleistoceno tardío. Se han reconocido distintos tipos de laminaciones intraplegadas predominantemente asociadas a diamictas. Estas, juntamente con las concreciones carbonáticas de tipo palmar pseudoestratificadas que aparecen hacia los bordes de la cuenca en su porción superior, permiten inferir el carácter lagunar de la sedimentación. Las estructuras deformacionales indican la producción de esporádicos fenómenos de remoción en masa, generando flujos densos, que tuvieron lugar como consecuencia de precipitaciones concentradas en condiciones de clima árido, típicas del último ciclo eólico loessoides del Pleistoceno tardío.

### Abstract

The studied section, a 300 m long exposure at the coastline, corresponds to a small lacustrine basin excavated in Late Pleistocene aeolian, loess-like sediments. Several types of convoluted laminations, commonly associated to diamicts have been recognized in fine-grained sediments (silts and clays). These structures, together with the CaCO<sub>3</sub> planar concretions which appear towards the basin edge, indicate the "lacustrine" character of the sedimentation. The deformational structures are thought to have been produced by mass movements generating dense flows, as a consequence of concentrated rainfall under the arid to semi-arid conditions prevailing during the last aeolian cycle of the Pleistocene.

### Introducción

La presente contribución tiene por objeto describir las estructuras sedimentarias de una secuencia expuesta en la costa de la localidad de Camet Norte (fig 1) y analizar su significado paleoambiental.

Los sedimentos estudiados corresponden a la Facies Camet Norte de la Formación Santa Clara (Pleistoceno tardío; Schnack *et al.*, 1982) y están expuestos en un tramo costero de alrededor de 300 metros. Son depósitos predominantemente lacustres que constituyen el relleno de una pequeña depresión excavada en limos arenosos a arcillosos con manifestaciones carbonáticas integrantes de la citada Formación. Estos sedimentos serían asimilables, al menos parcialmente, al piso "bonaerense" y aquéllos al "lujanense" (Frenguelli, 1950).

En base a las relaciones de yacencia y a las estructuras sedimentarias se intenta aportar evidencias sobre las características ambientales, dinámicas y evolutivas asociadas.

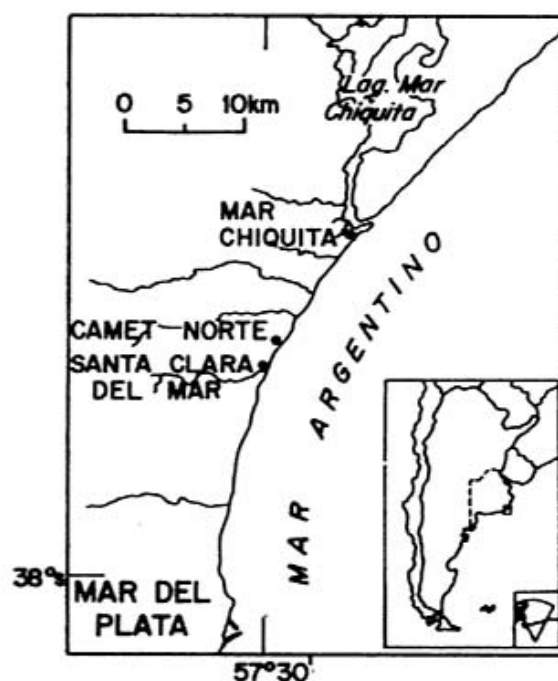


Figura 1. — Mapa de ubicación.

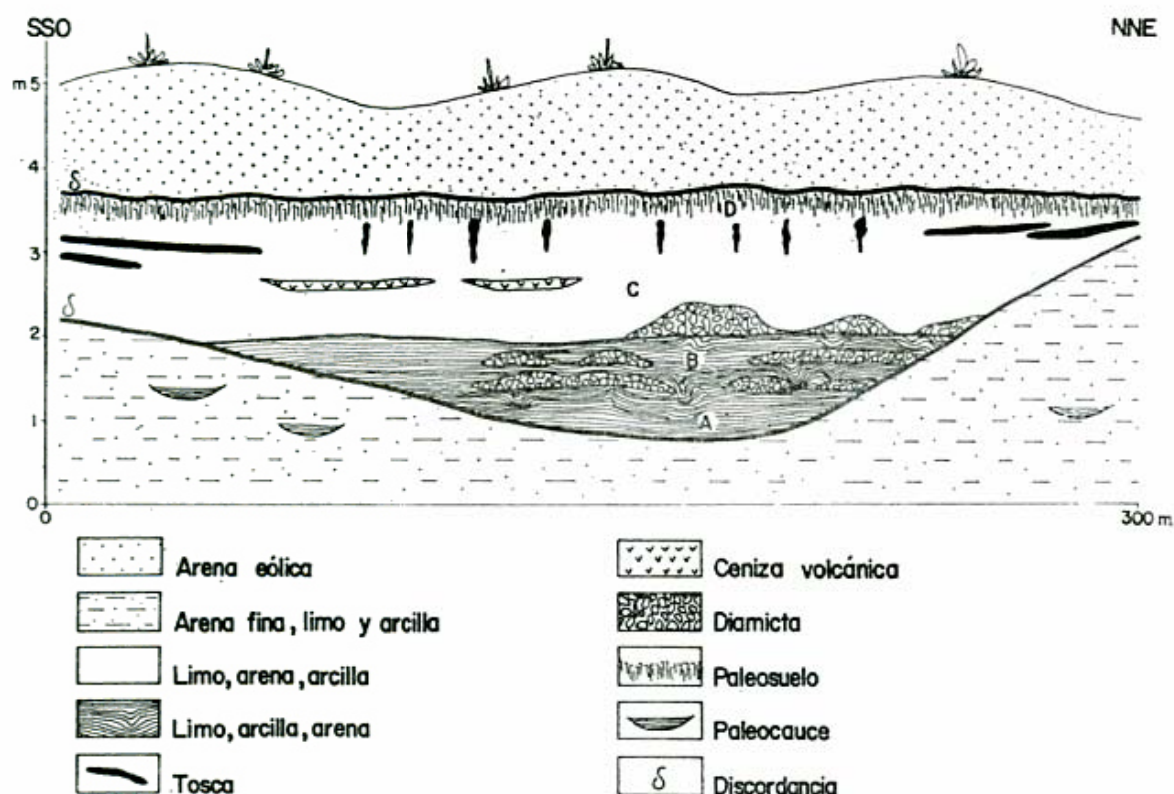


Figura 2. — Corte esquemático de la sección de Camet Norte (Pleistoceno tardío-Holoceno).

### Descripción de la secuencia

Se han reconocido, de abajo hacia arriba, las siguientes unidades en función de sus características litológicas y de sus estructuras sedimentarias (fig. 2):

a) la sección inferior, constituida por 0,1-0,2 m de un limo arcilloso de color azul grisáceo muy oscuro, masivo, que forma parte del depósito basal y más profundo de esta depresión;

b) hacia arriba, y en un espesor variable de hasta 0,7 m, se desarrolla un depósito constituido por limos arcillosos y arcillas, finamente laminadas, de colores alternantes verdes a verde amarillentos, con laminaciones intraplegadas que suelen presentar diseños complejos (lám. 1a). Estos alternan lateral y verticalmente con brechas intraformacionales (lám. 1b), donde se observan clastos angulosos de hasta 100 mm de elongación mayor, constituidos por las mismas pelitas laminadas, con disposición caótica. En estos niveles se hallaron restos de *Glyptodon sp.*, de edad mamífero ensenadense y lujanense (*sensu* Pascual *et al.*, 1956);

c) Hacia arriba el depósito pasa transicionalmente a un limo arenoso de color castaño, componiendo estratos horizontales a subhorizontales de hasta 0,12 m de espesor, con rodados de tosca de diámetros mayores de 60 mm; en algunos sectores se intercalan depósitos brechosos similares a los descritos anteriormente y niveles arenosos en relaciones discordantes. En la parte media de esta unidad se dispone una capa de ceniza volcánica blanquecina de 0,10-0,15 m de espesor (figura 2), que correspondería a la ceniza "alfa" de Kraglievich (1953) dentro de su Formación Lobería. La parte superior del depósito es más arenosa y son frecuentes los nódulos y tabiques de tosca. Como carácter saliente se destaca la presencia de concreciones carbonáticas planares, horizontales, que definen pseudo planos de estratificación, y se muestran con mayor frecuencia hacia los bordes de la cuenca (lám. 1c).

d) La secuencia remata en un horizonte B textural que hacia el centro de la cuenca corresponde a depósitos areno-limosos con abundante materia orgánica, portadores de *Biomphalaria sp.*, correlacionables con el "platense fluvial" de Frenguelli

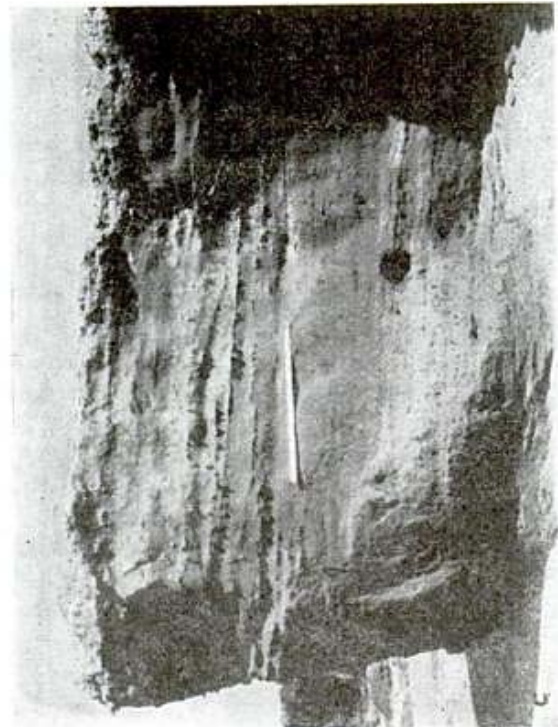


Lámina 1. — *a)* Laminaciones intraplegadas de diseño complejo; *b)* Brecha intraformacional. Obsérvese la angularidad de los clastos; *c)* Concreciones planares de "tosca" en la porción superior de la sección, hacia el borde sur; *d)* Pliegue sinclinal en "V".

(1950), sobre los cuales se asientan discordantemente las arenas eólicas definidas como Formación Faro Querandí (Schnack *et al.*, 1982).

Los sedimentos descritos en (a), (b) y parcialmente en (c) serían correlacionables con el "lujanense" (Frenguelli, 1950) y con las Formaciones Santa Isabel y Cobo (Kraglievich, 1953). La evidencia recogida por los autores indica que estos sedimentos "lujanenses" constituyen una variación facial de los limos arenosos "bonaerenses". Esta interpretación concuerda con las ideas de Rovereto (en Frenguelli y Outes, 1924: 312) "...quien, modificando la interpretación de Ameghino, había sostenido que el lujanense no era de sedimentación post-bonaerense, sino una facies, de sustitución lateral, del bonaerense; o en otros términos, un bonaerense lacustre". También Kraglievich (en Frenguelli y Outes, 1924: 322) consideraba que, en parte, el lujanense y el bonaerense eran heterópicos.

### La laminación intraplegada

#### Descripción

La estructura convoluta o intraplegada se presenta asociada a las brechas intraformacionales y se encuentra principalmente en limos y limos arcillosos. Fundamentalmente se distinguen tres eventos asociados a condiciones de alta energía, separadas por períodos de mayor tranquilidad conforme a las laminaciones presentes en los sedimentos (fig. 2). De los tres eventos mencionados, los dos más antiguos se evidencian por depósitos producidos por corrientes densas que "brechan" los sedimentos verdosos laminados infrayacentes, alcanzando espesores de hasta 0,3-0,4 m. El tercero representa un episodio de mayor transporte áqueo, de flujo canalizado, consistente en sedimentos limo-arenosos de color castaño con clastos de tosca redondeados de hasta 50-60 mm —ausentes en las brechas inferiores—, y con una estratificación grosera. En algunos sectores se observó un contacto muy neto entre los sedimentos laminados y estos depósitos de mala selección.

La laminación convoluta presenta los característicos anticlinales y sinclinales en

"V" o en "U" (lám. 1 d), pudiéndose observar en algunos de ellos las "llamas" o "digitaciones" (*streaked-out ripples* de Sanders, 1960), si bien éstas no abundan. También se observan pliegues asimétricos con las crestas dobladas, sinclinales redondeados y pliegues recumbentes. Las dimensiones de los pliegues en general no sobrepasan los 0,1 m, y su diseño adquiere frecuentemente gran complejidad.

#### Génesis

Las estructuras convolutas se forman en distintos ambientes y resultan de una variedad de factores. McKee y Goldberg (1969) realizaron una serie de experimentos en fangos laminados obteniendo estructuras convolutas por efectos de cargas desiguales.

Williams (1960) señala el importante rol de la propiedad de licuefacción de sedimentos inconsolidados saturados en la laminación convoluta. El diseño final depende de las partes de las láminas que por presentar mayor granometría o un empaquetamiento más denso han permanecido sólidas. Independientemente de las causas de la licuefacción y del movimiento dentro de una capa, en los casos de flujo intracratral simple sólo se puede deducir que el flujo ocurrió perpendicularmente a los ejes de los pliegues convolutos, aunque debido a las posiciones irregulares de los planos axiales y direcciones de recumbencia, la dirección del movimiento real no puede ser determinada.

Si bien son más los argumentos que favorecen un origen post-depositacional (Rich, 1950), Kuenen (1953) considera que la laminación convoluta es sindeposicional y la atribuye a la intensificación de óndulas por presión hidrodinámica combinada con carga en los senos.

Por su parte, Sanders (1960) propone la existencia de un ajuste deformacional de capas de arena cohesivas a lo largo del plano o planos basales tipo *décollement* localizado ya sea dentro de la capa de arena o en su base. Los anticlinales con dicho ajuste proporcionarían la rugosidad de superficie equivalente a las óndulas producidas en los sedimentos sin cohesión.

Estratificaciones convolutas han sido citadas para lagos y cuerpos lagunares reconociendo orígenes distintos. Taylor (1956)

describe una zona de 30 a 50 cm de "involuciones" en lagos proglaciales del Wisconsin tardío, considerándolas producto de la acción de congelamiento. Para el lago proglacial Garibaldi, Mathews (1956) señala que los limos y arcillas disturbadas y brechadas observadas en un testigo de fondo indican movimientos subácueos de origen gravitatorio. Opina que las arcillas son "sensibles" y que contienen suficiente agua como para exceder el límite líquido, pudiendo ser inducido el flujo por perturbaciones.

En los alrededores de La Plata se han descrito estratificaciones convolutas en sedimentos lagunares de la Formación Enseñada (Cortelezzi, 1979; Cortelezzi y Weibchen, 1981). Consideran que se formaron como consecuencia de cargas de sedimentos de distintas densidades en ambientes ácuos.

En Camet Norte, la asociación de las estructuras convolutas con las diamictas induce a pensar en un origen postdeposicional para aquéllas. Incrementos en la energía de la corriente originan deslizamientos y derrumbes que brechan los sedimentos infrayacentes y, como consecuencia de estas perturbaciones y como respuesta a presiones de carga, se originan flujos plásticos. Dzulynski y Smith (1963) ya habían destacado que muchas estructuras de este tipo se forman como consecuencia de presiones de carga. Friedman y Sanders (1978) destacan que en los deslizamientos subacuáticos de sedimentos se puede llegar a producir la destrucción de la estratificación, originándose un depósito caótico, con gran variedad de tamaños y láminas intensamente deformadas. Estos autores lo denominan flujo subácueo de escombros.

### Significado paleoambiental de la secuencia de Camet Norte

Los depósitos aquí considerados como Facies Camet Norte constituyen un ambiente lagunar que se desarrolló durante la depositación de los limos arenosos eólicos con alto contenido de material piroclástico. Los afloramientos observados de esta secuencia rellenan depresiones excavadas en los sedimentos "pampeanos" del Pleistoceno superior, y no sobrepasan los 300 m medidos a lo largo de la costa actual.

La profundidad inicial de ese cuerpo de agua no debía superar los dos metros.

La presencia de sedimentos finos laminados de coloraciones grises oscuras evidencia condiciones reductoras en el fondo de esta laguna y una progresiva oxidación hacia arriba manifestada por el pasaje hacia colores verdes y castaños coincidentes con la colmatación de esta pequeña cuenca. Las pelitas se presentan predominantemente laminadas, lo que estaría indicando un medio ácuo tranquilo con variaciones estacionales. En otros sectores es dable observar pequeñas óndulas semejantes a las obtenidas por McKee y Goldberg (1969) al producirse depositación de fangos en condiciones de movimiento ondoso del agua.

La presencia localizada de brechas intraformacionales constituidas por las pelitas laminadas indicaría ocasionales corrientes de fondo. Estas variaciones en la energía del sistema podrían deberse a precipitaciones de tipo torrencial. La angularidad de los cascajos, la poca consolidación de estas pelitas y la naturaleza intraformacional de las brechas (lám. 1 b) hacen suponer una corta distancia de transporte.

La pobre selección de este depósito (cascajos de hasta 100 mm en una matriz pelítica) y su disposición caótica, permiten considerarlo como una diamicta depositada por corrientes densas, poco fluidas, corroborando la naturaleza torrencial que les dio origen. Sturm y Matter (1978) en su modelo depositacional para lagos, mencionan, como característicos del fondo, barros laminados y depósitos producidos por corrientes de turbidez (*underflows*). Friedman y Sanders (1978) vinculan depósitos caóticos y mal seleccionados, con intensa deformación, a deslizamientos subácueos. La situación que describen es muy semejante a la encontrada en esta zona, donde se observan laminaciones convolutas en los depósitos de fondo.

Las diamictas constituidas por una matriz limosa a limo-arenosa con clastos de tosca, indican un origen vinculado a fenómenos de remoción en masa, con cierta fluidez. Depósitos semejantes a los descritos han sido citados para el Pleistoceno medio y tardío en el área de Punta Hermengo (Tonni y Fidalgo, 1982).

Con respecto a las capas que presentan concreciones carbonáticas planares, horizontales, en el nivel (c) (fig. 2 y lám. 1 c)

las mismas son comunes en las costas de lagos debido a incrementos en la temperatura y u o pH y a la actividad fotosintética (Reeves, 1968). El mismo autor menciona lentes de  $\text{CO}_3\text{Ca}$  donde existe una deposición intermitente lacustre y eólica (tanto para arenas eólicas como para loess) que usualmente se describen como zonas de "caliche" y no como carbonatos lacustres. Estos niveles entoscados ubicados hacia el tope de la secuencia y bordes de la cuenca, indicarían períodos de sequedad estacional, y están asociados a una progresiva colmatación con una mayor participación eólica.

### Conclusiones

- La facies Camet Norte constituye el depósito de un ambiente lagunar formado durante el último ciclo eólico loessoidal del Pleistoceno tardío.
- Se considera que estos sedimentos lagunares, asimilables al lujanense, constituyen una variación facial del piso bonaerense de Frenguelli (1950).
- La presencia de brechas intraformacionales y laminaciones convolutas asociadas están indicando una íntima relación genética entre ellas.

- Se atribuye la formación de estas estructuras a fenómenos de remoción en masa originados por precipitaciones concentradas.
- Dentro del cuerpo lagunar el sedimento se resuelve en flujos densos.
- La progresiva colmatación de la laguna se asocia a períodos de mayor sequedad, como lo evidencian las capas de tosca de tipo planar en el tope de la secuencia.
- El desarrollo de estos ambientes se atribuye a condiciones de clima árido a semiárido continental, con ocasionales precipitaciones concentradas, en las postimerías del último hemicycleo glacial.

### Agradecimientos

Los autores agradecen a los Drs. Luis A. Spalletti y Eduardo Tonni por la revisión crítica del manuscrito y por sus interesantes sugerencias. Asimismo, el Dr. Tonni determinó el vertebrado fósil citado. Las ilustraciones fueron elaboradas en su forma final por la cartógrafa Alicia N. Dirisio.

