

REVISTA

DE LA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

SUMARIO

DARCY CLOOS, La presencia de <i>Cornaptychus</i> y <i>Laevilamellaptychus</i> (Cephalopoda-Ammonoidea) en Argentina	5
AMÍLCAR O. HERRERA, Estructura interna de las pegmatitas mica-cíferas de Alta Gracia, Córdoba	15
TOMÁS SUERO, Paleogeografía del Paleozoico Superior en la Patagonia (República Argentina)	35
JORGE F. VILLAR FABRE, Textura en anillos en una norita de Valle Fértil, provincia de San Juan	45
ANGEL V. BORRELLO, Trilobites de la graptofauna caradociana de San Juan	53
FÉLIX GONZÁLEZ BONORINO, Petrología de algunos cuerpos básicos de San Luis y las granulitas asociadas	61
COMENTARIO BIBLIOGRÁFICO	107

BUENOS AIRES

REPUBLICA ARGENTINA

1962

REVISTA
DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

This One



XL5D-JPZ-R6E4

Imprenta y Casa Editora «CONI», Perú 684, Buenos Aires

Inscripta en el Registro de la Propiedad Intelectual bajo el número 340.992

REVISTA

DE LA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

TOMO XVI

BUENOS AIRES

REPÚBLICA ARGENTINA

1961

REVISTA
DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Tomo XVI

Enero-junio de 1961

Nº 1-2

LA PRESENCIA DE « CORNAPTYPCHUS » Y « LAEVILAMELLAPTYPCHUS »
(CEPHALOPODA-AMMOIDEA) EN ARGENTINA

POR DARCY CLOOS

Departamento de Paleontología¹

Escuela de Geología, Universidad de Río Grande do Sul
(Brasil)

RESUMEN

Se describen por primera vez en Sudamérica dos nuevos tipos de *Aptychi* de Argentina. Pertenecen a *Cornaptychus* y *Laevilamellaptychus* hallados en afloramientos del Jurásico medio y superior de Mendoza y Neuquén.

ABSTRACT

The author describes two new types of *Aptychi* encountered in Argentina. The specimens belong to the *Cornaptychus* and *Laevilamellaptychus* types and were collected in middle and upper Jurassic outcrops of the Mendoza and Neuquen region in western Argentina. These two descriptions are the first of these types of *Aptychi* in South America.

ZUSAMMENFASSUNG

Zwei *Aptychentypen* aus Argentinien die aus mittel-und oberjurasischen Schichten bei Mendoza and Neuquen in Westargentinien entstammen, werden beschrieben. Die Operkeln gehoeren zum *Cornaptychus*-und *Laevillamellaptychustypus* und waren bislang in Sudamerika noch nicht bekannt.

¹ Los trabajos de este Departamento son subsidiados por la Fundación Rockefeller y por el Consejo Nacional de Investigación.

INTRODUCCION

Desde los primeros estudios estratigráficos en la Argentina, los Ammonoideos fueron considerados de gran valor, siendo muy elevado el número de ejemplares coleccionados y descritos en los últimos decenios. Sin embargo, los correspondientes opérculos, pocas veces han sido descritos, a pesar de no ser raros.

Uno de los primeros en describir algunos *Aptychi* de la región de Neuquén, fue Haupt (1907, pág. 204-224), seguido por Steuer (1921, pág. 108), Krantz (1928, págs. 44-45), Weaver (1931, págs. 464-466), Trauth (1931, págs. 56-58; 1936, págs. 127-130) y más recientemente por Ruseoni (1948 a, págs. 5-11). Todos los ejemplares descritos pertenecen a los tipos *Laevaptychus* y *Lamellaptychus*, la mayoría provenientes de la región de Neuquén, en las cercanías del Cerro Lotena, junto a la Cordillera Andina.

Siendo los *Aptychi* un grupo de fósiles estudiados por nosotros en los últimos años, aprovechamos la ocasión de nuestras recientes visitas a Argentina para examinar los opérculos de Ammonoideos existentes en los museos de aquel país hermano.

El presente trabajo señala la presencia de dos tipos de opérculos: *Cornaptychus* y *Laevillamellaptychus*, hasta ahora no descritos para América del Sur.

Los ejemplares provienen de las siguientes localidades: *Cornaptychus* (Museo de Mendoza, n^o cat. 1255), fue coleccionado por Rusconi, en la localidad Fuente del Ictiosaurio, Puerta del Infiernillo, río Salado, en el sur de Mendoza, en capas del Jurásico superior (Titoniano superior). El segundo ejemplar de *Cornaptychus* (Museo de La Plata, n^o cat. 4231) proviene de la localidad de San Rafael, próxima a Mendoza, en afloramientos del Jurásico superior. El ejemplar de *Laevillamellaptychus* (Museo de La Plata, n^o cat. 8787) fue coleccionado en Chacaicó, Neuquén, en capas del Jurásico medio (Aaleniano). Los dos últimos ejemplares fueron coleccionados por Frenquelli.

Agradecemos al profesor S. A. Guarrera, director del Museo de Ciencias Naturales de La Plata, y al profesor C. Rusconi, director del Museo de Historia Natural de Mendoza, por la cordial acogida y por la oportunidad de estudiar el material.

Al profesor Irajá Damiani Pinto, director de la Escuela de Geología de Puerto Alegre, renovamos nuestro agradecimiento por el constante apoyo recibido en nuestro trabajo.

Al señor Rubén Kroeff, le agradecemos el esmero en la preparación de las fotos.

Los ejemplares quedarán depositados en los museos arriba citados, bajo números de catálogo, también especificados.

DESCRIPCION MORFOLOGICA DE CORNAPTYCHUS

Opérculos del tipo *Cornaptychus* fueron descritos originalmente por Voltz (1837), bajo la denominación de opérculos del tipo *Cornei*, la cual posteriormente fue modificada a *Lamellosae* (Meneghini y Bornemann, 1876). En la revisión taxonómica de los *Aptychi*, efectuada por Trauth (1927-1938) fueron considerados como *Cornaptychus* aquellos opérculos que representan un espesor muy fino, subdividido en dos capas: una superior, calcárea, más espesa, y una inferior, fina y de color negro, carbonosa. Un sistema de costillas poco desarrollado en el lado convexo externo y un surco adsinfisal en el lado cóncavo interno, se hallaban regularmente presentes.

El primer ejemplar (lámina I, figs 1, 2 y 3) está depositado en el Museo de Historia Natural de Mendoza (nº cat. 1255). Consta de dos valvas, conservadas en una concreción calcárea, y muestra el lado convexo-externo de la capa carbonosa.

La capa calcárea, superior, está conservada bajo la forma de pequeños fragmentos de tonalidad blanca, los cuales, sin embargo, no presentan más su estructura primitiva. La mayor parte de estos fragmentos están situados en el borde apical de la valva derecha (lámina I, fig. 3). Las costillas concéntricas, dispuestas en el lado externo de esta capa, están poco destacadas por haber sido erosionadas. Sobre la capa carbonosa, se disponen, a la vez especies de estriaciones poco salientes, pero perfectamente nítidas. La distancia entre las sucesivas costillas es relativamente grande en comparación con los opérculos de este tipo. La capa calcárea de *Cornaptychus* no está conservada en la mayoría de los ejemplares descritos hasta hoy. Los raros hallazgos, en los cuales la capa calcárea está perfectamente conservada, fueron enumerados por Trauth (1935c, pág. 433). Esta capa calcárea sería comparable en origen a aquella de *Lamellaptychus*.

La capa carbonosa, inferior, presenta color negro, brillante (lámina I, fig. 2) cuya composición primitiva era probablemente córneo-quitinosa. Su espesor es relativamente grande, como puede observarse en los bordes rotos junto al borde apical (lámina I, fig. 3). Junto al mismo borde, observamos además una quilla saliente, acompañando

una concavidad acentuada, correspondiente a la curvatura del lado dorsal de la concha a que pertenecía el opérculo. Esta concavidad acentuada se halla solamente en opérculos de pequeño espesor.

Los contornos primitivos de las valvas están bien definidos, mostrando un gran arqueamiento original. El opérculo presenta las siguientes medidas: largo 22 mm, altura 58 mm y borde sinfusal 55 mm. Los correspondientes coeficientes de largo y de sínfisis son, respectivamente, 0,37 y 0,94, mostrando que el opérculo pertenecía a un Ammonoideo cuya abertura de la cámara habitación era estrecha. Los valores de los coeficientes de largo y de sínfisis se sitúan entre los límites para este tipo de opérculo.

El espesor total del opérculo tampoco sobrepasa los límites conocidos, esto es, aproximadamente 0,1 mm.

El lado cóncavo interno se adhiere directamente a la roca madre, no observándose, en los espacios róticos, ninguna impresión de las líneas de crecimiento.

El surco adsinfusal es bien definido, partiendo del ápice y disponiéndose hasta el borde lateral, formando un ángulo relativamente grande (lámina I, figs. 1 y 2). Este surco adsinfusal es característico para *Cornaptychus*. Las ondulaciones o plegamientos que son observadas comúnmente, no están presentes.

La estructura interna se compone de tres capas, creciendo el opérculo por la depositación continua de sucesivas capas de crecimiento. Estas se curvan asimétricamente, a distancias regulares, dando origen al peine de costillas del lado externo, todavía poco desarrollado en *Cornaptychus* (Closs, 1960b, págs. 15-17).

El segundo ejemplar (lámina II, fig. 1-4) está depositado en el Museo de Ciencias Naturales de La Plata (nº cat. 4231) mostrando un opérculo con ambas valvas bien conservadas, en una concreción calcárea. Al romperse la concreción, se separaron las dos capas anteriormente citadas. En una de las partes (lámina II, figs. 1 y 2) encontramos una capa negra, carbonosa, correspondiente a la parte inferior del opérculo, mientras que en la otra (lámina II, figs. 3 y 4) se halla una capa calcárea, superior, bien conservada. Gran parte de la valva izquierda, al romperse la roca no dejó fragmento correspondiente a la capa carbonosa; así, pues sólo la valva derecha presenta los contornos primitivos del opérculo.

La capa calcárea se adhiere directamente a la roca, no siendo posible reconocer los caracteres del lado convexo externo. Junto al borde lateral-apical de la valva derecha y que corresponde, por lo tanto,

a la valva izquierda de la figura 3, pueden notarse pequeñas curvas que corresponden a las costillas, siendo poco desarrolladas. Una tentativa de preparar un pequeño fragmento, no dio resultado, por tratarse de una roca muy resistente.

La capa carbonosa muestra un color brillante, estando casi totalmente perdida por los repetidos roces posteriores al hallazgo. Solamente el borde abapical presenta el espesor primitivo de esta capa, que es relativamente grande. Sobre la capa carbonosa también está bien definido el surco adsinfisal que, partiendo del ápice y disponiéndose a lo largo del borde sinfisal, forma con éste un ángulo muy pequeño. Tampoco en este opérculo se observan plegamientos u ondulaciones.

Las medidas del opérculo son las siguientes: largo 14 mm, altura 37 mm y borde sinfisal 34 mm. Los coeficientes de largo y de sínfise equivalen a 0,37 y 0,91, valores que se aproximan bastante a los del ejemplar anteriormente descrito.

La concavidad en el borde apical es menor que en el ejemplar anterior, y no presenta quilla.

TAXONOMIA DE *CORNAPTYCHUS*

El término *Cornaptychus* fue propuesto por Trauth (1927, págs. 212-216, 228-237), siendo incluido en las revisiones taxonómicas posteriormente efectuadas por Moore y Sylvester-Bradley (1957) y Arkell (1957).

Nuestro ejemplar fue descrito por Rusconi (1948, pág. 14) quien dudó con respecto a la naturaleza real del opérculo, prefiriendo, entretanto, clasificarlo como *Aptychus* sp. Comparó su ejemplar con un opérculo descrito anteriormente por Steuer (1921, pág. 108, lám. 24, figs. 2 y 3, no 3 y 4). Steuer, por su parte, había clasificado sus ejemplares, también con dudas, comparándolos con *Aptychus beyrichi* Opperl. Estos ejemplares, sin embargo, son apenas impresiones del lado cóncavo interno del opérculo. Uno de los ejemplares muestra un fragmento conservado en su estructura primitiva y corresponde al borde apical. El espesor del mismo es grande, mostrando una superficie externa lisa y sin puntuaciones. No se observaron restos de la capa carbonosa.

El gran espesor del opérculo descrito por Steuer, sin embargo, no permite compararlo con el ejemplar que se describe en esta oportunidad.

El ejemplar aquí examinado, y de acuerdo a la descripción de Rusconi, encuadra perfectamente dentro del tipo descrito por Trauth para *Cornaptychus*.

RELACIONES FILOGENETICAS Y DISTRIBUCION ESTRATIGRAFICA DE *CORNAPTYCHUS*

Los opérculos del tipo *Cornaptychus* desarrolláronse filogenéticamente desde el Jurásico inferior, a partir de opérculos del tipo *Anaptychus*. Estos presentaban una capa basal más desarrollada, carbonosa y de constitución quitino-fosfática. Esta capa se halla regularmente en *Anaptychus*, posibilitando a los Ammonoideos que poseían este tipo de opérculo una mayor flexibilidad que a aquellos con opérculo de capa calcárea bien desarrollada, como por ejemplo, en *Lamellaptychus* y *Laevaptychus*. Esta capa calcárea, que en *Anaptychus* constaba de simples impresiones, aumenta de espesor en *Cornaptychus*, constituyendo todavía una capa frágil.

Cornaptychus se halló fosilizado junto a conchas de *Harpoceras*, *Hecticoceras*, *Leioceras*, *Durmortieria*, *Sonninia*, *Hildoceras* y *Grammoceras* (Closs, 1960a, pág. 30; 1948b, págs. 36-41), no siendo posible ligarlo a ninguno de los Ammonoideos citados por el referido autor y correspondientes a aquel afloramiento.

DESCRIPCION MORFOLOGICA Y TAXONOMIA DE *LAEVILAMELLAPTYCHUS*

El ejemplar (lámina II, fig. 5) que está depositado en el Museo de La Plata (nº cat. 8787) consta de una valva izquierda de tamaño pequeño. Los bordes apical y abapical están rotos, pero gran parte del opérculo está perfectamente conservado. Junto a los bordes anteriormente citados, se puede reconocer la impresión de las líneas de crecimiento del lado cóncavo interno.

El opérculo presenta las siguientes medidas: largo 8 mm, altura 17 mm y borde sinfisal 14 mm. Los respectivos coeficientes de largo y de sínfisis equivalen a 0,47 y 0,82. Los ejemplares de *Laevilamellaptychus*, descritos por Trauth (1930, pág. 366-377; 1936, pág. 130-143) presentan coeficientes de largo y de sínfisis también bajos, situándose nuestros ejemplares dentro de aquellos límites. El opérculo pertenecía a un ejemplar juvenil de Ammonoideo, con la abertura de la cámara habitación estrecha y alargada. Opérculos de este tamaño son poco conocidos por presentar una estructura muy frágil.

El lado convexo externo se presenta liso, pudiéndose reconocer con el binocular, pequeñas ondulaciones, dispuestas bajo la forma de un peine concéntrico, al cual corresponden las costillas poco desarrolladas y casi totalmente recubiertas.

El lado cóncavo interno se adhiere directamente a la roca, siendo solamente visible una impresión de puntos donde el opérculo fue roto. Las líneas de crecimiento se disponen concéntricamente en intervalos muy reducidos. No se ha observado ningún resto de la capa córneo-quitinosa o de la película carbonosa.

En la revisión de los opérculos de Ammonoideos, realizada por Trauth en 1927, no se reconoció inicialmente este tipo, el cual fue incluido entre los *Cornaptychi*.

Posteriormente (1930, págs 363-377), el mismo autor propuso el término *Laevillamellaptychus* para los opérculos de espesor relativamente fino, de estructura calcárea, cuyo superficie del lado convexo externo, se presentaba lisa. Fueron encontrados fosilizados desde el Jurásico medio hasta el Cretácico inferior.

Poco después (1936, págs. 127-130) redescrive este tipo de opérculo basado en una serie de nuevos ejemplares, entre los cuales incluía un opérculo de Argentina, ya descrito anteriormente por el mismo autor como *Laevaptychus crassissimus* Haupt. Este opérculo, entretanto, pertenece realmente al tipo de *Laevaptychus* por presentar una estructura interna y una disposición de los poros del lado convexo externo, típicos de *Laevaptychus* (Closs, 1960b, págs. 27-29). Un espesor relativamente grande junto a los bordes lateral y ventral resulta de los aumentos progresivos del espesor de las capas de crecimiento.

Laevilamellaptychus sería, por lo tanto, un opérculo bivalvo que presenta un espesor medio comparable a aquel de *Lamellaptychus*. Su superficie externa es lisa y no presenta los poros característicos de *Laevaptychus*.

El término *Laevilamellaptychus* fue incluido por Moore y Sylvester-Bradley (1957) y Arkell (1957), en las respectivas revisiones de *Aptychi*.

RELACIONES FILOGENETICAS Y DISTRIBUCION ESTRATIGRAFICA DE *LAEVILAMELLAPTYCHUS*

Los opérculos del tipo *Laevilamellaptychus* se desarrollan filogenéticamente a partir de *Lamellaptychus* durante el Jurásico medio, por el recubrimiento del peine de costillas del lado convexo externo, ori-

ginando una superficie lisa. En ejemplares erodados se pueden reconocer, parcialmente expuestas, las primitivas costillas concéntricas. Trauth (1930, pág. 364) escogió este nombre por juzgar que se trataba de un tipo de opérculo intermedio entre *Lamellaptychus* y *Laevaptychus*. La relación con *Laevaptychus*, sin embargo, no es filogenética, pues sabemos que el mismo se originó a partir de otra línea filogenética, presentando, por esto mismo, una estructura interna totalmente diferente. *Laevilamellaptychus* no presenta los poros característicos de *Laevaptychus* porque los mismos no son tan desarrollados.

En cuanto a la distribución estratigráfica de *Laevilamellaptychus*, encontramos los primeros representantes de este tipo en el Jurásico inferior, presentando un mayor desarrollo numérico en el Jurásico medio, disminuyendo entonces, progresivamente, desde el Jurásico superior y desapareciendo en el Cretácico inferior, de donde fue descrito solamente un ejemplar hasta ahora.

La relación de este tipo de opérculo, con determinados géneros de Ammonoideos, es muy discutida por ser rarísimos los hallazgos *in situ*. Siguiendo a Trauth (1936, pág. 129), los mismos serían opérculos de *Hecticoceras*, *Oppelia* y *Haploceras*, citando hallazgos *in situ* de *Laevilamellaptychus* con *Haploceras* y *Pseudolissoceras*.

Nuestro ejemplar, depositado en el Museo de La Plata, no poseía ninguna indicación referente a los Ammonoideos con que fue encontrado asociado en el mismo afloramiento.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ARKELL, W. J. 1957. *Treatise on Invertebrate Paleontology*.—Ed. R. C. Moore, Part L, Mollusca 4, pp. L80-L456, Lawrence (University Kansas Press).
- CLOSS, D. 1960a. *Contribuição ao conhecimento dos Aptychi (Cephalopoda-Ammonoidea)*.—Esc. Geol. P. Alegre, Publ. Esp. 1,1-41, Pôrto Alegre.
- 1960b. *Contribuição ao estudo dos Aptychi (Cephalopoda-Ammonoidea) do Jurásico*.—Esc. Geol. P. Alegre, Publ. Esp. 2, 1-67, Pôrto Alegre.
- 1960c. *Os primeiros Aptychi (Cephalopoda-Ammonoidea) do Brasil*.—Esc. Geol. P. Alegre, Bol. 4, 1-25, Pôrto Alegre.
- HAUPT, O. 1907. *Beitraege zur Fauna des oberen Malm und der unteren Kreide in der argentinischen Cordillere*.—Neues Jb. Mineral, vol. 23, pp. 187-236, Stuttgart.
- KRANTZ, F. 1926. *Beitraege zur Palaeontologie und Stratigraphie des Lias, Dogger, Tithons und der Unterkreide in den Cordilleren in Sueden der Provinz Mendoza, Argentinien*.—Steinmann Festschrift, Geol. Rundschau, vol. 17a, pp. 436-462, Berlin.
- 1928. *La fauna del Titono superior y medio en la parte meridional de la provincia de Mendoza*.—Act. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, vol. 10, Entr. 1^ª, 57 pp. Córdoba.

- MENECHINI, J., y BORNEMANN, J. G. 1876. *Nota sulla struttura degli Aptici*.—
Atti Soc. Tosc. Sci. nat. Pisa, vol. 2, p. 89, Pisa.
- MOORE, R. C. & SYLVESTER-BRADLEY, P. C. 1957. *Taxonomy and Nomenclature of
Aptyci*.—Treatise on Invertebrate Paleontology, ed. R. C. Moore, Part I,
Mollusca 4, pp. L465-L471, Lawrence, Kansas (Univ. Kansas Press).
- RUSCONI, C. 1948a. *Los Apticos del Jurásico de Mendoza (Ammonitoidea)*.—Inst.
Geol. Min., Univ. Nac. Tucumán, Publ. n.º 456, 15 pp. Jujuy.
— 1948b. *Ictinosaurios del Jurásico de Mendoza (Argentina)*.—Rev. Mus.
Hist. Nat. Mendoza, vol. 4, entr. 1-2, pp. 17-160. Mendoza.
- SCHINDEWOLF, O. H. 1958. *Ueber Aptychen (Ammonoidea)*.—Palaeontographica (A),
vol. 111, pp. 1-46. Stuttgart.
- STEUER, A. 1921. *Estratos jurásicos argentinos. Contribución a la Geología y Paleon-
tología de los Andes Argentinos entre el río Grande y el río Atuel*.—Act.
Acad. Nac. Cienc. Córdoba, vol. 7, 1ª a 2ª entr., pp. 27-128. Córdoba.
- TRAUTH, F. 1927. *Aptychenstudien I. Ueber die Aptychen in Allgemein*.—Ann.
naturhist. Mus. Wien., vol. 41, pp. 171-259. Viena.
— 1930. *Aptychenstudien III-V. Nachtrag zu den "Aptychen in Allgemein";
Nachtrag zu den "Aptychen der oberkreide". Die Aptychen des Dogger*.—
Ibid., vol. 44, pp. 329-411. Viena.
— 1931. *Aptychenstudien VI-VII. Zweiter Nachtrag zu den Aptychen in
Allgemein. Die Aptychen des Malm und Unterkreide*.—Ibid., vol. 45, pp.
17-136. Viena.
— 1935a. *Die zweivalvigen Aptychen des Lias. I Teil*.—Jh. Ver. vaterlaend
Naturk. Wuertt., vol. 91, pp. 22-58. Stuttgart.
— 1935b. — *Anaptychi- aehnliche Aptychi der Kreide*.—Neues Jb. Mineral etc.,
Beil. Bd., vol. 74, pp. 448-468. Stuttgart.
— 1935c. *Die Aptychen der Trias*.—Akad. Wiss. Wien, vol. 144, ht. 9-10,
pp. 455-483. Viena.
— 1935d. *Die Aptychen des Palaeozoikums*.—Jahrb. Preuss. Geol. Landesant,
vol. 55 (1934), pp. 44-83. Berlin.
— 1936a. *Die zweivalvigen Aptychen des Lias. II Teil*.—Ibid., vol. 92, pp.
10-44. Stuttgart.
— 1936b. *Aptychenstudien VIII. Die Laevillamellaptichi des Oberjura und
der Unterkreide*.—Ann. naturhist. Mus. Wien., vol. 47, pp. 127-145. Viena.
— 1936c. *Ueber Aptychenfunde auf Cuba*.—Proc. konink. Akad. Wetensch.,
Amst., vol. 39, n.º 1, pp. 66-76. Amsterdam.
- VOLTZ, PH. L. 1837. *Erste Notiz ueber das Genus Aptychus*.—Neus Jb. Mineral.
etc., Jg. 1837, pp. 304-312. Stuttgart.
- WEAVER, C. E. 1931. *Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central
Argentina*.—Univ. Washington, Mem., vol. 1, 469 pp. Seattle. Washington.
- WINDHAUSEN, A. 1931. *Geología Argentina*.—Vol. II, Peuser. Buenos Aires.
- ZITTEL, K. A. 1885. *Handbuch der Paleontologie*.—Palaeozoologie, vol. 2, Muenchen
e Leipzig (Oldenburg).
- ZITTEL, K. A. 1910. *Grunzuege der Palaentologie*.—1e. Abt., Muenchen e Leipzig
(Oldenburg).

Manuscrito recibido en Agosto 1961.

L A M I N A S

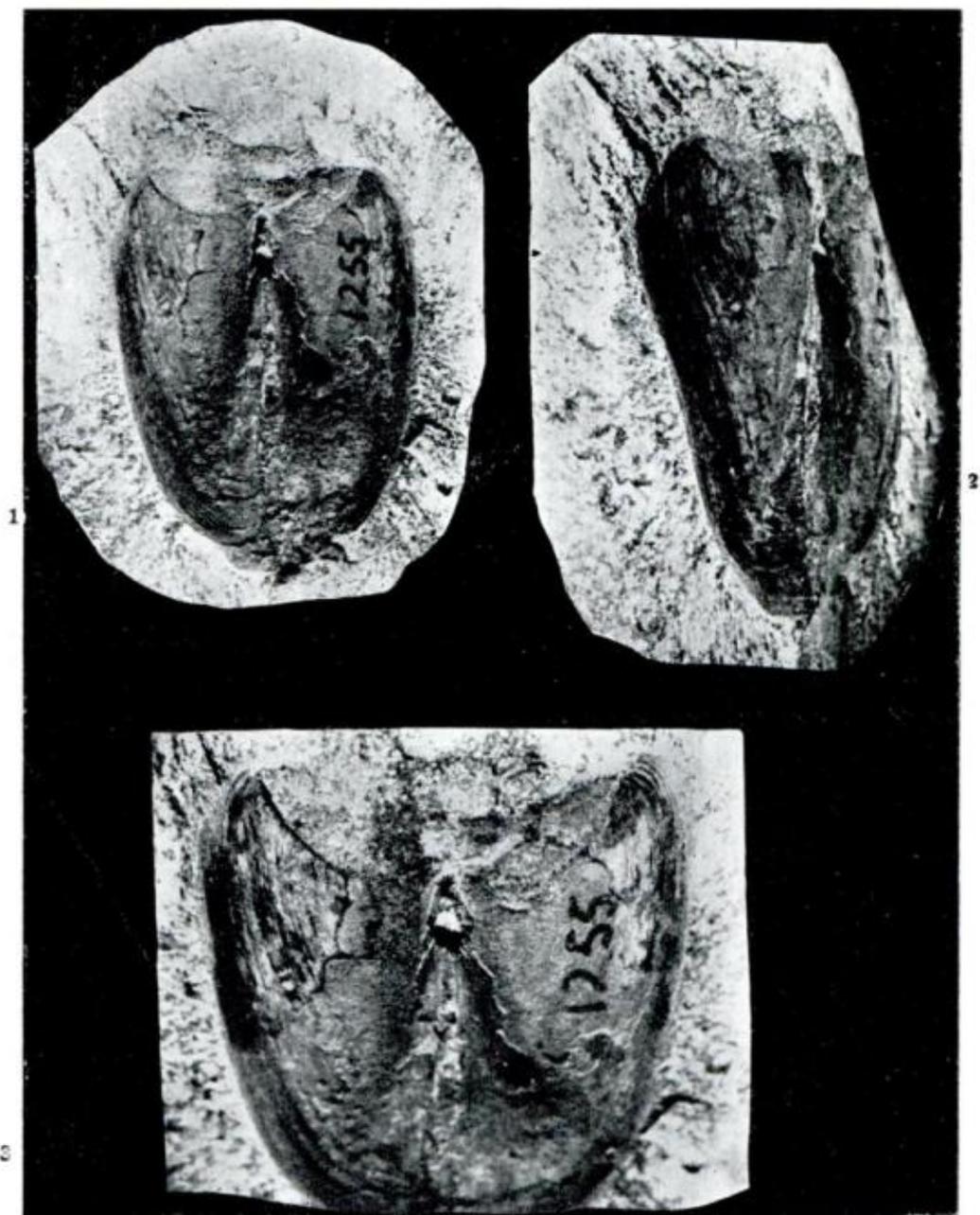
LAMINA I

Fig. 1. — Lado convexo-externo de *Cornaptychus*. Fuente del Ictiosaurio (Infiernillo), Río Salado, sur de Mendoza. Jurásico superior (Titoniano superior). Coleccionista: C. Rusconi (1938).