### Lista de trabajos citados en el texto

- Cortelezzi, C. R., 1979. *Estratificación convoluta en sedimentos de la Formación Ensenada, Pleistoceno, de los alrededores de La Plata, Provincia de Buenos Aires, República Argentina*. VII Congr. Geol. Arg., Actas 2: 683-693. Buenos Aires.
- Cortelezzi, C. R. y G. Weibchen, 1981. *Observaciones de estratos con estructura convoluta en los alrededores de La Plata, Provincia de Buenos Aires*. VIII Congr. Geol. Arg., Actas 4: 633-637. Buenos Aires.
- Dzulynski, S. y J. J. Smith, 1963. *Convolute lamination, its origin, preservation and directional significance*. Jour. Sed. Petrol. 33: 616-627.
- Frenguelli, J., 1950. *Rasgos generales de la morfología y geología de la provincia de Buenos Aires*. LEMIT Ser. 2 (33): 72 pp., La Plata.
- Frenguelli, J., F. F. Outes, 1924. *Posición estratigráfica y antigüedad relativa de los restos de industria humana hallados en Miramar*. Physis 8: 177-398. Buenos Aires.
- Friedman, G. M. y J. E. Sanders., 1978. *Principles of sedimentology*. John Wiley, 792 pp. New York.
- Kraglievich, J. L., 1953. *La llanura bonaerense a través de un perfil geológico*. Rev. Mundo Atómico, setiembre 1953: 88-98.
- Kuenen, Ph. H., 1953. *Significant features of graded bedding*. Am. Assoc. Petroleum Geologists, Bull 37 (5): 1044-1066, Tulsa.
- Mathews, W. H., 1956. *Physial limnology and sedimentation in a glacial lake*. Geol. Soc. Amer. Bull. 67: 537-552, Boulder.
- Mc Kee, E. D. y M. Goldberg, 1969. *Experiments on formation of contorted structure in mud*. Geol. Soc. Amer. Bull. 80: 231-244, Boulder.
- Pascual, R., E. J. Ortega Hinojosa, D. Gondar y E. Tonni, 1965. *Las edades de Cenozoico mamífero de la Argentina con especial atención a aquellas del territorio bonaerense*. An. Com. Invest. Cient. Prov. Buenos Aires. 6: 165-193.

- Reeves Jr., C. C., 1968. *Introduction to Paleolimnology, en Development in Sedimentology* 11. Elsevier Publishing Company, 228 pp. Amsterdam.
- Rich, J. L., 1950. *Flow markings, grooving and intra-stratal crumplings as criteria for recognition of slope deposits with illustrations from Silurian rocks of Wales*. Am. Assoc. Petroleum Geologists, Bull. 34 (4): 717-741, Tulsa.
- Sanders, J. E., 1960. *Origin of convoluted laminae*. Geol. Mag. 97 (5): 409-421.
- Schnack, E. J., J. L. Fasano y F. I. Isla, 1982. *The evolution of Mar Chiquita Lagoon coast, Buenos Aires province, Argentina*. En Colquhoun, D. J. (ed.), *Holocene Sea Level Fluctuations, Magnitude and Causes*. IGCP-INQUA, Columbia S.C., U.S.A.: 143-155.
- Sturm, M. y A. Matter, 1978. *Turbidites and varves in Lake Brienz, Switzerland: Deposition of clastic detritus by density currents*. En Matter, A. y Tucker, M.E. (eds.), *Modern and ancient lake sediments*. Spec. Publ., Int. Ass. Sediment 2: 147-168.
- Taylor, R. S., 1956. *Glacial geology of north-central Keewatin, Northwest territories, Canada*. Geol. Soc. Amer. Bull. 67: 943-956, Boulder.
- Tonni, E. P. y F. Fidalgo, 1982. *Geología y paleontología de los sedimentos del Pleistoceno en el área de Punta Hermengo (Miramar, Prov. de Buenos Aires, República Argentina): aspectos paleoclimáticos*. Ameghiniana 19 (1-2): 79-108. Buenos Aires.
- Williams, E., 1960. *Intra-stratal flow and convolute folding*. Geol. Mag. 98 (3): 108-214.

Recibido: 25 de julio, 1983.

Aceptado: 27 de julio, 1984.

JORGE L. FASANO

FEDERICO I. ISLA

ENRIQUE J. SCHNACK

Centro de Geología de Costas (Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires - Universidad Nacional de Mar del Plata), Casilla de Correos 722, Correo Central, 7600 Mar del Plata, Argentina

## I. A. R. H.

### INSTITUTO ARGENTINO DE RECURSOS HIDRICOS

El I.A.R.H. se constituye como una Asociación Civil sin fines de lucro que, tendrá por objetivo básico promover el uso múltiple, racional y con sentido social de los recursos hídricos, asegurando su preservación, como uno de los medios para acceder al desarrollo nacional, defender la calidad de vida de los habitantes y propender al logro del bien común.

Para consultar la Declaración de Principios y Propósitos, dirigirse a:  
SEDE PROVISORIA: Ruiz Huidobro 1615 (1429) Buenos Aires Tel. 70-2628.



## FACIES DE ABANICO SUBMARINO EN EL GRUPO TEPUEL (PALEOZOICO SUPERIOR) PROVINCIA DEL CHUBUT

OSCAR LOPEZ GAMUNDI y CARLOS O. LIMARINO

### Resumen

El grupo Tepuel es una secuencia clástica depositada durante el Paleozoico superior en la Cuenca Central Patagónica. Esta secuencia ha sido estudiada desde un punto de vista sedimentológico y facial, lo que ha permitido dividir a la sección II del Grupo, la cual contiene los "niveles glacimarininos" de Suero (1948), en cinco facies sedimentarias:

facies A: diamictitas gruesas y pelitas guijarrosas;

facies B: pelitas laminadas;

facies C: areniscas y pelitas alternantes;

facies D: areniscas medianas y guijarrosas;

facies E: ortoconglomerados polimícticos.

Estas facies fueron agrupadas en asociaciones faciales de acuerdo con sus relaciones espaciales.

La facies A corresponde a flujos de detritos; los conglomerados de la facies E y las areniscas medianas a gruesas de la facies D representan en su conjunto depósitos de relleno de canal producidos por corrientes de turbidez arenosas de alta densidad.

Las rocas de la facies B responden a condiciones hemipelágicas de sedimentación en zonas de intercanal. Los depósitos de la facies C fueron producidos por corrientes de turbidez diluidas de baja densidad en zonas de margen de canal.

La presencia de niveles carbonáticos lenticulares indica que la sedimentación de la mayoría de los depósitos tuvo lugar por encima de la profundidad de compensación de la calcita.

### Introducción

El Grupo Tepuel conforma una de las secuencias neopaleozoicas más potentes de la República Argentina. Depositada durante gran parte del Carbónico y el Pérmico inferior, la unidad de referencia se encuentra formada por sedimentitas clásticas, preferentemente marinas en el sector occidental de la cuenca que se continentalizan hacia el este (Suero, 1962).

Desde los primeros estudios ha llamado la atención la presencia de algunos niveles diamictíticos (Suero, 1948) a los que se ha atribuido origen glacimarinino (Suero, 1948,

### Abstract

The Tepuel Group is a clastic sequence deposited during Late Paleozoic times in the Central Patagonian Basin. This sequence has been studied from a sedimentological and facial point of view. Five facies have been established in the section II (middle part) of the Tepuel Group, which contains the so called "niveles glacimarininos" (glacimarine levels) described by Suero (1948):

facies A: coarse diamictites and pebbly mudstones;

facies B: laminated claystones and mudstones;

facies C: alternating fine sandstones and mudstones;

facies D: medium-grained to pebbly sandstones;

facies E: clast-supported conglomerates.

These facies were grouped in facies associations according to their spatial relationships. Facies A corresponds to debris flow deposits; conglomerates (facies E) and medium to coarse sandstones (facies D) represent channel fillings by high sandy turbidity flows.

Fine grained rocks of facies B comprise inter-channel hemipelagic conditions of sedimentation. Dilute low density turbidity flows produced the facies C deposits, placed in a channel-margin location.

The sedimentation of most deposits have taken place above the calcite compensation depth (CCD) judging by the presence of lens-like calcareous levels along the sequence.

1952), aunque más tarde Frakes y Crowell (1969), Frakes *et al.* (1969) y González (1972) los consideraron como producto de torrentes de barro subácueos.

En este trabajo se han estudiado las diamictitas y rocas asociadas en la sierra de Tepuel (fig. 1), dividiéndose la secuencia en facies sedimentarias en función de las características litológicas, de estructuras sedimentarias, morfología de los bancos y ciclicidad. Se propone al mismo tiempo un modelo de sedimentación en el que se incluye a todas las facies definidas, las que son

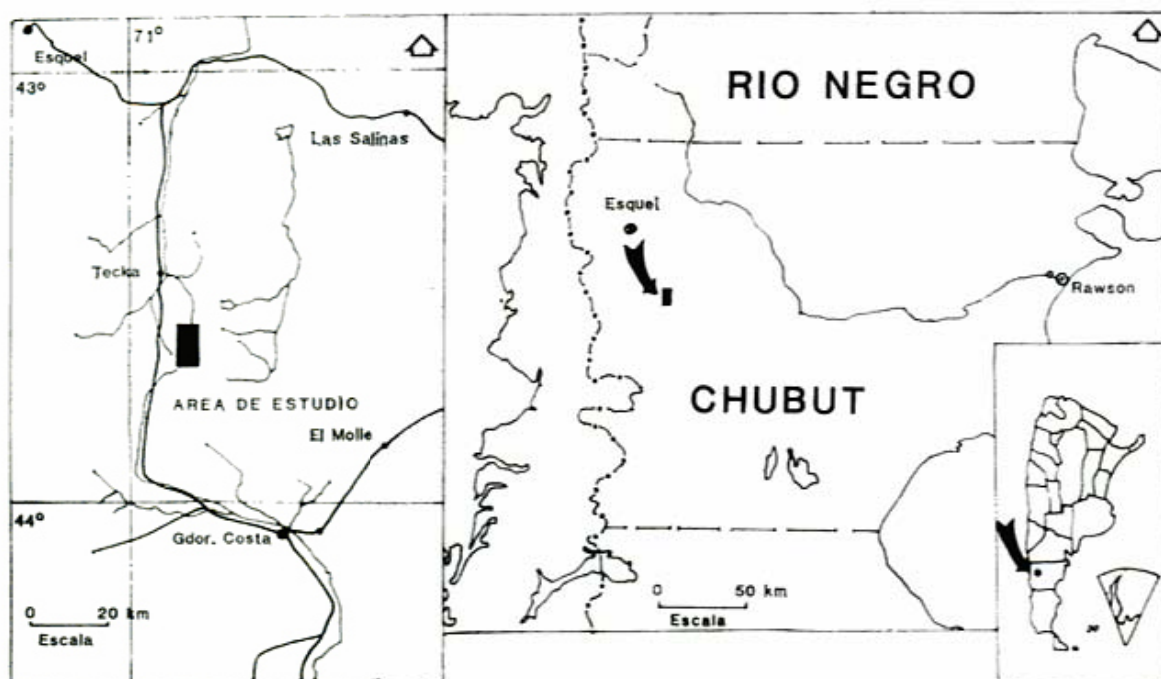


Figura 1. — Ubicación del área de estudio.

consideradas depósitos de abanico submarino, producidos en su mayor parte por la acción de flujos turbidíticos.

#### Ubicación estratigráfica de la secuencia estudiada

El perfil de la sierra de Tepuel levantado por Suero (1948) constituye una exposición clásica para el conocimiento de la estratigrafía neopaleozoica del Chubut extrandino. El espesor de la secuencia aflorante, el cual fue calculado por Suero (1948) en 500 m aproximadamente, junto a sus marcados cambios faciales y amplio registro cronológico llevan a considerar el área de referencia como propicia para la realización de estudios paleoambientales. A fin de cumplir con el objetivo señalado se procedió al levantamiento de un perfil de detalle de la unidad, sobre una traza ligeramente diferente a la utilizada por Suero (1948).

Al realizar los trabajos de campo, de acuerdo con Page *et al.* (1983), se consideró conveniente dividir a la secuencia en tres secciones.

La sección I (inferior) se caracteriza por abundantes psamitas, por la pobreza de estructuras sedimentarias en el interior de los bancos y por la ausencia de niveles po-

tentes de diamictitas. La sección II (parte media) es la de mayor espesor del Grupo y presenta los niveles de diamictitas descritos por Suero (1948, 1952), Perrot (1960), Frakes y Crowell (1969) y Frakes *et al.* (1969). Con estas rocas se asocian limolitas, lutitas (portadoras de invertebrados marinos), fangolitas guijarrosas, areniscas, areniscas guijarrosas, ortoconglomerados polimícticos y escasos niveles lenticulares carbonáticos. Sobre esta sección se realizaron los estudios sedimentológicos por lo que su descripción detallada será efectuada en el próximo capítulo. La sección III (superior) se encuentra formada por areniscas, ortoconglomerados polimícticos y algunos niveles de pelitas que contienen restos mal conservados de plantas. Las distintas litologías se presentan en bancos lenticulares en el interior de los cuales es frecuente la estratificación entrecruzada. No se ha observado la presencia de niveles de diamictitas.

#### Facies sedimentarias de la sección II

Como se habrá podido advertir, la sección II del Grupo Tepuel incluye a una amplia variedad de rocas sedimentarias. A esta heterogeneidad litológica deben agregarse los distintos tipos de estructuras observadas, junto a la diferente forma, potencia y disposición de los estratos. Estas caracte-

rísticas permiten separar dentro de la secuencia intervalos que presentan rasgos comunes y que han sido denominados facies sedimentarias, son ellas:

Facies A: Facies de diamictitas gruesas y pelitas guijarrosas.

Facies B: Facies de pelitas laminadas.

Facies C: Facies de areniscas y pelitas alternantes.

Facies D: Facies de areniscas medianas y guijarrosas.

Facies E: Facies de ortoconglomerados polimícticos.

Las características principales y espesores medios observados de las distintas facies se muestran en el cuadro 1 y en la figura 2.

### Descripción de las facies sedimentarias

#### Facies A

Se incluyen en esta facies rocas de amplio espectro granulométrico (desde psefitas hasta pelitas guijarrosas), que como caracte-

rística común principal muestran una baja relación clastos/matriz (inferior al 20 %) la naturaleza de esta última es limo-arcillosa presentando la roca un esqueleto quebrantado.

En este trabajo se utiliza el término textural descriptivo *diamictita* en el sentido de Flint *et al.* (1960) y Spalletti (1980), para todas las rocas psefíticas-psamíticas que poseen abundante matriz de naturaleza limo-arcillosa.

Desde el punto de vista granulométrico, esta unidad sedimentaria está formada por paraconglomerados, fangolitas guijarrosas y escasos lentes de areniscas medianas con guijas. Las distintas especies litológicas conforman megasecuencias de carácter grano-decreciente, de espesor variable entre los 10 y 60 m; cada ciclo está compuesto por un nivel paraconglomerádico basal (que ocupa aproximadamente el 50 % del espesor total) el cual gradúa hacia arriba por disminución en la relación clastos/matriz a pelitas guijarrosas, las que a su vez son cubiertas por limolitas y lutitas de la facies B. Ocasionalmente suelen intercalarse entre los paraconglomerados masas deformadas de arenis-

CUADRO I. — Características e interpretación de las facies.

FACIES													FORMA DE LOS BANCOS	ESPESOR DE LOS BANCOS	ESPESOR MEDIO DE LA FACIES(m)	FORMA DE LA FACIES	INTERPRETACION
	Pc	Pg	Ag	Oc	A	P	M	D	B	Pr	Pd						
A													T (tabular)	mg (muy gruesos)	50	T	flujos de detritos
B													T	mg	55	T	sedimentación hemipelágica
C													T	g-f(finos)	20	L	turbiditas clásicas
D													T-L	mg-g	35	T-L	flujos turbidíticos arenosos
E													L (denticular)	mg-g	10	L	conglomerados resedimentados

Pc: Paraconglomerada

Ag: Arenisca guijarrosa

A: Arenisca

M: Masiva

B: Biaturbación

Pd: Postdeposicionales

Pg: Pelita guijarrosa

Oc: Ortoconglomerados

P: Pelita

D: Deposicionales

Pr: Predeposicionales

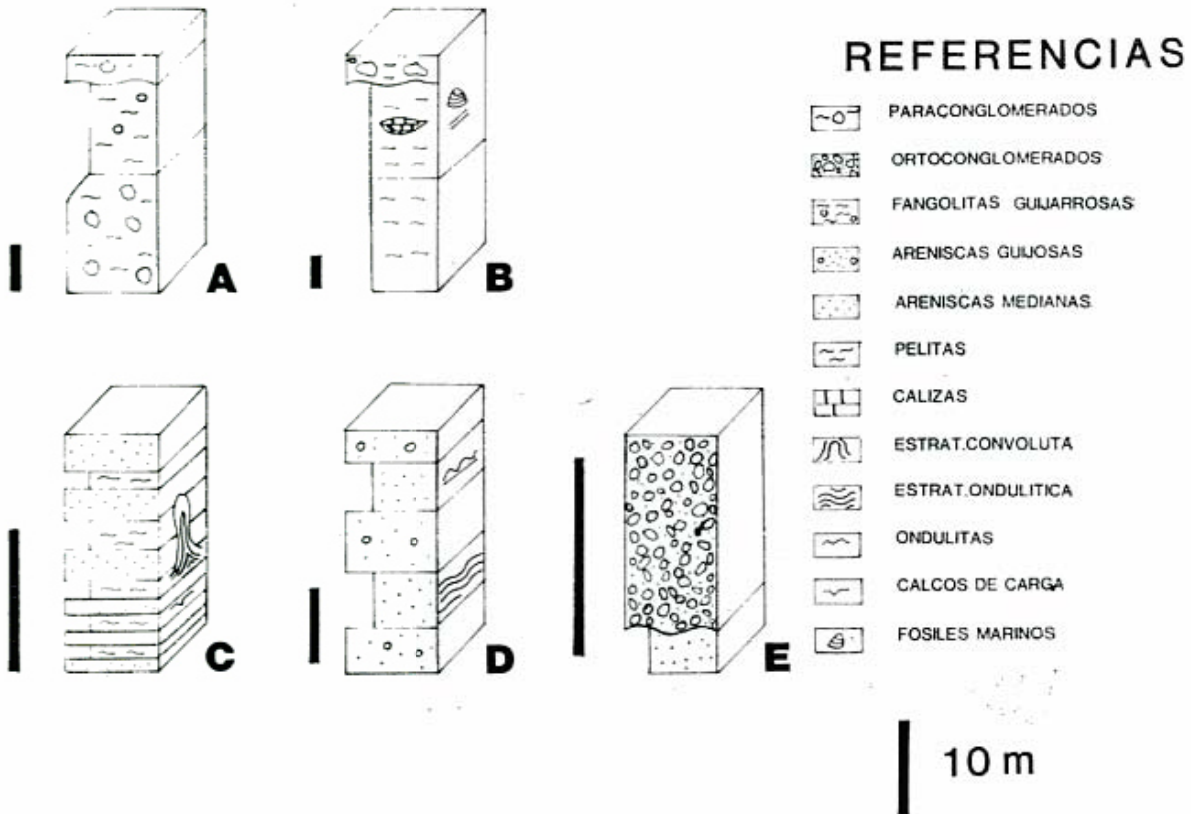


Figura 2. — Facies sedimentarias.

cas gujarrosas y areniscas medianas. Es notable el carácter macizo y fuertemente lenticular de estas intercalaciones que varían entre 2 y 8 m de longitud; los contactos tanto superiores como inferiores son netos y muy irregulares.

Esta facies presenta una típica coloración gris oscura y una marcada continuidad lateral a nivel de afloramiento, característica esta ya señalada por Suero (1948) y confirmada por Freytes (1970), quien ha utilizado a las diamictitas como niveles de correlación.

Los paraconglomerados conforman el 50 % de la facies y corresponden a rocas de color oscuro, formadas por una matriz limo-arcillosa en la que se disponen en forma caótica clastos de hasta 20 cm de diámetro máximo y de 3 a 5 cm de diámetro medio.

Litológicamente la fracción clástica mayor está formada por granito, cuarzo lechoso, rocas eruptivas (andesitas), rocas metamórficas esquistosas y escasas guija de roca probablemente sedimentarias de color oscuro. Es destacable la presencia de algunos clastos estriados. Estas rocas conforman bancos tabulares, macizos, por regla general

muy gruesos (más de 100 cm, escala de Ingram, 1954) de contacto inferior neto y superior transicional; solo en ocasiones se observa el desarrollo de una fábrica planar de los ejes mayores de los clastos.

Las pelitas gujarrosas (45 %) son de color gris oscuro y se presentan en bancos tabulares muy gruesos, macizos, de contactos transicionales, en donde las guijas raramente superan los dos centímetros de diámetro máximo. Verticalmente se observa una grosera disminución en la relación clastos/matriz lo que confiere un carácter gradado a gran escala a estas rocas.

Por último, es destacable señalar que las rocas incluidas en esta facies corresponden a los niveles glaciáricos de Suero (1948) y a los niveles diamictíticos de Frakes y Crowell (1969) y González (1972).

#### Facies B

Esta facies se caracteriza por su uniformidad litológica, ya que se encuentra formada exclusivamente por pelitas, las que conforman gruesos paquetes de hasta 60 m de espesor, en los que la identificación de estratos como unidad sedimentaria es pro-

blemática. El color de la unidad es gris oscuro y presenta una forma tabular, a menudo acompañando arealmente a la facies A. Verticalmente es posible observar variaciones en el ordenamiento interno de la secuencia, ya que mientras en la porción inferior los estratos son macizos, en la parte media y superior la laminación y la estratificación fina (menor de 3 cm de espesor) son muy frecuentes. Ocasionalmente las lutitas suelen mostrar bioturbación del tipo perforante vertical, que comunmente ha producido el curvamiento de la laminación y en ocasiones homogeneización por acción biológica. Asociados a estos niveles pelíticos pueden encontrarse bancos carbonáticos lenticulares, de espesor no superior a 6 m, con abundantes invertebrados marinos.

### Facies C

Esta facies, de sencillo reconocimiento en el campo, se encuentra formada por una monótona alternancia de areniscas y pelitas, las que se presentan en bancos delgados a gruesos (de 1 a 100 cm), marcadamente tabulares, de contactos inferiores planos o ligeramente irregulares. Las areniscas son de color gris verdoso, de tamaño de grano muy fino, generalmente laminadas, aunque en algunos casos son macizas. Las pelitas generalmente limolitas, presentan colores oscuros siendo macizas o laminadas. El contacto entre ambas litologías se resuelve en forma neta, siendo la superficie ligeramente irregular como consecuencia de deformación por carga de los bancos arenosos suprayacentes. Estas rocas se caracterizan por la presencia de estructuras sedimentarias post-deposicionales, las que son muy raras o están ausentes en el resto de las facies. La deformación por carga, visible por sus calcos, es muy común en la base de los estratos arenosos y puede estar asociada como fenómeno colateral a *boudinage* sedimentario. La estratificación convoluta, involucrando bancos de pelitas y areniscas, aparece en pliegues aislados e irregulares, de hasta un metro de longitud de onda. La razón arenisca/pelita es variable verticalmente en la facies; en efecto, en la parte inferior de cada ciclo es aproximadamente igual a 1, pero hacia el techo esta relación se hace mucho mayor que la unidad. En casi todas las exposiciones observadas han sido reconocidas secuencias estratocrecientes (figura 3) las que a menudo rematan con cuerpos arenosos y con-

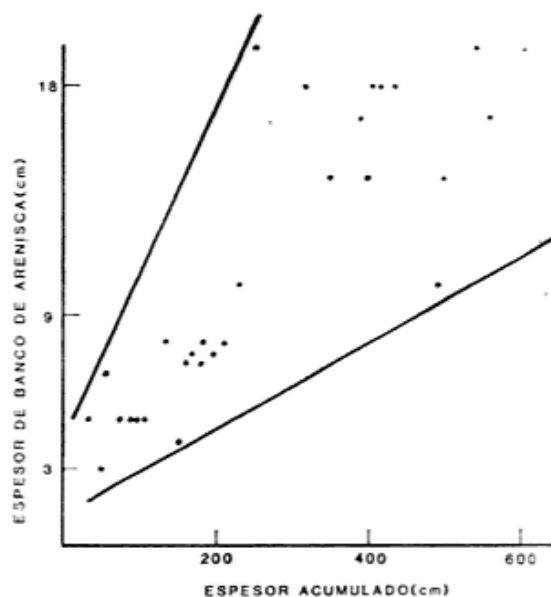


Figura 3. — Distribución del espesor de bancos de areniscas de la facies C en función del espesor acumulado. Obsérvese en secuencias de margen de canal, el carácter estratocreciente de la sucesión hacia términos superiores que se encuentran en contacto con depósitos canalizados de la facies E.

glomerádicos lentiformes de las facies D y E. La forma de la facies es generalmente lenticular o irregular.

### Facies D

De color gris verdoso, las rocas que componen esta facies conforman depósitos tabulares de base plana o irregular, generalmente macizos. Ocasionalmente, sin embargo, en el techo de los estratos de areniscas medianas es posible reconocer ondulitas, generalmente rectas (a veces linguoides) ligeramente asimétricas; esta estructura suele encontrarse acompañada por estratificación ondulítica fuera de fase en el interior de los bancos arenosos.

Las areniscas guijarrosas y medianas se presentan en proporciones aproximadamente equivalentes; las primeras en algunas ocasiones muestran variaciones laterales en el porcentaje de guijas. A nivel de afloramiento esta facies presenta una forma variable y como veremos luego puede interdigitarse con la facies E.

### Facies E

Esta facies presenta un color gris claro y una escasa continuidad lateral, consiste en ortoconglomerados polimícticos (matriz

arenosa) que conforman bancos lenticulares de espesor variable entre 1 y 3 m; el desarrollo lateral de estos estratos comunmente no supera los 20 m. El contacto inferior de las capas es ligeramente erosivo, mientras que el superior es a menudo transicional pasando por disminución en el porcentaje de clastos a areniscas guijarrosas de la facies D. Litológicamente los clastos son de variable naturaleza (granitoides, cuarzo, rocas sedimentarias oscuras etc.); llama la atención el excelente redondeamiento de algunos individuos y la forma preferentemente prolada que muestran. En la parte inferior de cada capa son comunes los clastos de pelitas intraformacionales, los que disminuyen rápidamente hacia arriba desapareciendo en la parte media de cada estrato. Estos conglomerados pueden ser fácilmente diferenciados de los que componen la facies A si se tiene en cuenta el carácter arenoso de su matriz y el alto valor de la relación clastos/matriz que presentan. Internamente las capas se caracterizan por su falta de ordenamiento ("conglomerados desorganizados" en el sentido de Walker, 1977) aunque algunas secuencias granodrecientes y granocrecientes han sido observadas. Por último es interesante señalar la presencia de algunos cuerpos arenosos delgados a medianos intercalados entre los conglomerados.

### Asociaciones faciales e interpretación

Gracias al carácter recurrente que muestran todas las facies descritas se han podido observar en varias oportunidades pasajes verticales y laterales entre las mismas. El resultado de estas observaciones ha llevado a definir tres asociaciones de facies que se repiten con regular asiduidad en el perfil estudiado (figura 4). Deben, sin embargo, diferenciarse dos tipos de asociaciones en función de su mayor tendencia al pasaje y desarrollo lateral o vertical. Esta diferenciación, que ha sido realizada basándose en las observaciones de campo, no inhibe el principio de Walther en el sentido de que las variaciones de los ambientes y de sus facies sedimentarias asociadas en sentido lateral se traducen en sentido vertical en la columna; muy por el contrario, se toma este principio como fundamental para la interpretación paleoambiental propuesta y sólo se marca una tendencia mayor al desarrollo

lateral o vertical de algunas de estas asociaciones faciales.

#### Asociación facial 1: facies A + facies B

La asociación 1 abarca depósitos de las facies A y B, su mayor desarrollo y tipo de pasaje es vertical. Los depósitos de la facies A se caracterizan por el predominio de niveles diamictíticos. El carácter macizo y el aspecto caótico es uno de los rasgos sobresalientes de estas rocas. El amplio espectro granulométrico y la presencia de clastos de hasta 20 cm sugieren que han participado en la sedimentación corrientes densas y/o viscosas y a la vez altamente competentes.

Siendo la relación clastos/matriz muy baja puede considerarse como mecanismo de soporte de material el de resistencia o fuerza de matriz (*matrix strength* de Middleton y Hampton, 1973, 1976) el que es muy común en las fangolitas guijarrosas consideradas como fluxoturbiditas o producto de flujos de detritos dentro del grupo de flujos gravitatorios.

La fábrica planar de los ejes mayores de los clastos es originada por corrientes de baja fluidez. Su presencia, aunque escasa, apoya en forma indirecta la génesis propuesta.

El estado deformacional de las masas de areniscas sugiere un estado prediagenético durante el cual se produjo el deterioro de las estructuras primarias (estratificación). Este tipo de deformación se da por pérdida parcial o total de cohesión cuando el material supera el límite líquido (Dott, 1963). La asociación de diamictitas (fangolitas guijarrosas) con cuerpos de areniscas deformadas ha sido clásicamente conectada con flujos gravitatorios subácueos (Crowell, 1957).

Las diamictitas pasan hacia arriba a pelitas macizas; este pasaje es transicional por progresiva disminución en el porcentaje de clastos mayores. El aspecto gradado de esta megasecuencia es similar al que Allen (1970) denominara *coarse-tail grading* el cual se produce cuando la concentración de material fino es alta y se caracteriza por una disminución de tamaño máximo hacia arriba con material pelítico presente en toda la extensión. Este tipo de gradación es por lo tanto diferente del causado por un flujo tractivo que disminuye su competencia y capacidad en forma progresiva. Sobre las pelitas maci-

zas yacen pelitas laminadas y bioturbadas de la facies B.

Se interpreta a los depósitos de la facies A como originados en flujos gravitatorios, en particular flujos de detritos que hacia arriba pasan a depósitos de sedimentación hemipelágica representados por las pelitas laminadas de la facies B. La granulometría fina y la laminación de las rocas de la facies B evidencian la deposición de material por suspensión en zonas tranquilas. La abundante bioturbación observada en algunos casos puede desdibujar parte de las estructuras internas de los bancos. Estas rocas representan sedimentación hemipelágica desarrollada en períodos de relativa calma entre eventos turbidíticos evidenciados por los depósitos caóticos de la facies A.

Asociación facial 2: facies C + facies D + facies E

La asociación facial 2 agrupa a las facies C, D y E. El pasaje entre las dos primeras es neto y con mayor tendencia al desarrollo vertical, mientras que la facies E engrana con las otras dos preferentemente en forma lateral.

Las sedimentitas de la facies C, por sus estructuras sedimentarias y litologías, corresponden a las turbiditas "clásicas" de Bouma (1962). En términos del ciclo propuesto por este último autor, nos encontraríamos con secuencias  $T_{d-e}$ . Bouma (1962) y Walker (1967) han considerado a estos tipos como distales; sin embargo, varios autores (Mutti, 1977; Welsh, 1979) han demostrado que esta clase de turbiditas suelen presentarse asociadas con facies tanto de posición proximal como distal del abanico submarino, por lo que recomiendan el abandono del criterio citado como indicador de cercanía o lejanía. Por ende, adoptamos la denominación de Mutti (1977) de turbiditas finamente estratificadas (*thin-bedded turbidites*) en detrimento del concepto de turbiditas distales.

La falta de estructuras producidas por erosión de corriente y arrastre de objetos en el techo de los bancos pelíticos (turboglifos, marcas de punzamiento, surcos, etc.) podría ser indicadora de baja energía hidrodinámica de las corrientes (obsérvese que sólo están representados los términos superiores más finos del ciclo de Bouma,  $T_d$  y  $T_e$ ). Las secuencias estratocrecientes coinciden con las descritas por Mutti y Ricci Luchi (1972, 1975) y que se consideran

originadas en la progradación de lóbulos arenosos ubicados en el abanico medio y parte proximal del abanico exterior. Es interesante recordar que estas secuencias aparecen asociadas dentro de los paleocanales a depósitos conglomerádicos de la facies E; en su conjunto constituyen un complejo relativamente encauzado.

Al producirse un progresivo decrecimiento en la densidad del flujo turbidítico arenoso (por depositación de material), esta corriente se torna más fluida y se generan tramos arenosos con presencia de estratificación ondulítica fuera de fase, indicando una alta relación de carga de lecho a material en suspensión (Jopling y Walker, 1968).

El carácter macizo predominante de los cuerpos arenosos de la facies D los aproxima a los de la facies de areniscas macizas propuesta por Walker y Mutti (1973) y Walker (1978). La escasez de estructuras sedimentarias internas estaría debida básicamente a una fase de suspensión de fluidos turbulentos y a un estado posterior de modificación durante la deposición (Middleton y Hampton, 1973, 1976), procesos típicos de las corrientes de turbidez arenosas de alta densidad (Lowe, 19982).

La facies E está representada por conglomerados que se asocian verticalmente con rocas de la facies D. Se ha acordado como criterio fundamental para distinguir a estos conglomerados de aquellos de origen fluvial su asociación litológica con turbiditas (facies C) dentro de un ambiente de abanico submarino (Walker, 1978). Así, las rocas de la facies E pueden ser asimiladas al grupo de conglomerados resedimentados (Walker, 1977), dentro del cual se han identificado las variedades o modelos (a) desorganizado y (b) inverso a normalmente organizado.

La forma lenticular de los cuerpos y su base erosiva ponen de manifiesto el carácter encauzado de estos flujos. Dentro de la división de facies propuesta por Walker y Mutti (1973) y Mutti y Ricci Luchi (1972, 1975) los conglomerados corresponden a la facies A de estos autores, característica de las zonas de abanico medio a inferior. Cabe destacarse que la presencia de esta facies E es volumétricamente pequeña con respecto a las demás facies sedimentarias.

Asociación facial 3: facies C + facies B  
Esta asociación posee contactos transicio-

nales entre las facies involucradas y una tendencia mayor al pasaje lateral. Las pelitas de la facies B pasan lateralmente, por intercalación progresiva de bancos arenosos, a la facies C en zonas cercanas a los paleocanales, mientras que en zonas alejadas de los mismos predominan los depósitos de la facies B.

Niveles ondulíticos representando el término  $T_c$  del ciclo de Bouma (1962) son comunes en las zonas cercanas a los paleocanales (Nelson y Kulm, 1973; Mutti, 1977) como también fenómenos de estratificación convolutiva que afectan a estas turbiditas de la facies C. La distribución de facies y la geometría de los cuerpos definen una secuencia típica de margen de canal para las turbiditas de la facies C y de sedimentación hemipelágica de intercanal para las pelitas de la facies B. Esta transición lateral ha sido verificada por diversos autores con características similares a las descritas (Mutti 1977; Ghibaudo, 1980; Pickering, 1982; James, 1983).

Las paleocorrientes medidas en las ondulitas de las turbiditas dan sentidos hacia el NNO y SSO. Sus diferencias con las obtenidas a partir de ejes de paleocanales (NO-SE) refuerza la interpretación de albardones para parte de las rocas de la facies C ya que teóricamente existe una diferencia entre ambas direcciones, si bien cabe aclarar que no pueden tener sentidos encontrados (Pickering, 1982).

## Conclusiones

Las facies analizadas y sus asociaciones nos indican claramente la presencia de un antiguo abanico submarino para las rocas de la sección II del Grupo Tepuel (fig. 4). La progradación de lóbulos arenosos y la presencia escasa de conglomerados, sugieren la ubicación de estos depósitos dentro de la parte externa del abanico medio a abanico externo.

Esta ubicación está avalada por la presencia de típicas secuencias estrato y granocrecientes ( $T_{d-e}$  a  $T_{c-e}$ ) asociadas a paleocanales mayormente arenosos y con escasa participación de conglomerados junto con pelitas de sedimentación hemipelágica ubicadas en zonas de intercanal. La presencia de diamictitas originadas por flujos de detritos puede concebirse en zonas de abanico

medio, aunque son más características del abanico interno. Sin embargo su gran abundancia parece estar regulada por procesos independientes del modelo propuesto. Particularmente la formación y abundancia de estos niveles se encontrarían condicionadas por fenómenos no relacionados directamente con el desarrollo de abanicos submarinos. La presencia de clastos estriados dentro de las diamictitas y la contemporaneidad de estos depósitos con otros de indudable origen glacial en la Argentina (cuenca Calingasta-Uspallata, González, 1981; López Gamundi, 1983) sugieren la posibilidad de que la glaciación hubiera regulado en forma indirecta la deposición de las diamictitas. Por otra parte, la relación entre glaciación y corrientes de turbidez ha sido ampliamente demostrada por diversos autores (Ericsson *et al.*, 1961; Stow, 1982) ya que la glaciación es un proceso capaz de aportar gran cantidad de material a la plataforma continental, el que debido a su posición inestable y abundancia, es proclive a ser retransportado y resedimentado en aguas más profundas a través de procesos de corrientes de turbidez y gravedad. De tal manera, si bien el mecanismo sedimentario propuesto por Suero (1948) no alcanza a explicar totalmente la variedad de facies encontradas, no puede descartarse una influencia indirecta de la glaciación del Gondwana en la formación de los depósitos del Grupo Tepuel.

Por último, la presencia de niveles carbonáticos lenticulares (con restos de invertebrados marinos) intercalados en la facies B, sugiere que la deposición de gran parte de la secuencia analizada tuvo lugar por encima de la profundidad de compensación de calcita, la cual constituye el límite por debajo del cual no se acumula material carbonático.

## Agradecimientos

Este trabajo fue financiado por un subsidio otorgado por el Comité Argentino del Proyecto Litosfera (CAPLI) y realizado dentro del marco del mismo.

Los autores agradecen al Dr. A. Amos (Universidad de Buenos Aires) la lectura crítica del manuscrito y al Lic. R. Page (Servicio Geológico Nacional) su ayuda en el campo de las ideas intercambiadas.