Ejemplar depositado en el Museo de Historia Natural Juan Moyano, de Mendoza (n^o cat. 1255). $\times 1,2$.

Fig. 2. — Vista lateral del ejemplar anterior mostrando la valva izquierda, donde está bien destacada la capa negra, carbonosa, de color brillante. Surco adsinfisal grande, cuyo ángulo es claramente visible, junto al borde abapical. Capa calcárea casi totalmente erodada. $\times 1,4$.

Fig. 3. — Vista apical del mismo ejemplar, mostrando el espesor de la capa carbonosa en los bordes rotos, junto al borde apical. En éste se destaca, aún, una quilla formando una concavidad de gran tamaño. La capa calcárea está mejor conservada en el borde lateral de la valva derecha. $\times 1,5$.



LAMINA II

Fig. 1.—Ampliación de la figura 2 mostrando el lado convexo externo de la capa carbonosa de *Cornaptychus*. Color negro, brillante, junto al borde abapical, en el cual también está destacado el surco adsinfisal de menor ángulo que el del ejemplar anterior.

San Rafael, Mendoza.

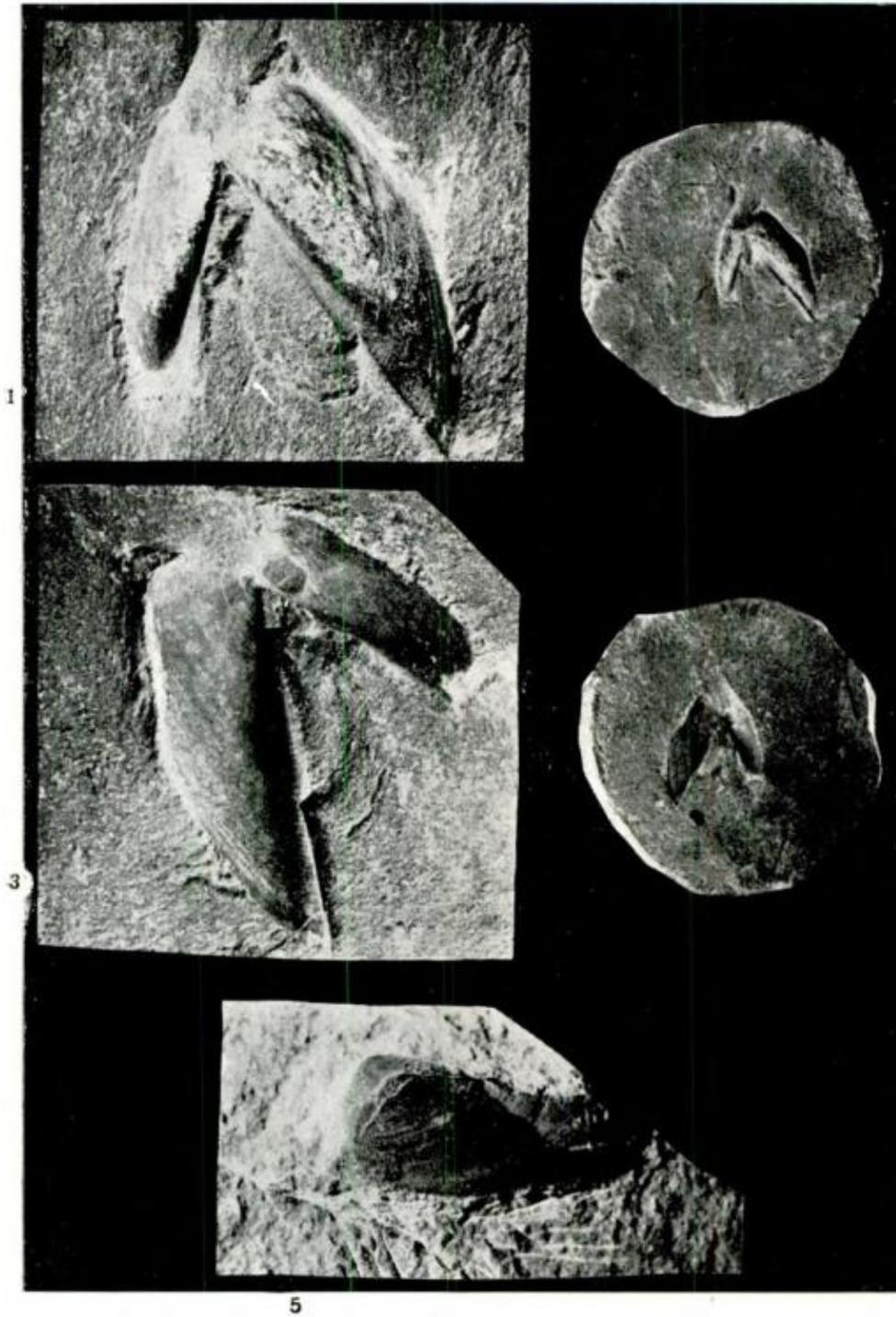
Jurásico superior.

Ejemplar depositado en el Museo de La Plata (n^o cat. 4231). $\times 2$.

Fig. 2.—Capa carbonosa del opérculo, conservada en la concreción calcárea y cuyos contornos corresponden a los de la fotografía. $\times 0,5$.

Fig. 3.—Ampliación de la figura 4, mostrando la capa calcárea de la valva izquierda bien conservada. La valva derecha se ha perdido casi por completo durante la preparación. $\times 2$.

Fig. 4.—Opérculo conservado en una concreción. $\times 0,5$.



ESTRUCTURA INTERNA DE LAS PEGMATITAS MICACIFERAS DE ALTA GRACIA, CORDOBA

Por AMILCAR O. HERRERA

Departamento de Geología. Universidad de Buenos Aires.

RESUMEN

El autor expone sus observaciones sobre las pegmatitas de la zona de Alta Gracia, Córdoba, República Argentina.

La mayoría de las pegmatitas estudiadas son cuerpos lenticulares o tabulares emplazados en fracturas de rumbo entre NS y N45E e inclinación 45 a 85 al NW, y son mineralógicamente y texturalmente zonales. El número de zonas es variable y oscila entre dos y cinco en los distintos cuerpos.

La secuencia generalizada de asociaciones mineralógicas presentes en las pegmatitas desde la periferia al centro es la siguiente: plagioclasa, cuarzo, muscovita; plagioclasa, cuarzo, microclino (con o sin muscovita); cuarzo, microclino, muscovita; microclino, cuarzo; cuarzo.

El autor discute brevemente las principales teorías que se han propuesto para explicar la génesis de las pegmatitas zonales, y llega a la conclusión de que la que supone la cristalización fraccional de un líquido magmático en una cámara cerrada es la que mejor explica los hechos observados.

El autor propone un mecanismo para explicar la aparición, en algunos distritos, de pegmatitas cuya composición representa sólo una fracción de la composición media del grupo. Estas pegmatitas serían el resultado de la cristalización de fracciones del líquido magmático expulsadas del cuerpo pegmatítico —probablemente por la acción de fuerzas tectónicas— en diferentes etapas del proceso genético.

ABSTRACT

Pegmatite bodies containing mica occur in the area of Alta Gracia, province of Córdoba, Argentine.

The majority of the pegmatites are broadly lenticular or tabular, and their position is controlled by a fracture system trending NS to N45E and dipping 45 to 85 NW. All the pegmatites described are zoned, and the number of zones varies between two and five.

The generalized sequence of mineral assemblages from wall inwards is as follows: plagioclase, quartz, muscovite; plagioclase, quartz, microcline (with or without muscovite); quartz, microcline, muscovite; microcline, quartz; quartz.

The author examines briefly the main theories proposed to explain the origin of the zoned structure, and concludes that the differentiation and crystallization of a pegmatite fluid in a restricted system is the most adequate explanation of the observed facts.

The author proposes a mechanism to account for the occurrence, in some districts, of pegmatites with composition that represents only a fraction of the average composition of the group. These pegmatites would be the result of the crystallization of fractions of the magmatic liquid ejected from the pegmatite bodies—probably under the action of tectonic forces—at different stages of the genetic process.

INTRODUCCION

Las pegmatitas cuyos mapas y descripción figuran en el texto pertenecen, por su ubicación, a tres grupos distintos. El primero, que comprende las pegmatitas María Inés, Santa María, Sancti Spiritu, Piedra Blanca, El Aguila, La Codicia I y la Codicia II, está situado en las proximidades de Falda del Carmen, a unos 10 km al norte de Alta Gracia. El segundo, que incluye las pegmatitas Alto del Ají II, La Cruzada, Cuatro Hermanos y Astilla I, está ubicado en Potrero de Garay, a unos 20 km al SW de Alta Gracia y al oeste del embalse Los Molinos. La pegmatita La Chiquita se encuentra situada cerca del observatorio astronómico de Bosque Alegre, a unos 12 km al NW de Alta Gracia.

Las comunicaciones son, en general, buenas. Existe una red caminera, transitable todo el año, que cubre prácticamente toda la zona. La ciudad de Alta Gracia se comunica también, por líneas ferroviarias, con las ciudades de Córdoba, Río Tercero y Río Cuarto.

Las necesidades de agua están cubiertas ampliamente por numerosos arroyos y ríos de caudal permanente. El clima es excelente y permite el trabajo todo el año.

GEOLOGIA DE LA ZONA

El área donde se hallan emplazadas las pegmatitas objeto de este trabajo corresponde a la porción centro occidental de la Hoja Geológica 21 i "Alta Gracia" (en preparación) (6), estudiada por la doctora Verena Kull y el doctor Eduardo Methol.

La breve descripción de las principales características geológicas

del distrito pegmatítico estudiado que sigue a continuación, ha sido hecha con la información extraída del texto de la Hoja mencionada.

La Hoja 21 i se halla ubicada en la región centro occidental de la provincia de Córdoba y abarca parte de la vertiente oriental de la Sierra Grande, un sector de la Sierra Chica y un tramo de la fosa tectónica o prolongación septentrional del valle de Calamuchita. La mitad oriental de la Hoja es la zona llana, donde sólo emergen algunas lomadas, tales como las denominadas Altos de Lagunilla, y las situadas al norte y sur de Despeñaderos.

Las formaciones geológicas integrantes son pocas y de litología uniforme. El basamento cristalino está constituido por rocas metamórficas, gneises, anfibolitas, calizas cristalinas y serpentinas, y rocas ígneas, granitos, pegmatitas y aplitas. La edad del proceso intrusivo sería precámbrica. Existe también una cubierta sedimentaria que comprende dos formaciones de desarrollo desigual: areniscas y conglomerados rojos referidos al triásico, y sedimentos aluvionales y conos de deyección del cuaternario.

El basamento cristalino está constituido esencialmente por un esquisto cuarzo-oligoclásico-biotítico-granatífero, en parte modificado por inyección ígnea. El granito se encuentra en la parte sudoccidental de la Hoja y corresponde al borde oriental del plutón de Achala. Es una roca de grano mediano, de color rosado, compuesta esencialmente por cuarzo, feldespatos potásico, plagioclasa (An 78-90 %) y muscovita. Siguiendo siempre a los autores mencionados, la composición mineralógica de una muestra tipo del granito es la siguiente:

Cuarzo	38,03
Feldespatos	29,48
Plagioclasa.....	23,50
Muscovita	8,97

Las líneas estructurales son simples y han originado una montaña de bloques que es abarcada parcialmente por la Hoja. Las fallas principales y secundarias siguen una dirección general norte-sur. El perfil es asimétrico con el frente occidental más abrupto.

LAS PEGMATITAS

ESTRUCTURA EXTERNA

Forma: Resultó en general muy difícil determinar con exactitud la forma de las pegmatitas, debido sobre todo a los métodos con que

estos cuerpos son explotados. El bajo rendimiento económico de la explotación y los medios primitivos con que ésta se realiza hacen que los mineros raramente efectúen trabajos “en estéril”, limitando el laboreo estrictamente a los lugares con mica comercial visible e interrumpiéndolo, para comenzar en otro lado, en cuanto ésta desaparece.

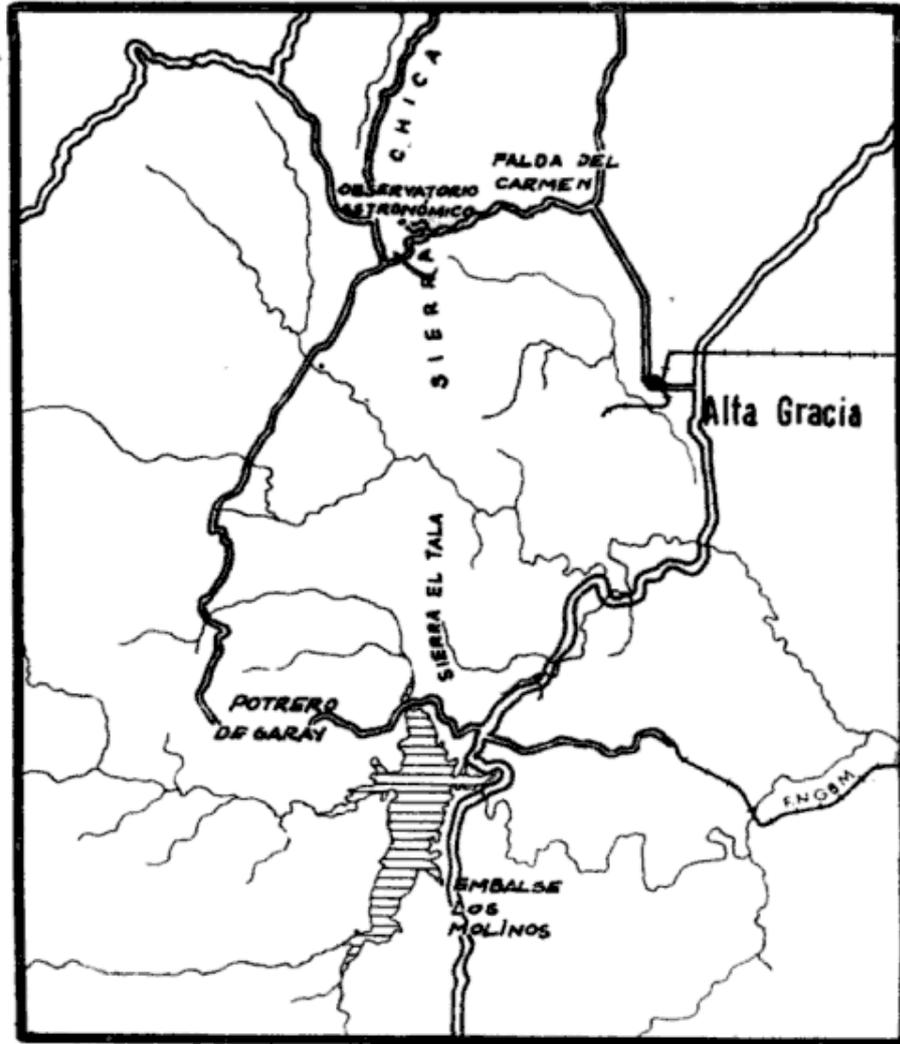


Fig. 1

El material extraído no aprovechable (“saca”) es arrojado, para evitar el gasto que significa su acarreo fuera de la zona de trabajo, a las labores abandonadas más próximas, las que de esta manera quedan en poco tiempo totalmente obstruidas. No se toman medidas de seguridad de ninguna clase en las labores abandonadas aunque sea en forma transitoria, de modo que se hacen inaccesibles rápidamente por los derrumbes. Como consecuencia de todos estos factores, en la gran mayoría de las pegmatitas visitadas por el autor sólo pudieron reco-

nocerse unos pocos metros de labores subterráneas, los que en general resultaron insuficientes para determinar en detalle, por observación directa, las características morfológicas de las mismas, especialmente en profundidad. Fue necesario, en consecuencia, complementar las observaciones efectuadas en los afloramientos y en los escasos trabajos

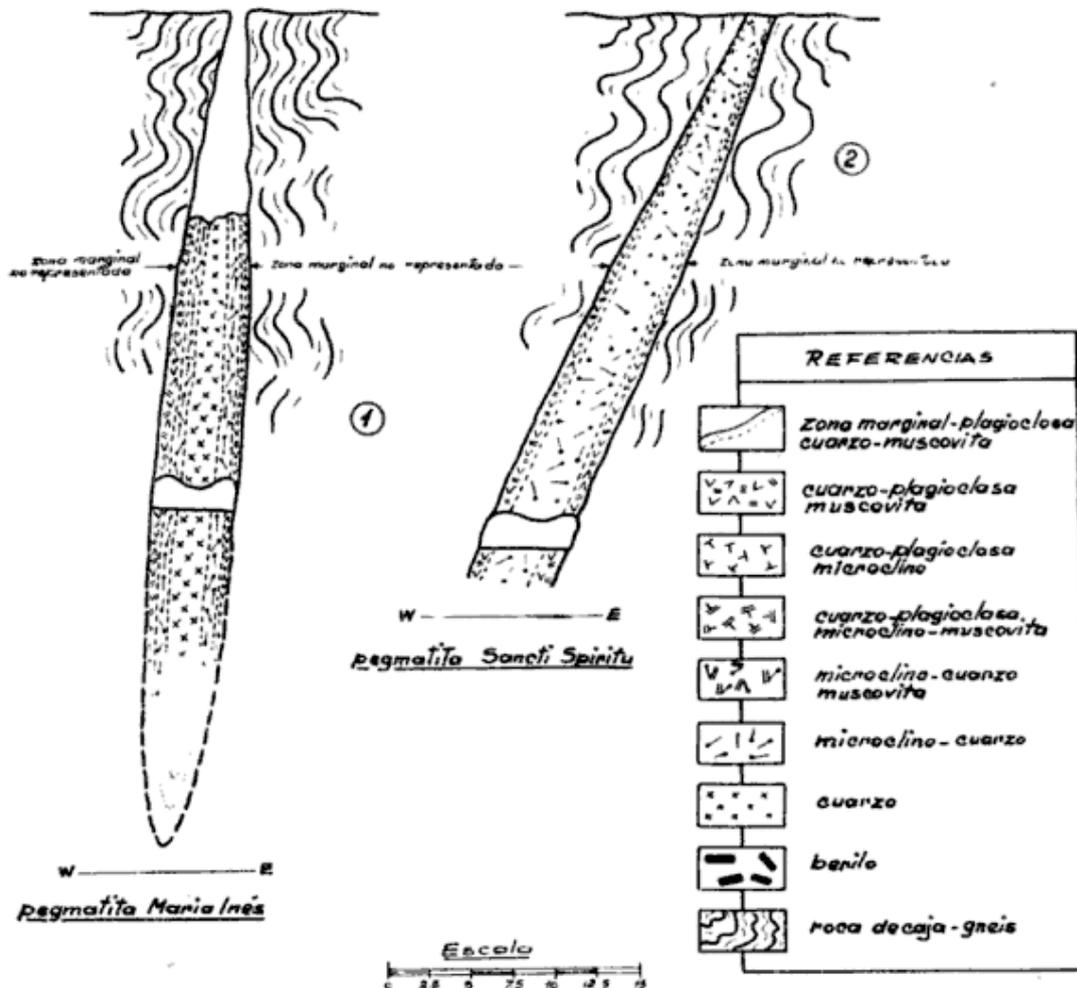


Fig. 2. — Cortes transversales de pegmatitas de Alta Gracia, Córdoba

accesibles con datos sobre las labores obstruidas aportados por los propietarios y obreros de los distintos yacimientos pegmatíticos.

La información obtenida de la manera expresada precedentemente indica que las pegmatitas estudiadas son lenticulares o tabulares. Entre las examinadas son lenticulares las pegmatitas María Inés (Lám. 2), Santa María, Sancti Spiritu (fig. 2), La Codicia I (fig. 3) y La Codicia II (fig. 3). La primera —María Inés— es un ejemplo típico. Se trata de un cuerpo lenticular de contorno elipsoidal, cuyo eje mayor, paralelo a la superficie y de unos 200 m de longitud, tiene rumbo

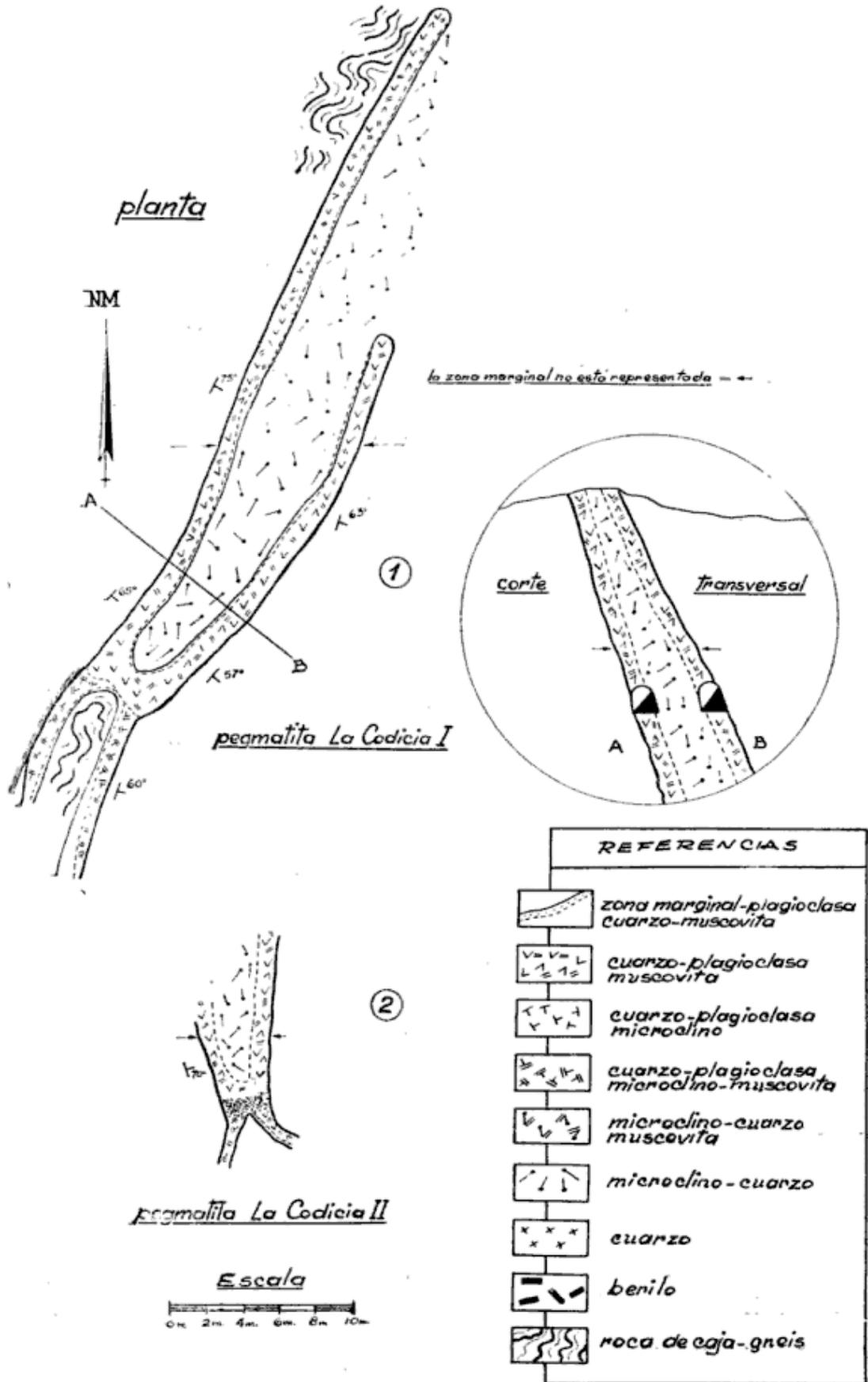


Fig. 3. — Pegmatitas de Alta Gracia, Córdoba

N 7° W, y cuyo eje menor, de unos 50 m de longitud, buza 85° W. Como puede verse en la fig. 2, la reducida potencia en el afloramiento —0,8 m— indica que se trata de un cuerpo muy poco afectado por la erosión, y que por lo tanto sus dimensiones son aproximadamente las que tenía al ser emplazado. Para construir el perfil de la Lám. 2, desde los 30 m de la superficie hasta la terminación del cuerpo en profundidad debieron usarse los datos aportados por el capataz de la explotación, ya que todas las labores ubicadas por debajo del nivel mencionado están actualmente inundadas. En lo que respecta a los extremos de la pegmatita en las direcciones norte y sur, si bien no son observables por falta de trabajos de explotación, la disminución de la potencia en ambos sentidos indica también una terminación en forma de cuña.

En la fig. 3 se ve —en planta y en un perfil transversal— el extremo SW de la pegmatita La Codicia I. Es también un cuerpo aparentemente lenticular, con una potencia máxima reconocida —5 metros— igual a la de la pegmatita María Inés. La extensión en longitud y profundidad se desconoce por encontrarse en la primera etapa de explotación. Lo mismo sucede en La Codicia II (fig. 2), de características similares, pero más pequeña.

El resto de las pegmatitas mapeadas —El Aguila (fig. 4), Astilla N° 1 (fig. 4), La Chiquita (fig. 5), Cuatro Hermanos (fig. 5), Alto del Ají (fig. 5), Piedra Blanca (fig. 4) y La Cruzada (fig. 4)— la mayoría de las cuales son o han sido explotadas a cielo abierto, aparecen como cuerpos tabulares de potencias que van desde poco más de 4 m en las pegmatitas La Chiquita y Cuatro Hermanos, hasta más de 20 m en la Piedra Blanca. Es muy probable que algunos de estos cuerpos pegmatíticos que aparecen como tabulares con la escasa exploración efectuada, sean realmente lenticulares, como los anteriormente descritos.

Posición: La mayoría de las pegmatitas estudiadas se hallan alojadas en fracturas de rumbo entre NS y N 45° E e inclinación 45° a 85° al NW. Las pegmatitas Piedra Blanca y Astilla N° 1 ocupan fracturas de rumbo N 30° W y N 50° W, respectivamente, y se inclinan al SW, es decir, aproximadamente paralelas al principal sistema de diaclasas de la zona.