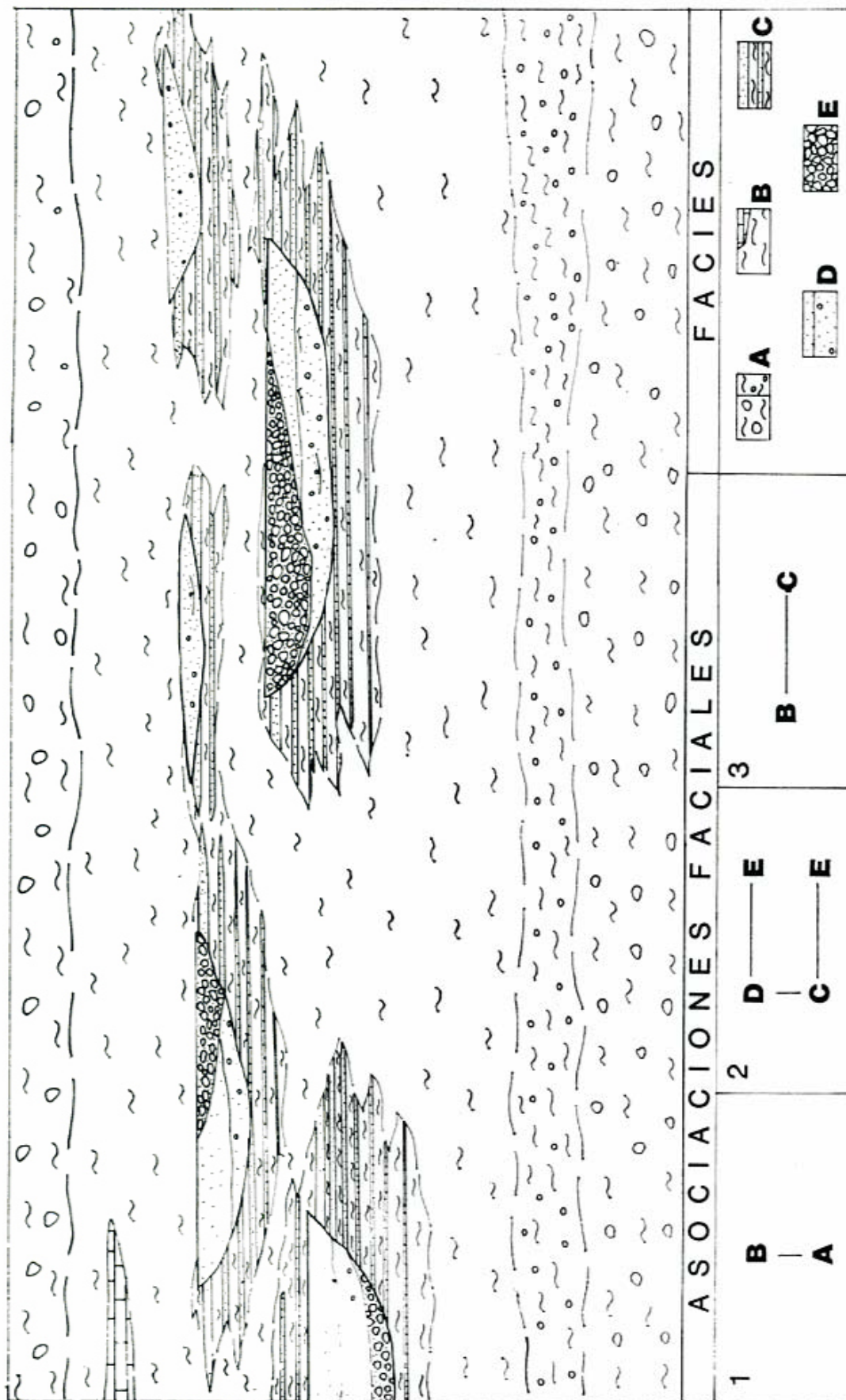


Figura 4. — Relaciones y asociaciones faciales en el Grupo Tepuel. Modelo de su distribución.

## Lista de trabajos citados en el texto

- Allen, J. R. L., 1970. *Physical processes of sedimentation*. Am. Elsevier, 248 p.
- Bouma, A. H., 1962. *Sedimentology of some Flysch Deposits*. Am. Elsevier, 169 p.
- Crowell, J., 1957. *Origin of pebbly mudstones*. Geol. Soc. Am. Bull., 68: 993-1010, Boulder.
- Dott, R. H. Jr., 1973. *Dynamics of subaqueous gravity depositional processes*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 47 (1): 104-128, Tulsa.
- Ericsson, D., M. Erwing, G. Wollin y B. Heezen, 1961. *Atlantic deepsea sediment cores*. Geol. Soc. Am. Bull., 72: 193-285, Boulder.
- Flint, R., J. Sanders y J. Rodgers, 1960. *Diamictite, a substitute term for symmictite*. Geol. Soc. Am. Bull., 71: 1809-1810, Boulder.
- Frakes, L., A. J. Amos y J. Crowell, 1969. *Origin and Stratigraphy of Late Paleozoic diamictites in Argentina and Bolivia*. En: *Gondwana Stratigraphy*, IUGS Symposium, UNESCO, 2: 821-843, París.
- Frakes, L. y J. Crowell, 1969. *Late Paleozoic Glaciation: I. South America*. Geol. Soc. Am. Bull., 80: 1007-1042, Boulder.
- Freytes, E., 1970. *Informe geológico preliminar sobre la sierra de Tepuel (Departamento de Lanquihue y Tehuelches, Provincia de Chubut)*. YPF, (inédito), Buenos Aires.
- Ghibaudo, G., 1980. *Deep-sea fan deposits in the Macigno Formation (Middle Upper Oligocene) of the Gordana Valley, Northern Appenines, Italy*. Jour. Sed. Petrol., 50: 723-742.
- González, C., 1972. *La Formación Las Salinas, Paleozoico superior del Chubut, Argentina. Partes I y II*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 27 (1-2) Buenos Aires.
- 1981. *Pavimento glaciario en el Carbónico de la Precordillera*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 36 (3): 262-266, Buenos Aires.
- Ingram, R. L., 1954. *Terminology for the thickness of stratification and parting units in sedimentary rocks*. Geol. Soc. Am. Bull., 65: 937-938, Buenos Aires.
- James, D., 1983. *Sedimentation of deep-water slope and inner-fan deposits. The Drogol Formation (Ashgill), West Central Wales*. Sed. Geol., 34 (1): 21-40.
- Jopling, A. y R. G. Walker, 1968. *Morphology and origin of ripple-drift lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts*. Jour. Sed. Petrol., 38: 971-984.
- López Gamundi, O., 1983. *Modelo de sedimentación glacial para la Formación Hoyada Verde, Paleozoico superior de la provincia de San Juan*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 38 (1): 60-72.
- Lowe, D., 1982. *Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents*. Jour. Sed. Petrol., 52 (1): 279-297.
- Middleton, G. V. y M. A. Hampton, 1973. *Sediment gravity flows mechanisms of flow and deposition*. En: G. V. Middleton y A. Bouma (editores) *Turbidites and Deep Water Sedimentation*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Pacific Section. Short Course, Anaheim.
- 1976. *Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows*. En: D. J. Stanley y D. Swift (editores) *Marine sediment transport and environmental management*. New York, Wiley Intersci., 197-218.
- Mutti, E., 1977. *Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (south-central Pyrenees, Spain)*. Sedimentology, 24: 107-131.
- Mutti, E., y F. Ricci Luchi, 1972. *Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies*. Soc. Geol. Italiana Mem., 11: 161-199.
- 1975. *Turbidite facies and facies associations*. En: *Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of the Northern Appenines: field trip guidebook, A-11*, IX Int. Cong. Sedimentology, Nice, 21-36.
- Nelson, C. y L. Kulm, 1973. *Submarine fans and deep-sea channels*. En: G. V. Middleton y A. Bouma (editores) *Turbidites and Deep Water Sedimentation*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Pacific Section. Anaheim.
- Page, R., O. Limarino, S. P. de Page y O. López Gamundi, 1983. *Interpretación estratigráfica del Grupo Tepuel*. En preparación.
- Perrot, C. J., 1960. *Estudio geológico de las inmediaciones del Pasaje El Molle. Departamento Tehuelches (Prov. de Chubut)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 15: 53-79, Buenos Aires.
- Pickering, K. T., 1982. *Middle fan deposits from the late Precambrian Kongsfjord Formation submarine fan, northeast Finnmark, northern Norway*. Sed. Geol., 33 (2): 79-110.
- Spaletti, L., 1980. *Paleoambientes sedimentarios en secuencias silicoclásticas*. Serie "B", Didáctica y Complementaria, Nº 8, Asoc. Geol. Arg., 175 p., Buenos Aires.
- Stow, D., 1981. *Laurentian Fan: morphology, sediments, processes and growth pattern*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 65 (3): 375-393, Tulsa.
- Suero, T., 1948. *Descubrimiento del Paleozoico superior en la zona extraandina de Chubut*. Bol. Inf. Petrol., Nº 287, Buenos Aires.
- 1952. *Las sucesiones sedimentarias suprapaleozoicas en la zona extraandina del Chubut, Patagonia Austral, Argentina*. XIX Congr. Geol. Int. Simp. Series Gondwana: 273-284, Argel.

- 1962. *Paleogeografía del Paleozoico superior de la Patagonia (R. Argentina)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 16 (1/2): 35-42, Buenos Aires.
- Walker, R. G., 1967. *Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments*. Jour. Sed. Petrol., 37: 25-43.
- 1977. *Deposition of upper Mesozoic resedimented conglomerates and associated turbidites in southwestern Oregon*. Geol. Soc. Am. Bull., 88: 273-285. Boulder.
- 1978. *Deep water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 62 (6): 932-966. Tulsa.
- Walker, R. G. y E. Mutti, 1973. *Turbidite facies and facies associations*. En: G. V. Middleton y A. Bouma (editores) *Turbidites and Deep Water Sedimentation*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Pacific Section. Short Course Anaheim.
- Welsh, W., 1979. *A discussion of the criteria for distinguishing proximal from distal turbidites*. Sed. Geology, 22 (3/4): 121-126.

Recibido: 4 de agosto, 1983.

Aceptado: 28 de agosto, 1984.

OSCAR RAUL LOPEZ GAMUNDI

CARLOS OSCAR LIMARINO

CONICET

Departamento de Ciencias Geológicas  
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales  
Universidad de Buenos Aires  
Ciudad Universitaria, Pabellón II  
1428, Buenos Aires

## INTERNATIONAL CONFERENCE ON COAL SCIENCE

28 de octubre al 1 de noviembre de 1985 - SIDNEY

Información general: Mr. R. W. Hinde

CSIRO - División of Fossil Fuels  
PO Box 136 - North Ryde - NSW 2113 - Australia.

## METAMORFISMO DE LAS CUMBRES CALCHAQUIES: II PETROLOGIA DEL BASAMENTO ESQUISTOSO ENTRE LA ANGOSTURA Y TAFI DEL VALLE, TUCUMAN

ALEJANDRO J. TOSELLI y JUANA N. ROSSI DE TOSELLI

### Resumen

Los esquistos bandeados aflorantes en el faldeo suroccidental de las Cumbres Calchaquies, están constituidos esencialmente por pelitas y grauwacas, con escasos lentes de calcosilicatos, metamorfizados todos ellos a nivel de grado mediano.

El análisis de la fábrica metamórfica y las paragénesis minerales indican la existencia de dos fases principales de deformación y metamorfismo.

La primera deformación  $D_1$ , sincinemática con  $M_1$ , da lugar a la esquistosidad prevalente de los esquistos y a la asociación mineral cuarzo-muscovita-plagioclasa (biotita?).

La segunda deformación  $D_2$ , desarrolla un clivaje de crenulación  $S_2$ , oblicuo a  $S_1$ , definido por la orientación preferencial de la muscovita. Con caracteres tardío a post-cinemáticos, tiene lugar el metamorfismo  $M_2$  que da lugar a la formación de biotita-clorita-granate-estaurolita y andalusita local. Este evento  $D_2 - M_2$ , lo relacionamos con la intrusión y consolidación de los granitos de Mala-Mala y Loma Pelada.

Un tercer evento metamórfico-deformativo,  $D_3 - M_3$ , está relacionado a la orogenia Andina, que produce fracturación con orientación submeridiana y metamorfismo retrógrado, de la estaurolita y sericita y del granate a clorita.

Las condiciones físicas del pico de metamorfismo, deducida de las curvas de estabilidad de la estaurolita, indican temperaturas entre 525 y 580°C y presiones entre 2,8 y 3,6 Kbars.

La alta relación  $MgO/MgO + FeO$ , de 0,45 a 0,57, explica la presencia constante de clorita, aun en paragénesis con la estaurolita.

### Introducción

En un trabajo anterior (Toselli y Rossi de Toselli, 1973), describieron el complejo metamórfico aflorante en el faldeo sudoccidental de las Cumbres Calchaquies, sobre el valle de Tafi, integrado por esquistos cuarzo-biotítico-muscovíticos, cantidades menores de plagioclasa ácida y el par estaurolita-granate, diagnóstico del nivel inferior de la facies de anfíbolita.

Un análisis preliminar de las fábricas

### Abstract

The mica-schists outcropping at the southwestern slopes of the Cumbres Calchaquies, with medium grade metamorphism, constituted by clays, graywackes and frequent but thin, calcisilicate lenses.

Metamorphic fabric and mineral paragenesis indicated two principal phases of deformation and metamorphism.

First deformation,  $D_1$ , synkinematic with  $M_1$ , develop a principal schistosity,  $S_1$  and the mineral association quartz, muscovite, plagioclase (biotite?).

Second deformation,  $D_2$ , develop a crenulation cleavage  $S_2$ , not parallel to  $S_1$ , and definite by muscovite with preferring orientation. Metamorphism  $M_2$  is late to post-kinematic, and the minerals are biotite, chlorite, garnet, staurolite and scarce andalusite. This event  $D_2 - M_2$ , are related with intrusion and crystallization, of Mala-Mala and Loma Pelada granites.

Third event  $D_3 - M_3$ , is related with Andine Orogenie that produced regional fracturation and diaphoresis of staurolite to sericite and garnet to chlorite.

Physical conditions of maximal metamorphism, deduced of the theoretical staurolite stability, indicated 525 to 580°C and pressures between 2,8 and 3,6 Kbars.

The high relation  $MgO/MgO + FeO$ , between 0,45 and 0,57 explain because chlorite and staurolite are paragenetic.

macroscópicas y microscópicas de las rocas permitió también elaborar un esquema tentativo de los eventos de deformación y metamorfismo.

En años posteriores, se realizaron más campañas a la zona, con muestreos sistemáticos en el campo, que permitieron, además, constatar la presencia muy frecuente de delgados lentes de felsitas calcosilicáticas (por otra parte muy comunes en las Sierras

Pampeanas Nord-occidentales) cuyos rasgos petrográficos y genéticos fueron discutidos por Rossi de Toselli *et al.* (1982).

En el trabajo presente se da información más detallada y actualizada, como resultado tanto del trabajo de campo como de datos de análisis químicos, roentgenográficos y petrográficos de rocas y minerales seleccionados. Así se han podido distinguir en el campo las zonas de "biotita" - "granate" - "estaurolita", que integran respectivamente las siguientes asociaciones minerales:

- a) *biotita*: cuarzo-clorita-muscovita  $\pm$   $\pm$  plagioclasa ácida;
- b) *granate*: cuarzo-biotita-clorita-muscovita  $\pm$  plagioclasa ácida;
- c) *estaurolita*: granate-biotita-clorita-muscovita-cuarzo  $\pm$  plagioclasa ácida  $\pm$  andalucía.

Las asociaciones a) y b) corresponden al metamorfismo de grado bajo y la c) al

Las reacciones más probables que origina (1979), de acuerdo a los nuevos conceptos de este autor que aquí hemos adoptado y que reemplazan al de facies de esquistos verdes y anfibolitas, respectivamente.

### Ubicación geográfica y reseña geológica

La zona objeto de este estudio comprende las áreas adyacentes de y al sur de Los Cuartos, sobre el faldeo occidental de las Cumbres Calchaquies y el sector norte de Loma Pelada, ubicados ambos en los alrededores de la localidad de Tafi del Valle, departamento Tafi, provincia de Tucumán. Sus coordenadas geográficas son 26°45' lat. Sur y 65°40' longitud oeste.

Las Cumbres Calchaquies forman parte del Cratógeno Central Calchaquí (sensu Baldi *et al.*, 1975), e integran el Sector Oriental de las Sierras Pampeanas Septentrionales (Caminos, 1979).

Litológicamente están constituidas en su sector norte (al sur de la provincia de Salta) por esquistos de carácter semimetamórfico que conservan casi intactos sus caracteres clásticos (Ruiz Huidobro, 1960). En la parte austral de esta sierra, ya en la provincia de Tucumán, predominan pizarras y filitas con mayor grado de recristalización, pertenecientes a la facies de esquistos verdes (Caminos, 1972).

En las áreas aledañas a la estudiada, las rocas intrusivas dominantes son las del tipo granítico, destacándose una serie de

CUADRO 1  
Datos químicos de metapelitas de Tafi del Valle

	1	7	20	154	358	1001	1184
SiO <sub>2</sub>	54,94	61,07	64,56	69,14	67,00	55,24	55,23
TiO <sub>2</sub>	0,50	0,60	0,10	0,19	0,11	0,44	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,99	17,53	15,50	15,68	15,03	18,65	19,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,87	5,67	4,00	3,58	3,80	7,61	6,70
FeO	2,40	3,95	2,30	1,60	1,80	3,60	3,50
MnO <sub>2</sub>	0,10	0,40	0,01	0,01	0,01	0,03	0,14
MgO	8,40	3,20	5,00	2,70	6,00	6,93	7,00
CaO	1,12	3,13	3,90	2,70	2,00	3,35	2,14
Na <sub>2</sub> O	1,75	1,82	1,76	1,10	2,17	1,15	1,14
K <sub>2</sub> O	4,80	2,93	2,06	2,60	1,25	0,37	4,37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,34	0,15	0,29	0,29	0,31	0,29	0,31
F	—	0,34	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O	1,03	0,34	0,60	0,60	0,50	1,11	0,75
Total	100,24	101,13	100,08	100,19	99,98	98,76	101,15
MgO #	0,63	0,38	0,13	0,48	0,55	0,42	0,44
MgO + FeO							

1. Esquisto cuarzo-biotítico-granatífero.

2. Esquisto cuarzo-biotítico-muscovítico.

20. Esquisto cuarzo-biotítico-muscovítico-granatífero.

154. Esquisto cuarzo-biotítico-andalusítico-granatífero-estaurolítico.

358. Esquisto cuarzo-biotítico-muscovítico-granatífero.

1001. Esquisto cuarzo-biotítico-estaurolítico-granatífero.

1184. Esquisto cuarzo-biotítico-estaurolítico-granatífero.

#. Expresado en proporciones moleculares. La suma de los óxidos de hierro, se ha expresado en ferroso.

cuerpos lenticulares, separados por paquetes de esquistos que afloran desde el cerro Pabellón hasta más allá de la Ciénaga Amarilla y la prolongación al norte del cerro Nuñorco y en la Loma Pelada (Ruiz Huidobro, 1972). En esta última, los granitoides están compuestos por granodioritas y monzogranitos leucocráticos con granate accesorio (Saavedra Alonso *et al.*, en prensa).

El complejo metamórfico aflorante está integrado según Toselli y Rossi de Toselli (*op. cit.*), por esquistos bandeados cuarzo-biotítico-muscovítico-cloríticos, con menos del 1% de plagioclasa ácida, desarrollándose con carácter local asociaciones con granate, de estaurolita-granate.

Intercalados, se encuentran cuerpos lentiformes muy delgados de felsitas calcosilicáticas, descritas aparte (Rossi de Toselli *et al.*, *op. cit.*).

### Origen de las metamorfitas

Los esquistos actuales son el producto de polimetamorfismo regional de sedimentos pelíticos y semipelíticos, en su mayor parte, grauvacas y arcillas. Los resultados de dos promedios de análisis de metagrauvacas y metapelitas de Tafí del Valle se comparan con los de metamorfitas de Cafayate (Rapela, 1976) y con los de grauvacas y lutitas promedio de geosinclinales (Wedepohl, 1969), que pueden verse en el cuadro 2). Estos valores concuerdan bastante bien y proyectados en diagramas ACF y

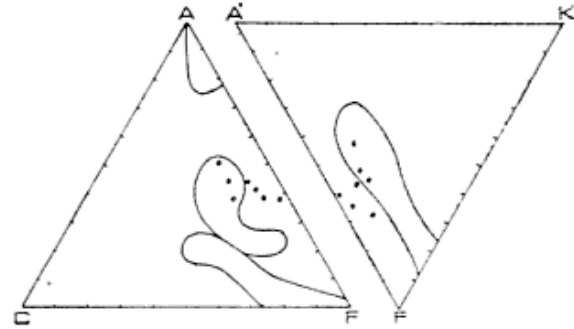


Figura 1. — Diagramas ACF y A'FK (Winkler, 1976).

A'FK (fig. 1) (Winkler, 1976), caen dentro del campo de las rocas pelíticas predominantemente y en menor proporción en el de las grauvacas.

### Zoneografía del complejo metamórfico

En el mapa de la figura 2, hasta donde fue posible marcarlas en el campo, se encuentran representadas las "zonas" de: 1) biotita, 2) granate, y 3) estaurolita.

Los datos químicos de las rocas obtenidas en las tres zonas consideradas, ponen en evidencia la naturaleza esencialmente isoquímica del metamorfismo (véase cuadro 1). Asimismo, las mencionadas rocas muestran fábrica similar y minerales que son comunes a todas ellas.

La zona de la biotita es de extensión regional y sólo una pequeña área es abarcada en nuestro trabajo. Las paragénesis minerales observadas, son aquellas en que los minerales están en contacto neutro, como lo expresada Winkler (1976). Las mismas son:

CUADRO 2  
Análisis químicos comparativos

Grauvacas		Lutitas Geosinclinal	Metamorfitas Cafayate	Met. deriv. grauvacas	Met. deriv. pelitas
Wedepohl (1969)		Rapela (1976)		Tafí del Valle	
SiO <sub>2</sub>	66,70	58,90	65,65	65,44	55,14
TiO <sub>2</sub>	0,60	0,78	0,50	0,25	0,32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,50	16,70	16,90	15,93	18,84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,60	2,80	1,14	4,26	7,39
FeO	3,50	3,70	4,19	2,41	2,83
MnO	0,1	0,09	0,09	0,15	0,09
MgO	2,1	2,6	2,67	4,22	7,44
CaO	2,5	2,2	1,67	2,93	2,19
Na <sub>2</sub> O	2,9	1,6	2,50	1,71	1,40
K <sub>2</sub> O	2,0	3,6	3,04	2,21	2,96
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,2	0,16	0,13	0,26	0,31

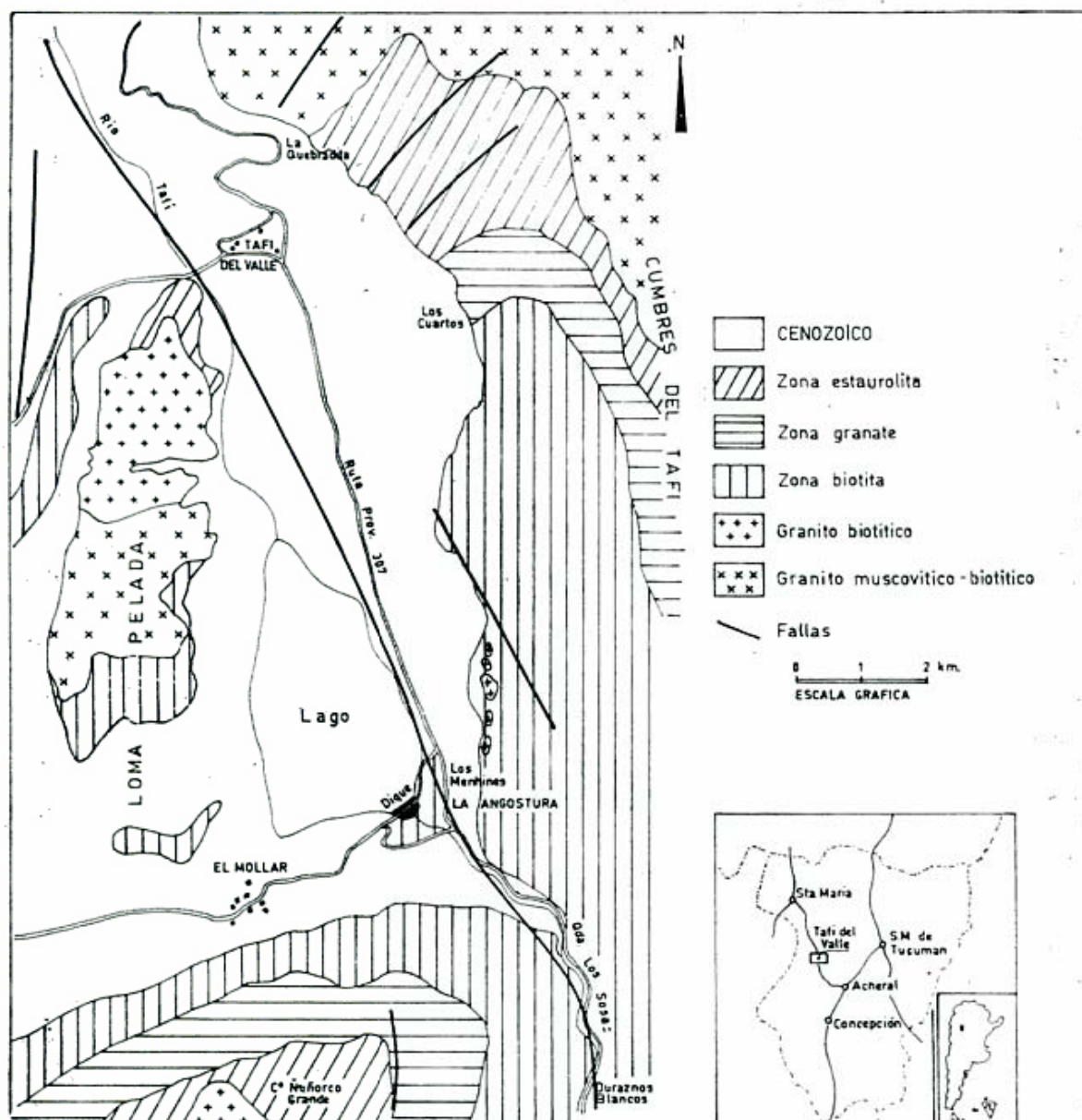


Figura 2. — Mapa geológico y ubicación relativa de la zona de estudio.

- a) clor-biot-cz-musc  $\pm$  plag. ácid.  
 b) clor-musc-cz  $\pm$  plag. ácid.  
 j) biot-cz-musc  $\pm$  plag. ácid.

La transición a la zona del granate está determinada por la primera aparición de este mineral "isograda del granate". Las paragénesis observadas con este mineral son:

- c) gr-musc-clor-cz  $\pm$  plag. ácid.  
 d) gr-clor-biot-cz-musc  $\pm$  plag. ácid.  
 i) gr-biot-cz  $\pm$  (musc-plag. ácid.-opacos)

La zona de la estaurólita es definida por la primera aparición de este mineral, en paragénesis con:

- f) est-biot-clor-cz-musc  $\pm$  plag. ácid.  
 g) est-biot-gr-cz-musc-clor  $\pm$  plag. ácid.

En las cuales el cuarzo y la muscovita son fases estables comunes.

### Propiedades y significado petrogenético de los principales minerales

#### Cuarzo y Feldespato

Son los minerales claros presentes que constituyen en la gran mayoría de las muestras alrededor del 65 % en volumen, sin olvidar las rocas que son aún más ricas y las variedades micáceas en que la biotita y la muscovita son los minerales primordiales.

En secciones delgadas es difícil estimar correctamente los porcentajes, esto se

calculó durante el preparado de las muestras para análisis químicos de los minerales individuales, en que es necesario concentrar mediante líquidos pesados y el separador magnético las distintas fracciones, molido a mallas 50-80. Pero aún así la identificación de cuarzo y plagioclasa es muy difícil, por carecer esta última de maclas y presentarse sin ningún tipo de alteración. La identificación del feldespato se realizó mediante un corto ataque con FH sobre una fracción tamizada a malla 50-80 y los granos que resultan blanqueados fueron separados a mano, usando lupa binocular. El material obtenido fue nuevamente molido para medición de sus índices de refracción. Asimismo los diafractogramas de rayos X, muestran los picos característicos de la albita.

### Clorita

Se presenta en laminillas de distinto tamaño, subhedras a anhedras frecuentemente deformada y con abundantes inclusiones en asociaciones paragenéticas, tanto en el bajo como en el mediano grado de metamorfismo.

Las características ópticas y de difracción de rayos X, en todos los casos estudiados, no nos permiten diferenciar las cloritas de las tres zonas.

Las constantes ópticas determinadas son  $\beta = 1,58$ ;  $2V = (+) 25^\circ$ ;  $\Delta = 0,0036$ . Los difractogramas de rayos X, utilizando las reflexiones basales 001, 002, 003, 004 y 005 obtenidas de muestras orientadas de la fracción menor de  $6 \mu\text{m}$  secadas al aire, se muestran en el cuadro 3. Consideran-

do que la reflexión (002) es la más fuerte y la (004) mediana y las (001), (003) y (005), también medianas, nos están indicando los caracteres químicos de cloritas de Fe y Mg, que entran en el rango de las ripidolitas.

La clorita entra en todas las paragénesis correspondientes a las tres zonas: en la zona de la biotita, en (a) y (b); en la zona del granate, en (c), (d) y (e); y en la zona de la estauroлита, en (f) y (g).

El hecho de que la clorita persiste como fase estable junto con estauroлита, ya en el grado mediano (paragénesis f y g), se explica porque los minerales que intervienen en todas las reacciones son soluciones sólidas; por lo tanto clorita, muscovita y estauroлита pueden coexistir en un cierto rango estrecho de temperatura (Winkler, 1979). Además, autores como Carmichael (1970), Guidotti (1974), Froese y Gasparrini (1975), utilizando evidencias petrográficas concluyeron que en metapelitas relativamente ricas en magnesio con una relación  $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO})$  muy próxima a 0,5, una clorita rica en magnesio puede ser estable junto a estauroлита, muscovita, biotita y cuarzo, dentro del grado mediano de metamorfismo. Los datos químicos de metapelitas de Tafi del Valle se muestran en el cuadro 1, con una relación  $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO})$  desde 0,48 a 0,57, lo que en nuestro caso confirmaría estas conclusiones.

### Biotita

Este mineral se presenta generalmente como fenoblastos, frecuentemente cribosos. Además de las ya mencionadas con clorita, están las siguientes paragénesis:

CUADRO 3  
Tabla de reflexiones basales

Muestra	7-76		5		4		21	
hkl	dA	I/I <sub>1</sub>	dA	I/I <sub>1</sub>	dA	I/I <sub>1</sub>	dA	I/I <sub>1</sub>
001	14,10	80	14,24	62	14,24	55	14,28	42
002	7,07	100	7,06	100	7,10	100	7,10	100
003	4,72	300	4,71	37	7,10	100	7,10	100
004	3,53	50	3,53	62	3,53	55	3,53	42
005	2,82	10	—	—	2,85	25	2,85	17
060	1,547	30	1,53?	—	1,53	—	—	—
X	—	—	7,069	—	1,069	—	0,93	17

7-76 - Ficha ASTM, ripidolita.

5 - Zona de la biotita

4 - Zona del granate

21 - Zona de la estauroлита



- i) gr-biot-cz  $\pm$  (musc-opacos)  
 j) biot-cz-musc  $\pm$  plag. ácida

Las paragénesis observadas "j" y "a" constituyen la asociación biotita más muscovita y la reacción petrogenética posible sería, según Winkler (1976-1979) y Turner (1981):

musc. fengítica + clor  $\rightarrow$  biot + clor.  
 rica en Al + cz + musc.

musc. fengítica + clor  $\rightarrow$  biot + musc  
 o sea que estas reacciones pueden originar biotita, más una muscovita casi ideal, junto con clorita de composición diferente; o bien biotita junto con muscovita menos fengítica.

La composición química y la fórmula estructural de dos biotitas, una de la zona de la estauroлита (biotita 1) y otra de la zona de la biotita (biotita 2) se expresan en el cuadro 4.

#### Muscovita

Se presenta en pequeñas laminillas que por su tamaño (menor de 0,4 mm) deben considerarse como sericita. Sólo excepcionalmente y cuando la plagioclasa se hace porcentualmente importante, estas micas adquieren tamaño mayor. Esto también se observa cuando es pseudomorfa según estauroлита, en xenolitos incluidos en granito (Toselli y Rossi de Toselli, *op. cit.*).

El análisis químico y las constantes ópticas se expresan en el cuadro 4.

La muscovita debe haberse derivado de las illitas-montmorilloníticas sedimentarias, o bien de fengitas, que por evolución cristalocímica dieron con el aumento de metamorfismo, origen a la sericita-muscovita presente.

#### Granate

Se presenta en granos de idioblásticos a xenoblásticos y casi siempre poiquiloblásticos.

El análisis químico junto con la fórmula estructural se expresa en el cuadro 4. De esta resulta que el mismo está compuesto por una solución sólida de:

Almandino - Fe''	53,32 %
Piropo - Mg	22,71 %
Andradita - Fe''	14,97 %
Grosularia - Ca	5,95 %
Espessartina - Mn	3,05 %

La celdilla elemental determinada por difracción de rayos X, sobre siete muestras, con cátodo de cobalto, varía entre  $a = 11,585$  y  $11,490$  Å.

La primera aparición del granate en rocas pelíticas llamada "zona del granate", depende sensiblemente de la composición global y las condiciones de presión y temperatura responderían a la parte más alta del metamorfismo de bajo grado (facies de esquistos verdes).

Las reacciones más probables que originan el granate pueden ser, según Chakraborty y Sen (1967, in Winkler 1976):

clor + biot (')  $\rightarrow$  gr, rico en almandino + biot (") + H<sub>2</sub>O

y según Thompson y Norton (1968):

clor + musc + cz  $\rightarrow$  almandino + biot + H<sub>2</sub>O

Ramberg (1964) expresa el origen del granate como resultado de la ecuación:

clor, rica en Fe, Mg + SiO<sub>2</sub>  $\rightarrow$  gr, rico en Fe, Mg + H<sub>2</sub>O

La coexistencia, en metamorfismo de grado medio, de granate rico en almandino, con la estauroлита, en rocas de alta relación MgO/MgO + FeO, indica que la presión ha sido suficientemente elevada como para estabilizar el granate (Albee 1968, in Winkler 1976), en nuestro caso esos valores van de 0,45 a 0,57 y se obtiene para el granate un valor de 0,19.

La paragénesis "i", sin estauroлита, indica que el granate se formó por reacciones que ocurren a temperaturas más bajas que las necesarias para formar estauroлита y en un evento anterior, considerando la presión del área como esencialmente constante. Esto también es avalado por la relación textural que existe entre los granates idioblásticos incluidos en fenocristales de estauroлита.

No hay ningún indicio de que el granate haya reaccionado para formar estauroлита.

En base a la información mineralógica con que contamos, pensamos que la primera reacción sería la que habría dado origen a la asociación mineral granate-biotita, con muscovita y cuarzo como fases estables.

CUADRO 4

	Biotita (1)			Biotita (2)			Granate			Estaurrolita			Muscovita		
	% Peso	Prop. Mol.		% Peso	Prop. Mol.		% Peso	Prop. Mol.		% Peso	Prop. Mol.		% Peso	Prop. Mol.	
SiO <sub>2</sub>	35,08	0,5838		35,04	0,5840		37,72	6,6277		28,65	0,4768		49,62	0,827	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,05	0,1868		21,05	0,206		17,10	0,1677		47,87	0,4696		30,14	0,295	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,52	0,0408		5,22	0,033		12,80	0,0801		0,75	0,0047		1,62	0,010	
FeO	12,93	0,1799		15,03	0,209		20,50	0,2853		14,00	0,1948		1,38	0,019	
MnO	0,04	0,0005		0,03	0,003		3,50	0,0163		—	—		—	—	
MgO	11,08	8,2748		8,53	0,213		4,90	0,1215		2,39	0,0593		—	—	
CaO	—	—		—	—		4,90	0,0319		—	—		0,15	0,004	
TiO <sub>2</sub>	1,20	0,0150		4,30	0,054		1,65	0,0206		2,65	0,0332		0,20	0,003	
Na <sub>2</sub> O	1,02	0,0164		0,22	0,004		—	—		—	—		0,03	—	
K <sub>2</sub> O	8,85	0,0939		7,86	0,084		—	—		—	—		1,08	0,017	
H <sub>2</sub> O	4,39	—		3,38	—		—	—		1,16	—		9,60	0,102	
BaO	—	—		0,13	—		—	—		—	—		4,87	—	
ZnO	—	—		—	—		—	—		—	—		0,88	0,006	
Total	100,16	100,79		—	99,96		—	—		100,27	—		—	—	
MgO + FeO	—	—		—	—		0,19	—		0,24	—		—	—	
MgO #	—	—		—	—		—	—		—	—		—	—	

	Si	Al	Al	Ti <sub>2+</sub>	Fe <sub>2+</sub>	Fe	Mg	Na	K	OH
Si	—5,21	8,00	—5,21	—2,79	—5,21	8,00	—5,21	—2,79	—5,21	8,00
Al	—2,79	—	—2,79	—	—2,79	—	—2,79	—	—2,79	—
Al	—0,54	5,45	—0,88	—0,48	—0,59	5,71	—0,88	—0,48	—0,59	5,71
Ti <sub>2+</sub>	—0,13	—	—0,48	—	—0,59	—	—0,48	—	—0,59	—
Fe <sub>2+</sub>	—0,73	—	—0,59	—	—1,86	—	—0,59	—	—1,86	—
Fe	—1,60	—	—1,86	—	—1,90	—	—1,86	—	—1,90	—
Mg	—2,45	—	—1,90	—	—	—	—1,90	—	—	—
Na	—0,29	1,96	—0,09	—	—0,09	1,57	—0,09	—	—0,09	1,57
K	—1,67	—	—1,50	—	—1,50	—	—1,50	—	—1,50	—
OH	—	4,35	—	—	—	3,35	—	—	—	3,35

	Si	Al	Al	Ti <sub>2+</sub>	Fe <sub>2+</sub>	Fe	Mg	Ca	Na	K	Ba	OH
Si	—	6,00	—5,92	—0,08	—5,92	6,00	—5,92	—0,08	—5,92	6,00	—5,92	—0,08
Al	—	—	—0,08	—	—0,08	—	—0,08	—	—0,08	—	—0,08	—
Al	—	4,78	—3,08	—0,19	—1,51	4,78	—3,08	—0,19	—1,51	4,78	—3,08	—0,19
Ti <sub>2+</sub>	—	—	—0,19	—	—1,51	—	—0,19	—	—1,51	—	—0,19	—
Fe	—	—	—1,51	—	—	—	—1,51	—	—	—	—1,51	—
Mg	—	—	—1,15	—	—2,69	—	—1,15	—	—2,69	—	—1,15	—
Ca	—	—	—2,69	—	—0,46	—	—2,69	—	—0,46	—	—2,69	—0,46
Na	—	—	—0,46	—	—0,30	—	—0,46	—	—0,30	—	—0,46	—0,30
K	—	—	—0,30	—	—	—	—0,30	—	—	—	—0,30	—
OH	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

	Si	Al	Al	Ti <sub>2+</sub>	Fe <sub>2+</sub>	Fe	Mg	Ca	Na	K	Ba	OH
Si	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ti <sub>2+</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe <sub>2+</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mg	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ca	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Na	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ba	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
OH	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Biotita (1) - Zona de la estauroilita.  
 Biotita (2) - Zona de la biotita.  
 Muscovita - Zona de la biotita.  
 # - Expresado en proporción molecular de los óxidos

## Estauroлита

Se presenta generalmente en granos poiquiloblásticos muy cribosos de 0,5 a 2 cm (Toselli y Rossi de Toselli, *op. cit.*). Los datos de rayos X y ópticos, comparados con una estauroлита tipo son expresados a continuación:

ASTM 15-397		Tafi del Valle	
<i>dA</i>	<i>I/I<sub>0</sub></i>	<i>dA</i>	<i>I/I<sub>0</sub></i>
4,152	40	4,18	50
3,559	60	3,57	50
3,060	30	3,07	30
3,012	100	3,01	80
2,86	30	2,83	40
2,83	50	—	—
2,77	50	2,78	60
2,69	100	2,69	100
2,55	30	2,55	40
2,40	60	2,40	90
2,37	80	2,36	80
2,35	40	—	—
2,26	20	2,27	30

Asimismo los datos químicos y la fórmula estructural, están expresados en el cuadro 4.