Contacto con la roca de caja: En las pegmatitas examinadas se observa siempre acción de contacto sobre la roca de caja, pero su carác-

ter e intensidad son sumamente variables. En la mayoría de los cuerpos estudiados se nota el desarrollo de foliación secundaria, paralela al contacto, hasta una distancia que raramente excede los 10 ó 15 cm.

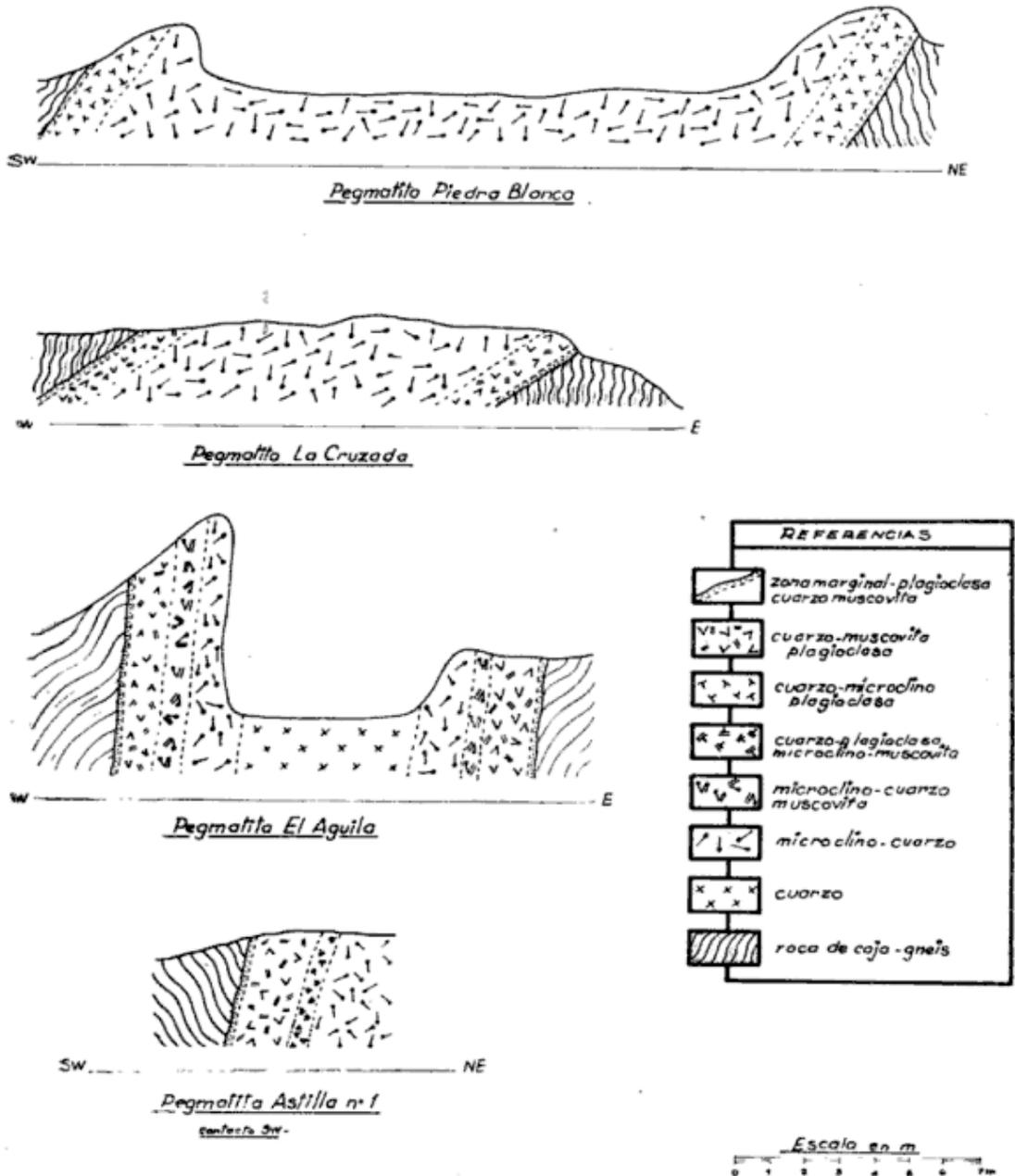


Fig. 4. — Cortes transversales de pegmatitas de Alta Gracia, Córdoba

En algunos otros, en cambio, como en la pegmatita Sancti Spiritu, el contacto corta netamente los planos de esquistosidad de la roca de caja, sin mostrar rastros del fenómeno mencionado.

En la mayoría de estas pegmatitas parece haberse producido una cierta transferencia de material hacia la roca de caja, acompañada de

la recristalización, por lo menos parcial, de algunos componentes de la misma. En efecto, en las proximidades del contacto el esquistos

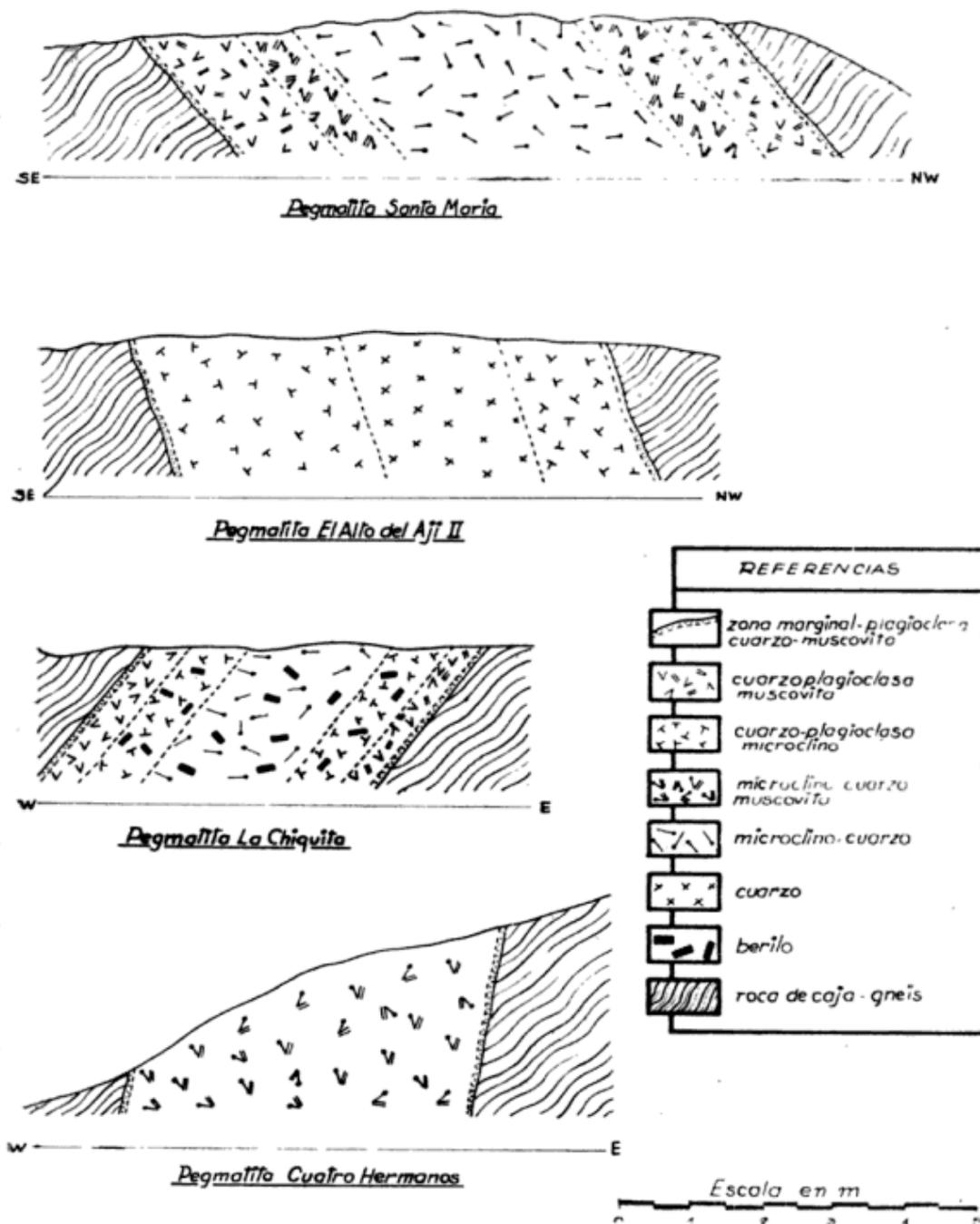


Fig. 5. — Cortes transversales de pegmatitas de Alta Gracia, Córdoba

muestra un aumento, tanto en la cantidad relativa de plagioclasa contenida, como en el tamaño de grano de este mineral. Se nota también la introducción de muscovita, que puede aparecer dispersa en las proximidades del contacto, o en una faja de 3 a 5 cm de espesor adosada

al mismo. Los individuos de muscovita llegan a formar “paquetes” de 6 ó 7 cm de longitud, que atraviesan en algunas ocasiones el contacto y cuya posición no guarda relación con los planos de esquistosidad de la roca.

La transferencia de material de la roca de caja a las pegmatitas parece haber sido mucho menos intensa, y sólo se manifiesta por la presencia en la zona marginal de algunas pegmatitas de cristales pequeños y dispersos de biotita.

ESTRUCTURA INTERNA

ZONAS:

Todas las pegmatitas estudiadas por el autor en la zona de Alta Gracia, con excepción de las muy pequeñas, que sólo tienen unos pocos centímetros de potencia, son mineralógica y texturalmente zonales. El número de zonas es variable y oscila desde un mínimo de dos en la pegmatita Cuatro Hermanos, hasta un máximo de cinco en la pegmatita El Aguila. El grado de desarrollo de las zonas es también variable, pero las marginales y externas están siempre notablemente bien formadas y constituyen envolturas completas alrededor de las zonas intermedias, o del núcleo cuando faltan aquéllas. Las zonas intermedias son más irregulares y en algunos casos forman capas o envolturas discontinuas de espesor variable. Los núcleos son generalmente continuos y ubicados simétricamente con respecto a los contactos laterales de las pegmatitas. Su posición, referida a los extremos superior e inferior de las mismas, no pudo ser determinada en ningún caso debido a la falta de exploración en profundidad.

En la parte central de las pegmatitas lenticulares estudiadas los contactos entre las diversas zonas son bien definidos y fáciles de determinar, aun en el caso de que existan zonas intermedias discontinuas y de espesor variable. En los extremos, en cambio, los contactos entre las zonas externas e intermedias se hacen menos netos, hasta desaparecer totalmente, quedando entonces una zona única cuya composición es la que resultaría de la combinación de las mencionadas.

En la descripción de las zonas que sigue a continuación se usará, al referirse a las texturas, la siguiente clasificación de tamaño de grano, tomada de Cameron (Cameron et al, 1949, pág. 16) :

Fino	— de 2,5 cm
Medio	2,5 a 10 cm
Grueso	10 a 30 cm
Muy grueso	+ de 30 cm

Zonas marginales: Las zonas marginales de las pegmatitas estudiadas, es decir las adosadas al contacto con la roca de caja, están compuestas esencialmente por plagioclasa, cuarzo y muscovita. Como minerales accesorios aparecen en algunas pegmatitas granate y biotita, este último mineral en cantidades muy pequeñas. Las cantidades relativas en que los minerales esenciales se encuentran presentes es muy variable, no sólo entre las distintas pegmatitas, sino también en diferentes porciones de un mismo cuerpo pegmatítico. El mineral predominante es la plagioclasa, que generalmente forma más del 50 por ciento de la zona, y en algunos casos, como en partes de la pegmatita La Chiquita, más del 90 por ciento. El mineral más escaso, entre los esenciales, es la muscovita, que raramente forma más del 20 por ciento de la zona, y a veces falta casi completamente, como en la pegmatita María Inés.

El tamaño del grano oscila entre fracciones de milímetro en el borde externo de algunas zonas, hasta 2 ó 3 centímetros en algunos bordes internos, pero en general es de 2 a 10 milímetros. La textura es aplítica o granitoide, y se observa cierta orientación en los individuos de muscovita, los que tienden a presentarse con sus planos de clivaje dispuestos perpendicularmente al contacto. La plagioclasa se presenta en individuos idiomorfos, y en algunos casos forma un verdadero retículo de cristales tabulares en una matrix de cuarzo.

En la mayoría de las pegmatitas la zona marginal aparece dividida, desde el punto de vista textural, en dos fajas o subzonas bien definidas. La primera, pegada al contacto, es de grano muy fino (0,5 - 2 mm), y tiene una potencia que nunca excede de 1 cm; la segunda, en contacto con la zona externa, es más potente (2 a 5 cm) y el tamaño de grano puede llegar a 2 cm. En el contacto E de la pegmatita Sancti Spiritu se observa en la zona marginal la presencia de tres fajas, diferenciadas entre sí por sus caracteres texturales y mineralógicos. La faja externa, compuesta por plagioclasa y cuarzo, de grano muy fino, tiene una potencia de 0,5 a 2 mm; la media, con un espesor de unos 5 mm, está formada por una mezcla muy fina de plagioclasa, cuarzo, granate y muy poca muscovita y biotita; la interna, con un tamaño de grano de 3 a 15 mm y una potencia de unos 3 cm, está compuesta por plagioclasa, cuarzo, muscovita y muy poco granate. Esta división de las zonas marginales en bandas de distinta composición mineralógica, si bien es relativamente frecuente en otros distritos pegmatíticos del mundo (Cameron *et al*, 1949, pág. 30; Hutchinson, 1956, pág. 769), parece ser excepcional en la zona de Alta Gracia.

La potencia de las zonas marginales de las pegmatitas estudiadas varía entre 1 y 6 cm aproximadamente, y es independiente del tamaño de las mismas. Dentro de una misma pegmatita el espesor de la zona oscila frecuentemente entre los límites extremos señalados.

Zona externa: La zona externa aparece bien desarrollada en todas las pegmatitas examinadas, con excepción de la Cuatro Hermanos, en la que la zona marginal se presenta en contacto con el núcleo.

Mineralógicamente están compuestas por plagioclasa, cuarzo y muscovita. En las pegmatitas Piedra Blanca y Alto del Ají II aparece también, aunque en cantidades menores, microclino perfitico. Como minerales accesorios se observan, en individuos aislados y pequeños, biotita y granate.

La plagioclasa es el mineral predominante, y su tamaño de grano varía desde medio en el contacto con la zona marginal, hasta grueso, y excepcionalmente, muy grueso en el borde interno de la zona. El cuarzo, que es el mineral que sigue en abundancia, se presenta en formas y tamaños de grano variables. En muchos casos, en una misma pegmatita este mineral aparece en algunas partes de la zona externa en forma de pequeñas inclusiones vermiformes o de contornos irregulares, de pocos milímetros de sección, dentro de la plagioclasa; y en otros, formando con este último mineral una mezcla equigranular de grano medio a muy grueso. Entre estos dos extremos pueden observarse todas las formas de transición, a veces en el espacio de unos pocos decímetros.

La muscovita aparece generalmente en individuos grandes y muy bien desarrollados, lo que hace que la mayor parte de la producción de mica comercial de la región provenga de la explotación de esta parte de las pegmatitas. Su distribución dentro de la zona no es uniforme, como sucede con los demás minerales, y en la mayor parte de los casos forma bandas ubicadas en los bordes o en el centro de la zona. En el primer caso se presenta generalmente en dos fajas de unos 10 ó 15 cm de potencia adosadas, una al contacto con la zona marginal, y la otra al contacto con el núcleo o la zona intermedia. Una variación de este tipo de distribución es la presencia, a veces, de una sola banda, que en general es la externa. Estas fajas están compuestas casi exclusivamente por muscovita, en individuos grandes, morfológicamente bien desarrollados, orientados al azar. Una característica interesante de estas bandas es que el tamaño de grano de la mica no guarda ninguna relación con su posición dentro de la zona, al contrario de lo que sucede con el

cuarzo y la plagioclasa, que invariablemente aumentan de tamaño de grano hacia el centro de la pegmatita. En el segundo caso la mica se presenta en una banda central que tiene las mismas características que las anteriormente descritas. En la pegmatita La Codicia I, en la parte SE de la zona externa (colgante), se observa en los primeros metros de la galería que la muscovita aparece en dos fajas laterales de unos 15 cm de espesor, viene luego una zona de transición de unos 3 m de longitud, en que la mica se presenta diseminada en todo el espesor de la zona, y se concentra después en una faja central de una potencia de 30 a 40 cm. En la mayoría de las pegmatitas estudiadas la irregularidad de los trabajos de explotación y la reducida extensión en que son accesibles, hacen difícil observar tan claramente transiciones como la descrita, pero la aparición, en diferentes labores de una misma pegmatita, de los tres tipos de distribución de la mica, lateral, central y diseminada, indican que éstas son muy frecuentes, tanto en sentido vertical como horizontal.

En la gran mayoría de las pegmatitas de la región estudiada las concentraciones más ricas de muscovita de la zona externa se encuentran en la parte colgante de ésta. Se observa también que la cantidad relativa de mica aumenta considerablemente en los lugares en que la zona externa se ensancha localmente, formando protuberancias (“bolsones”), que se proyectan en la roca de caja.

La composición media aproximada de las zonas externas de las pegmatitas mapeadas, en términos de minerales esenciales, es la siguiente: plagioclasa, 60 %; cuarzo, 35 %; muscovita, 5 %. Al calcular el porcentaje de mica se trató de eliminar el factor de error introducido por el hecho de que la mayoría de las labores han sido ubicadas, por razones obvias, en los lugares en que este mineral es más abundante. Es posible, no obstante, que la cifra dada sea todavía demasiado elevada.

Las potencias de las zonas externas oscilan entre 0,6 y 2 m para las distintas pegmatitas examinadas.

Zonas intermedias: Solamente en seis de las pegmatitas estudiadas—El Aguila, Astilla N^o 1, La Chiquita, La Codicia I, Santa María y María Inés— se nota la presencia de zonas intermedias entre la externa y el núcleo. Por su composición mineralógica pueden dividirse en dos tipos: uno, en el cual los minerales esenciales son microclino perfitico, cuarzo, plagioclasa y muscovita, y otro compuesto por microclino perfitico y cuarzo, con o sin muscovita.

Las zonas intermedias, compuestas por microclino perfitico, cuarzo,

plagioclasa y muscovita, se presentan en los cuerpos pegmatíticos La Chiquita, Astilla N^o 1 y La Codicia. En la primera forma una zona continua, pero de potencia muy variable, que oscila entre 0,4 m y 1 m. En la Astilla n^o 1 la zona intermedia, muy rica en mica, sólo puede observarse, en forma discontinua, en el flanco SW de la pegmatita. La gran cantidad de escombros provenientes de la explotación y la irregularidad de los trabajos efectuados hacen difícil su examen en detalle, pero aparentemente se trata de una serie de lentes de 0,5 m de potencia y 10 ó 15 m de longitud, ubicados irregularmente entre la zona externa y el núcleo. En La Codicia I la zona intermedia se halla muy poco desarrollada, y se presenta en el lado colgante de la pegmatita, en forma de varias lentes, la mayor de las cuales, ubicada cerca de la entrada de la galería, tiene unos 20 m de longitud. La potencia no puede ser determinada debido a que las labores, que siguen siempre la zona externa, no la atraviesan.

Las zonas intermedias de las pegmatitas El Aguila, Santa María y María Inés —compuestas por microclino perfitico y cuarzo, con o sin muscovita— son más potentes y mejor desarrolladas que las del grupo anteriormente descrito. En El Aguila se presentan dos zonas intermedias, diferenciándose la interna por el grano más grueso y la ausencia de muscovita.

En los dos tipos de zonas intermedias las cantidades relativas de los minerales presentes son mucho más variables que en las demás unidades componentes de los cuerpos pegmatíticos. En el primer tipo, las zonas intermedias de La Codicia I y Astilla N^o 1 están compuestas por microclino perfitico, cuarzo y plagioclasa en cantidades aproximadamente iguales; en La Chiquita, en cambio, el cuarzo falta casi completamente. En el segundo grupo, en las pegmatitas El Aguila y Santa María el cuarzo y el microclino se presentan en igual proporción, a diferencia de la Santa Inés, cuya zona intermedia está compuesta casi exclusivamente por el segundo de los minerales mencionados. La muscovita aparece en todos los casos en poca cantidad y en individuos chicos, exceptuando en Astilla N^o 1, en la que se presenta en tamaños comerciales en una faja central.

Como minerales accesorios se observan, en individuos pequeños y aislados, granate y berilo.

El tamaño de grano varía entre medio y muy grueso, y la potencia entre 0,4 m y 1,5 m.

Núcleos: En tres de las pegmatitas estudiadas —El Aguila, María Inés y Alto de Ají II— el núcleo está formado solamente por grandes masas de cuarzo. En todas las demás esta unidad está compuesta por cuarzo y microclino pertítico. El grano es muy grueso y los dos minerales se encuentran presentes en cantidades aproximadamente iguales. En todos los casos aparece también algo de muscovita.

El microclino pertítico forma frecuentemente intercrecimientos con cuarzo, pero sólo raramente llega a las formas geométricas típicas del granito gráfico.

Relleno de fracturas.

En los cuerpos pegmatíticos estudiados, el tipo más simple de relleno de fracturas se observa en la pegmatita El Aguila, en la que varias venas de cuarzo de unos 10 cm de potencia atraviesan, partiendo del núcleo, las zonas intermedias y parte de la externa, sin llegar a la caja.

En casi todas las pegmatitas examinadas se presentan masas formadas por una mezcla de grano fino — 1 a 3 cm — de cuarzo y muscovita. Son cuerpos tabulares, con potencias de 5 a 15 cm, de contorno irregular y cuya dimensión mayor raramente exceda los 3 metros. Estas unidades alcanzan su mayor desarrollo, en lo referente al tamaño, en el núcleo, pero se las encuentra en todo el cuerpo pegmatítico, con excepción de la zona marginal y el borde exterior de la zona externa. El tamaño de grano y la composición — aproximadamente 60 % de cuarzo y 40 % de muscovita — son constantes.

SECUENCIA DE LAS ASOCIACIONES MINERALOGICAS

Todas las pegmatitas estudiadas en la zona de Alta Gracia presentan — además de una estructura zonal semejante — la misma secuencia de asociaciones mineralógicas de la periferia al centro. En la columna de la izquierda de la tabla I se muestra — en términos de minerales esenciales — la secuencia generalizada de asociaciones mineralógicas para todas las pegmatitas, y en las de la derecha las asociaciones presentes en cada una de ellas. Ninguna de las pegmatitas examinadas presenta todas las asociaciones mineralógicas determinadas para el distrito, pero el orden en que éstas aparecen es siempre el establecido para el grupo.

Las asociaciones números 2, 3, 4 y 5 se hallan representadas, siempre

TABLA I

Asociaciones mineralógicas de las pegmatitas de Alta Gracia

	Piedra Blanca	Astilla nº 1	La Coelicia I	La Cruzada	La Chiquita	Sancti Spiritu	María Inés	La Coelicia II	Santa María	El Agulla	Alto del Ají II	Cuatro Hermanos
1. Plagioclasa-cuarzo muscovita.....	X	X2	X2	X2	X2	X2	X2	X2	X2	X2	X	X
2. Plagioclasa-cuarzo microclino (con o sin muscovita).....	X	—	—	—	X	—	—	—	—	—	X	—
3. Cuarzo-microclino muscovita.....	—	—	—	—	—	—	—	—	X	X	—	X
4. Microclino-cuarzo..	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	—	—
5. Cuarzo.....	—	—	—	—	—	—	—	—	—	X	X	—

X, Asociación mineralógica presente en una sola zona.

X2, Asociación mineralógica presente en dos zonas diferenciadas en base a la textura y/o cantidades relativas de los minerales contenidos.

que aparecen en una pegmatita, por una sola zona. La asociación mineralógica nº 1, en cambio, se presenta siempre, exceptuando en las pegmatitas Piedra Blanca, Alto del Ají II y Cuatro Hermanos, en dos zonas: la marginal y la externa. Las asociaciones mineralógicas nº 1 — plagioclasa, cuarzo y muscovita — y nº 4 — microclino peritítico y cuarzo — son las más constantes. La primera se presenta en todas las pegmatitas tabuladas y la segunda falta solamente en la María Inés, Alto de Ají II y Cuatro Hermanos.

Las pegmatitas de Alta Gracia muestran también — como surge del examen de la secuencia de asociaciones mineralógicas expuesta en la tabla I — el característico aumento de acidez hacia el centro, observado por numerosos autores en las pegmatitas zonales de otras partes del mundo. Este hecho se nota no solamente por los cambios de composición — en términos de minerales esenciales — de las distintas zonas, sino también por la variación sistemática de la composición de las plagioclasas. El estudio de 27 muestras de plagioclasas tomadas en diferentes niveles de los cuerpos pegmatíticos muestra, en efecto, que la composición media aproximada de las mismas, para cada zona, es la siguiente:

Zona marginal: oligoclasa media a básica (An 20-25);

Zona externa: oligoclasa media a ácida (An 10-20);

Zona intermedia: albita-oligoclasa (An 5-15).

En algunos casos, sobre todo en la zona externa, la composición de las plagioclasas se aparta bastante de la composición media consignada — en la zona externa de la pegmatita Santa María, por ejemplo, la plagioclasa es una albita media (An 4) y en la Codicia I una oligoclasa básica (An 25) — pero dentro de cada cuerpo pegmatítico, el contenido de anortita es siempre menor en las zonas más próximas al núcleo.

En la zona externa de la pegmatita Sancti Spiritu se efectuó un muestreo para determinar si la variación sistemática en la composición de las plagioclasas se produce también dentro de una misma zona. Se encontró así que la plagioclasa del borde externo de la zona es una oligoclasa-media (An 20) y la del borde interno una albita-oligoclasa (An 10). En consecuencia, el aumento de acidez dentro de una misma zona hacia el centro del cuerpo pegmatítico se produce en este caso. Es evidente, no obstante, que sólo el muestreo detallado de las zonas de muchas pegmatitas permitirá establecer si el resultado obtenido en este caso puede ser generalizado.

GENESIS

Las pegmatitas han sido objeto de la atención de numerosos investigadores en el curso de la historia de los estudios geológicos. No obstante, recién en las últimas décadas, y a través de la información obtenida mediante el estudio de la estructura interna y de la paragénesis de los minerales constituyentes de numerosas pegmatitas de diversas partes del mundo, se ha podido elaborar una teoría genética en cuyos términos generales están de acuerdo la mayoría de los autores, según lo demuestra la revisión de la literatura geológica de los últimos cincuenta años hecha por Jahns (Jahns, 1955, págs. 1072-75). Según esa teoría, válida sobre todo para las pegmatitas zonales, o para aquellas en que la paragénesis de los minerales contenidos se ha podido determinar con cierta exactitud, los cuerpos pegmatíticos se originan por la cristalización fraccional de un magma, o de un fluido de derivación magmática, en una cámara cerrada. Las zonas representan, en consecuencia, generaciones de cristales depositados en capas sucesivas en las paredes de la cámara, y se deben primariamente a cristalización diferencial (Camerón, 1949, pág. 105). El orden de cristalización es, como

lo demuestra el estudio de gran número de pegmatitas cuya composición nadie media varía desde granito a gabro, enteramente compatible con el principio de reacción enunciado por Bowen (Jahns, 1955, pág. 1091). Los detalles del proceso han sido expuestos, entre otros, por Cameron, en el trabajo ya citado, Jahns (5) y Flawn (Flawn, 1951).