La transición de bajo a mediano grado de metamorfismo está determinada, según Winkler (1976), en las metapelitas, por la primera aparición de la estauroлита. Este mineral se encuentra en las paragénesis ya mencionadas y además en:

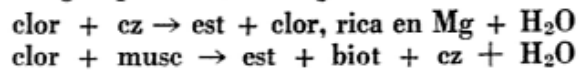
- l) est-biot-cz-musc
- m) est-biot-cz

La asociación "f" se corresponde a la postulada por Winkler (*op. cit.*) en la que la asociación clor-musc-est, coexisten en un estrecho rango de temperatura que es indicativo de la proximidad del límite entre grado bajo y mediano de metamorfismo.

Trabajos petrográficos realizados por Guidotti (*op. cit.*) y Froese y Gasparrini (1975) descubrieron que las metapelitas bastante ricas en magnesio, con relaciones  $MgO/MgO + FeO$ , próximos a 0,5, una clorita rica en magnesio puede ser estable juntamente con estauroлита, muscovita, cuarzo y biotita en mediano grado de metamorfismo a aproximadamente 50 a 60°C por encima del comienzo en dicho grado. Las rocas de Tafi del Valle analizadas

(cuadro 1), muestran un promedio de dicha relación de 0,45.

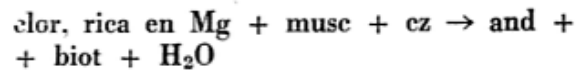
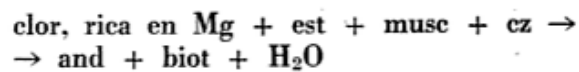
Con respecto a la génesis y considerando que la composición química global de estas rocas caen dentro de los campos correspondientes a rocas pelíticas y grauvascas, Winkler (1967) propone varias reacciones metamórficas, de las cuales consideramos como más probables por la mineralogía presente, las siguientes:



## Silicatos de Aluminio

De los polimorfos de  $Al_2SiO_5$ , en nuestra zona, el único que entra como mineral paragenético es la andalusita. Sin embargo, este mineral fue reconocido raramente (Toselli y Rossi de Toselli, *op. cit.*) en la quebrada de Los Cuartos y Loma Pelada, siendo tan escaso que fue imposible determinar sus propiedades ópticas y químicas.

Una explicación de que se haya encontrado tan aisladamente, podría ser que la andalusita se encuentra a temperaturas más altas, junto con estauroлита, biotita y clorita (Winkler, *op. cit.*), según las siguientes reacciones:



La sillimanita aparece como fibrolita en rocas litológica y texturalmente distintas de los esquistos bandeados, pero se hallan intercalados en ellas aunque no son frecuentes. Son de grano más grueso que los esquistos, granoblásticas, muy ricas en cuarzo, biotita y muscovita. La fibrolita forma comunmente haces y agregados afieltrados, casi siempre contorsionados a expensas de biotita y muscovita. Finas agujas se proyectan también en el cuarzo y el feldespato.

No hay ningún indicio de que la sillimanita se haya formado por inversión de andalusita o de cianita, minerales que además, son raros o ausentes. Sólo la evidencia textural indica que se desarrolló a expensas de biotita y/o muscovita. Holdaway (1971) demostró que la fibrolita se nuclea rápidamente a partir de micas y a temperaturas más bajas que las requeridas para formarse por inversión de cianita o andalusita, hecho que parece demostrado

CUADRO 5

Fases de Deformación	Estructuras Planares	Episodios de Metamorfismo	Eventos Igneos	Edad Probable
D <sub>3</sub>	Pliegues mesoscópicos y fracturación regional	M <sub>1</sub> - Metamorfismo retrógado, cloritización del granate y sericitización de la estauroлита.		Terciario - Cuartario. (Orogenia Andina)
post-D <sub>3</sub>		M <sub>2</sub> - Desarrollo de estauroлита-granate y biotita, cortando a las estructuras S <sub>1</sub> y S <sub>2</sub> .	Intrusiones graníticas (leptotectónicas) de Loma Pelada (409 m.a.) Mala-Mala (456-479 m.a.) y Nuñorco Grande.	
D <sub>2</sub>	Alabeo de la esquistosidad S <sub>1</sub> . Venas de cuarzo son plegadas. Desarrollo de clivaje de crenulación S <sub>2</sub> .	M <sub>3</sub> - Desarrollo de cuarzo-muscovita-biotita y clorita.	Inyección de venas de cuarzo paralelas al plano axial y cortando a las felsitas calcosilicáticas.	Silúrico - Ordovícico (Fase Guandacólica)
D <sub>1</sub>	Desarrollo de la esquistosidad S <sub>1</sub> . Estratificación S <sub>0</sub> de grauwacas, pelitos y cuarcitas.	M <sub>4</sub> - Desarrollo de cuarzo-clorita-muscovita y biotita?	Formación de venas de cuarzo.	Cámbrico medio-superior (Fase Tilcátrica)
				Cámbrico inferior-Precámbrico superior.

en nuestro caso. Por otra parte la fibrolita según el autor citado, presenta cierto desorden estructural, lo que la hace aparecer como fase inestable o metaestable. Por estas consideraciones no la tendremos en cuenta como mineral paragenético.

### Representación gráfica de las paragenesis

Los diagramas AFM son los más adecuados para representar gráficamente las paragénesis minerales en metapelitas. Las figuras 3 y 4, ilustran dos diagramas de

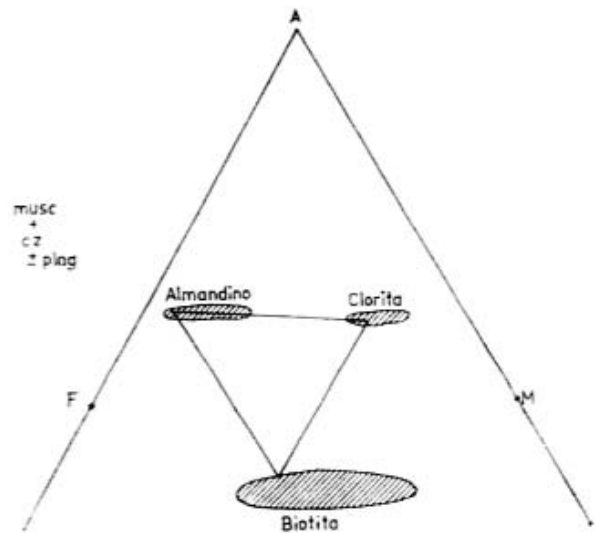


Figura 3

este tipo, ligeramente modificados de Winkler (*op. cit.*). Como la gran mayoría de las metapelitas tienen cuarzo y muscovita en exceso, estos minerales se representan fuera del diagrama y sólo entran en él las paragénesis claves. La escasa cantidad de plagioclasa sódica tampoco se tiene en cuenta. En la figura 3 se pueden apreciar las asociaciones: biotita + clorita

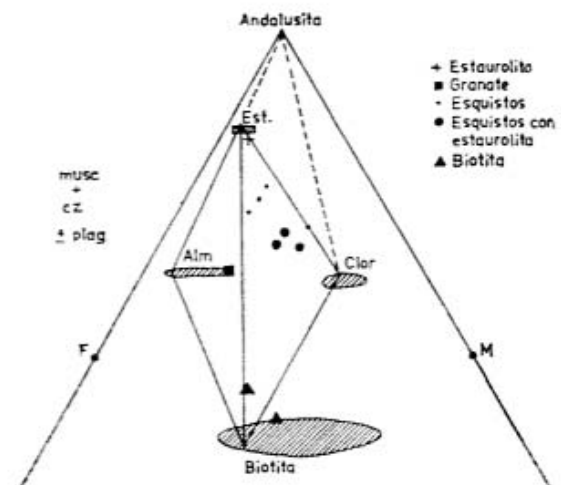


Figura 4.

+ muscovita  $\pm$  plagioclasa sódica, característica de la zona de la biotita; y biotita + clorita + almandino + muscovita + clorita  $\pm$  plagioclasa sódica; ambas pertenecientes al grado bajo de metamorfismo.

No aparecen las asociaciones clorita + cloritoide + andalusita, pues el cloritoide no ha sido reconocido en nuestra zona.

En la figura 5, está representada la asociación: estaurolita-almandino-biotita-clorita-muscovita-cuarzo  $\pm$  plagioclasa ácida que es indicadora del grado medio de metamorfismo. La línea de trazos que une el vértice andalusita con clorita y estaurolita indica la poco frecuente paragénesis andalusita-biotita-estaurolita-granate.

En este diagrama se encuentran proyectadas las composiciones de siete metapelitas (véase cuadro 1), tres de ellas con estaurolita y podemos apreciar que todas caen en el campo de la paragénesis estaurolita-clorita-biotita. Los análisis de biotita, estaurolita y granate del cuadro 4, aparecen también y los puntos caen próximos a los compilados por Hoschek (en Winkler *op. cit.*).

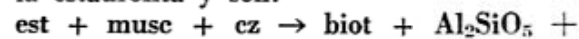
### Condiciones físicas del metamorfismo

El pico del metamorfismo fue alcanzado con la entrada de la estaurolita, la que se formó según la reacción:

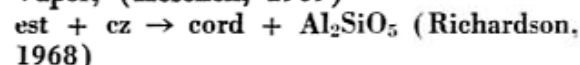


que fuera investigada por Hoschek (1969). Esta curva de equilibrio aparece proyectada en el diagrama  $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{total}}$  versus  $T^\circ$ , en la figura 5, en el que también se muestra el punto triple de andalusita, sillimanita y cianita y sus respectivos campos, según Holdaway (1971).

Otras dos reacciones están también afectadas, ambas muestran la desaparición de la estaurolita y son:



(Hoschek, 1969)



Ambas curvas se intersectan a 2,7 Kbars que estarían indicando la presión mínima para la estabilidad de la estaurolita. Por debajo de ella es estable la cordierita, que nosotros no la hemos encontrado.

La curva de inversión andalusita-sillimanita limita la estabilidad de la estaurolita

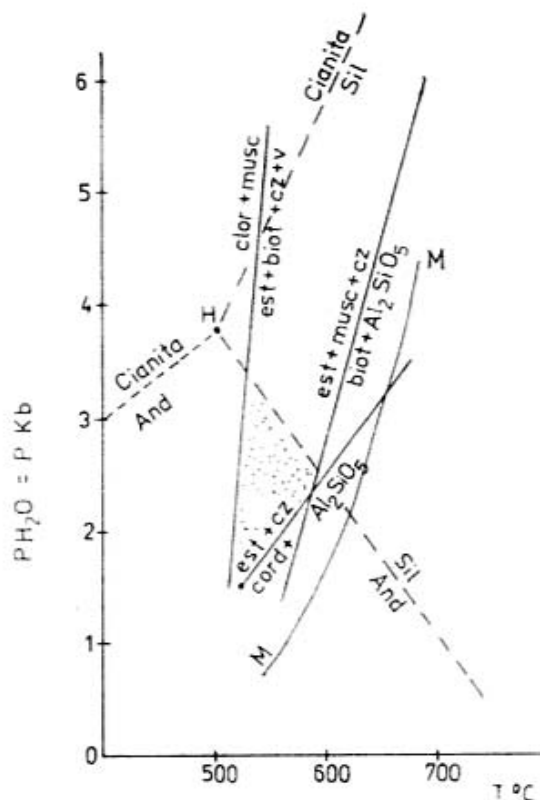


Figura 5

al campo de la andalusita, mineral que fue reconocido, aunque no es frecuente.

Entonces el campo de  $T^\circ$  y  $P$  quedaría restringido en el orden de  $525^\circ$  a  $580^\circ\text{C}$  de temperatura y presiones desde 2,7 a 3,5 Kbars. Estos valores caen dentro del rango supuesto por Rossi de Toselli *et al.* (1982) con valores de 3 a 3,3 Kbars y temperaturas de  $510^\circ$  a  $530^\circ\text{C}$ .

Asimismo estas condiciones son compatibles con los valores dados por Winkler (1979) para el cambio de bajo a mediano grado, en su clasificación de grados de metamorfismo.

### Fases de metamorfismo y deformación

El desarrollo de planos y líneas estructurales, junto con las características de la fábrica que presentan los minerales constituyentes nos permiten definir períodos de deformación y metamorfismo, cuya síntesis se expresa en el cuadro 5.

Un primer esquema tentativo de la deformación fue presentado por Toselli y Rossi de Toselli (1973), que reconocieron estructuras planares y pliegues. Una mejor aproximación se logra ahora, con un número de datos de campo mucho mayor, lo mismo

que gracias a los estudios petrográficos de más detalle. Los minerales que fueron utilizados para la interpretación comprenden:

**Clorita:** que se presenta tanto en láminas aisladas, no deformadas, subhedralas; como en crecimientos policristalinos asociados con estauroлита, biotita, muscovita y opacos. Suele presentar pliegues kink e inclusiones de biotita (foto 2).

**Biotita:** es común en láminas anhedralas poiquiloblásticas, con inclusiones de cuarzo y más raramente de mica blanca. Suelen presentar desarrollo incipiente de pliegues kink. Las inclusiones de cuarzo definen un  $S_1$  (esquistosidad interna) paralela a  $S_1$ , y no a  $S_2$ , como cabría esperar por ser post- $D_2$ . La razón de esto es que  $S_2$  está definida sólo por las láminas de mica blanca, que entra en la reacción genética de la biotita y por lo tanto desaparece; no así el cuarzo de las folias claras de  $S_1$ . Excepcionalmente puede observarse con claridad dos generaciones de biotita (foto 1-3).

**Granate:** se encuentra con hábito euhedro a anhedral y poiquiloblástico y con orientación de las inclusiones de cuarzo paralelas a  $S_1$  ( $S_1 // S_1$ ), que indican un crecimiento estático. A menudo presentan diaforesis a clorita y opacos, pseudomorfos del granate, típico de La Angostura (foto 8-9).

La mica blanca y la plagioclasa, merecen un comentario conjunto. La plagioclasa (albita-oligoclasa) es en general escasa y de grano muy fino. La mica blanca por su parte, es abundante y de grano fino. Pero ocurre que, cuando la plagioclasa adquiere cierto tamaño y abundancia, la mica blanca disminuye en cantidad, hasta prácticamente desaparecer. Esto podría sugerir una relación composicional y de campos de estabilidad.

El cuarzo es uno de los minerales más

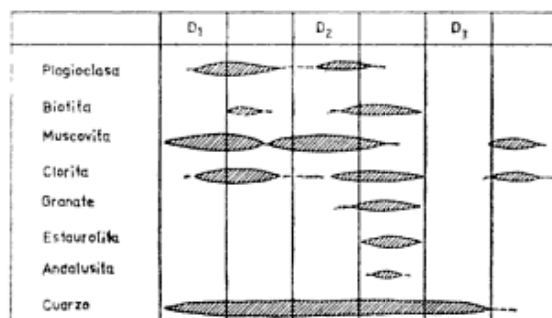


Figura 6

abundantes y sufre solución incongruente bajo los fenómenos tensionales  $D_1$  y  $D_2$ , recrystalizando en fábrica poligonal típica, en finas capas interestratificadas con la mica blanca. En  $S_1$ , que es la esquistosidad prevalente.  $S_2$ , por su parte, está definida sólo por la mica blanca que se comporta como material menos soluble que el cuarzo y por esa razón recrystaliza (o se reorienta), definiendo una nueva esquistosidad.

La estauroлита, se presenta en cristales euhedros a subhedros, frecuentemente macledados, con abundantes inclusiones de cuarzo anhedral, dando lugar a una fábrica cribosa y mostrando hacia los bordes un menor contenido de inclusiones. La falta de orientación de las inclusiones y el desarrollo cortando las estructuras  $S_1$  y  $S_2$ , sin distorsiones, evidencian un crecimiento estático (post-cinemático). A veces incluye euhedros de granate y láminas de biotita.

En conclusión, las grauvacas, semipelitas y cuarcitas, depositadas durante el Precámbrico-Cámbrico inferior, desarrollan una esquistosidad penetrativa  $S_1$ , mimética sobre  $S_0$ , por efecto de un metamorfismo regional  $M_1$ , sincinemático con  $D_1$ , con desarrollo de mica blanca, clorita y biotita?, Junto con recrystalización del cuarzo e inyección de pequeñas venas del mismo mineral. Cuando se desarrolla la plagioclasa, albita-oligoclasa, esta está en relación inversa con la cantidad de mica blanca. Este metamorfismo,  $M_1$  de carácter dinamotérmico, produjo en toda esta zona una mineralogía homogénea sin grandes diferencias y no sobrepasó el bajo grado de metamorfismo e inició las primeras diferenciaciones que llevaron a la formación de las felsitas calcosilicáticas.

El segundo evento metamórfico  $M_2$ , de carácter más fuerte, llevó al desarrollo del zoneamiento metamórfico que se observa. Durante el evento deformativo  $D_2$ , se produce el alabeo de la esquistosidad  $S_1$ , pliegues pequeños tipo similar con desarrollo de clivaje de plano axial y crenulación  $S_2$  de carácter sincinemático, definido fundamentalmente por micas claras flexionadas y de nueva generación. Las venas de cuarzo formadas durante  $D_1$ , son plegadas y se inyectan otras nuevas paralelas al plano axial. Este evento  $D_2$  lo relacionamos estrechamente con los intrusivos graníticos de Loma Pelada (409 m.a.), Ñuñorco Grande y Mala-Mala (456-479 m.a.), de caracteres leptotectónicos.

En el extremo norte de Loma Pelada y

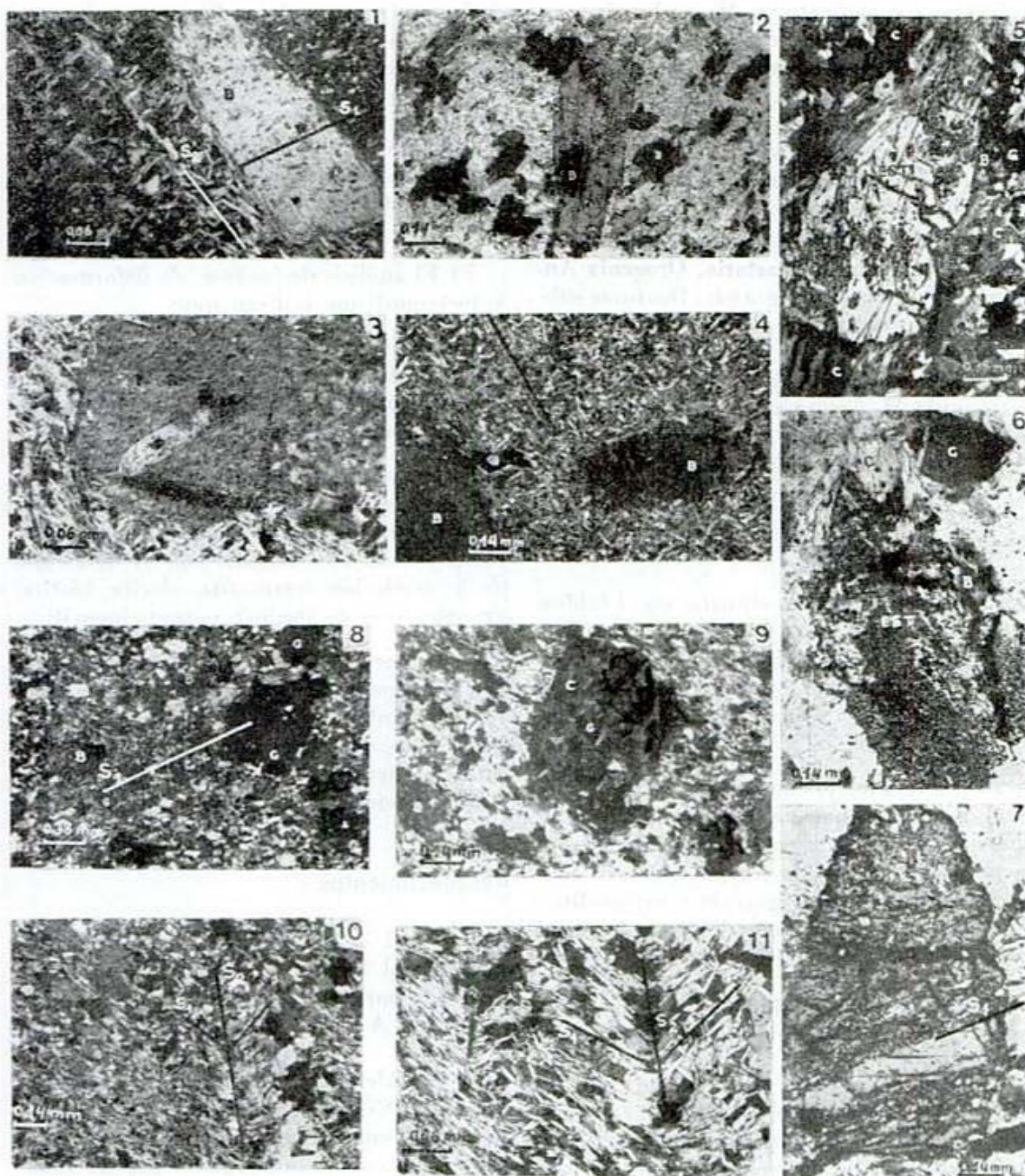


Lámina I. Esquistosidad  $S_2$  sincinemática con  $M_2$  y desarrollo postcinemático de biotita con  $S_1$  paralela a  $S_1$ . Foto 2. — Desarrollo de fenoblastos de clorita que engloban otras más pequeñas de biotita. Las cloritas presentan un desarrollo incipiente de pliegues kink. Foto 3. — Dos generaciones de biotita. Una más pequeña, probablemente originada en  $M_1$  y otra mayor que la engloba y de carácter tardiocinemático a  $M_2$ , con un pliegue kink de desarrollo poco marcado. Foto 4. — Esquistosidad  $S_2$  sincinemática con  $M_2$  y desarrollo tardiocinemático de biotita sin esquistosidad interna  $S_1$ . Foto 5. — Desarrollo estático de estaurolita, de carácter poiquiloblástico, en asociación con clorita magnesiana, biotita y granate. Foto 6. — Fenoblasto de estaurolita en asociación paragenética con ripidolita y biotita. Foto 7. — Desarrollo estático de estaurolita, respetando el bandeado de la roca y quedando capas sin inclusiones, que corresponden a las bandas de biotita y zonas poiquiloblásticas, correspondientes a las bandas cuarzosas. Foto 8. — Desarrollo de granate y biotita poiquiloblásticos con inclusiones que son paralelas a  $S_1$ . Foto 9. — Metamorfismo retrógrado  $M_2$ , de granate a clorita. Fotos 10 y 11. — Esquistosidad  $S_1$ , desarrollada durante  $M_1$ , deformada y con desarrollo de  $S_2$ , carente de metamorfismo y desarrollo posterior de biotita estática durante  $M_2$ .

quebrada de Los Cuartos, el fenómeno térmico correspondiente a  $M_2$ , sobrevive en el tiempo al efecto deformativo y con caracteres tardío a post-cinemáticos, da lugar al desarrollo de la clorita, biotita, granate y estaurolita (andalusita); pero en La Angostura el desarrollo de la biotita es de caracteres sincinemáticos, continuando su cristalización tardío a post-cinemática.

La tercera fase de deformación  $D_3$ , acontece en el Terciario-Cuartario, Orogenia Andina, con desarrollo de grandes fracturas submeridionales y el desarrollo de pliegues mesoscópicos de decenas de metros de radio, a los cuales se asocia un metamorfismo retrógrado  $M_3$ , expresado por la fuerte cloritización de la biotita y del granate, junto con la sericitización de la estaurolita.

### Conclusiones

1) Las metamorfitas situadas en el faldeo sur-occidental de las Cumbres Calchaquies, comprendidas en las áreas adyacentes y al sur de Los Cuartos y el sector norte de Loma Pelada, son esencialmente metapelitas y metagrauvascas.

2) El complejo metamórfico aflorante está integrado por esquistos bandeados, cuarzo, biotítico-muscovítico-cloríticos, con menos del 1 % de plagioclasa sódica y con paragénesis locales de granate y estaurolita. Aparecen con frecuencia delgadas intercalaciones de felsitas calcosilicáticas.

3) Se han distinguido en el campo las zonas de biotita, granate y estaurolita.

4) La relación  $MgO/MgO + FeO$ , en las metapelitas varía entre 0,45 a 0,57, lo que explica la presencia constante de clorita aún en el grado medio de metamorfismo (facies de anfibolita).

5) El pico del metamorfismo es alcanzado con la entrada de la estaurolita en el

nivel de comienzo de grado medio o subfacies estaurolita-almandino, con la asociación estaurolita-biotita-almandino-clorita. Raramente aparece asociada andalusita.

6) Las condiciones físicas deducidas de las curvas de estabilidad de la estaurolita indican temperaturas entre 525-580°C y presión total igual a presión de agua entre 2,8 y 3,6 kbars.

7) El análisis de las fases de deformación y metamorfismo indican que:

a) El metamorfismo  $M_1$ , fue sincinemático con  $D_1$ , dando lugar al desarrollo de la esquistosidad  $S_1$  prevalente y con asociaciones de cuarzo, muscovita, albita.

b) El evento deformativo-metamórfico  $D_2$ ,  $M_2$ , está relacionado con la intrusión de los cuerpos graníticos de Loma Pelada, Mala Mala y Ñuñorco Grande, con el desarrollo de la asociación estaurolita, clorita, biotita, granate, que es tardío a post-cinemática.

c) Un tercer período,  $D_3$ ,  $M_3$ , se relaciona con la orogenia Andina, que produce la fracturación submeridiana y basculamiento de los bloques de basamento. Asimismo se produce la diaforesis de estaurolita a sericita y de granate a clorita.

### Agradecimientos

Dejamos constancia de nuestro agradecimiento al Ing. D. E. Angonoa y a O. F. Coronel, por la realización de los análisis químicos. A la Fundación Alexander von Humboldt y a la Fundación Volkswagenwerk de Alemania Federal; como así también al CONICET, al CIUNT y a la Facultad de Ciencias Naturales de la UNT, sin cuyos apoyos no hubiéramos podido realizar el presente trabajo. A todos ellos nuestro reconocimiento. Un reconocimiento especial al Dr. C. Gordillo por la lectura crítica del manuscrito.

### Lista de trabajos citados en el texto

- Baldis, B., J. Viramonte y J. Salfity, 1975. *Geotectónica de la comarca comprendida entre el Cratógeno Central Argentino y el borde austral de la Puna*. II Congreso Iberoamericano de Geol. Econ. IV: 25-44. Buenos Aires.
- Caminos, R., 1972. *Sierras Pampeanas de Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan*. Simposio Geología Regional Argentina, I, 225-291. Córdoba.



- Carmichael, D. M., 1970 *Intersecting isograds in the Whetstone Lake area, Ontario*. J. Petrol. II, 147-181. Oxford.
- Froese, E. y E. Gasparrini, 1975. *Metamorphic zones in the Snow Lake area, Manitoba* Canad. Min. 13: 162-167.
- Guidotti, C. V., 1974. *Transition from Staurolite to Sillimanite Zone, Rangeley Quadrangle, Maine*. Geol. Soc. Am. Bull. 85: 475-490.
- Holdaway, M. J., 1971. *Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram*. Am. Jour. Sci. 271 (2): 97-131.
- Hoschek, G., 1969. *The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks*. Contr. Min. Petrol. 22: 208-232.
- Rapela, C. W., 1976. *Las rocas granitoides de la región de Cafayate, Prov. de Salta. Aspectos petrológicos y geoquímicos*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 31 (4): 260-278. Buenos Aires.
- Richardson, S. W., 1968. *Staurolite stability in part of the system Fe-Al-Si-O-OH*. Jour. Petrol. 19:467-488. Oxford.
- Rossi de Toselli, J. N., J. Saavedra Alonso y A. J. Toselli, 1982. *Sobre el origen de los niveles calcosilicáticos en el basamento pre-ordovícico metamorfizado del Cratógeno Central Pampeano, Argentina*. V Congreso Latinoamericano de Geología, Actas IV: 285-296, Buenos Aires.
- Ruiz Huidobro, O., 1960. *Descripción geológica de la hoja 18e, Chicoana, provincia de Salta*. Direc. Nac. Geol. y Min. Bol. 89. Buenos Aires.
- 1972. *Descripción geológica de la hoja 11e, Santa María*. Serv. Nac. Minero Geológico. Bol. nº 134. Buenos Aires.
- Saavedra Alonso, J., A. J. Toselli y J. N. Rossi de Toselli, 1983. *Aspectos geológicos y geoquímicos del granito peraluminico de Loma Pelada, Tafi del Valle, Tucumán, Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIX (1-2): 12-27. Buenos Aires.
- Toselli, A. J. y J. N. Rossi de Toselli, 1973. *Metamorfismo de las Cumbres Calchaquies: I - Rasgos de deformación y blastesis en las rocas del faldeo suroccidental entre La Angostura y Tafi del Valle, Tucumán, Rep. Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVIII (1): 45-55. Buenos Aires.
- Turner, F. J., 1981. *Metamorphic Petrology*. 2ª Edic. McGraw Hill.
- Wedepohl, K. H., 1969. *Handbook of Geochemistry*. Vol. I y II. Springer Verlag.
- Winkler, H. G. F., 1976, 1979. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 4ª y 5ª Edición. Springer-Verlag, Berlín.

Recibido: 4 de agosto, 1983.

Aceptado: 23 de julio, 1984.

ALEJANDRO J. TOSELLI

JUANA N. ROSSI DE TOSELLI

Universidad Nacional de Tucumán  
Facultad de Ciencias Naturales  
Miguel Lillo 205 - C.C. 91  
4000 San Miguel de Tucumán

## PREMIOS

**Premio Storni 1984:** El premio correspondiente al año 1984, recayó en el trabajo presentado por el Dr. Miguel A. Gallisky cuyo título "Distrito Minero El Quemado, Departamentos La Poma y Cachi, provincia de Salta II Geología de sus pegmatitas" se publicó en los N.ºs. 3-4 del correspondiente año. Los méritos de tan importante contribución, han honrado nuestra Revista, elevando el nivel para alcanzar el prestigio que deseamos.

**Premios Nagera y Pastore 1984:** Junto con la realización del IXº Congreso Geológico Argentino en San Carlos de Bariloche, nuestra Asociación otorgó los Premios Franco Pastore a la **Investigación Científica** y J. J. Nagera a la **Difusión Científica**. Fueron premiados por sus aportes constantes al conocimiento geológico del país y desarrollo de investigaciones científicas llevadas a cabo a través de su larga trayectoria profesional los Doctores Félix González Bonorino y Edgardo Rolleri respectivamente.

## MIEMBRO PSAMPELITAS DE LA FORMACION SIERRAS BAYAS, PARTIDO DE OLAVARRIA, PROVINCIA DE BUENOS AIRES

DANIEL G. POIRE y ADRIAN MARIO IÑIGUEZ

### Resumen

En este trabajo se define el *miembro psamopelitas* de la Formación Sierras Bayas y se dan a conocer las características sedimentológicas y mineralógicas de las rocas que lo componen.

En lo que respecta a su litología, este nivel psamopelítico está formado esencialmente por: lutitas rojas, fangolitas amarillentas, vaques cuarzosos, vaques líticas, arenitas cuarzosas y una brecha de ftanita.

El conocimiento de este nuevo miembro nos ha permitido establecer para la Formación Sierras Bayas (Proterozoico), en su localidad tipo (Olavarría), el ordenamiento estratigráfico de sus miembros, que de base a techo resulta: *cuarcitas inferiores, dolomías, psamopelitas, cuarcitas superiores, arcilitas y calizas*.

### Introducción

Sucesivas campañas a la zona de Olavarría con el objeto de realizar el estudio paleoambiental de la Formación Sierras Bayas (Dalla Salda e Iñiguez, 1978), posibilitaron el reconocimiento, dentro de esta unidad litoestratigráfica, de un nivel continuo en todo el ámbito de las Sierras Bayas, ubicado estratigráficamente por arriba del miembro *dolomías* y subyacente al miembro *cuarcitas superiores*.

El propósito de este trabajo es comunicar la presencia de este miembro y de delimitar sus características sedimentológicas y mineralógicas más conspicuas. Es oportuno señalar que el análisis paleoambiental de las sedimentitas constituyentes de este miembro, forma parte del estudio sedimentológico y mineralógico de la Formación Sierras Bayas en todo su desarrollo, en carácter de tesis doctoral de uno de los autores (D.G.P.), a presentarse en la Facultad de Ciencias Naturales de la Universidad Nacional de La Plata; es por esto, que dicho análisis no es ofrecido en este trabajo.

### Abstract

This paper deals with the sedimentological and mineralogical characteristics of the *psammopelites member* of the Sierras Bayas Formation.

Lithologically it consists of red shales, yellowish mudstone, quartzitic and lithic wackes, quartzitic arenites and a chert breccia.

This new member has allowed us to arrange the stratigraphical sequence of the Sierras Bayas Formation (Proterozoic) in the type area (Olavarría) as follow: *lower quartzites, dolostone, psammopelites, upper quartzites, claystones and limestones*.

### Ubicación geográfica

Las Sierras Bayas están localizadas al sudeste de Olavarría (fig. 1), en el extremo noroeste de las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires.

En planta presentan una forma casi elíptica, cuyo eje mayor de aproximadamente 20 km, tiene una dirección nornoreste, mientras que su ancho no supera los 10 kilómetros. Existen dos valles perpendiculares al eje mayor que cortan a esta unidad orográfica, la que queda así subdividida en tres núcleos: Austral, Central y Septentrional. Cabe destacar que en todos ellos se repite la misma columna estratigráfica a causa de fallas paralelas localizadas en los valles transversales arriba citados.

En la figura 1 se muestra también, la ubicación de los afloramientos y laboreos que han dejado al descubierto el miembro *psamopelitas*.

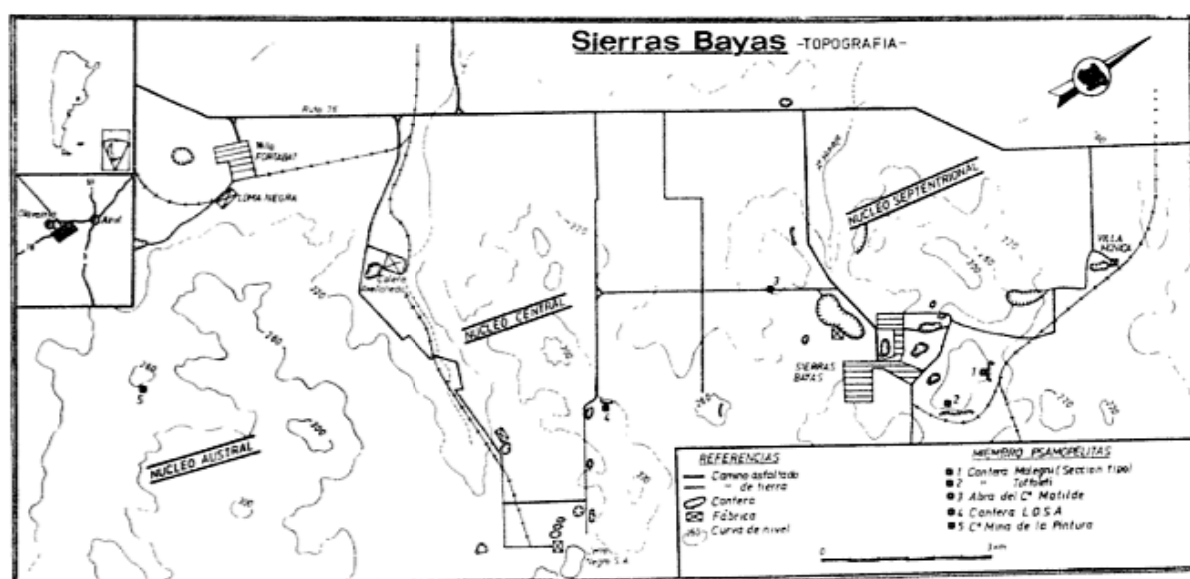


Figura 1

## Geología

### Estratigrafía

A través de los trabajos de Amos *et al.* (1972), Dalla Salda e Iñíguez (*op. cit.*) y posteriormente Zalba (1978) y Bonhomme y Cingolani (1980), entre otros, se ha formulado que la cubierta sedimentaria pre-mesozoica de las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires está conformada por dos unidades formacionales, producto de la depositación en dos cuencas sedimentarias distintas y no coetáneas: Formación Sierras Bayas (proterozoica) y Formación Balcarce (cambro-ordovícica).

La Formación Sierras Bayas tiene como área de afloramiento el sector noroeste de las Sierras Septentrionales, comprendiendo esencialmente las zonas de Barker y Olavarría. En lo que respecta a esta última, la Formación Sierras Bayas se apoya en discordancia sobre un basamento ígneo-metamórfico, y se encuentra cubierta en discordancia erosiva por la Formación Cerro Negro (Iñíguez y Zalba, 1974) o por relleno moderno.

Está conformada desde la base al techo por los siguientes miembros: *cuarcitas inferiores, dolomías, psamopelitas, cuarcitas superiores, arcilitas y calizas*, que según diferentes autores, han sido originados en distintas edades (cuadro 1). Es de hacer notar que en este cuadro hemos incluido solamente los autores citados oportunamente y con referencia al área de Sierras Bayas;

un cuadro más completo para las Sierras Septentrionales, puede consultarse en Teruggi y Kilmurray, 1980.

### Miembro psamopelitas

#### ANTECEDENTES

En el cerro Mina de la Pintura (fig. 1), Hauthal (1896), reconoció unas rocas pelíticas ubicadas por arriba de las dolomías, sin ofrecer demasiados detalles. Posteriormente Nágera (1919) brindó la descripción de esas sedimentitas, entre las que señaló la presencia de "pedernales, cuarcitas y capas arcillosas bien estratificadas"; en su opinión se trata de un fenómeno local, pero admite que los pedernales se encuentran dispersos en casi todos los cerros por arriba de las dolomías.

Antonioli (1969) observó en la cantera L.O.S.A. de las Tres Lomas (fig. 1), la presencia de ftanitas acompañadas de material arcilloso en los niveles superiores de los bancos dolomíticos; no obstante ello, determinó que el pasaje de las *dolomías* a las *cuarcitas superiores* es transicional del tipo intercalado, sin la intervención de otro elemento litoestratigráfico.

Marchese y Di Paola (1975) señalaron la existencia, sobre el techo de las *dolomías*, de ftanitas, conglomerados y brechas silíceas. Estas rocas, como se apreciará más adelante, forman parte del miembro *psamopelitas*, aunque por presentarse en muy

	NAGERA 1919	G. BONORINO 1954	ANTONIOLI 1969	MARCHESE Y DI PAOLA 1975	PRESENTE TRABAJO
Perm.					
Carb.		Fm. Calizas " Arcillas " Cuarzitas sup. " Dolomitas " Cuarzitas inf.			
Dev.					
Sil.	Horiz. Calcárea " de las arcillas " cuarcítico sup. " dolomítico " cuarcítico inf.				
Ord.			Fm. La Tinta Fm. Loma Negra Arcillas Cuarzitas sup. Dolomías Cuarzitas inf.		
Cámbr.					
Precámbrico	Basamento Cristalino	Basamento Cristalino	Basamento Cristalino	Fm. La Tinta Mb. Calcárea Mb. Pelítico Mb. Cuarcítico Mb. Dolomítico Mb. Cuarcítico	Fm. Cerro Negro Mb. Calizas " Arcillas " Cuarzitas sup. " Psamopelitas " Dolomías " Cuarzitas inf.
				Complejo Buenos Aires	Basamento Cristalino

Cuadro 1

malos afloramientos, estos autores las consideraron intercalaciones discontinuas dentro del miembro *cuarcitas superiores*.