Las pegmatitas estudiadas por el autor en Alta Gracia y Valle Fértil (Herrera, 1958), muestran una gran similitud — tanto en estructura como en secuencia de asociaciones mineralógicas — con las pegmatitas zonales de otras partes del mundo, y es indudable que el proceso genético expuesto por los autores ya citados es igualmente válido para ellas. Además, como lo señalan Hutchinson y Claus (Hutchinson and Claus, 1956, pág. 757-780), la similitud de las asociaciones mineralógicas y de su secuencia, en pegmatitas ubicadas en distritos ampliamente distribuidos en todo el mundo es una de las evidencias más fuertes en favor de la teoría de la cristalización de un léquido en una cámara cerrada. Cualquiera de las soluciones propuestas basadas en procesos metamórficos difícilmente explicaría resultados tan semejantes en ambientes geológicos distintos. La teoría denominada “sistema abierto” (open-system theory) — según la cual las pegmatitas se formarían por relleno progresivo, acompañado o no por reemplazo, efectuado por soluciones de composición cambiante circulando por canales abiertos es — en opinión del autor — una complicación innecesaria de la teoría del sistema o cámara cerrada. El problema del origen y evolución de las soluciones sigue siendo esencialmente el mismo, pero resulta muy difícil explicar hechos tales como el envolvimiento completo de las zonas internas por las externas, y el sentido en que cambia la composición de las plagioclasas. El caso de las pegmatitas que estamos considerando es ilustrativo. En los cuerpos suficientemente explorados se observa que cada zona envuelve siempre totalmente a la que le sigue, haciendo insostenible, en consecuencia, la hipótesis de su formación por capas sucesivas depositadas en canales abiertos por soluciones cuya composición cambia progresivamente. La otra posibilidad, siempre dentro de la hipótesis del sistema abierto, es que las zonas se forman mediante reemplazos periféricos sucesivos de una pegmatita masiva preexistente, por soluciones circulando entre la roca de caja y la pegmatita. En este caso, como lo señala Cameron (Cameron et al., 1949, pág. 102), las zonas periféricas, formadas al final del proceso, serían más ácidas que las centrales, dando así una secuencia de asociaciones mineralógicas inversa de la que se observa en todas las pegmatitas zonales del mundo.

La teoría de la cristalización fraccional de un líquido magmático en una cámara cerrada permite explicar también fácilmente la aparición, en algunos distritos, de pegmatitas cuya composición representa sólo una fracción de la composición media del grupo. Estas pegmatitas serían el resultado de la cristalización de fracciones del líquido magmático expulsadas de los cuerpos pegmatíticos — probablemente por la acción de fuerzas tectónicas — en diferentes etapas del proceso genético. La pegmatita Cuatro Hermanos es un ejemplo típico del mecanismo propuesto. Su composición — cuarzo y microclino pertítico, es decir, la correspondiente al núcleo de las pegmatitas del distrito — se explica suponiendo que se originó por la cristalización del líquido residual eyectado de una pegmatita en la fase final de su formación. En la pegmatita La Codicia II puede observarse el proceso descrito, en una etapa incipiente de desarrollo. En el extremo sur de dicho cuerpo pegmatítico se presentan dos prolongaciones, una hacia el SE y otra hacia el SW (fig. 3). La composición de la primera — plagioclasa, cuarzo, muscovita y algo de microclino pertítico — corresponde aproximadamente a la media de la pegmatita, y debe haberse originado por la inyección del líquido magmático en una fractura, durante la fase inicial del proceso de cristalización. En cuanto a la prolongación hacia el SW, cuya composición — plagioclasa, cuarzo y algo de muscovita — corresponde a la del núcleo, se originó probablemente por el mismo mecanismo, pero en una etapa posterior, cuando la zona externa estaba ya consolidada. En La Codicia I (fig. 3), el fenómeno descrito se repite, pero por la composición del material que rellena las fracturas la inyección debió producirse al comenzar la cristalización del cuerpo principal.

La génesis de las unidades de relleno descritas en la página 9 pueden explicarse también por el mecanismo anteriormente expuesto, es decir, por la inyección en fracturas formadas en las porciones ya consolidadas del cuerpo pegmatítico de parte del líquido residual. La composición de estas unidades — siempre igual o más ácida que la de las partes de las pegmatitas que les sirven de roca de caja — es un argumento en favor de esta hipótesis.

Con respecto a los líquidos magmáticos que formaron las pegmatitas, es muy probable que provengan del magma granítico que originó el batolito de Achala.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

1. CAMERÓN, E. N., JAHNS, R. H., MACNAIR, A. N., PAGE, L. R., 1949. *Internal structure of granitic pegmatites*. Economic Geology. Monograph 2.
2. FLAWN, P. T., 1951. *Pegmatites of the Van Horn Mountains*. Economic Geology, vol. XLVI, pág. 163-192.
3. HERRERA, A. O., 1958. *Estructura Interna de las Pegmatitas Micacíferas de Valle Fértil (provincia de San Juan)*. Contribuciones Científicas. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. Vol. II, nº 1.
4. HUTCHINSON, R. W. AND CLAUS, R. J., 1956. *Pegmatite Deposits in the Alto Ligonha Region of the Portuguese East Africa*. Economic Geology, vol. LI, pág. 757-780.
5. JAHNS, R. H., 1955. *The Study of Pegmatites*. Economic Geology. Fiftieth Anniversary Volume, pág. 1025-1130.
6. KULL, V., METHOL, E., *Hoja Geológica 21 i "Alta Gracia"* (en preparación).

Dirección Nacional de Geología y Minería.

Manuscrito recibido en agosto de 1961.

PALEOGEOGRAFIA DEL PALEOZOICO SUPERIOR EN LA PATAGONIA

(REPUBLICA ARGENTINA) ¹

POR TOMAS SUERO

Universidad Nacional de La Plata y Universidad de Buenos Aires.

Tennessee S. A. Argentina

Buenos Aires

RESUMEN

Se intenta una reconstrucción paleogeográfica del Antracolítico en Patagonia Extraandina, haciendo referencia especial a las últimas comprobaciones geológicas y geofísicas.

Se define así en principio la existencia de un geosinclinal denominado por el autor Geosinclinal Central Patagónico.

ABSTRACT

A paleogeographic reconstruction of the Anthracolitic sedimentary succession of Extraandine Patagonia is outlined in this paper, making special references to the facts compiled in the past years by geological and geophysical studies.

The regional analysis of such data leads to the tracing of a rather narrow but thick geosyncline with a NW-SE trend, bounded on the North and East by the so-called Northpatagonian Shield, and on the West and Southwest by the positive geotectonic Río Mayo Arch and Río Chico Arch. The total thickness of the sedimentary section reaches 5,000 meters in some outcrops.

This geosynclinal area, slightly folded during Hercynian diastrophism, has been called by the author Geosinclinal Central Patagónico and reveals a normal connection with the anthracolitic outcrops of Islas Malvinas.

¹ Este trabajo fue presentado fuera de término a la Sección XII (Regional Paleogeography) del XXI Congreso Geológico Internacional de Copenhague (Dinamarca), siendo leído y discutido en la sesión del 18 de agosto de 1960.

Fue redactado cuando el autor pertenecía al personal profesional de Y.P.F., entidad que ha prestado su conformidad para la publicación.

INTRODUCCION

Si bien se sospechaba anteriormente la existencia de complejos sedimentarios paleozoicos en Patagonia, recién a partir de 1947 se realizaron una serie de descubrimientos y comprobaciones que permitieron señalar potentes sucesiones sedimentarias suprapaleozoicas en la zona extraandina de Chubut y costera de Santa Cruz. Por sus faunas y floras fósiles, tales sucesiones abarcan con seguridad el Pensilvaniano y el Pérmico, y muy probablemente el Misisipiano (Suero 1948, 1952, 1958; Suero y Criado Roque 1955; Feruglio 1949, 1950, 1951 *a* y *b*; Frenguelli 1953 *a* y *b*; Miller y Garner 1953; Amos 1958 y Archangelsky 1958).

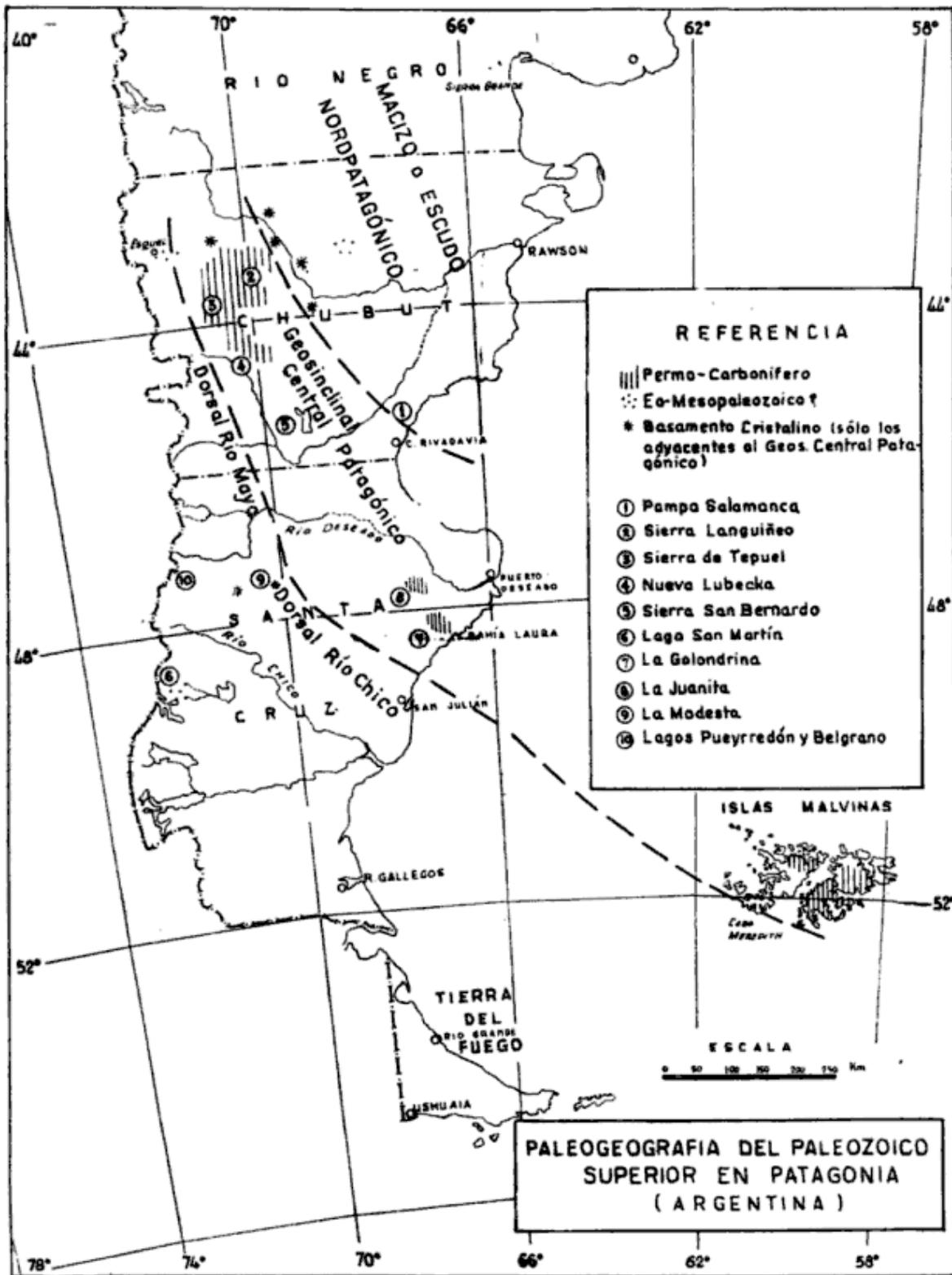
Tales comprobaciones plantearon también un problema de importancia, tanto para la especulación científica como para aspectos aplicados a la geología del petróleo, cual era descifrar sus caracteres paleogeográficos. Un enfoque preliminar fue presentado en un trabajo anterior en colaboración con Criado Roque (Suero y Criado Roque 1955), en el cual se llamó la atención sobre la vinculación normal comprobada entre los depósitos del Gondwana inferior de Patagonia e Islas Malvinas. Cabe recordar al respecto que la supuesta desconexión geológica entre las Islas Malvinas y Patagonia había llevado a varios autores a suponer una marcada traslación hacia el sur de las citadas islas, a partir de una posición primitiva intermedia entre las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires y Sud Africa.

Se dan a conocer en esta contribución, si bien en forma sumaria, nuevas comprobaciones realizadas en los últimos años, en su casi totalidad por geólogos de Yacimientos Petrolíferos Fiscales (Y.P.F.), que aportan importantes evidencias sobre el problema considerado.

NUEVAS COMPROBACIONES GEOLOGICAS

1) ZONA ENTRE SIERRAS DE TEPUEL-LANGUIÑO Y PARALELO 42° L. S.

El estudio detallado de las sucesiones sedimentarias suprapaleozoicas entre las Sierras de Tepuel y Languiño hasta poco al naciente de esta última (Suero 1952), señala para el Pensilvaniano un marcado cambio de facies en sentido E-W. En efecto, las sedimentitas predominantemente marinas de Sierra de Tepuel presentan en Sierra de Languiño una mayor proporción de intercalaciones continentales a medida que nos alejamos hacia el naciente, hasta su casi total predo-



minio, quedando así definido un borde de cuenca que debe coincidir con el límite occidental del llamado Escudo o Macizo Nordpatagónico.

Similar relación entre sedimentitas marinas y continentales parece comprobarse más al N, fuera de Patagonia, para las sucesiones sedimentarias coetáneas acumuladas en la llamada Precordillera de Mendoza, San Juan y La Rioja, a medida que nos acercamos al naciente, vale decir al borde occidental de las Sierras Pampeanas. Mencionamos este paralelismo en ambientes distintos, que hablaría de condiciones ambientales semejantes, problema que deberá investigarse con mayor detalle en el futuro.

Es de señalar que los relevamientos geológicos realizados en el ambiente del Escudo Nordpatagónico, si bien de carácter expeditivo, no han comprobado complejos sedimentarios antracolíuticos. Si bien no puede descartarse allí la presencia de complejos copaleozoicos, sobre gneisses y rocas graníticas del basamento, sólo se disponen, a través de amplias extensiones, las vulcanitas jurásicas y secciones continentales supracretácicas (Chubutiano).

2) ZONA NORTE DE COMODORO RIVADAVIA

Un par de perforaciones realizadas por Y.P.F. en la Pampa de Salamanca, a unos 40 km al N de Comodoro Rivadavia, han alcanzado, a unos 500 m bajo el nivel del mar, anfibolitas muy probablemente precámbricas, por debajo de las vulcanitas jurásicas. Queda así comprobada la falta de sucesiones sedimentarias antracolíuticas en dicha posición geográfica, sugiriéndose la posibilidad, apoyada en datos sísmicos, que en el subsuelo de comarcas ubicadas más al W y SW el Antracolíutico pueda hallarse representado en forma similar a lo comprobado más al N (Tepuel-Languiño-Nueva Lubecka) y al S (La Golondrina-La Juanita), como veremos más adelante. Ello aportaría evidencias para fijar la prolongación más al S del borde oriental del geosinclinal antracolíutico, que hemos fijado anteriormente para la latitud de Tepuel-Languiño.

3) ZONA COSTERA ENTRE RÍO DESEADO Y BAHÍA LAURA (SANTA CRUZ)

A más de los afloramientos pérmicos señalados ya a unos 60 km al WNW de Bahía Laura (Suero y Criado Roque 1955; Archangelsky 1958), nuevas investigaciones realizadas por Di Persia, geólogo de Y.P.F., permitieron señalar una espesa sucesión pérmica estratigráfi-

camente semejante en los alrededores de La Juanita, comarca ubicada a unos 50 km al N de los afloramientos arriba mencionados.

En La Juanita el Pérmico inferior, según los datos paleobotánicos antes conocidos para la zona de Nueva Lubecka (Chubut) (Feruglio 1951; Frenguelli 1953), confirmados recientemente para el Bajo de la Golondrina (W de Bahía Laura) por investigaciones paleobotánicas detalladas (Archangelsky 1958), alcanza un espesor de 1.300 m, sin observarse la base, integrado por sedimentitas exclusivamente continentales. Se halla también intruído por cuerpos graníticos vinculados a la tectónica hercínica, como el Antracolítico de Tepuel-Languineo, y cubierto por vulcanitas jurásicas y sus sedimentitas y piroclásticos asociados.

Hacia el W no puede asegurarse la prolongación de dichas sedimentitas pérmicas por cuanto afloran como términos sedimentarios más antiguos sólo Liásico (Formación Roca Blanca) y Triásico Superior (Formación El Tranquilo), puestos en evidencia hace pocos años por los geólogos Di Persia y De Giusto, de Y.P.F.

Los afloramientos pérmicos de La Golondrina y de La Juanita revisten importancia fundamental por su conexión con las sucesiones coetáneas de Nueva Lubecka (Chubut) y su posición intermedia entre éstas y los complejos antracolíticos que afloran en las Islas Malvinas, cuya vinculación paleogeográfica fuera ya postulada anteriormente (Suero y Criado Roque 1955).

4) ZONA OCCIDENTAL ENTRE ESQUEL Y RÍO CHICO DE SANTA CRUZ

Al S y al poniente de la faja de afloramientos antracolíticos de la zona extraandina del Chubut, más precisamente al W de la Sierra de San Bernardo, se ha podido determinar la presencia de un elemento estructural positivo en base a pruebas de refracción realizadas por Y.P.F., que ha sido denominado Arco o Dorsal de Río Mayo, el cual fue representado en ocasión anterior (Suero y Criado Roque 1955, fig. 3). De acuerdo a los cambios de velocidad registrados se ha interpretado a dicha dorsal como la configuración geotectónica que limita hacia el poniente la cuenca de sedimentación del Chubutiano (Cretácico superior), y que representa a su vez el borde oriental del geosinclinal marino jurásico superior-neocomiano (Ciclo Andico en sentido de Groeber), cuya porción profunda se extiende hacia el S, paralelamente a la Cordillera Patagónica hasta Antártida.

La falta de afloramientos antracolíticos del tipo de los registrados en la zona extraandina de Chubut primero y más tarde en la costera de Santa Cruz, al W de dicha dorsal, sugiere que dicho elemento geotectónico positivo jugó un papel similar durante la deposición antracolítica. Esta conclusión queda pendiente de la comprobación definitiva de la edad de los llamados "Esquistos de Esquel", considerados por el autor provisoriamente como devónicos, o aún más antiguos, y correlacionables con la sucesión de areniscas, cuarcitas y lutitas en parte esquistosas que en el Lago San Martín se infraponen con marcada discordancia angular a las vulcanitas porfíricas y porfiríticas jurásicas.

Al S del Río Deseado, en la comarca denominada La Modesta, ubicada a unos 220 km al WNW de Bahía Laura, y en otra localidad a unos 70 km al poniente de aquélla, Di Persia ha documentado recientemente la presencia de esquistos sericíticos y cuarcitas inyectadas con cuarzo y muy deformadas, que denominó "Esquistos de La Modesta", los cuales afloran por debajo de las vulcanitas jurásicas. Se trata de complejos rocosos indudablemente más antiguos que el Pérmico de Bahía Laura y La Juanita y el Carbonífero de la zona extraandina del Chubut, considerándose también más antiguos que los Esquistos de Esquel y sus supuestos equivalentes del Lago San Martín por el relativo alto grado de metamorfismo que presentan.

Puede postularse con fundamento que correspondan al Precámbrico, integrando así el mismo grupo de entidades metamórficas que más al W y SW afloran al poniente de los lagos Pueyrredón, Belgrano y San Martín, denominados tiempo ha por de Ferrariis "Complejo Esquistoso del Río Lácteo" (Fossa Mancini y otros 1938, págs. 55-56).

Los afloramientos metamórficos presumiblemente precámbricos de La Modesta revisten la mayor importancia para nuestro problema paleogeográfico por su ubicación en la prolongación austral de la Dorsal de Río Mayo, sugiriendo así la presencia de un elemento positivo que se ha dado en llamar Arco o Dorsal de Río Chico, y que muy probablemente limitaría hacia el poniente la faja de deposición antracolítica en consideración.

5) PLATAFORMA CONTINENTAL SUDATLÁNTICA

Las informaciones preliminares de los estudios de refracción efectuados en la plataforma epicontinental argentina por el buque oceanográfico "Vema", del Laboratorio Lamont, en combinación con los bu-

5. — 1951. *Su alcune piante del Gondwana inferiore della Patagonia.* — Pubblicazioni dell' Institute Geologico della Università de Torino. Fasc. I, Torino.
6. — 1951 b. *Sobre algunas plantas del Gondwana del Valle del Río Genoa (Patagonia).* — Rev. Asoc. Geol. Argentina. T. VI, n° 1, págs. 14-20, Buenos Aires.
7. FOSSA MANCINI, E.; FERUGLIO, E. y JUSSEN DE CAMPANA, J. C. 1938. *Una reunión de geólogos de Y.P.F. y el problema de la terminología estratigráfica.* — Boletín de Inf. Petroleras n° 171, Buenos Aires.
8. FRENGUELLI, J. 1953 a. *Recientes progresos en el conocimiento de la Geología y Paleogeografía de la Patagonia basados en el estudio de sus plantas fósiles.* — Rev. del Museo de La Plata. T. IV, Secc. Geología; págs. 321-342, La Plata.
9. — 1953 b. *Las Pecopterideas del Pérmico del Chubut.* — Notas del Museo de La Plata. Paleontología n° 99; págs. 287-296, La Plata.
10. MILLER, A. K. and GARNER, A. F. 1953. *Upper Carboniferous Goniatites from Argentina.* — Journal of Paleontology, XXVII, n° 6; págs. 821-823. Tulsa, Okla, Estados Unidos.
11. SUERO, T. 1948. *Descubrimiento de Paleozoico Superior en la zona extraandina del Chubut.* — Boletín de Informaciones Petroleras, n° 287, Buenos Aires.
12. — 1948. *Las sucesiones sedimentarias suprapaleozoicas de la zona extraandina del Chubut (Patagonia Austral, Argentina).* — Symposium sur les Series du Gondwana; págs. 373-384. XIX Congres Geologique International. Argel. (Publicado con agregados en la Rev. de la Asoc. Geol. Argentina. T. VIII, n° 1, págs. 37-53, 1953, Buenos Aires).
13. — y CRIADO ROQUE, P. 1955. *Descubrimiento de Paleozoico superior al oeste de Bahía Laura (Terr. Nacional de Santa Cruz) y su importancia paleogeográfica.* — Notas del Museo de La Plata, XVIII, Geol. n° 68; págs. 157-168, La Plata.
14. — 1958. *Datos geológicos sobre el Paleozoico superior en la zona de Nueva Lubecka y alrededores (Chubut Extraandino, provincia Chubut).* — Revista del Museo de La Plata (nueva serie), secc. Geología, n° 30, t. V, págs. 1-28, La Plata.

Manuscrito recibido en diciembre de 1961.

ques argentinos "Bahía Blanca" y "Sanavirón", en 1957-58, permitieron inferir la existencia de un marcado relieve positivo a unos 220 km al E de Comodoro Rivadavia, y de otro a unos 230 km al ESE de San Julián. Este último apoyaría la presencia del elemento geotectónico positivo que limitó hacia el S la extensión de las sucesiones antracólíticas y cuya prolongación hacia el ESE se hallaría en los afloramientos de rocas metamórficas infrapuestas al Devónico en Cabo Meredith (Islas Malvinas), mientras que el anterior, al E de Comodoro Rivadavia, se hallaría en la prolongación directa del supuesto borde septentrional del geosinclinal central patagónico.

CONCLUSIONES

Diversas comprobaciones geológicas regionales efectuadas en los últimos años en la Patagonia extraandina han permitido fijar los límites aproximados ocupados por una sucesión sedimentaria antracólítica con espesores que superan en algunos puntos los 5.000 m aflorantes. Dicha cuenca sedimentaria, que el autor ha denominado Geosinclinal Central Patagónico, está limitada hacia el N y E por el Macizo Nordpatagónico y hacia el W por los elementos geotectónicos positivos denominados Dorsales de Río Mayo al N y de Río Chico al S.

Las nuevas evidencias robustecen la conexión directa entre los afloramientos antracólíticos de Patagonia y las Islas Malvinas, que estarían así incluídas en el citado Geosinclinal Central Patagónico.

Buenos Aires, 10-V-1960.

LISTA DE LOS TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

1. AMOS, A. J. 1958. *Algunos Spiriferacea y Terebratulacea (Brach.) del Carbonífero Superior del Sistema de Tepuel.* — Contr. Cienc. Fac. de Ciencias Exactas y Naturales Univ. de Buenos Aires. Serie Geología. Vol. II, n° 3, Buenos Aires.
2. ARCHANGELSKY, S. 1958. *Estudio geológico y paleontológico del Bajo de La Leona (Santa Cruz).* — Acta Geológica Lilloana. T. II, págs. 5-134, Tucumán.
3. — 1957. *Las Glossopterideas del Bajo de la Leona (Santa Cruz).* — Rev. Asoc. Geol. Argentina. T. XII, n° 3, págs. 135-144, Buenos Aires.
4. FERUGLIO, E. 1950. *Descripción Geológica de la Patagonia.* — Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales. T. III, págs. 256-265, Buenos Aires.

TEXTURA EN ANILLOS EN UNA NORITA DE VALLE FERTIL

PROVINCIA DE SAN JUAN

Por JORGE F. VILLAR FABRE

Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires

RESUMEN

Se efectúa una revisión de la nomenclatura existente para la textura en anillos y se describe una norita de las vecindades de San Agustín del Valle Fértil, provincia de San Juan, atribuyéndose el origen de su textura simplectítica a un período ortomagmático seguido por un estado pegmatítico.

ABSTRACT

A norite from San Juan province is described. Special reference is made on the reaction rims shown in the texture, which are attributed to a magmatic process followed by a pegmatitic stage.

INTRODUCCION

La existencia de textura en anillos formados por diversos minerales que se distribuyen en una o más capas alrededor de otro mineral de distinta composición es conocida, o más bien dicho, fue mencionada por vez primera a fines del siglo pasado (Törnebohm, 1877) y desde entonces muchos fueron los autores que se ocuparon, directa o indirectamente, de ella. Su génesis fue el motivo principal de las investigaciones realizadas y en la actualidad, se admite que pueden formarse, ya sea por acciones metamórficas o por acciones magmáticas, pero la nomenclatura empleada aun es bastante confusa y obliga a cada autor a definir y precisar el concepto de los términos empleados.

Un extenso afloramiento de una norita, observado en Valle Fértil (San Juan), no sólo contiene un ejemplo típico de este tipo de textura sino que, además, ella presenta la interesante característica de haber sido originada por dos procesos geológicos, que reflejan distintos ambientes fisicoquímicos, y que se sumaron para producir la tan discutida textura.

DESCRIPCION DE LA ROCA

La roca que nos ocupa corresponde a un afloramiento bastante extenso en la quebrada del río San Juan, en las proximidades de San Agustín del Valle Fértil y constituye la roca de caja de la pegmatita La Choschola, ubicada en las inmediaciones de la localidad de Las Juntas. Además de esta norita, en el basamento cristalino de toda la zona, es dable observar rocas graníticas, glabros, anfíbolitas y migmatitas.