A medida que se ha intensificado la explotación y prospección de dolomías, se han abierto —ladera arriba de algunas canteras y por debajo de las *cuarcitas superiores*— laboreos que han dejado al descubierto este nuevo miembro. A partir de su conocimiento es fácil detectarlo en todo el ámbito de las Sierras Bayas, puesto que una de sus litologías, brecha de ftanita de hasta 2 m de espesor, se encuentra aflorando en bancos que sobresalen del faldeo por su resistencia a la erosión.

#### DESCRIPCIÓN

En la cantera L.O.S.A. y Malegni (fig. 1) se encuentra el contacto, de tipo concordante neto, entre el techo de las *dolomías* y la base de las *psamopelitas*. En la cantera Malegni (sección tipo) hemos realizado el muestreo detallado de sus sedimentitas y la confección de un perfil co-

lumnar (fig. 2). No obstante, no es posible observar aquí el pasaje de este miembro a las *cuarcitas superiores* debido al relleno de ladera. Este contacto, de tipo concordante transicional intercalado, se aprecia en el abra del cerro Matilde, en el camino utilizado por la Compañía Argentina de Cemento Portland San Martín para el abastecimiento de materia prima para su fábrica (fig. 1).

El espesor de las *psamopelitas* en su sección tipo es de 17 m.

En base a las diferencias texturales, composicionales y estructurales que presentan sus sedimentitas, pueden distinguirse, siguiendo un criterio puramente descriptivo, tres facies sedimentarias. Estas, ordenadas en forma ascendente, son: a) facies de lutitas rojas, b) facies de fangolitas amarillas y brecha de ftanita, y c) facies de psamitas y pelitas varicolores (fig. 2).

#### FACIES DE LUTITAS ROJAS

Las lutitas son predominantemente rojas, con algunas variedades violáceas y marro-

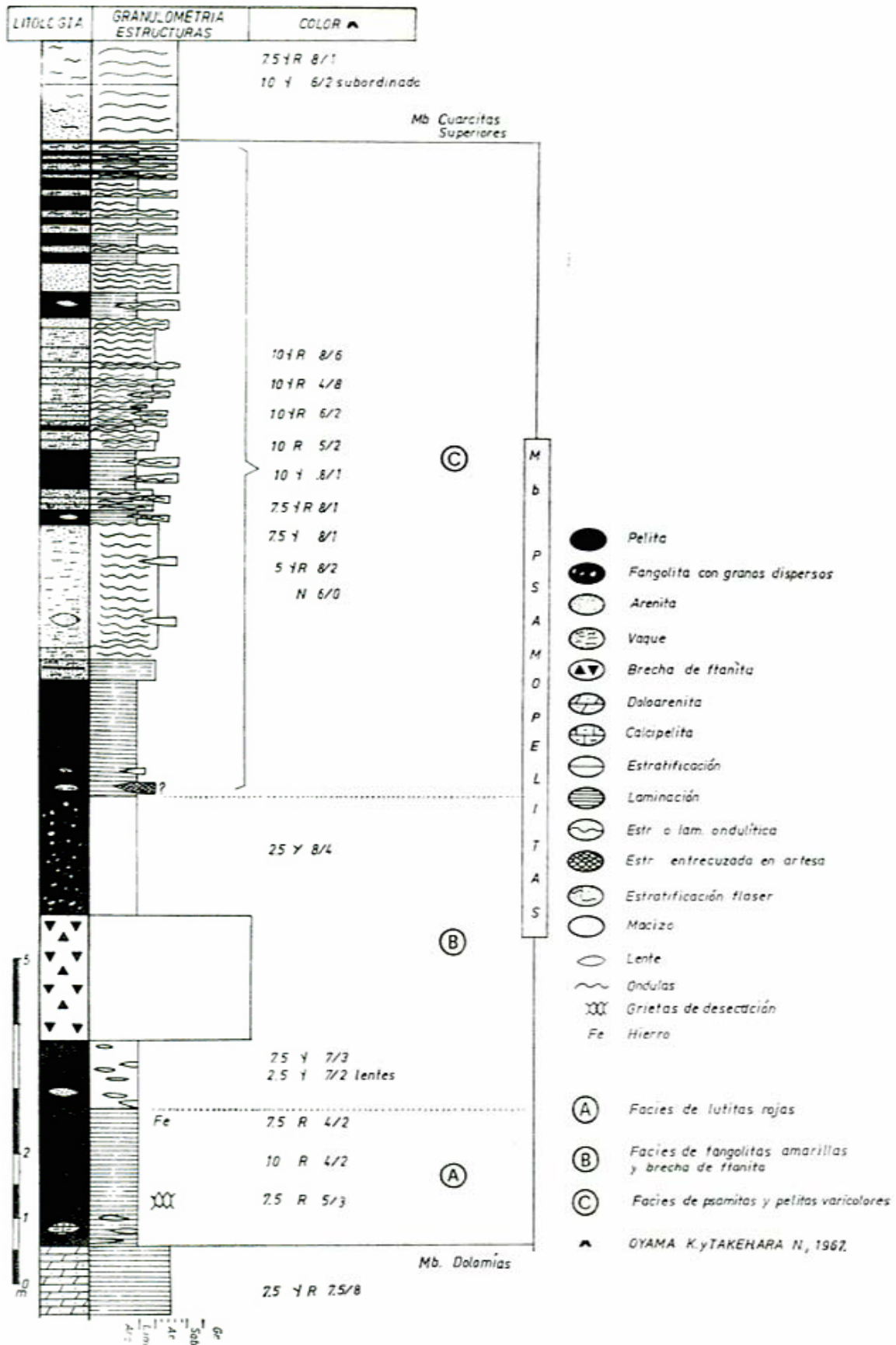


Fig. 2. — Sección tipo del Miembro Psamopelitas de la Formación Sierras Bayas.

nes rojizas; poseen buena consolidación y fisilidad. En su composición se detecta, mediante difracción de rayos X, illita, cuarzo, escaso feldespato y óxidos de hierro; estos últimos se presentan como goetita en su parte basal y hematita en su sección media y superior. Determinaciones químicas de hierro arrojaron porcentajes del orden del 2 al 3 % de  $Fe_2O_3$ , pero en la parte superior de esta facies existe un nivel violáceo con 16 % de  $Fe_2O_3$ .

Son dos las estructuras sedimentarias presentes en esta facies: laminación y grietas de desecación. Con respecto a las primeras, en base al espesor promedio de sus láminas (clasificación de Ingram, en Spalletti, 1980), son medianas. Las grietas de desecación son pequeñas, siendo sus diámetros máximos del orden de los tres centímetros.

En la parte basal de esta facies de lutitas rojas se concentran lentes delgadas de calizas rojizas (*mudstone*), macizas, bien consolidadas, compuestas por calcita, poco cuarzo e illita. Los espesores de estas lentes de calizas son medianos a gruesos y se hallan intercaladas con las láminas de lutitas.

Es interesante señalar que estas lentes de calizas están situadas pocos centímetros por arriba del miembro *dolomías*, lo que evidencia que el proceso de dolomitización de las capas infrayacentes, es anterior a la depositación de esta facies sedimentaria, o en su defecto, este fenómeno obedecería a un cambio en el ambiente entre las dolomías y las lutitas rojas portadoras de las calizas.

El espesor promedio de esta facies es de dos metros.

#### FACIES DE FANGOLITAS AMARILLAS Y BRECHA DE FTANITA

Las fangolitas son amarillas verdosas, macizas y se pueden dividir de acuerdo a sus características texturales y estructurales en dos variedades: 1) las que poseen buena consolidación, buena selección y pequeños cuerpos crecionales negros, que tienen un tamaño máximo de 1,5 mm y que vistos a la lupa binocular presentan una forma de geoda; 2) las que son friables, mal seleccionadas y con clastos de cuarzo caóticamente dispersos, que poseen un tamaño modal de arena gruesa, son redondeados y de composición cuarcítica.

Estos dos tipos de fangolitas subyacen y sobreyacen respectivamente a un banco de brechas ftaníticas (fig. 2).

Analizadas mediante difracción de rayos X, las fangolitas inferiores están compuestas por illita, cuarzo, escaso feldespato y una asociación de hematita-magnetita correspondiente a los cuerpos crecionales. Las superiores poseen illita, abundante cuarzo (fango y clastos), goetita, feldespato y trazas de caolinita.

Dentro de las fangolitas inferiores existen lentes de arenitas cuarzosas blanquecinas, macizas y de grano medio; en sección transversal, estas lentes miden aproximadamente 1,8 m de largo y 45 cm de espesor máximo.

La brecha de ftanita se ubica generalmente como un banco entre ambas fangolitas, aunque en ciertos lugares no se presenta; además es posible observar brechas de ftanita por encima de las facies de lutitas rojas, como en la cantera L.O.S.A.

Su coloración es marrón rojiza a amarillenta y está dada por la matriz; en general se encuentra bien consolidada por silicificación, aunque en algunos sectores de este banco se muestra friable. Los clastos son de colores grises oscuros a incoloros, tenaces, de bordes cortantes y se disponen caóticamente; su tamaño medio es de 9 cm, alcanzando extremos tales como guijones de 25 cm; son angulosos a muy angulosos.

Microscópicamente se puede apreciar que los clastos están compuestos por calcedonia y cuarzo. Cada clasto está formado por una masa criptocristalina que en su interior contiene individuos que no superan los 0,6 mm de tamaño, de tres tipos distintos: los de calcedonia fibrosa, los de cuarzo subangulosos y las oolitas. Estas últimas son esféricas, aunque se presentan también en formas elípticas, y tienen una disposición concéntrica de los tamaños de los cristallitos silíceos en forma granocreciente hacia la periferia.

En la matriz hay fragmentos de calcedonia fibrosa, con su típica cruz de extinción, de cuarzo y algunas oolitas; está silicificada y teñida por hematita, la que forma también cristales opacos.

El espesor de este banco brechoso es variable debido a su geometría lenticular, destacándose un espesor máximo de 2 m. La potencia total de esta facies es de cinco metros.

FACIES DE PSAMITAS Y PELITAS  
VARICOLORS

Las psamitas presentes en esta facies son: vaques cuarzosas, vaques líticas y arenitas cuarzosas, mientras que las pelitas están representadas por fangolitas. Estas rocas se alternan entre sí en capas muy finas a medianas, conformando una estratificación ondulosa a *flaser* (Reineck y Wunderlich, en Spalletti, 1980).

Las vaques cuarzosas son generalmente rocas grisáceas, bien consolidadas y de tamaño fino. Forman lentes duros de pocos centímetros de espesor, con laminación ondulítica y microestratificación entrecruzada.

Microscópicamente se observa su pobre selección, siendo el tamaño máximo de sus clastos de 150 micrones y el promedio de 80 micrones; están compuestas por granos de cuarzo y matriz arcillosa silicea, con recristalización de muscovita; los granos de cuarzo son de procedencia metamórfica, manifestada por su extinción ondulante, láminas de Böhm y granos policristalinos de textura suturada; son subangulosos y muestran un sutil crecimiento secundario, están orientados incipientemente y constituyen el 60 % de la roca.

Similares a las anteriores pero con el agregado de clastos de glauconita, se presentan las vaques líticas, de tonalidades verdosas pálidas, grisáceas, marrones claras y en oportunidades rojas, producto de teñido hematítico; en general están bien consolidadas, pero algunas se muestran friables; su selección es mala y se presentan en finas láminas intercaladas con fangolitas.

Su estudio petrográfico revela un alto porcentaje de matriz (35 %), granos de cuarzo (45 %), y agregados de glauconita (20 %). Los clastos de cuarzo son subredondeados, de procedencia metamórfica, con tamaños máximos y medios de 600 y 180 micrones respectivamente; poseen orientación horizontal de su eje mayor y, cuando la matriz no interfiere, algunos clastos que están en contacto presentan crecimiento secundario.

Los agregados de glauconita son redondeados y con nicols cruzados aparecen como masas criptocristalinas con color de interferencia verde oscuro.

La matriz está compuesta principalmente por material arcilloso (glauconita-illita-

cuarzo), con recristalización de muscovita.

El análisis por difracción de rayos X de estas vaques líticas permite identificar, además de cuarzo, illita, pirofilita y un interestratificado illita-montmorillonita con su reflexión más intensa muy cercana a 10 Å, que se interpreta como un mineral constituyente de las glauconitas. Goetita y hematita también han sido revelados por este método.

Estas vaques líticas se presentan en láminas de muy finas a muy gruesas, con estructura ondulítica; por la manera de asociarse con los materiales pelíticos conforman una estratificación del tipo ondulosa.

Existen hacia la parte superior de esta facies, niveles de arenitas cuarzosas blanquecinas, macizas, bien seleccionadas y con pequeños niveles, discontinuos, de pelitas verdes (estratificación *flaser*).

Al microscopio se observa una muy buena selección, con clastos de cuarzo en más del 95 %, y muy escasa matriz arcillosa teñida por óxidos de hierro. Los granos de cuarzo son de origen metamórfico, con bordes intergranulares cóncavos-convexos y con apófisis, producto de crecimiento secundario en continuidad óptica de los granos de cuarzo, pudiéndose observar el contorno original, redondeado, de los clastos, marcado por partículas arcillosas que quedaron adheridas a su superficie con anterioridad a la cementación. El tamaño promedio de los individuos es de 420 micrones y el máximo de 800 micrones.

Estas arenitas cuarzosas forman parte del contacto transicional de tipo intercalado entre las *psamopelitas* y las *cuarcitas superiores*. Dicho contacto lo hemos ubicado en el último nivel pelítico, por arriba del cual sólo aparecen arenitas cuarzosas.

Las fangolitas son varicolores, de poco a bien consolidadas, laminadas e intercaladas con vaques líticas. Vistas al microscopio son mal seleccionadas, con granos de cuarzo subangulosos, cuyo tamaño medio es de 40 micrones y su máximo de 150 micrones; poseen además agregados redondeados de glauconita y fracción arcillosa con recristalización de muscovita. Los porcentajes de estos componentes son: cuarzo 25 %, líticas 15 % y fracción arcillosa 60 %.

Los espesores de sus láminas van de muy finas a medianas y presentan laminación ondulítica. Algunos niveles son netamente arcillosos y revelan por difracción

de rayos X, similares características composicionales que las vaques líticas.

El espesor de la facies de psamitas y pelitas varicolores es de aproximadamente 10 metros.

### Conclusiones

Dentro de la Formación Sierras Bayas se encuentra un nivel de aproximadamente 17 m de espesor, que no ha sido citado como tal en la literatura geológica correspondiente. Está constituido por lutitas rojas, fangolitas amarillentas, vaques cuarzosas, vaques líticas, arenitas cuarzosas y una brecha de ftanita.

Esta rocas se ordenan en tres facies sedimentarias definidas en base a sus características sedimentológicas: a) facies de lutitas rojas, b) facies de fangolitas amarillas y brecha de ftanita, y c) facies de psamitas y pelitas varicolores.

Debido a que todos los miembros de esta formación han sido designados con términos que reflejan su litología sin un nombre propio toponímico, proponemos para este miembro la denominación *psamopelitas*.

La sección tipo de este miembro está ubicada en la cantera Malegni, situada en la ladera noreste del cerro Aguirre.

Su contacto basal con el miembro *dolomías*, es concordante neto, mientras que su contacto superior con el miembro *cuarcitas superiores* es concordante transicional intercalado.

La definición de este nivel como unidad litoestratigráfica en el rango de miembro, está de acuerdo con los lineamientos establecidos por el Código de Nomenclatura Estratigráfica en su artículo 13.

En base al conocimiento y ubicación del miembro *psamopelitas*, el ordenamiento estratigráfico de los miembros constituyentes de la Formación Sierras Bayas, de base a techo, es el siguiente: *cuarcitas inferiores*, *dolomías*, *psamopelitas*, *cuarcitas superiores*, *arcilitas* y *calizas*.

Sobre la base de los datos obtenidos hasta la fecha, en lo que respecta al análisis paleoambiental interpretativo de la Formación Sierras Bayas (Poiré, en preparación), se puede adelantar que las tres facies que conforman al miembro *psamopelitas* revisten una significativa importancia. La facies de lutitas rojas marcaría la culminación de un ciclo regresivo que se inicia en las *cuarcitas inferiores* y pasa por las *dolomías*. La brecha de ftanita evidenciaría un evento erosivo cuya magnitud aún no ha sido evaluada, y a partir del cual se iniciaría un nuevo ciclo regresivo ya que la facies de psamitas y pelitas varicolores se corresponde a un ambiente de deposición más profundo que las *cuarcitas superiores*, a las cuales pasa en transición mediante la sedimentación de niveles con estructuras mixtas tipo ondulosa a *flaser*.

### Agradecimientos

Los autores expresan su reconocimiento a la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires y a la empresa Loma Negra C.I.A.S.A. por el apoyo brindado para la ejecución del trabajo. Por otra parte se agradece al Dr. Luis A. Spalletti por las sugerencias y revisión crítica del manuscrito. Al alumno Daniel Silva por su colaboración en las tareas de campaña y al Sr. Carlos Brianese por la confección de las ilustraciones.

### Lista de trabajos citados en el texto

- Amos, A. J., B. J. Quartino, R. A. Zardini, 1972. *El "Grupo La Tinta" (Provincia de Buenos Aires), Paleozoico o Precámbrico?* XXV Congr. Bras. Geol., 211-221, Sao Paulo.
- Antonioli, J. A., 1969. *Formación La Tinta*. Notas de la Com. Inv. Cient. Prov. Bs. As. 6 (5), La Plata.
- Bonhomme, M. G. y C. A. Cingolani, 1980. *Mineralogía y geocronología Rb-Sr y K-Ar de fracciones finas de la Formación La Tinta, provincia de Buenos Aires*. Asoc. Geol. Arg. Rev. XXXV (4): 519-538, Buenos Aires.
- Comité Argentino de Nomenclatura Estratigráfica, 1972. *Código de Nomenclatura Estratigráfica*. Asoc. Geol. Arg., Serie "B", Didác. y Complem. 2.
- Dalla Salda, L. y A. M. Iñíguez, 1978. *La Tinta, Precámbrico y Paleozoico de Buenos Aires*. VII Congr. Geol. Arg. I: 539-550, Buenos Aires.



- González Bonorino, F., 1954. *Geología de las Sierras Bayas. Partido de Olavarría, provincia de Buenos Aires*. M.O.P., LEMIT Serie II, (55): 5-37.
- Hauthal, R., 1896. *Contribución al conocimiento de la geología de la provincia de Buenos Aires. I. Las Sierras entre Cabo Corrientes e Hinojo*. Rev. Mus. La Plata VII: 477-489.
- Iñiguez, A. M. y P. Zalba, 1974. *Nuevo nivel de arcilitas en la zona de cerro Negro, partido de Olavarría, provincia de Buenos Aires*. M.O.P. LEMIT, Serie II, (264): 95-100.
- Marchese, H. y E. C. Di Paola, 1975. *Miogeosinclinal Tandil*. Asoc. Geol. Arg. Rev. XXX (2): 161-179.
- Nágera, J. J., 1919. *La Sierra Baya (Prov. de Buenos Aires). Estudio geológico y económico*. Anal. Minist. Agric. Sec. Geol. Miner. y Min. XIV (1): 1-66.
- Oyama, K. y N. Takehara, 1967. *Standart Soil Color Charts*.
- Spalletti, L. A., 1980. *Paleoambientes sedimentarios en secuencias silicoclásticas*. Asoc. Geol. Arg., Serie "B", Didác. y Complem. 8.
- Teruggi, M. E. y J. O. Kilmurray, *Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires*. Geol. Reg. Arg. II: 919-965.
- Zalba, P. E., 1981. *Nuevo nivel de arcilitas sobre las calizas de la zona de Barker, provincia de Buenos Aires*. Asoc. Geol. Arg. Rev. XXXVI (1): 99-102.

Recibido: 9 de setiembre, 1983.

Aceptado: 26 de junio, 1984.

DANIEL G. POIRE

ADRIAN MARIO IÑIGUEZ

Centro de Investigaciones Geológicas

UNLP - CONICET - CIC

Fac. de Cs. Naturales de La Plata

Calle 1 nº 644

1900 La Plata