La norita en cuestión es de color negro verdoso y estructura granosa algo porfiroide, que se desvanece en dirección hacia Las Juntas. Aquel carácter porfiroide está dado por los cristales de feldespato, que suelen alcanzar los siete milímetros de longitud.

DESCRIPCION MICROSCOPICA

En la constitución de esta roca intervienen los siguientes minerales: labradorita ácida, hipersteno, diópsido, olivina (excepto en Las Juntas), tremolita, hornblenda, pargasita, espinelo (muy abundante en La Choschola) y serpentina. La textura es granosa alotriomorfa, cataclástica y posee anillos alrededor de la olivina.

Olivina. — Los cristales de olivina, que alcanzan un máximo de 4,5 mm, tienen un contorno que, prácticamente en todos los casos, es redondeado, con numerosos senos en los que penetran los minerales vecinos, generalmente piroxeno, o bien cuando éste falta, anfíbol. Se observan ejemplos de individuos totalmente rodeados por hipersteno en continuidad óptica, es decir, como si fuesen inclusiones de olivina en hipersteno; en cambio, en otros granos se halla hipersteno incluido en la olivina, en cuyo caso la inclusión de hipersteno está en continuidad óptica con un individuo mucho mayor, que rodea a la olivina, y que por sus relaciones texturales parece reemplazarla, de modo que no se trataría de una verdadera inclusión, sino de un efecto producido por la orientación del corte.

Cuando la olivina no está totalmente rodeada por piroxeno, en parte se encuentra en contacto directo con anfíbol. Se observa un gran reemplazo por antigorita que en contadas ocasiones ha afectado la totalidad de un individuo. Más importante que ese reemplazo, es un pasaje a diópsido que se distingue como granos bien formados, en la vecindad de algunos cristales de olivina y que pasa a constituir los islotes periféricos en que queda subdividida la olivina por la alteración en antigorita. Esta olivina contiene un 20 % de fayalita.

Diópsido. — Este mineral se presenta en individuos anhedrales de hasta 8 m de longitud, cuyos contornos, en numerosos ejemplos, se pierden o esfuman en el anfíbol que origina y que muchas veces se encuentra como salpicaduras o motas dentro del mismo piroxeno. Posee numerosas inclusiones opacas, aciculares, paralelas entre sí e indeterminables, como así también algunos cristales incluidos, anhedrales, de olivina y de hipersteno.

Es frecuente observar diópsido uralitizado,, con un mineral opaco no determinable, alojado a lo largo de su clivaje y además inclusiones de prismas de espinelo que forman dos juegos que se cortan determinando un ángulo de 56°.

Hipersteno. — Este piroxeno se encuentra formando individuos anhedrales de hasta 2,5 mm, que contienen numerosas inclusiones shiller y microplaquitas. Sus granos se extienden irregularmente entre los cristales de olivina, son de contornos sinuosos y redondeados y en ciertos casos reemplazan a este último mineral formando, a veces, pseudo-inclusiones. Algunos cristales son alargados, de espesor constante, y constituyen un reborde periférico de la olivina, pero no siempre la rodean en su totalidad (fig. 1). Los granos que constituyen ese reborde no conservan una misma orientación óptica y se disponen tangencialmente a la olivina. En ningún caso se han observado prismas con disposición radial. Por sus propiedades ópticas este hipersteno tiene un contenido en ortoferrosalita de 10 a 15 %. De la misma manera que el diópsido, este ortopiroxeno también ha soportado los efectos de la uralitización y en esos casos también se observa la aparición de espinelo.

Anfíboles. — Este grupo de minerales está representado por tremolita, hornblenda y pargasita, anhedrales y casi exclusivamente interpuestos entre la olivina y la plagioclasa. En numerosos casos puede comprobarse que se han originado, en su gran mayoría, por uralitización del clinopiroxeno y, en menor proporción, del ortopiroxeno. Los cristales que

aun muestran remanentes de piroxeno contienen abundantes granos de espinelo diseminados en toda la sección observable. Este anfíbol así formado en algunas oportunidades reemplaza a los granos de hipersteno vecinos, pero los granos de espinelo están solamente en relación con la uralitización del diópsido. Acompañando a este proceso hay una incipiente formación de antigorita en el ortopiroxeno. Como estos minerales cobran singular importancia en la estructura gráfica, podrá verse otros detalles en la descripción de las simplectitas.

También es digno de mencionar que algunos cristales de pargasita tienen el clivaje interrumpido en una porción periférica constituida por tremolita, con la que parece existir un reemplazo mutuo.

Plagioclasa. — Los individuos de este mineral (70 % An) son anhedrales y poseen maclas polisintéticas normales y paralelas, algunas de las cuales fueron originadas por presiones. La extinción a veces, es cataclástica y contienen inclusiones de anfíbol, piroxeno y espinelo, este último en escasa proporción y solamente aparece en los bordes del cristal. El tamaño de sus granos es variable, alcanzando los valores extremos de 0,3 y 6,8 mm. Presenta un reemplazo por calcita y en sus relaciones con los minerales restantes se observa que es reemplazada por el anfíbol simplectítico.

Anillos. — Alrededor de los cristales de olivina se observa un primer anillo, formado por granos de hipersteno, que puede extenderse alrededor de toda su periferia, o bien alcanzar un desarrollo parcial, de modo que la olivina puede estar en contacto directo con un segundo anillo constituido por anfíbol (fig. 1). Aquellos granos de hipersteno no guardan una orientación definida entre sí ni con respecto a la olivina y en ningún caso se ha observado que tuviesen hábito prismático de disposición normal a dicha olivina. Su tamaño más frecuente, en cuanto al ancho se refiere, oscila alrededor de 0,07 mm, pero puede superar los 0,8 mm.

Exteriormente, envolviendo el primer anillo de hipersteno, o en contacto directo con la olivina cuando dicho ortopiroxeno falta, se encuentra un segundo anillo (fig. 1-2) constituido por hornblenda y-o tremolita, en general de mayor espesor que el primer anillo y que a veces es común a varios granos de olivina. Este segundo anillo, que por su lado externo suele estar en contacto directo con los cristales de plagioclasa, tiene numerosas inclusiones de espinelo en forma de pequeños glóbulos, varillas y vermes, que suelen llegar a estar en contacto íntimo con la

plagioclasa y hasta quedar incluidos en ella. Este espinelo cubre áreas cuyos espesores no guardan ninguna relación con el tamaño de la olivina, ni del primer anillo ni del segundo anillo. Si bien es cierto que estas inclusiones pueden cubrir todo el anfíbol, en general se concentran sobre su mitad o tercio externo.

ORIGEN DE LOS ANILLOS

Consideraciones generales.

Antes de hablar de la microestructura visible alrededor de los cristales de olivina, conviene hacer un paréntesis para recordar el significado de los diversos términos empleados en la literatura y puntualizar el sentido con que se emplean en este trabajo.

El concepto de "anillo" se refiere, y así lo entendemos nosotros, a aquellas bandas o capas de agregados minerales, constituídas por un único mineral o por dos minerales intercrecidos o no entre sí, que rodean a cristales de olivina o de cualquier otro mineral, sin tener en cuenta el o los procesos formadores que intervienen en su génesis.

"Anillo de reacción", es el formado por la interacción entre dos minerales, debido a procesos deutéricos (Grout, 1932) o a fenómenos ortomagmáticos (Murthy, 1958).

"Corona". Aplícase a los anillos secundarios y de origen metamórficos (Sederholm, 1916; Törnebohm, 1877), que deben estar constituídos por minerales pertenecientes a una serie discontinua y especialmente distribuidos en dos o más capas (Shand, 1945). Para algunos autores (Kuno, 1950) las coronas comprenden los fenómenos de resorción magmática que originan los anillos de reacción en el concepto de otros investigadores (Murthy, 1958).

"Kelifita". Son anillos formados alrededor de granate (Schrauf, 1882) o de olivina y constituídos por el intercrecimiento de dos minerales cuya génesis se debe a procesos metamórficos (Sederholm, 1914).

"Simplectita". Naumann (1850) aplicó este término a los intercrecimientos íntimos de dos minerales diferentes entre sí, sin tener en cuenta su origen; en cambio Sederholm (1916) lo aplicó en aquellos casos en que esos dos minerales eran de origen secundario y uno de ellos era vermicular (en un sentido amplio de la palabra viene a ser sinónimo de mirmequita, pero reservó este último nombre para el intercrecimiento de plagioclasa y cuarzo). Otro concepto es el aplicado

por Niggli (1954), que especifica que el intercrecimiento debe ser tan fino de modo que no se pueda determinar cuál es el mineral huésped.

“Sinantético”. Término creado por Sederholm (1916) para calificar todos aquellos minerales que se observan únicamente entre otros dos minerales de las rocas eruptivas (comprende las coronas y mirmekitas) y cuyo origen es secundario. En cambio Niggli (1954) lo aplica para cualquier simplectita que se extiende entre distintos minerales.

En resumen, nosotros aplicaremos los términos antes mencionados, con el concepto que a continuación se señala: “Anillo” (en un sentido puramente descriptivo para señalar la capa o capas que rodean parcial o totalmente a otro mineral. “Anillos de reacción”, o sea aquellos anillos de origen exclusivamente magmático. “Corona”, para designar los anillos de origen metamórfico. “Kelifita”, como sinónimo de una corona formada por el intercrecimiento de dos minerales. “Simplectita”, lo usaremos para los anillos formados por el intercrecimiento de dos minerales en los cuales uno de dichos minerales es vermicular. Es un término descriptivo que no implica un factor genético como la kelifita. “Sinantético”, en el sentido dado por Sederholm (1916).

Antecedentes. — Esta microestructura en anillos, tan peculiar, y caracterizada por una o más capas de minerales equidimensionales o prismáticos, que pueden o no ser simplectíticos y que se encuentran alrededor de otro mineral, fue mencionado por vez primera por Törnebohm (1877) al estudiar unas rocas gábricas de Suecia y desde entonces, varios fueron los autores que se ocuparon de este tema, especialmente Lacroix (1889), Sederholm (1916), Brögger (1934-35), Shand (1945) y últimamente Murthy (1938) al estudiar unas coronitas de la India.

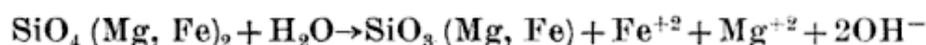
El interés que reviste este tema se refiere al origen de los anillos, pues mientras unos autores lo atribuyen a acciones metamórficas, otros los consideran como un producto netamente magmático. Así es cómo Shand (1945), Gjelsvik (1952), Huang y Merrit (1954) y Murphy (1958) consideran que su génesis está exclusivamente ligada a procesos metamórficos, sean de contacto o regionales; mientras que para Barth (1927) y para Sclar (1952) dichos anillos serían un resultado metasomático de acciones hidrotermales, en cambio Harker (1909) y Kuno (1950) los consideran un producto puramente magmático.

Origen. — Al considerar la norita de Valle Fértil, se debe tener en cuenta, no sólo su composición mineralógica, sino los siguientes carac-

teres, que revisten singular importancia: 1º, el gran tamaño y abundancia de piroxeno rómbico; 2º, la disposición tangencial de los cristales de hipersteno, con respecto a la olivina, que forman el primer anillo alrededor de este último mineral, y que en ningún caso son prismas radiales; 3º, la presencia de anillos simplectíticos de anfíbol y espinelo; 4º, ausencia de granate y carencia de turbidez (“clouding”) en la plagioclasa.

Primer anillo. — Los dos primeros caracteres mencionados, es decir, tamaño y disposición de los cristales de hipersteno, demuestran que este primer anillo se formó en un ambiente magmático, pues si se hubiese originado por acciones metamórficas, dicho hipersteno no habría alcanzado tal desarrollo y estaría constituido por prismas de disposición radial y no tangencial (Murthy, 1958), como invariablemente se encuentran.

El mecanismo de formación de este primer anillo (de reacción) puede explicarse por una liberación de iones de magnesio y de hierro (de la olivina) con el simultáneo cambio de estructura que significa el pasar de tetraedros independientes de SiO_4 a la estructura en cadenas que posee el piroxeno rómbico y que muy bien puede atribuirse a la acción del agua (Mason, 1952) sobre las ligaduras electroestáticas entre los dos cationes (Fe^{+2} y Mg^{+2}). Además es probable la formación de iones OH^- con los átomos de oxígeno cedidos por los tetraedros de SiO_4 . Un esquema de esta transformación estaría dado por la ecuación:



No se excluye la posibilidad que parte de este piroxeno rómbico (en especial aquellos grandes cristales que no parecen relacionados texturalmente) en cuanto a formación de anillos se refiere, con la olivina, sean de distinta génesis, es decir, que se deben directamente a la cristalización magmática.

Segundo anillo. — Este anillo, dada su composición, debe ser atribuido a un proceso independiente y lógicamente posterior, al período ortomagmático propiamente dicho, pues en la actualidad estas simplectitas de anfíbol y espinelo no se consideran anillos de reacción sino coronas; es decir, que su génesis se atribuye a acciones metamórficas o a los sumo hidrotermales, pero nunca ortomagmáticas. En cuanto al mecanismo de su formación, no es atribuible a la interacción olivina-plagio-

clasa como los diversos ejemplos citados en la literatura, sino que, en este ejemplo, es evidente que el anfíbol se formó a expensas de la uralitización del piroxeno. La formación de espinelo también está relacionada con esta uralitización, pues dicho mineral acompaña a los granos con transformación incipiente. Además, debe considerarse la proximidad o contacto directo con la plagioclasa, ya que los granos de espinelo no sólo se apoyan sobre dicho contacto, sino que penetran en la plagioclasa.

Evidentemente en la formación de este segundo anillo tuvo una participación preponderante la acción del agua, cuya actividad permitió la transformación del piroxeno en anfíbol. En cuanto a la presencia de espinelo, no es aceptable explicarla como un resultado (conjuntamente con hipersteno) de la reacción de olivina con soluciones hidrotermales ricas en alúmina (Barth, 1927), pues de ser así, hubiera sido lógico hallar sillimanita u otro mineral similar en las rocas vecinas. De modo que podemos suponer que la acción catalítica del agua también hizo sentir su influencia sobre la plagioclasa, destruyendo su estructura en red tridimensional, por ruptura de las ligaduras entre los tetraedros de SiO_4 y AlO_4 , facilitando la formación de mayor cantidad de anfíbol y el exceso de Al^{+3} combinado con Mg^{+2} y Fe^{+2} , originaría el espinelo que, como se dijo anteriormente, es visible aun dentro de la plagioclasa. Ese magnesio y hierro en parte provendría del mismo piroxeno y en parte se debería a minerales ferromagnésicos, seguramente óxidos, formados por los iones cedidos por la olivina durante el período ortomagmático.

CONSIDERACIONES FINALES

De todo lo expuesto se deduce que en esta roca se observan dos tipos de anillos totalmente diferentes entre sí, en cuanto a su génesis y composición se refiere, que rodean a los cristales de olivina. El primer anillo corresponde a un anillo de reacción formado a expensas de la olivina y de la plagioclasa durante el período ortomagmático, con la activa intervención del escaso contenido de agua en el magma, que produjo la formación de una envoltura de hipersteno alrededor de la olivina, aislándola, de este modo, para cualquier reacción ulterior. Más tarde, durante un período postmagmático, el piroxeno, debido a la presencia de agua, se uralitizó, formando el segundo anillo o corona y, por reacción simultánea, con la plagioclasa, originó una sim-

plectita de anfíbol y espinelo. De modo que el primer anillo observable no es sino el remanente de granos de mayor tamaño transformados en forma parcial. Allí donde la uralitización fue total, dicho anillo no se observa.

La ausencia de enturbiamiento en la plagioclasa y de granate induce a pensar que la cantidad de agua no fue excesiva y que la temperatura fue más bien baja.

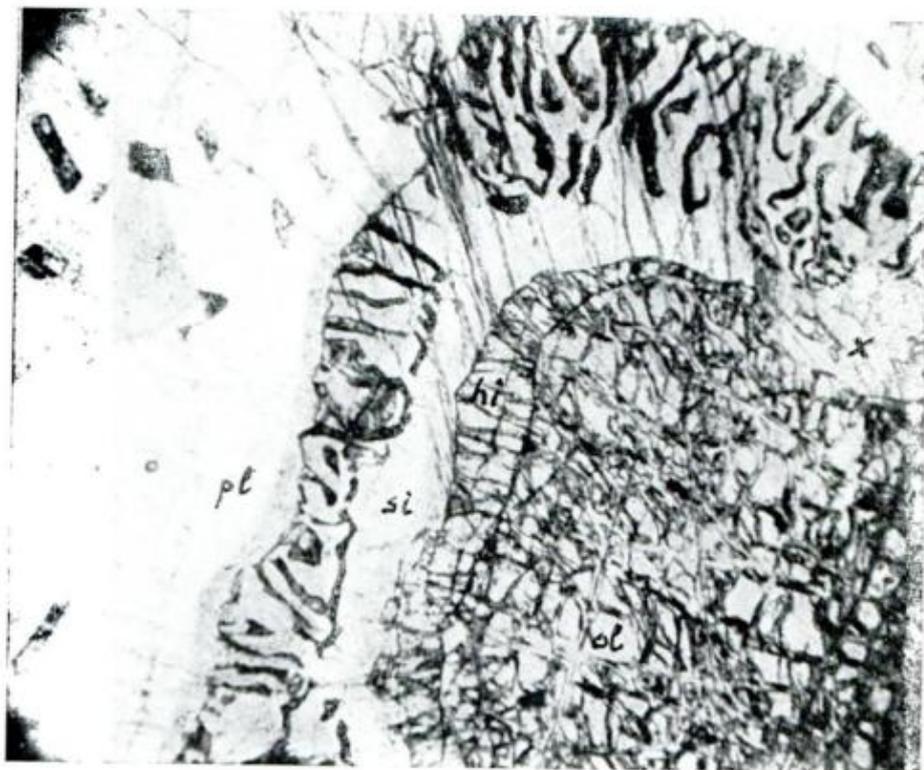
Resta un problema, y es el tratar de determinar o precisar cuál fue ese "período postmagmático" durante el cual se produjo la formación de las coronas y para esto se debe recordar que la norita forma la roca de caja de una pegmatita, y que la olivina y el espinelo disminuyen, hasta desaparecer por completo, al alejarse de aquella pegmatita. Esto induce a pensar que la formación de las simplectitas está íntimamente relacionada con la intrusión del magma pegmatítico, el cual habría aportado la temperatura y el agua necesaria para los fenómenos ya descritos. Pero en este ejemplo no se debe pensar en un estado hidrotermal, sino más bien en un estado pegmatítico, ya que dichas pegmatitas son portadoras de monazita.

LISTA DE LOS TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

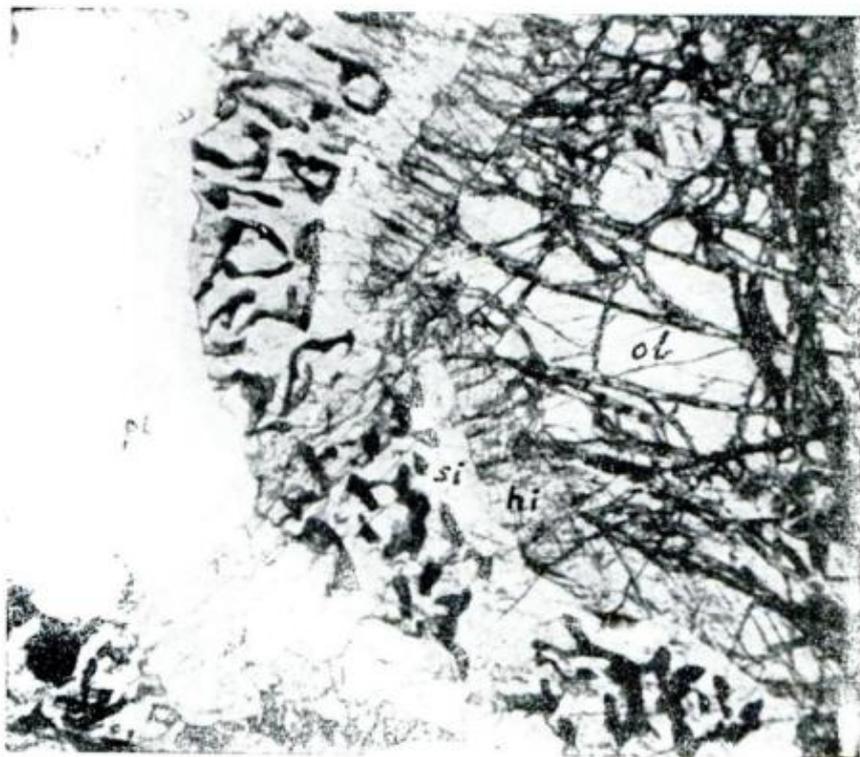
- BARTH, T. F. W. (1927). *Die Pegmatitgänge im Seilandgebiete*.— Vid. Akad. Oslo, n^o 8.
- BRÖGGER, W. C. (1934-35). *The South Norwegian hyperites and their metamorphism*.— *Skrifter utgitt av det Norske Videnskaps-akademi i Oslo, Mat. Nat. Klasse*, pp. 1-421.
- GJELSVIK, T., (1952). *Metamorphosed dolerites in the gneiss area of Sunnmore on the west coast of southern Norway*. Norsk. Geol. Tidsskr., vol. 30, pp. 34-134.
- GROUT, F. F. (1932). *Petrography and Petrology*. McGraw-Hill.
- HARKER, A. (1909). *The Natural History of Igneous Rocks*.
- HUANG, W. T., and MERRITT, C. A. (1954). *Petrography of the troctolite of the Wichita Mountains, Oklahoma*. — *Am. Min.*, vol. 39, pp. 549-565.
- KUNO, H. (1950). *Petrology of Hakone volcano and the adjacent areas, Japan*. — *Geol. Soc. Am., Bull.* 61, pp. 957-1020.
- LACROIX, A. (1889). *Contribution à l'étude des gneiss a pyroxène*. — *Bull. Soc. Franç. Minér.*, vol. 12, p. 224.
- MASON, B. (1952). *Principles of Geochemistry*.
- MURTHY, M.V.N. (1958). *Coronites from India and their bearing on the origin of coronas*. — *Geol. Soc. Am., Bull.* 68, pp. 23-37.
- NAUMANN, C.F. (1850). *Lehrbuch der Geognosie*.

- NIGGLI, P. (1954). *Rocks and minerals deposits*.
- SCHRAUF, S. (1882). *Beiträge zur Kenntnis des Associationskreises der Magnesia-silicate*. — *Zeitschr. f. Krist.*, vi. (Citado por Sederholm, 1916).
- SCLAR, C.B. (1952). *Coronites from the Preston Gabbro, New London County, Connecticut*. — *Am. Min.*, vol. 37, p. 302.
- SEDERHOLM, J.J. (1916). *On synantetic minerals and related phenomena*. — *Comm. geol. Finlande*, Bull. 48.
- SHAND, S.J. (1945). *Coronas and Coronites*. — *Geol. Soc. Am.*, Bull. 56, pp. 247-266.
- TÖRNEBOHM, A.E. (1877). *Om Sveriges vigtigare Diabas-och Gabbro-Arter*. — *Kgl. Svenska Vetenskaps Academiens Handlingar*, vol. 14, n^o 13, p. 47. (Citado por Shand, 1945).

Manuscrito recibido diciembre 1961.



1



2

Fig. 1 y 2. — Fotomicrografía dejando ver la olivina (ol) con su aspecto típico originado por la transformación en antigorita. Envolviendo a la olivina se encuentra el 1er anillo (de reacción), constituido por granos de hipersteno (hi) dispuestos tangencialmente a la olivina, y hacia afuera la simplecita (si), que forma el 2º anillo (o corona), constituido por anfíbol y espinelo vermicular. Obsérvese que el espinelo llega a estar en contacto directo con la plagioclasa (pl.). En la fig. 1, el primer anillo es incompleto y la corona está en contacto directo con la olivina en el área marcada con una x. Sin analizador. $\times 27$.

TRILOBITES DE LA GRAPTOFAUNA CARADOCIANA DE SAN JUAN

Por ANGEL V. BORRELLO

Universidad Nacional de La Plata

ABSTRACT

Two new localities of *Porterfieldia juchalensis* Harr. and Lean. and *Guandacolithus* *cf.* *furquei* Harr. and Lean. in the Caradocian graptolite faunas of the northern part of the Precordillera of San Juan, in the Quebrada de Perico near the small village of Entre Ríos (Jachal) and Cerro Viejo area (Huaco), prove the extent of the geosinclinal eopaleozoic transfacies (mio- to eugeosinclinal) in the western part of Argentina upto the end of Ordovician times.

RESUMEN

En medio de graptofaunas caradocianas restos de trilobites; *Porterfieldia juchalensis* Harr. et Lean. y *Guandacolithus* *cf.* *furquei* Harr. et Lean. han sido recientemente hallados en el sector septentrional de la Precordillera de San Juan. La primera especie citada apareció en la quebrada de Perico, cerca de la aldea Entre Ríos (Jachal), en depósitos de la zona de *Dicranograptus nicholsoni* e implica una nueva localidad para el artropodo y los graptolites. La segunda procede de la zona de *Nemagraptus gracilis* de cerro Viejo (Huaco) y es igualmente nueva en la conocida asociación graptolítica que integra preferentemente en la vecindad de la quebrada de Los Azules. Ambas formas de trilobites confirman la extensión de la transfacies eopaleozoica geosinclinal (de mio a eu-geosinclinal) en el oeste de la Argentina hasta los últimos tiempos ordovícicos.

INTRODUCCION

El contenido de la presente nota tiene por objeto esencial contribuir al conocimiento de nuevas localidades con trilobites caradocianos que, asociados a graptofaunas, constituyen una de las características del Ordovícico superior en la porción septentrional de la Precordillera de San Juan. Los aludicos trilobites fueron hallados: uno en la clásica localidad de la Quebrada de Los Azules, Cerro Viejo, Huaco, y otro en un nuevo yacimiento ubicado en el faldeo occidental de la

serranía de Perico, al norte de la localidad de Jachal, San Juan, juntamente con graptolites no descriptos aún de este lugar.

En el área indicada, desde el límite con La Rioja al río Huaco y hasta el sector inmediatamente contiguo hacia el sur, ambos elementos faunísticos integran asociaciones constantes, conforme con los resultados logrados en tiempo reciente. El aserto enunciado establece, por lo demás, el carácter de mayor riqueza biológica de estas biofacies neordovícicas, aún no distinguidas bajo los rasgos aludidos en los otros sectores de la Precordillera.

DISTRIBUCION DEL CARADOCIANO EN LA PRECORDILLERA

Desde el río de Los Piojos y la sierra de La Batea en el extremo norte de la Precordillera, no lejos y al sudoeste de Guandacol, hasta la Quebrada de San Isidro, en Mendoza, el Caradociano alcanzó desarrollo apreciable en espacio y tiempo geológicos. En dos litofacies definidas pueden ser agrupados sus afloramientos principales: 1ª litofacies de lutitas azul negruzcas, y 2ª litofacies de grauvacas, filitas y lutitas verde oscuras y rojizas. Las primeras caracterizan la sedimentación caradociana de la porción oriental de la Precordillera y la sección tipo está expuesta a la observación en cerro Viejo. Las otras son propias de la faja occidental de la Precordillera y es representativa la sucesión respectiva que aflora al naciente de Calingasta, en la quebrada de La Alcaparrosa (Harrington y Leanza, 1957, p. 21). La facies de lutita asoma en el norte de Mendoza, entre la quebrada de La Chilca (Casa de Piedra) y la de San Isidro, encerrando cuantioso material graptolítico descubierto en años de la última década por Rusconi¹. La facies de grauvaca-lutita es indudable que participa del desarrollo de las capas ordovícicas en el sector del cerro Pelado, Mendoza, donde precedentemente Keidel (1939, p. 74) la aludiera al describir el perfil local del Ordovícico bajo la designación de "pizarras negruzcas", "pizarras filíticas verdosas y rojas" y "grauvacas oscuras". En este caso el observador estaría en presencia de la facies tipo comprobada en la aludida quebrada de La Alcaparrosa, San Juan.

A lo largo de la falda oeste de la Precordillera, desde el río Mendoza al río Blanco de San Juan, no faltan indicios de la presencia

¹ Las referencias bibliográficas correspondientes a la obra de este autor pueden ser examinadas en la Revista del Museo de Historia Natural de Mendoza.

saltuaría de afloramientos similares a los del sector de Calingasta, al punto de que ha sido anticipada la presencia de los mismos en la proximidad de Yalguaraz (Harrington, 1956, p. 136).

Este investigador (op. cit., p. 136) ha indicado la distribución de capas caradocianas y de espesor considerable al norte y sudoeste de la ciudad de San Juan, en una facies que incluiría conglomerados de deslizamiento geoanticlinal, lutitas y otros sedimentos. Mientras que semejantes facies del Caradociano coinciden en la zona occidental y hacia el centro de la Precordillera con un régimen sedimentario propio del ámbito eugeosinclinal, en el lado opuesto sus caracteres pertenecen a la depositación típica geosinclinal del régimen de *transfacies* o sean las de transición de miogeosinclinal con caliza y ortocuarcita (esta última no representada en la Precordillera, mas sí en la sierra de Pie de Palo) a las del eugeosinclinal de grauvaca y filita.

No es improbable que sedimentitas calcáreas tenidas en la Precordillera como de edad Caradociana, v. gr., margen derecha de la quebrada de San Isidro, y que yacen sobre las lutitas con graptolites de esta edad, tengan una edad geológica dentro del tiempo ashgiliano.

En el norte argentino formaciones suprallanvirnianas descritas dentro de una secuencia Llandeilo-Caradoc (Harrington et Leanza, op. cit., p. 8) e integrada por sedimentitas clásticas, con valvifauna predominante, parecen integrar el tipo de otras litofacies. Sólo en el sur de Bolivia, por los restos fósiles recientemente cotejados por Turner (en Harrington y Leanza, op. cit., p. 39) el Caradoc, sino el Ashgiliano, quedaría comprobado por la existencia de graptolites, aislados en medio de una comunidad de invertebrados marinos dominante.

LOS TRILOBITES Y SUS LOCALIDADES

Acorde con las investigaciones realizadas al presente en el Caradociano de la Precordillera fueron descubiertas tres formas de trilobites: *Porterfieldia jachalensis* Harr. et Lean., *Guandacolithus furquei*¹ Harr. et Lean. y *Encrinurus* sp.

¹ De la quebrada Empozada (Norte de San Isidro, Mendoza) Rusconi (Rev. Mus. Hist. Nat. Mendoza, VII, entr. 1-4, p. 71, 1954) alude a una forma que denominara *Cryptolithus empozadensis* y que podría ser muy próxima de la que se cita como *G. furquei*. Otros restos semejantes fueron indicados por Rusconi (Ibid., IX, p. 9-10, fig. II, 1956) como elementos faunísticos en capas ordovícicas expuestas en la quebrada de Los Bueyes, al Norte de la anterior.

El primero de los citados trilobites fue localizado en las lutitas azuladas que contienen restos de *Nemagraptus gracilis* (Hall) en la proximidad de la quebrada de Los Azules, cerro Viejo, al sudoeste de la localidad de Huaco (Borrello y Gareca, 1951, p. 193) ¹. Los dos restantes, en base a las investigaciones geológicas de Furque (1958, pp. 358-359), se descubrieron al norte del cerro de La Batea, al sudoeste de Guandacol, en niveles que encierran la graptofauna de *Dicranograptus nicholsoni* Hopkins, y *Climacograptus* cf. *parvus* Hall. *Encrinurus? niquivilensis* Harr. et Lean. fue descrito por los autores de tal denominación también en el área de Niquivil, mas en este caso participando de una faunula valvada llanvirniana, compuesta de los invertebrados marinos de la zona de *Proetiella tellecheai* (Harr. et Lean., op. cit., pp. 220-221) ².

Veamos seguidamente la expansión del área ocupada por estos elementos faunísticos, en base a las determinaciones que efectuara el autor de esta nota sobre piezas conservadas en la colección bioestratigráfica de la División Geología de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata.

Guandacolithus aff. *furquei* Harr. et Lean. Un minúsculo fragmento que corresponde a la mitad de un céfalo, privado de su glabela y espina genal correspondiente, harto semejante a la figurada por los descriptores de la forma (op. cit., fig. 107, 7) fue identificada en una placa de lutita gris oscuro a negro azulada que se caracteriza por encerrar restos de *N. gracilis* (Hall) y *Dicellograptus* sp. Los caracteres visibles de la morfología están representados en la lámina adjunta a este trabajo (fig. 1 a).

Porterfieldia jachalensis Harr. et Lean. El ejemplar en que se basa esta descripción fue descubierto en años recientes por el suscripto en la quebrada de Perico, tributaria de la quebrada de La Herradura, sobre el flanco occidental de la sierra de Perico ³. Esta serranía forma

¹ En la aludida oportunidad el resto fue mencionado bajo la denominación de *Triarthrus jachalensis* (Harr. et Lean.).

² Restos de formas semejantes a *Encrinurus* sp. ha comprobado el suscripto en el material colectado en el flanco oeste del cerro Agua Negra y en el río Huaco (La Hedionda) al naciente de Jachal, San Juan, recientemente, mas con exclusividad dentro de las facies calcáreas que contienen, entre otros, los restos de *E. ? niquivilerisis* Harr. et Lean.

³ Debo recordar en esta oportunidad, especialmente, la compañía que me brindó hasta el lugar de los afloramientos el Dr. P. G. Gareca, quien durante la ejecu-

parte del cordón que, al norte de Jachal, sigue al poniente del que compone el cerro Viejo y sus prolongaciones de rumbo andino, casi en el borde mismo de la Precordillera. El afloramiento de sedimentos caradocianos dista del que fuera mencionado en torna a la quebrada de Los Azules unos 20 km al noroeste, en línea recta. La localidad más próxima es la aldea de Entre Ríos, ubicada al norte de Jachal, de la cual están los asomos de interés situados a unos 6 km. En el lugar el espesor del Caradociano llega a unos 115 m. La parte baja de esta sección habría de corresponder al *Llandeiliano*, mas no se



a



b

Trilobites de la graptofauna caradociana de San Juan. *a*, porción cefálica (vista del lado interior) de *Guandacolithus* aff. *furquei* Harr. et Lean. : *b*, escudo de *Porterfieldia jachalensis* Harr. et Lean.

han efectuado posteriormente estudios complementarios ni recolección de materiales, lo que facilitaría una definición al respecto. La base de estas capas es siempre la caliza llanvirniana, en parte dolomítica, que tiene restos de *Maclurites* sp., *Orthis* sp. y *Nanillaenus* sp., entre otros elementos de la respectiva biofacies marina.

Es aspecto destacable la casi íntegra conservación del escudo de la forma que aquí se menciona, ilustrada en la fig. 1 *b* de la lámina agregada a este escrito. En los ejemplares descritos por Harrington y Leanza (op. cit., p. 119) los autores han señalado que el pigidio, multisegmentado y grande, está pobremente preservado.

ción de trabajos exploratorios halló una fauna de graptolites neoordovícicos en la sierra de Perico a la que resultara ligado el trilobite a que se refiere este pertinente tema.

P. jachalensis de la quebrada de Perico presenta todas las características conocidas desde su determinación original por parte de los citados investigadores. Es obvio que resulta innecesario reiterar los elementos que configuran su pertinente diagnosis. Tan sólo es del caso examinar los pormenores descriptivos visibles de la porción caudal por disponer ahora de una pieza comparativamente mejor para los fines respectivos. El pigidio de tamaño mediano es de forma semioval. En él se conservan sólo los anillos anteriores del ancho pigaxis, transversalmente el doble de tamaño en sección que la suma de las conexas áreas pigopleurales. Estas son suavemente convexas y llegan a un delgado borde caudal. El pigaxis cierra el tronco de cono con el que el lóbulo central de la pieza se presenta acuminado hacia la extremidad caudal. No existen indicios de tubérculos en los anillos pigaxiales, por lo menos dentro del estado de conservación del trilobite a que se ha hecho referencia.

La comunidad de graptolites en la que fuera hallado el mencionado artrópodo está compuesto por la siguiente forma: *Dicellograptus* aff. *sextans* (Hall), *Dicranograptus* sp., *Climacograptus* cf. *bicornis* (Hall), *Diplograptus* sp. y otros en revisión. Esta asociación es semejante a aquella que sobre la base de las colecciones de Furque recientemente determinara Turner (1960 p. 29), procedente de la quebrada de Las Plantas, San Juan, al norte de la quebrada de Perico y que este último investigador asignara al Caradociano (Zona de *Dicranograptus nicholsoni*).

Al comparar la distribución de los aludidos trilobites se advierte que tanto *Guandacolithus* aff. *furquei* como *Porterfieldia jachalensis* serían formas comunes en las zonas de graptolites del Caradociano de la Argentina, esto es: la zona de *Nemagraptus gracilis* y la siguiente con *Dicranograptus nicholsoni*.

Debe aún señalarse que otro género de trilobites estaría representado en el área norte de San Juan, esto es: *Illaenus*, incidentalmente citado por Furque (op. cit., p. 359).

A *Calymenella? zaplensis* han asignado Harrington y Leanza los restos de otro trilobite hallado en la Argentina, procedente del Caradociano del flanco occidental de la sierra de Zapla, Jujuy (op. cit., p. 224), de donde citaran incluso la presencia de asáfidos indeterminables (op. cit., p. 37).

OTROS FOSILES CARADOCIANOS

En las lutitas caradocianas de la zona contigua a la quebrada de Los Azules, junto con la asociación de los graptolites que preside la distintiva forma *Nemagraptus gracilis* (Hall) se encontraron excepcionalmente fragmentos de valvas pequeñas que pueden ser, aunque indeterminables analíticamente, referidas a braquiópodos del género *Orthis*?

Furque (1958, p. 358-359) ha citado el hallazgo de elementos de una valvifauna numerosa en los depósitos descritos en su trabajo como pertenecientes a las denominadas Lutitas de Las Plantas, una de las entidades estratigráficas que corresponde a la formación Trapiche que el aludido autor instituyera a raíz del examen del Ordovícico de la precordillera, al sudoeste de Guandacol. La mayor frecuencia de invertebrados marinos en este sector septentrional de la precordillera sanjuanina parece coincidir con el cambio de las condiciones paleoecológicas que, grauvacas, lutitas arenosas y calizas configuran en una litofacies singular desarrollada al término de la sedimentación de los conglomerados de Las Vacas, la parte inferior de la formación Trapiche mencionada (Furque, op. cit., p. 354-358).

Como quiera que esto sea, los elementos de la aludida fauna valvada están dentro de ámbitos de la precordillera de su lado oriental y faltarían en el lado opuesto de la misma donde las facies tienden al ambiente de mayor profundidad en la zona eugeosinclinal de la estructura (1).

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- BORRELLO, A. V. y GARECA, P. G., 1951. *Sobre la presencia de Nemagraptus gracilis (Hall) en el Ordovícico del norte de San Juan.* — Rev. Asoc. Geol. Arg., t. VI, n^o 3, pp. 187-193, Bs. Aires.
- FURQUE, G., 1958. *El Ordovícico de la Precordillera riojana.* — Rev. Mus. La Plata (N. Ser.), Secc. Geol., t. IV, pp. 343-369.
- HARRINGTON, H. J., 1956. *Argentina* (in Handbook of South American Geology). — Geol. Soc. Amer., Mem. 65, p. 129 y sigs., N. York.

¹La lista completa de fósiles del Caradociano argentino puede ser examinada en la pertinente obra de ambos paleontólogos, sobre todo si desea compararse la relación de frecuencia faunística en las zonas de graptolites en que se ha dividido la serie neoordovícica aludida (op. cit., p. 37).

- HARRINGTON, H. J. y LEANZA, A. F., 1957. *Ordovician trilobites of Argentina*. — Univ. of Kansas. Dep. Geol., Sp. Publ. 1, Lawrence, Kansas.
- KEIDEL, J., 1939. *Las estructuras de corrimientos paleozoicos de la Sierra de Uspallata (Prov. de Mendoza)*. — *Physis*, t. XIV, n^o 46, pp. 3-96, láms. I-XI, Bs. Aires.
- TURNER, J. C., 1960. *Faunas graptolíticas de América del Sur*. — *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, t. XIV, n^{os} 1-2. Bs. Aires.

Manuscrito recibido en junio de 1962.

PETROLOGIA DE ALGUNOS CUERPOS BASICOS DE SAN LUIS
Y LAS GRANULITAS ASOCIADAS

POR FELIX GONZALEZ BONORINO

Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales,
Universidad de Buenos Aires

ABSTRACT

In the Sierra de San Luis of Central Argentina there is an approximately north-south-trending belt of basic igneous rocks, formed by clusters of lens-shaped bodies—some of them divided into sub-units by discontinuous screens of country rock—measure from several meters to about 5 kilometers in length. Two of the larger bodies were studied: one (Virorco) is a composite pluton intruded inside a vertically plunging fold in the granulites; the other (Las Aguilas) is a smaller, simpler body with a few parallel satellite dikes. Conformable contacts are almost universal, but local irruptions through internal screens are seen. The dominant rock type is a bytownite-broncite-hornblende gabbro, medium- to fine-grained, with local coarse-grained ultrabasic differentiates. An outer zone of quartz-ziotite norite is characteristic, regardless the size of the body. In the largest units, thin alternating bands and lenses of hornblende-free and hornblende-rich norite may be found close—and parallel—to the contact. A coarser, more obscure banding is found within the main body at Virorco, by alternation of the main facies (hornblende norite) with a coarser-grained, plagioclase-poor pyroxene hornblendite. In the upper level of the central, more massive part of the main body, the banding appears as a flat-lying layering. At Las Aguilas, the ultrabasic facies (bytownite-broncite-hornblendite) forms a small asymmetrical core.

The granulite complex includes both acid and basic granulites and feldspathic quartzites. The acid granulites bear a striking resemblance with the Lapland granulites as described by Eskola and others. Two textural varieties are distinguished: a relatively coarse, light-gray, garnet-rich, mildly foliated granulite of granodioritic composition; and a fine-grained, cream colored, banded, aplitic granulite with a microcline: plagioclase ratio often greater than one. Plagioclase varies generally from An₁₅ to An₃₀, but labradorite is also found near the basic bodies. Quartz is always dominant; garnet may be also very abundant. The feldspathic quartzites show thin lenses of potassic feldspar and/or plagioclase. Beds of feldspar-free,

biotite quartzite are locally present, as well as small areas of veined migmatites. Nodular, banded granulites with oligoclase nodules, garnet and sillimanite in a dark, biotite-quartz milonized basis is characteristic of zones of deformation running along the west side of the two basic bodies.

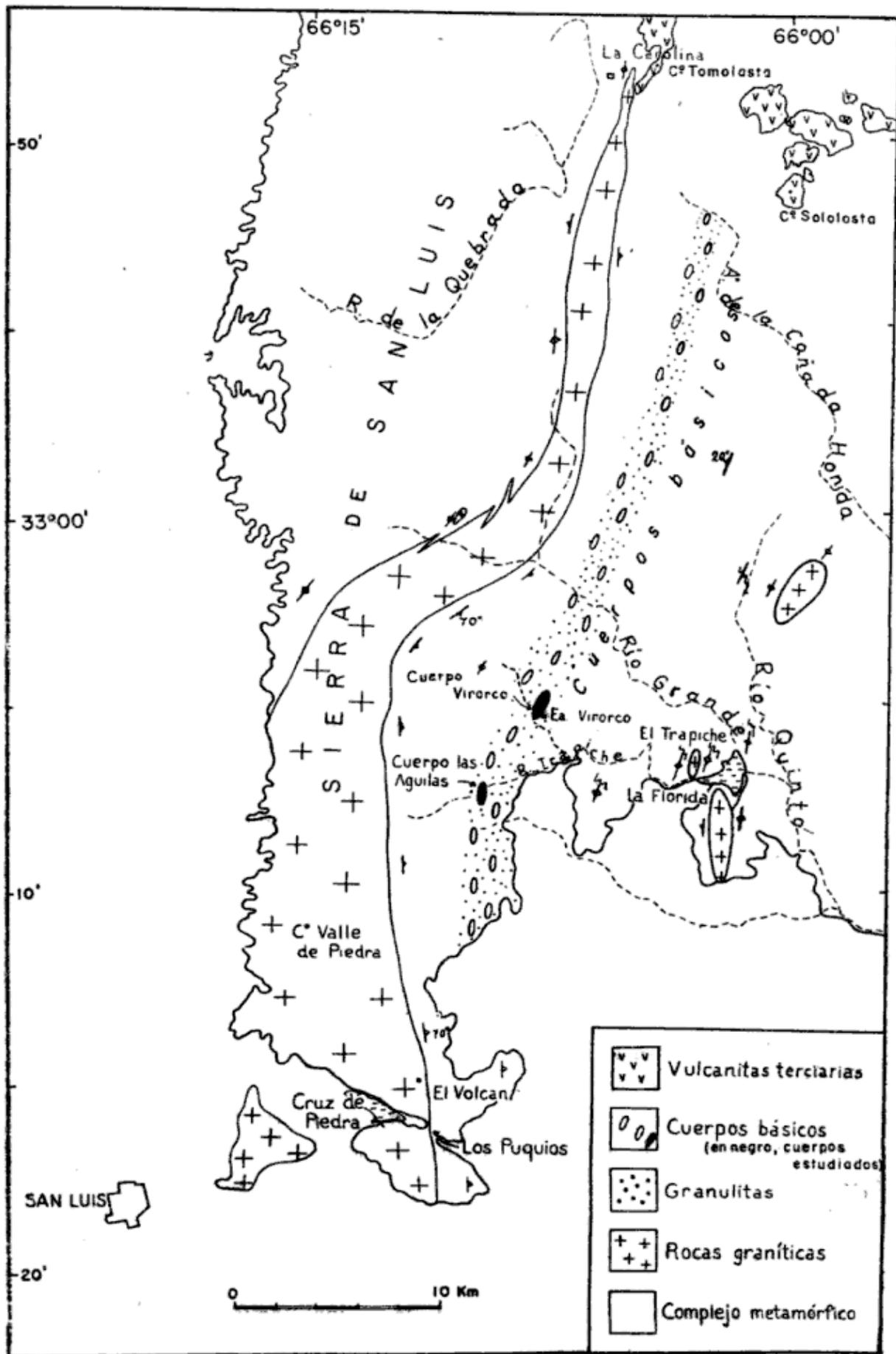
The basic granulite is found exclusively at the contact between the norites and the acid granulites. It is a dark, fine-grained, weakly foliated, quartz-plagioclase-biotite-pyroxene rock; hornblende and garnet may also be present. Plagioclase varies from labradorite (most common) to anorthite (rare). The basic granulite zone is not more than a few meters wide; the inner boundary —against norite— is gradational.

The chemical composition of the noritic outer zone does not substantially differ from that of the hornblende-bearing main zone; calculations show that the modal composition of the former can be explained by a breakdown of the hornblende molecule into orthopyroxene and calcic plagioclase. Such breakdown may have been caused by loss of water to the country rock upon intrusion. The marginal banding may in turn be explained by the dragging and mixing of the norite-zone mesh by the upward moving magma. The ultrabasic facies is probably the product of crystal fractionation, perhaps through sedimentation and filter pressing.

The formation of the acid granulites is explained by metasomatic replacement of quartzites. The feldspathization can be followed through its different stages from the original quartzite to the feldspathic quartzite to the granulites. The scattered signs of magmatic injection and migmatization represent the places where the intergranular inflow of permeating fluids exceeded the rate of metasomatic fixation, whereupon a liquid phase began to concentrate. Slight accumulation of the pore liquids in the granodioritic granulites during the climax of the metasomatic process is suggested by the presence of interstitial myrmekite intergrowths. The basic granulites are clearly the result of metasomatic basification of the adjacent country rock by the norite. The relationship between acid and basic granulitization is not easily understood; no clear-cut signs of encroachment of one into the other were detected. Outside the belt of basic intrusives the feldspathization of quartzites is only potassic, whereas in the neighborhood of the norites plagioclase is often the only feldspar in the acid granulites, as if the granitic fluids had been contaminated by those escaping from the basic magmas, producing a "plagioclase effect" on the otherwise normally potassic granulitization. The relative synchronism of granulitization and basic intrusion fits well with the synkinematic character of both processes. The linear distribution and the association with zones of deformation of the noritic bodies suggest that the basic magmas ascended along shear zones tapping deeper crustal levels than those from which the more widespread granulitizing (and migmatizing) fluid originated.

INTRODUCCION

La existencia de cuerpos ígneos básicos en la sierra de San Luis es conocida desde los trabajos de Gerth (1914) y Pastore (Pastore y Ruiz Huidobro, 1952). La descripción petrográfica de una norita hornblén-



1. Bosquejo geológico mostrando la ubicación de los cuerpos básicos estudiados. Geología según F. Pastore (1952, 1954), modificada.

dica, hecha por H. Backlund, apareció en Gerth (1914, p. 22). Pocos años más tarde, Pastore realizó el levantamiento geológico expeditivo de las hojas 24g (Saladillo) y 23g (San Francisco) de la carta geológica nacional, trabajos que fueron publicados mucho después (ver *Referencias*). Según Pastore (Pastore y Ruiz Huidobro, 1952), los cuerpos básicos (si incluimos los representantes como "anfíbolitas" en el mapa que acompaña a su trabajo) ocupan una faja de unos 40 por 5 kilómetros, de dirección aproximada N 10° E, entre C^o Negro (latitud 32° 50') y El Durazno (latitud 33° 10'), pasando a corta distancia al oeste de El Trapiche (fig. 1). Pastore dedica varias páginas a la descripción petrográfica de las rocas noríticas procedentes de tres de los cuerpos situados, respectivamente, de norte a sur, en La Bolsa, El Viorco y Las Aguilas. La existencia de rocas metamórficas análogas, por su composición, textura, posición estructural y asociación petrológica, a las granulitas del viejo continente y en especial las de Laponia, no había sido hasta ahora mencionada o, mejor dicho quizá, tal analogía no había sido reconocida. Para nuestro estudio hemos seleccionado el grupo de cuerpos en la vecindad de la estancia "El Viorco" (lám. I) y uno de los cuerpos del arroyo Las Aguilas (fig. 4), precisamente el mismo mencionado por Pastore y Ruiz Huidobro (1952). El trabajo fue realizado con la ayuda de un subsidio del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. El autor desea, además, dejar constancia de su agradecimiento a la Dirección de Minería y Fomento Industrial de la provincia de San Luis y a su ex director, Dr. Carlos J. Valerdi, por su ayuda material en distintas fases del trabajo. Los licenciados R. Cucchi y A. Csaky y el señor Samper cooperaron en el levantamiento geológico.

FISIOGRAFIA GENERAL

La Sierra de San Luis es un extenso bloque de basamento cristalino, limitado al oeste por una escarpa de falla que asciende desde el pie de sierra occidental (unos 800 metros s.n.m.) hasta un máximo de 2.100 metros de altura en la línea de cumbres, desde la cual desciende hacia el este-sudeste, siguiendo la pendiente de la antigua peniplanicie terciaria. En la mayor parte de la sierra esta caída es extremadamente suave, extendiéndose por más de 30 kilómetros hasta el río Conlara; al sur de El Trapiche, la pendiente aumenta rápidamente, debido quizá a un aumento de la inclinación del bloque de

sierra en esa parte. La falda oriental está fuertemente incidida por la red de drenaje del río Quinto. La presencia de una columna vertebral de granito a lo largo de la línea de cumbres al sur de La Carolina ha originado, por erosión diferencial, un escalón en la parte alta de la sierra, más o menos coincidente con el contacto oriental del granito (fig. 1). En el plano estructural de Pastore y Ruiz Huidobro (1952, lám. X) se ubica en ese lugar una falla, pero el escalón carece de la regularidad de traza que es propia de las líneas de fractura.

En varios lugares de la sierra se levantan por sobre el nivel de la peneplanicie cerros volcánicos (Tomolasta, Sololosta, del Rosario, etc.) que alcanzan hasta 2.000 metros de altura y unos 500 metros sobre la superficie de erosión.

GEOLOGIA GENERAL

El basamento de la Sierra de San Luis está constituido por cuarcitas micáceas más o menos feldespáticas, micacitas cuarzosas, migmatitas y granulitas, en las que a la vez se alojan plutones predominantemente graníticos, de muy diverso tamaño, y abundantes pegmatitas. Las rocas metamórficas están fuertemente dislocadas y replegadas, con rumbo entre norte-sur y noreste-suroeste. Los cuerpos plutónicos más abundantes son pequeñas lentes sintectónicas de granito fino más o menos deformado; los cuerpos medianos (1-5 km) son también esencialmente concordantes, pero menos estirados que los primeros y con tendencia —los mayores— a piriformes; su deformación interna es mucho menos marcada. Estos cuerpos pueden ser considerados como leptotectónicos (González Bonorino, 1950). Los plutones graníticos de mayor tamaño tienen diversa forma, desde irregular y discordante, como los cuerpos situados en la parte este y norte de la sierra (Pastore y Ruiz Huidobro, 1952; Pastore y González, 1954), hasta lenticular concordante, como el plutón de Valle de Piedra. Este notable cuerpo (fig. 1) se extiende desde La Carolina hacia el sur, ensanchándose gradualmente hasta desaparecer por debajo de los sedimentos terciarios y cuaternarios en la extremidad de la sierra. Al norte del C^o Tinaja este cuerpo sigue a los esquistos en una inflexión *

* En el mapa geológico de Pastore (Pastore y Ruiz Huidobro, 1952) esta inflexión está algo exagerada por un error de la planimetría del mapa topográfico. Más importante aún es el hecho que dicho autor hace terminar el cuerpo granítico

hacia el noreste, la que también es reflejada por una rotura de pendiente que sigue aproximadamente, según hemos visto, el límite oriental del granito.

La composición de los cuerpos sintectónicos varía entre tonalita muy biotítica y hornbléndica y granito adamellítico. La tonalita, roca gris y muy foliada, tiene plagioclasa relativamente básica (An_{40-60}), que comúnmente encierra epidoto. Esta facies, abundante sobre todo en la parte alta de la sierra, se encuentra también asociada al granito en los cuerpos mayores. Al parecer, en estos cuerpos la penetración magmática se inició con inyección dispersa en lentes difusas, por parte de soluciones graníticas contaminadas (por magma básico?) que dieron origen a la facies gnéissica tonalítica. Al continuar la invasión, el magma granítico incontaminado prevaleció y adquirió carácter intrusivo, dando origen a los cuerpos mayores. Al este de la faja básica, la facies tonalítica es menos común y las lentes sintectónicas son esencialmente graníticas. Las pegmatitas son abundantes en varias fajas, especialmente al oeste de Virorco y al norte de La Florida.

Los esquistos metamórficos, alternadamente cuarcíticos y micacíticos (o filíticos), muestran generalmente penetración intersticial de feldespato potásico; también es frecuente el epidoto. La penetración migmatítica está presente en distintas partes, pero está más desarrollada en la parte oriental de la sierra (Saladillo, etc.), donde predominan los gneises de inyección. En una zona aproximadamente coincidente con la faja de rocas básicas se encuentran las granulitas, o sea rocas cuarzo-feldespáticas-granatíferas de grano fino a mediano, que, como veremos más adelante, representan una forma de penetración difusa coincidente con una zona de pronunciada deformación tectónica interna.

La faja básica (fig. 1) consiste en cuerpos lenticulares, perfectamente concordantes con las cuarcitas feldespáticas y granulitas que los encierran, con tamaños variables entre pocos metros a varios centenares de metros de espesor. La faja está formada por conjuntos

al sur en el C° Valle de Piedra, error que debe atribuirse a una muy particular interpretación de la naturaleza petrográfica de las rocas que se extienden al sur de dicho cerro hasta el extremo de la sierra. El complejo granítico del área del Potrero de los Funes, El Volcán, Cruz de Piedra y Los Puquios, en el que predomina el granito porfírico biotítico, se une hacia el norte sin solución de continuidad con el cuerpo de la cumbre de la sierra.

de cuerpos apretados entre sí, separados por tabiques delgados; estos conjuntos se suceden en la dirección del rumbo de la faja, separados por tramos desprovistos de rocas básicas.

COMPLEJO BASICO DE VIRORCO

GENERALIDADES

Este grupo de cuerpos aflora en el río Virorco, a corta distancia del casco de la estancia del mismo nombre (lám. I). A ésta se llega por un camino carretero que se aparta de la ruta provincial que une San Luis con El Trapiche. El complejo estudiado tiene forma alargada de noroeste a sudoeste y mide un kilómetro de ancho. Su extremo sur encaja en el seno de un pliegue subvertical en las granulitas y cuarcitas micáceas, mientras que en el otro extremo se resuelve en raíces y lentes sucesivas que se continúan indefinidamente hacia el norte. Los tabiques que separan las raíces penetran fuertemente hacia el sur y en parte se curvan paralelos al pliegue de la roca de caja.

La roca de caja vecina al contacto forma una elevación continua que rodea el complejo básico por los lados este, sur y oeste y está separada de la parte central, también relativamente elevada, por una zona deprimida que coincide con la zona marginal del cuerpo básico, en las cercanías de la mina "Virorco".

Los contactos de la roca básica son en general concordantes, tanto respecto a la estratificación de la roca de caja como al bandeado que en muchos lugares se observa en las noritas anfibólicas. En otras palabras, las capas de granulitas y cuarcitas feldespáticas siguen periclinalmente el contorno del cuerpo, torciendo casi 180° alrededor del extremo sur y manteniendo una inclinación que oscila entre casi 90° en los costados y 75° en la nariz del arco. Los contactos internos son también, en su mayoría, concordantes. Observados en detalle, sin embargo, los contactos externos e internos muestran muchas trazas discordantes.

PETROGRAFIA DE LA ROCA DE CAJA

Introducción.— Los cuerpos básicos están alojados en una formación heterogénea, bien estratificada, en la que alternan rocas cuarzosas micáceas de grano fino, con cuarcitas feldespáticas y granulitas de grano y espesor variable (lám. II, fig. 1).

Cuarcitas micáceas. — En los pocos estratos de roca metamórfica relativamente libre de feldespato (menos de 10 %) se trata de una cuarcita biotítica de grano fino, color gris, fractura lisa, foliación y lineación visibles o a veces muy marcadas, especialmente la segunda. Al microscopio (lám. II, fig. 2) el cuarzo se presenta en individuos alargados y contactos lisos; la biotita forma laminillas delgadas y alargadas y fuertemente alineadas. Zircón es común en pequeños individuos redondeados; apatita es más rara. La estratificación es moderadamente delgada y regular. En partes se notan estratos delgados de micacitas cuarzosas alternando con cuarcita micácea.

Cuarcitas feldespáticas. — Las cuarcitas conteniendo feldespato potásico y/o plagioclasa en proporción relativamente elevada (10-30 %) son mucho más abundantes que las cuarcitas micáceas. Se distinguen de estas últimas por su tonalidad amarillenta y grano algo más grueso; hay, por lo demás, muchos términos de pasaje entre ambas facies. En cuanto a su composición, las cuarcitas feldespáticas contienen los mismos componentes que las micáceas, además del feldespato. Este se presenta en individuos que van desde intersticiales hasta equidimensionales, pasando por lenticulares finos (lám. II, figs. 3 y 4) y lenticulares gruesos (lám. II, fig. 5). En general se encuentran ambos feldespatos, pero en algunas facies hay uno solo de ellos.

El feldespato potásico muestra maclado microclínico solamente en las cuarcitas más ricas en ese mineral; en las pequeñas áreas intersticiales o lenticulares carece de maclas, pero es también microclino. La plagioclasa (An_{30-50}) carece de maclas en los individuos más pequeños, está pobremente maclada en los más grandes (lám. II, fig. 5). La textura en las cuarcitas feldespáticas es más granoblástica que en las micáceas. Además de la mica propia de estas últimas, hay en algunas facies individuos grandes de moscovita con intercrecimientos de cuarzo y feldespato. La mica se presenta en laminillas más gruesas y menos alargadas que en las cuarcitas micáceas; su alineación es, sin embargo, perceptible.

En la mayoría de los estratos de cuarcitas feldespáticas se observa foliación o bandeado, determinado por las bandas grises oscuras, ricas en biotita.

Granulitas. — Más abundantes que las cuarcitas son las granulitas. Estas son rocas formadas por cuarzo, feldespato, granate y mica, de

grano fino a medianamente grueso y textura granoblástica. Ambos feldespatos están generalmente presentes, formando más del 30 % del total, pero las proporciones relativas son muy variables; hay granulitas que tienen exclusivamente plagioclasa, mientras que en otras predomina el microclino. En la mayoría, plagioclasa (An_{30-40}) es predominante. Además, por variación en la cantidad de feldespato total hay numerosas transiciones entre cuarcitas feldespáticas y granulitas. Estas últimas se distinguen megascópicamente por su color más claro y amarillento, grano generalmen temás grueso y estratificación más maciza. Hay dos tipos principales, con facies de transición muy abundantes. Uno de ellos es una granulita de grano mediano y homogéneo, aspecto granitoide, de color gris claro y foliación visible determinada por la mica orientada y concentrada en fajas delgadas y discontinuas. Esta granulita es la más frecuente y forma cuerpos tabulares de límites difusos, pues pasan gradualmente —en dirección longitudinal y transversal— a cuarcitas feldespáticas. La masa principal de granulita de este tipo en el área estudiada se encuentra a lo largo del contacto exterior del complejo básico (lám. I). Se trata de una faja relativamente maciza, de unos 10 metros de espesor, de una roca (lám. II, fig. 6) de color gris claro, grano mediano fino (promedio ca. 2 mm), con foliación y lineación visibles, dadas por la mica y del cuarzo. La textura panalotrimorfa (lám. III, fig. 2). La composición promedio es: cuarzo, 40 %; andesina (An_{40}), 33 %; microlino, 16 %; granate, 6 %; biotita, 5 %; zircón, 1 %. El microclino, parcialmente sin maclas, es marginalmente intersticial; la plagioclasa, finamente maclada y sin zonalidad, contiene antipertitas de microlino, algunas en forma de áreas homotáxicas, otras con aspecto filiforme. Hay intercrecimientos mirmequíticos, poco abundantes pero comunes.

La proporción de biotita es variable; en parte se concentra en zonas o tabiques que delimitan vagamente lentes dentro de la masa principal. Esta, en consecuencia, no es un cuerpo continuo sino un agregado de lentes separados por zonas más foliadas de la misma granulita, o de delgadas zonas de cuarcita feldespática. La granulita gruesa forma asimismo lentes pequeños dentro de las cuarcitas feldespáticas y de las granulitas del segundo tipo.

Hay, además, especialmente en la proximidad de los cuerpos básicos, granulita granitoides de composición tonalítica, en las cuales plagioclasa (An_{30-50}) es el único feldespato (lám. III, fig. 1).

La segunda variedad de granulita (lám. III, figs. 3, 4) es de grano fino (0,5 mm) y homogéneo, textura sacaroide y coloración gris amarillenta, la tonalidad gris variando según la proporción de biotita. La mica, de tamaño muy pequeño, está distribuida parcialmente en bandas de coloración más oscura (lám. III, fig. 4). En sus partes más claras, esta facies tiene un aspecto similar al de una aplita. La composición típica de las bandas granulíticas menos biotíticas es la siguiente: cuarzo, 65 %; microclino, 20 %; oligoclasa (An_{33}), 10 %; granate, 3 %; biotita, 3 %; moscovita, 1 %; zircón, < 1 %. La textura es panalotriomorfa, intermedia entre granoblástica y mosaico. Los individuos de cuarzo están algo alineados, de acuerdo con la lineación general (ver Estructura). La granulita fina forma capas delgadas que alternan con las cuarcitas y con las granulitas gruesas; son abundantes especialmente en los tabiques internos del cuerpo y sus límites laterales son transicionales.

Aparte de los cuerpos de cierto espesor de granulitas de grano grueso hay numerosas bandas delgadas que se intercalan con las cuarcitas micáceas más o menos feldespáticas (lám. III, fig. 5). La granulita de estas bandas es de grano intermedio (1-1 ½ mm), y con predominancia de plagioclasa sobre feldespato potásico que en algunas bandas falta por completo. Sillimanita prismática está a menudo presente. La textura y composición de estas bandas es similar a la de las granulitas gruesas. Algunas presentan una leve textura gneílica, la que unida a una leve pero perceptible cataclasis en el cuarzo y la plagioclasa revelan el carácter parcialmente sintectónico de la formación de las granulitas. La cataclasis es particularmente notable en ciertas fajas de estructura nodular (lám. III, fig. 6). Los nódulos son de oligo-andesina, además de otros conspicuos de cuarzo y granate. Los nódulos están generalmente unidos a otros por sus "colas" cuarzosas, originando bandas delgadas moniliformes. La base oscura que los engloba consiste en cuarzo y biotita de grano muy fino.

Además del bandeo relativamente grueso que muestra la lám. III, fig. 5, se encuentran con frecuencia bandas delgadas, prácticamente monominerálicas, de feldespato y cuarzo, que miden apenas 1 ó 2 mm de espesor. Otra variedad consiste en ciertos espesamientos de las bandas delgadas, que acompañados por un engrosamiento del grano, adquieren un aspecto ígneo, con abundante intercrecimiento mirmequítico intersticial.

Granulita piroxénica micácea. (Lám. IV, figs. 1 y 2). Esta roca tiene como carácter distintivo —aparte de su composición— que se encuentra exclusivamente desarrollada entre los cuerpos básicos y su roca de caja. Sus características son bastante constantes: grano fino (ca. 1 mm) y homogéneo, color gris medianamente oscuro, esquistosidad visible pero con escasa foliación. (*)

Los componentes principales son plagioclasa básica, cuarzo, biotita, piroxeno y menos comúnmente, hornblenda, en proporciones muy variables. Plagioclasa es generalmente predominante, pero en algunas granulitas, cuarzo es más abundante. La primera es una andesina cálcica hasta bitownita; en ciertas granulitas no micáceas alcanza hasta más de 90 % de anortita (ver *Mineralogía*). Ortopiroxeno (en algunas facies, clinopiroxeno) varía desde cero hasta 35 %, mientras que biotita oscila generalmente entre 10 y 20 %. La mica está bien orientada, pero está dispersa en la roca sin formar folias separadas, por lo cual la esquistosidad mecánica no es marcada. El piroxeno está asimismo visiblemente orientado, y generalmente se nota en la granulita una lineación subvertical. Con frecuencia se observa, sobre las superficies de esquistosidad, un contraste de color marcado entre biotita y plagioclasa (textura de “sal-y-pimienta”). Granate está ocasionalmente presente en pequeña cantidad.

La granulita piroxénica micácea, que como decimos arriba se encuentra ubicada entre la norita cuarzosa y las cuarcitas feldespáticas y granulitas ácidas de la roca de caja, tiene contactos de transición con la norita, si bien el pasaje ocurre en intervalos de pocos centímetros o milímetros. Respecto a las granulitas ácidas, las relaciones de transición son más confusas debido al carácter bandeado de esta última. Generalmente se observan en la granulita básica, inmediatamente antes de su pasaje a la facies ácida, delgadas bandas cuarzo-plagioclásicas, con o sin feldespato potásico intersticial, que se destacan por su grano más grueso y coloración más clara. El espesor de la zona de granulita básica es generalmente reducido, y conserva cierta proporción con el espesor del cuerpo. En cuerpos de 50-100 metros, por ejemplo, una zona granulítica puede tener un ancho del orden de 1 metro. Estas zonas se encuentran no solamente en los contactos externos de los cuerpos, sino también en los correspondientes a los tabiques incluidos en su interior.

* Esquistosidad: orientación paralela de los minerales bidimensionales. Foliación: segregación de los minerales orientados en bandas alternadas.

PETROGRAFIA DE LAS ROCAS BASICAS

Generalidades. — Las rocas del complejo ígneo de Virorco son principalmente noritas y gabbros hornbléndicos, con diferenciados locales ultrabásicos. Los minerales principales son plagioclasa cálcica, ortopiroxeno y hornblenda, y en menor proporción biotita, cuarzo, clinopiroxeno y minerales opacos. La variación en el contenido de minerales principales determina distintas facies distribuidas preferentemente en zonas o bandas longitudinales. Superpuesto sobre la zonalidad gruesa, existe en muchos lugares un bandeado de menor escala, representado por bandas de pocos centímetros o milímetros, o por lentes de una de las facies alineadas dentro de la otra. La zonalidad general es, a primera inspección, compleja, debido sobre todo a la presencia de restos de tabiques internos de cuarcitas y granulitas que influyen en la distribución de las facies. Una vez tenida en cuenta la presencia de tales tabiques, la zonación se presenta más simple, y se comprueba que, cualquiera sean las dimensiones de los cuerpos, existe una zonación consistente en una zona lateral o marginal de composición norítica, y una zona central y principal de norita hornbléndica. En cuerpos de dimensiones mayores puede haber una tercera zona, ultrabásica, de hornblendita piroxénica, ubicada en una posición más o menos central.

Mineralogía

El constituyente más abundante de las rocas básicas es plagioclasa cálcica, siguiéndole hornblenda y ortopiroxeno en cantidades similares. En mucho menor proporción se encuentra biotita, cuarzo, ilmenomagnetita y componentes accesorios.

Plagioclasa. — Más del 50 % de las muestras estudiadas de la roca básica contienen plagioclasa de composición An_{80-85} ; alrededor de 35 % tiene entre An_{75} y An_{80} . El mínimo valor registrado es de An_{67} , mientras que el máximo raramente pasa de An_{85} . La relación entre composición de plagioclasa y facies no es muy clara, si bien los ejemplos más sódicos (An_{67-75}) contienen cuarzo con mayor frecuencia. La plagioclasa es anedral y azonal, maclada en tablas anchas, con leyes de albita, periclino y manebach; generalmente fresca, excepto en partes con débil recemplazo montmorillonítico.

Ortopiroxeno. — La variedad más común es broncita, oscilando alrededor de 23 % de molécula enstatítica. No se encuentran miembros mucho más magnésicos, pero sí más ferrosos, alcanzando hasta $En_{55}Fs_{45}$ (*) (hipersteno). Algunos valores de refracción, con sus correspondientes ángulos $2V$, son los siguientes:

			$2V (-)$	En : Fs
Horublendita piroxénica.....	1.694	1.684	75°	76 : 24
Norita hornbléndica.....	1.694	1.683	68°	76 : 24
Norita hornbléndica.....	1.718	1.707	53°	57 : 43
Norita hornbléndica.....	1.720	1.709	51°	55 : 45
Norita hornbléndica.....	1.703	1.693	61°	69 : 31
Norita hornbléndica.....	1.700	1.690	66°	71 : 29
Hornblendita clino-piroxénica.....	1.694	1.684	62°	76 : 24

El aspecto microscópico varía muy poco con la composición. El pleocroísmo es casi imperceptible, salvo en secciones gruesas. Algunos individuos contienen inclusiones "schiller" o laminillas de clino-piroxeno, especialmente en las facies ultrabásicas. El hábito es anhedral pero tendiendo a prismático. Hay generalmente algo de desarrollo intersticial; en algunas facies la broncita se extiende en una notable textura poiquilítica, alcanzando hasta más de un centímetro y encerrando los individuos de plagioclasa, hornblenda y biotita.

En Virocco no se ha encontrado una relación aparente entre facies petrográfica y composición del ortopiroxeno, aunque un estudio más preciso podría muy bien detectarla (véase "Cuerpo de las Aguilas", pág. 34). Se ha comprobado, sin embargo, una relación entre ortopiroxeno y hornblenda: ambos minerales varían paralelamente en la proporción de hierro.

Hornblenda. — Tres variedades de hornblenda han sido encontrados en las rocas básicas. La más común es una hornblenda negra verdosa a ojo desnudo, de pleocroísmo moderado a débil ($\gamma = \beta$, verde oliva o verde claro; α , verde amarillento pálido) y hábito predominante intersticial a poiquilítico. Las propiedades ópticas son: $\gamma = 1.654 - 1.662$; $\alpha = 1.634 - 1.642$; $B = 0.020$; $2V (-) = 78^\circ - 82^\circ$; $Z:c = 16^\circ$. Esta hornblenda, que alcanza en las facies gruesas a más de un centímetro, en prismas generalmente más cortos sobre el eje c

* Composición determinada por índices de refracción y mediante las curvas de H. H. Hess (1952).

que en dirección transversal, incluyendo poiquilíticamente individuos de plagioclasa y piroxeno, es lo que podríamos llamar la variedad normal, pues se la encuentra a través de todo el cuerpo. De acuerdo con sus propiedades ópticas (Tröger, 1956), se trata de una hornblenda pobre en hierro (Mg: Fe = ca. 8:2), ubicada casi en el límite magnésico del grupo.

La segunda variedad, en orden de abundancia, es una pargasita que se presenta generalmente como agregados fibro-columnares y pseudomorfos parciales, más o menos iso-orientados, según broncita (lám. IV, figs. 3 y 4) y hornblenda (lám. IV, fig. 5). Su color es verde muy pálido a casi incoloro, prácticamente sin pleocroísmo. En muchas muestras se encuentran zonas de pargasita incolora encerrando núcleos de hornblenda común verde o de pargasita verde clara. En un ejemplo típico, se encontraron las siguientes propiedades ópticas del núcleo y su margen incoloro, ambos pargasíticos:

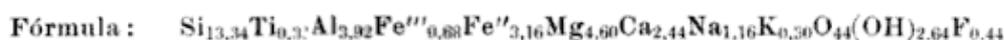
Núcleo :	$\gamma = 1.655 \pm 2$	$\alpha = 1.636 \pm 2$	2V (+) = 85°	z : c = 16°
Margen :	$\gamma = 1.652 \pm 2$	$\alpha = 1.633 \pm 2$	2V (+) = 73°	z : c = 16°

Por sus relaciones de reemplazo y su hábito y terminaciones fibrosas o fibro-columnares, este anfíbol es de origen deutérico (ver *Uralitización*). Su presencia es común en las zonas marginales de los cuerpos básicos (ver *Petrografía*); su presencia se reconoce por una tonalidad más clara de la roca y falta de contraste de coloración entre sus distintos componentes.

Finalmente, hay una variedad rica en hierro, que se encuentra aisladamente formando parte de algunos gabbros (por ejemplo, facies central 3" del filón satélite del contacto representado en la fig. 2) y en ciertas venas pegmatoides (fig. 2, 8) de plagioclasa y hornblenda. De un cristal de hornblenda separado de una de dichas venas se efectuó un análisis químico, con el siguiente resultado:

Hornblenda, Virorco *

SiO ₂	46,8 %	CaO	8,0 %	Propiedades ópticas	
TiO ₂	0,6	Na ₂ O	2,0	$\gamma = 1.687 \pm 2$	γ : verde oliva
Al ₂ O ₃	11,7	K ₂ O	0,8	$\alpha = 1.665 \pm 2$	β : verde oliva
Fe ₂ O ₃	3,2	F	0,5	$\beta = 0,022$	α : verde amarillento
FeO	13,6	H ₂ O	1,5	2V (—) = 84°	
MgO	10,8	Total	100,4 %	z : c = 15°	
				P. específico : 3,36	



* Analizada por N. Kotelnikov.

En algunos gabbros esta hornblenda posee tonos de pleocroísmo verde azulados, indicando cierta alcalinidad: γ = verde azulado claro; β , verde claro; α , verde amarillento claro. Los índices de la variedad azulada oscilan dentro de los siguientes valores:

$$\gamma=1.672-1.682 ; \quad \alpha=1.652-1.660 \quad 2V(-)=73^{\circ} \quad z : c=16^{\circ}$$

Muchos individuos de hornblenda verde azulada presentan pasaje gradual a un margen casi incoloro, con apertura correspondiente del ángulo óptico hasta $2V(-) = 80^{\circ}$.

Es evidente que esta hornblenda ferrosódica pertenece a una fase tardía de cristalización, aunque no necesariamente deutérica.

A su vez, esta misma variedad se encuentra formando márgenes en algunos individuos de pargasita y hornblenda común verde pálida. Estos márgenes pasan gradualmente al cuerpo principal y sus índices de refracción varían correspondientemente.

Clinopiroxeno. — Este mineral se encuentra solo esporádicamente, sin relación con una facies dada ni posición definida dentro del cuerpo. Además, puede ser el principal piroxeno o estar subordinado a la broncita. Propiedades ópticas indican una salita:

$$\gamma=1,704-1,710 ; \quad \alpha=1,672-1,680 ; \quad B=0,030 ; \quad 2V(+)=55^{\circ} ; \quad Z : c=40^{\circ}$$

Granate. — Se le encuentra esporádicamente, asociado generalmente a la hornblenda. Es incoloro, $n = 1,789$. Su composición, que es probablemente grosularia-andradita, no difiere de la del granate de las granulitas.

Antofilita. — En algunas muestras de gabbro pargasítico, se encuentra antofilita mezclada con las fibras gruesas de pargasita. La antofilita ($2V + = 78^{\circ}$) es evidentemente un producto de uralitización del piroxeno.

Biotita. — Esta mica es un componente poco abundante pero muy común de las facies noríticas; se le encuentra también en menor proporción asociada a la hornblenda. En el primer caso, se trata de cristales bien definidos y coloración relativamente pálida (γ : pardo rojizo; α : verde amarillento pálido), mientras que en el segundo aparece generalmente como láminas intersticiales, con decoloración parcial. Por sus índices (γ : 1.617 - 1.625) y coloración, la

biotita de las noritas parece ser una variedad relativamente rica en molécula flogopítica.

Cuarzo. — El cuarzo se presenta en pequeños individuos intersticiales, libres de inclusiones.

Ilmenomagnetita. — El mineral opaco más abundante de las rocas básicas es magnetita conteniendo ilmenita en láminas de exsolución. Estas son paralelas, de finas a gruesas, y se destacan —aún a la lupa— en superficies pulidas, por su tono de reflexión más oscuro. La proporción de ilmenita oscila entre 10 y 30 %.

Accesorios. — Titanita, apatita y pirrotina se encuentran en cantidades pequeñas. La presencia de pirrotina y de níquel en estas rocas ha sido mencionada por Backlund (in Gerth, 1914) y después por Pastore (Pastore y Ruiz Huidobro, 1952). El autor encontró pirrotina solo esporádicamente en Viorco, pero en cambio es más abundante en Las Aguilas. Un ensayo del contenido de níquel en una hornblendita piroxénica (Tabla I) dio solamente rastros.

Petrografía. — La facies más común en los cuerpos básicos es norita hornbléndica, compuesta de plagioclasa, ortopiroxeno y hornblenda en proporciones variables (lám. IV, fig. 6). En orden de importancia le sigue norita biotítica, con o sin cuarzo subordinado (lám. V, fig. 1). Ambas variedades son generalmente de grano homogéneo, entre mediano y mediano fino, pero las facies hornbléndicas alcanzan en amplias zonas grano más grueso (3-4 mm; lám. V, fig. 3). Con el aumento de la proporción de hornblenda con relación a la plagioclasa, con o sin aumento paralelo del piroxeno, se pasa a las facies hornblendíticas, comunes en la parte central de los cuerpos mayores. Esta facies (lám. V, fig. 4) se caracteriza por los cristales muy cortos de hornblenda, de 5 a 10 mm de diámetro en promedio, en una matrix de piroxeno, plagioclasa y anfíbol. Menos común es la piroxenita gábrica, en la que predomina el ortopiroxeno, en una matrix de los restantes componentes. Las facies ultrabásicas tienen grano más grueso que las demás, alcanzando en partes a unos 3 cm, si bien la matrix es mucho más fina.

Otra facies común, pero de poca extensión, es el gabbro hornbléndico con escaso o sin piroxeno. Esta no debe ser confundida con el gabbro hornbléndico uralítico que se encuentra sobre todo en lugares próximos a los contactos, dentro de las zonas noríticas. En

este gabbro, la pargasita no se distingue claramente de la plagioclasa y la roca presenta un color verdoso uniforme.

La distribución de las facies es en general zonal, pero la presencia de numerosos restos de tabiques dentro de cada cuerpo modifica y complica la zonación. Los caracteres generales de ésta son los siguientes:

1) La facies norita se encuentra en la inmediata vecindad de los contactos. El espesor de la zona norítica es mayor cuanto más extenso es el cuerpo, pero en general no excede de unos pocos metros.

2) La facies de norita hornbléndica ocupa la parte central y principal de los cuerpos o filones básicos.

3) La facies hornblendítica, cuando presente, ocupa la parte media, dentro de la zona principal anterior. Hay, sin embargo, excepciones, pues se encuentran ocasionalmente facies gruesas, muy ricas en hornblenda, en el contacto mismo con la roca de caja.

Sobre esta zonación de escala mayor, se superpone una zonación menor, más irregular, que consiste en lo siguiente:

4) Dentro de la zona principal de norita hornbléndica, bandas de gabbro hornbléndico, por substitución casi total del piroxeno por hornblenda. Las dimensiones de este bandeo son variables; con frecuencia son simplemente lentes o tabiques discontinuos delgados ricos en hornblenda.

5) Esencialmente igual al anterior es el bandeo constituido por bandas finas de norita biotítica y norita hornbléndica (u hornblendita norítica), en la zona de pasaje entre las respectivas zonas principales, marginal y principal, respectivamente.

6) La facies de plagioclasa-pargasita forma zonas aisladas, principalmente en la parte de pasaje entre la norita y la norita hornbléndica. Como se dijo arriba y se explicará más adelante, esta facies es probablemente un producto de uralitización.

La influencia de los tabiques internos en la sucesión de zonas depende de sus dimensiones. Los tabiques mayores separan partes del cuerpo básico que son, desde el punto de vista de la zonación, independientes. Los tabiques menores, en cambio, no alcanzan a influir en forma significativa sobre la distribución de las facies.

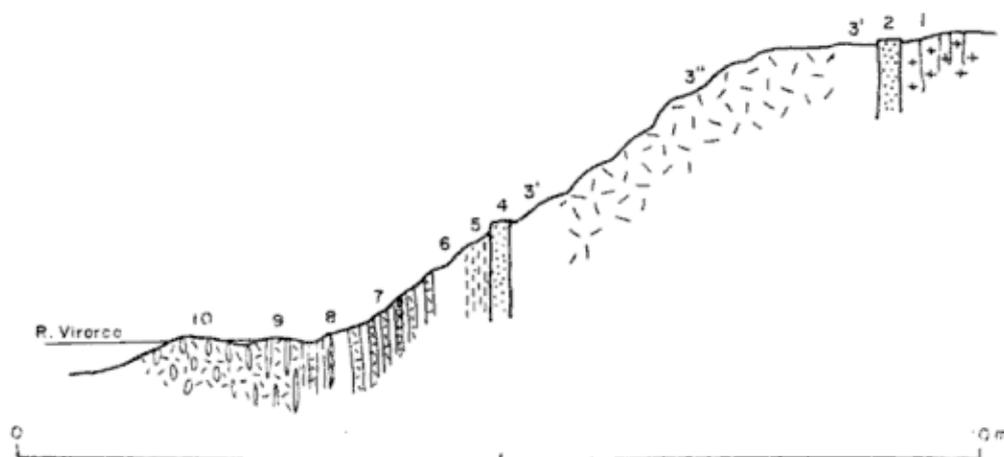
Uralitización.— La transformación deutérica de ortopiroxeno en anfíbol es un fenómeno relativamente común en Virocco, si bien no tiene la importancia que se le atribuyera anteriormente (Pastore y Ruiz Huidobro, 1952, p. 29). Puede estimarse que de la totalidad del anfíbol presente, menos del uno por ciento es producto de uralitización.

El anfíbol uralítico se reconoce por sus relaciones de reemplazo respecto al piroxeno, su cristalización fibrocolumar, y su composición pargasítica (ver "Mineralogía"). El reemplazo del piroxeno se realiza en muchos casos en forma de un delgado margen isorientado (lám. IV, fig. 3); en otros, abarca una gran parte del piroxeno, del cual se ven todavía núcleos remanentes (lám. IV, fig. 4). En muchos individuos, el piroxeno ha presumiblemente desaparecido del todo. Aparte de los prismas alargados con terminaciones fibrosas, el anfíbol uralítico se presenta como agujas gruesas desordenadas o radiales. Estas agujas penetran marginalmente a la plagioclasa (lám. IV, fig. 4). La mayor parte de esta uralita es casi incolora, o verde muy pálida. Algunas rocas muestran agregados o prismas de pargasita, con bordes de color verde azulado pálido, indicando probablemente una variedad sódica.

La pargasita deutérica se ha formado también a partir de hornblenda común. En algunas rocas se nota, alrededor de núcleos de hornblenda verde clara, márgenes de pargasita. Estos márgenes, de ancho variable, están netamente separados del núcleo, y su contorno externo es irregular con proyecciones fibrosas. En algunas muestras, el núcleo es también pargasítico, pero más coloreado, indicando una composición más cercana a la hornblenda común. La pargasita del núcleo debe ser considerada en este caso como de origen ortomagmático, no deutérico.

Descripción de un contacto.— La fig. 2 muestra un corte del contacto entre el cuerpo básico y la roca de caja, en el lugar bien expuesto sobre el arroyo Virocco, indicado A-A' en el mapa de la lám. I. La roca de caja es en realidad un grueso tabique de granulita ácida; junto al propio contacto, la roca (fig. 2-1) tiene aspecto apfítico, color gris amarillento claro y está compuesta de casi 60 % de cuarzo, 23 % de andesita (An_{37}), 15 % de microclino, algunos intercrecimientos mirmequíticos, algo de mica y opacos, y apreciable cantidad de sillimanita prismática. La textura es despareja; el feldespato potásico es intersticial, claramente reemplazando a los demás componentes.

En el contacto encontramos (2) una distinta capa delgada (0,20 cm) de granulita de grano muy fino, compacta y bandeada; contiene cuarzo (65 %), plagioclasa, An_{53} , (25 %), biotita y granate; el bandeo está determinado por la distribución de la mica. Inmediatamente, con un espesor de 4 metros, sigue (3), un filón básico concordante, formado por dos facies distintas: una de ellas ocupa las zonas laterales (3') y es de norita de grano fino (1 mm), gris verde oscura, y una facies media (3'') de norita hornbléndica de grano levemente mayor. La composición de la norita es 60-65 % de plagioclasa (An_{80-85}), 25-30 % de broncita, 3-5 % de biotita y 1-2 % de ilmeno-



2. Corte geológico transversal de un contacto del cuerpo básico de Virorco. Ver explicación en el texto.

magnetita. La facies hornbléndica tiene menos plagioclasa (50 %, An_{80-85}), piroxeno (15 %) y biotita (2 %); en cambio, posee 30-35 % de hornblenda. Este mineral muestra un débil alineamiento vertical.

Al filón básico sigue un estrato de granulita fina bandeada (4) similar a (2), con bandas verdes oscuras y amarillentas. Esta roca está formada, como la anterior, por 60 % de cuarzo, pero en lugar de la biotita contiene 10 % de augita y algo de hornblenda verde (compárese lám. IV, fig. 2) concentrados en las bandas oscuras. Además, la plagioclasa tiene una composición extremadamente cálcica (An_{92}). Las bandas claras tienen menos plagioclasa y piroxeno, pero en cambio hay en ellas granate y escapolita (meionita).

A continuación (5) sigue una zona de granulita básica micácea, que es una roca de grano mediano fino, micácea, débilmente orientada, cuyos componentes principales son bitownita (An_{73} , 50 %), bron-

cita (25 %), cuarzo (15 %), biotita (10 %). De ésta se pasa sin contacto neto a una delgada zona de norita pargasítica (6), de color gris verdoso y grano levemente más grueso que la anterior, de escaso contraste mineral y conteniendo plagioclasa (An_{75} , 55 %), pargasita uralítica (35 %) y ortopiroxeno (8 %). Se trata, pues, de la norita propia de las zonas laterales, que sufrió transformación deutérica. Pirrotina es reconocible a simple vista en esta zona.

La zona siguiente es una roca ígnea básica bandeada (7) en la que alternan bandas grises de norita con otras de color negruzco y grano más grueso, de hornblendita norítica. Las bandas tienen espesor variable, con un término medio de 1 cm. Las bandas noríticas contienen proporciones similares de bitownita (An_{85}) y broncita (En 77 Fs 23), más algo de biotita. El piroxeno muestra orientación débil, que se refleja en una visible lineación vertical y foliación apenas perceptible. Las bandas negruzcas contienen hornblenda común (40-50 %) broncita (En 74 Fs 26, (35-40 %), plagioclasa (5-20 %) y opacos. Algunas de estas bandas oscuras, de grano relativamente grueso, presentan desintegración ovoidal; los ovoides consisten en individuos grandes de hornblenda y piroxeno parcialmente intercrecidos.

En esta zona bandeada se encuentran algunas venillas concordantes de plagioclasa y hornblenda en cristales de hasta varios centímetros. De una de éstas se extrajo la muestra de hornblenda para análisis de página 74.

Más afuera (8) el bandeo se hace más grueso; la facies predominante es la norita biotítica, con manchas de hornblenda. Estos últimos llegan también a formar bandas lenticulares de hornblendita gábrica (hornblenda, 50 %; bitownita, 25 %; granate, 5-10 %; biotita y titanomagnetita 1-3 %), con prismas de hornblenda bien alineados.

Todavía más lejos del contacto (9) la facies predominante pasa a ser piroxenita gábrica, la misma que forma las bandas más oscuras en el bandeo de la zona 8. Esta facies contiene 55-65 % de broncita, 18-30 % de hornblenda, 5-10 % de bitownita, y en partes algo de biotita. En las superficies desgastadas por el curso de agua, se notan, sobre el fondo gris acero verdoso de la roca, manchas parduscas deprimidas, que corresponden a los individuos de broncita algo alterados.

La facies anterior encierra en muchos lugares, cuerpos lenticulares

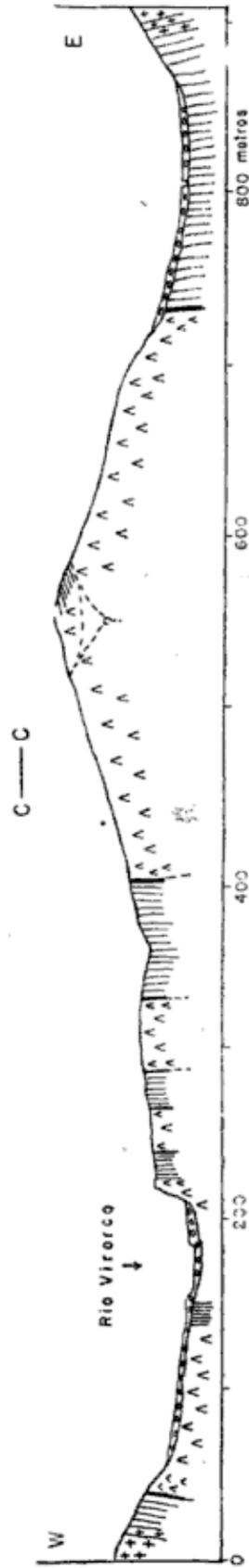
(lám. V, fig. 5) de una facies norítica, de composición esencialmente igual a la de las bandas más claras de grano más fino de la zona bandeada (7) descrita arriba. Estos cuerpos lenticulares, que se destacan también por su mayor resistencia al desgaste, están compuestos por 40-50 % de bitownita, 35-40 % de broncita (En71 Fs29), 10-20 % de biotita y escasa proporción de opacos.

Al este, los afloramientos del cuerpo básico desaparecen por debajo de la cubierta detrítica de la banda izquierda del río Virocco.

Descripción de un corte del cuerpo principal. — Como ilustración de las variaciones petrográficas, hemos tomado una sección (fig. 3) a través de su parte más elevada, que abarca solamente los miembros centrales del complejo básico (B-B', lámina I).

Comenzando por el lado este, la roca de caja se muestra con su aspecto característico de estratos granulíticos aplitoides de color gris amarillento, grano fino a mediano fino algo variable de un sitio a otro, con biotita muy fina que le comunica cierta foliación. Plagioclasa (An 40), cuarzo y microclino son en este orden los componentes principales, seguidos por biotita y granate. Esta facies, que muestra engrosamientos locales del grano, alterna con estratos cuarcíticos, no habiendo separación neta entre ambas facies. La cuarcita tiene algún reemplazo por plagioclasa (An 30), que incluye con frecuencia moscovita "corroída", un intercrecimiento que es común en el metasomatismo plagioclásico de las cuarcitas de esta región. El microclino es escaso; solamente se halla como antipertitas en plagioclasa. Biotita es común y bien orientada, mientras que moscovita, menos común, se presenta en individuos mayores e irregulares.

El pasaje a la roca ígnea básica se realiza a través de la facies de granulita micácea piroxénica, de color gris, y grano homogéneo, mediano fino (1-1,5 mm), rica en plagioclasa que resalta en contraste con la biotita orientada. Otros componentes son ortopiroxeno y clinopiroxeno (éste, por excepción, abunda en este contacto), cuarzo y algo de granate. Esta zona tiene alrededor de un metro de espesor; hacia adentro, el grano aumenta, disminuye la biotita y la roca se hace más maciza. Plagioclasa es ya bitownita (An 80-85), formando entre 40 y 50 % de la roca; el resto es broncita (30-40 %), con algo de biotita y cuarzo. Sigue a la norita micácea, una norita hornbléndica de grano promedio algo más grueso, (ca. 2-3 mm), en la que se destaca la hornblenda por su tamaño mayor y cierta alineación. Esta es la



3. Corte geológico transversal del cuerpo básico de Virocco.

Líneas verticales: estratificación y bandeado en las granulitas.

Cruces: granulita granitoide.

Δ : norita hornbléndica, hornblenditas, etc.

Λ : norita cuarzo-biotítica, zonas marginales.

Líneas gruesas en el contacto entre granulitas y noritas; granulita básica.

En la cumbre, líneas del bandeado en la hornblendita y norita hornbléndica,

facies que predomina por unos 70 metros, hasta que en la proximidad de un tabique de roca de caja se nota una reversión a las facies anteriores, norita biotítica y granulita biotítica piroxénica, contra el contacto.

El tabique de cuarcitas feldespáticas y granulitas ácidas, de 10 a 15 metros de ancho, es virtualmente idéntico al descrito más arriba. Cruzando este tabique encontramos nuevamente la delgada zona de granulita biotítica básica y luego norita, la que pasa más allá a un gabbro hornbléndico con apenas 5 % de broncita, pues casi todo este mineral ha sido uralitizado a pargasita; el resto consiste en bitownita (40 %), hornblenda primaria (35 %) y titanomagnetita (3 %). A esta zona de uralitización sigue finalmente la norita hornbléndica, que representa la facies principal.

Dentro de esta facies se nota un visible aumento en la proporción de minerales máficos. Hornblenda es generalmente predominante, pero ciertas bandas son de piroxenita (broncita) con escasa cantidad de hornblenda y plagioclasa. Hay además un aumento de grano, destacándose una faja central de hornblendita con cristales de hasta 1 cm. El tamaño del grano, sin embargo, no siempre corresponde a una composición más básica.

Siempre dentro de la facies ultrabásica bandeada, llegamos a un nuevo tabique de cuarcitas feldespáticas. Este tabique, de unos 15 metros de espesor, encierra un dique concordante de gabbro piroxénico (hornblenda común verde clara, 40 %; ortopiroxeno, 30 %; plagioclasa, 25 %; cuarzo, 5 %), de grano fino, débilmente foliado. Las granulitas aplitoides que forman el tabique son ricas en plagioclasa, de composición variable pero siempre más cálcica que en la roca de caja exterior o en los tabiques más gruesos. Las bandas o estratos de grano más fino, cuya naturaleza cuarcítica es todavía discernible, tienen menos plagioclasa que las capas más gruesas (o de aspecto más ígneo). La plagioclasa oscila entre andesina cálcica y labradorita cálcica. El microclino se encuentra bien representado solamente en algunas bandas de grano fino y aspecto aplítico característico; en cambio, plagioclasa es muy escasa. Granate es muy abundante.

Pasando al oeste del tabique, se entra nuevamente en la norita hornbléndica bandeada, donde predominan las bandas de grano mediano fino (ca. 1 mm; composición; labrador-bitownita, 35 %; broncita, 20 %; cuarzo, 10 %; opacos), y textura tipo "sal-y-pimienta", que alternan con bandas delgadas y textura mucho más gruesa, compuestos

de piroxeno, antofilita y plagioclasa. A media distancia entre el tabique recién descrito y el próximo al oeste, la roca predominante es una norita hornbléndica de gran fino (biotownita, 40 %, broncita, 30 %; hornblenda, 25 %; titanomagnetita y apatita, 3 %). Unos 80 metros más al oeste, el grano es más grueso (2 mm), y la relación hornblenda:piroxeno algo mayor que en la roca anterior; plagioclasa (An 83) sigue siendo el componente predominante.

En la proximidad del contacto con el grueso tabique que sigue al oeste, disminuye el grano de la roca y aparecen zonas de uralitización, en la cual se encuentran dos clases de anfíbol: hornblenda común, verde pálida, en prismas intersticiales, y pargasita en agregados subparalelos, radiales o desordenados de fibras gruesas e incoloras. Contra el propio tabique hallamos una zona de varios metros de norita biotítica (bitownita 50 %; broncita 40 %, biotita 8 %, opacos, 22 %), y luego la delgada faja de las facies granulíticas básicas.

La masa principal de la sección de norita hornbléndica que acabamos de describir, se hace más maciza en su extensión al sur, al desvanecerse algunos de los tabiques (lámina I). Unos 160 metros al sur de la línea B-B', donde se encuentra la altura máxima del área del levantamiento (lámina I) *, predominan dos facies, que son, respectivamente, norita hornbléndica, de grano mediano (ca. 2 mm) y homogéneo, y hornblendita piroxénica de grano grueso. La primera contiene bitownita (An 83), 50 %; broncita (En76 Fa 24), 28 %; hornblenda verde, 18 %; cuarzo, 2 %; titanomagnetita, 2 %. La hornblendita está formada por individuos grandes (ca. 1 cm) de hornblenda en una matrix de grano fino de ortopiroxeno (35-40 %), hornblenda (total, 50-60 %), bitownita (2-5 %) y titanomagnetita (2-5 %). Los individuos de hornblenda son prismas muy cortos y de contornos redondeados, levemente poiquilíticos. Esta facies gruesa ultrabásica presenta, en partes, una pronunciada estructura planar (lám. V, fig. 6), cuyo origen parece ser una débil zonación y orientación subparalela de los individuos grandes de hornblenda, cuya clivabilidad ha permitido la apertura de vías de alteración meteórica.

En la zona de cumbre, la distribución de las facies que acabamos de describir es esencialmente bandeada, pero las bandas son subho-

* Esta altura aparece por error en la lámina I con la cota 3.070, la que debe leerse, en cambio, 1.320 m. La cota 3.000 en la Ea. Virorco debe leerse, a su vez, 1.250 m.

rizontales o suavemente inclinadas al oeste, paralela al bandeo de la facies gruesa. En otras palabras, la zonación no es vertical, como lo es en la proximidad de los contactos. En la propia cumbre (cota 1.320 m) * la facies predominante es la hornblenda piroxénica gruesa, mientras que la norita hornbléndica fina aflora en fajas más delgadas que siguen aproximadamente las curvas de nivel. Estas fajas se distinguen en partes por su disyunción esferoidal.

Continuando nuestro perfil B-B' al oeste, pasamos ahora al grueso tabique de cuarcitas feldespatizadas y granulitas, donde abundan las fajas granulíticas básicas. Entre las primeras abunda la facies de granulita ácida de grano fino, bandeada, con abundante microclino y sillimanita y plagioclasa (An 45) subordinada. La granulita básica micácea contiene cuarzo, biotita y labradorita como componentes principales.

Al oeste del tabique mayor, se encuentra una sucesión de fajas de norita hornbléndica alternando con tabiques de rocas feldespatizadas y granulitas básicas. A pesar de que las fajas intrusivas son delgadas, abundan en ellas las facies gruesas de hornblenda piroxénica.

Alteración hidrotermal.

En el lugar indicado en lámina I con el nombre de "Mina Virorco", la norita hornbléndica ha sido modificada por fenómenos hidrotermales. La roca presenta color gris verdoso a blanquecino, de acuerdo con el grado de transformación; la facies blanquecina, que es la más modificada, es además muy porosa y liviana. En algunas partes se nota impregnación de calcopirita. La transformación hidrotermal consiste en conversión total de la plagioclasa a ópalo; los piriboles están generalmente inalterados, pero en la facies blanquecina presentan señales de disolución por los extremos. La lixiviación de la plagioclasa, con reemplazo solamente parcial por el ópalo, tiende a dar a las rocas un carácter deleznable, aunque las más opalizadas tienen bastante coherencia.

ESTRUCTURA

El cuerpo compuesto de Virorco puede ser descrito como un conjunto de lentes soldados en uno de sus extremos, que resulta ser así su porción más maciza, alojada en el seno del pliegue vertical de

* Ver nota de página 84.

las granulitas. Hacia el norte, el cuerpo se disuelve en raíces lenticulares. Algunos de los tabiques granulíticos que separan estas raíces penetran profundamente en la parte maciza y se doblan para seguir a la distancia al pliegue de la roca de caja (lámina I). Los contactos son concordantes; la estratificación de las granulitas y cuarcitas se acomoda a las terminaciones lenticulares. Hay, en partes, contactos algo oblicuos a la roca de caja, pero que examinados de cerca muestran que la oblicuidad es el efecto integral de una sucesión de terminaciones acuñadas de orden menor. Por otro lado, hay señales de discordancia en ciertas irrupciones del magma básico a través de los tabiques (lámina I); éstos se repliegan como esforzándose para acomodarse a la roca magmática, pero el efecto general es netamente intrusivo. Un detalle significativo es la escama que aparece en la parte central del cuerpo como separada de uno de los tabiques principales por la penetración de una cuña de magma. Dicha escama, de casi 100 metros de largo y muy delgada, está encorvada y — en su extremo — replegada, pero conserva su integridad, indicando una penetración tranquila.

Hemos mencionado arriba que las cuarcitas y granulitas (muy especialmente las primeras) presentan lineación, determinada sobre todo por la mica y el cuarzo. Esta lineación es aproximadamente vertical, con una leve pero constante componente hacia el sur. La misma orientación tienen los ejes de los repliegues que se encuentran en las cuarcitas (lám. II, fig. 1) y granulitas (lám. III, fig. 5).

Esta lineación se repite en las granulitas básicas (donde se debe a la orientación de la mica y el piroxeno) y en la norita de la zona marginal. En esta última roca, es el piroxeno el principal responsable de la lineación, que es débil pero consistente. También participan de la lineación los agregados de hornblenda, que forman en algunas facies agregados irregularmente lenticulares algo estirados.

Un elemento relacionado con la estructura del cuerpo de Virorco es la faja de granulitas bandeadas nodulares que pasa en dirección paralela y próxima al contacto oeste. Algunas zonas nodulares delgadas ya aparecen entre las granulitas granodioríticas y tonalíticas sobre el propio contacto (lám. III, fig. 6). La faja principal, sin embargo, se encuentra a unos 100 metros al oeste. Estas rocas evidencian presiones deformativas desatadas contemporáneamente con la granulitización y su concentración en fajas indica que las fuerzas tuvieron una componente de sise considerable.

CUERPO DE LAS AGUILAS

GENERALIDADES

El cuerpo de "Las Aguilas" (fig. 4) es uno de los mayores del enjambre de pequeños lentes que cruza oblicuamente al arroyo Las Aguilas a unos 3 kilómetros al SSW de la estancia "Virorco". Su longitud es de unos 1.400 metros en dirección N15°E y mide unos 200 metros de ancho máximo. El arroyo forma una garganta donde queda expuesta una excelente sección de las rocas básicas (Pastore y Ruiz Huidobro, 1952, p. 30).

Las características petrográficas y estructurales de este cuerpo son parecidas a las del cuerpo del Virorco. La facies principal es una norita hornbléndica, con norita en sus bordes, y una pequeña zona ultrabásica en el interior. La roca de caja consiste en granulitas y cuarcitas feldespáticas, afectadas visiblemente por milonización en el lado oeste. Aquí también encontramos tabiques de la roca de caja dentro de la norita, pero solamente en la proximidad del contacto. Asimismo, hay algunos diques básicos dentro de la caja, paralelos al contacto. Por todo ello resulta difícil en partes establecer el verdadero contacto del cuerpo principal.

PETROGRAFIA DE LAS GRANULITAS

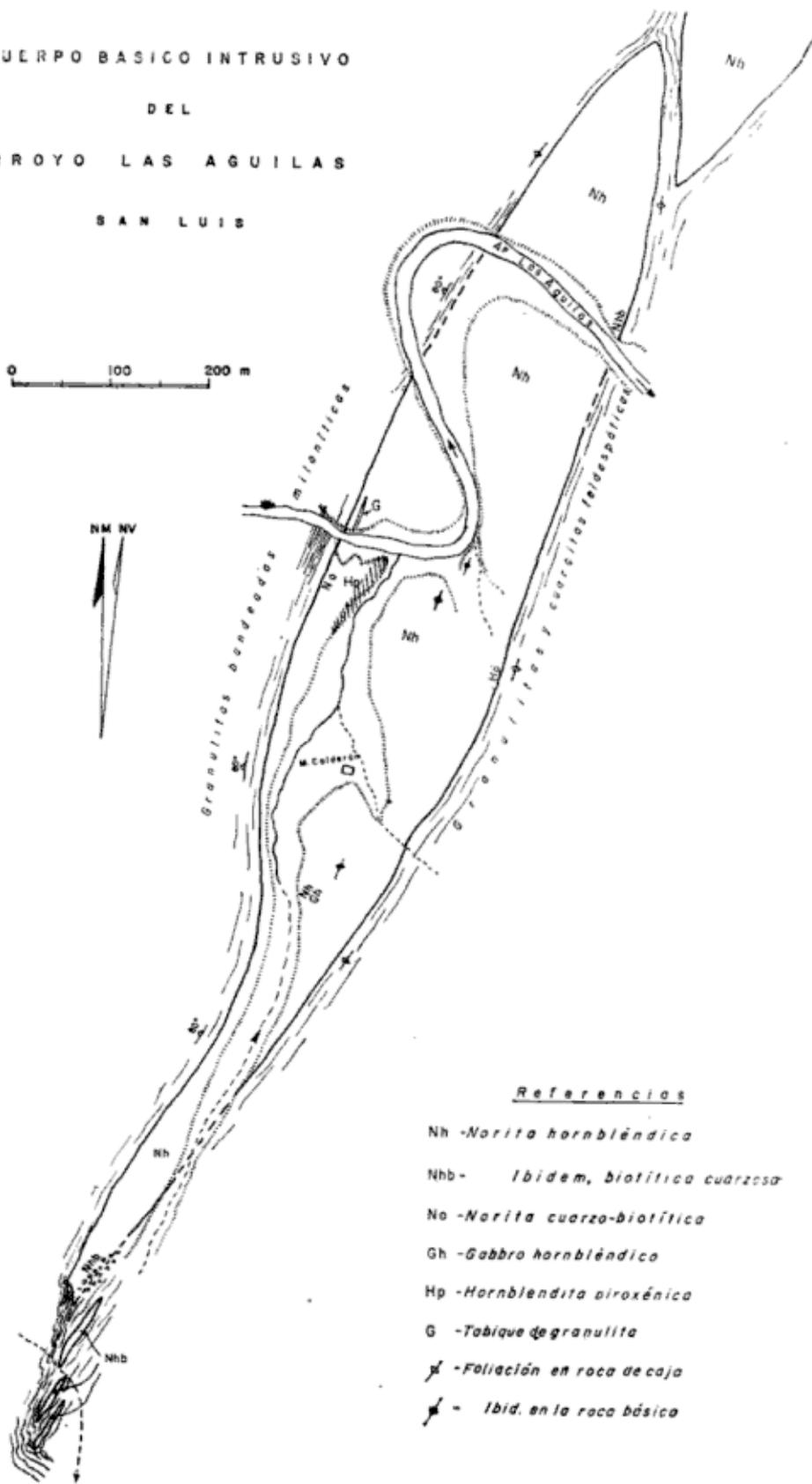
La roca de caja es esencialmente igual a la de Virorco. En Las Aguilas se encuentran también sendas fajas de granulita grueso siguiendo los contactos laterales a corta distancia del cuerpo básico (fig. 4). La granulita está formada por cuarzo (30-40 %), plagioclasa (25-30 %), microclino, granate y biotita (10-15 % cada uno). La plagioclasa varía entre andesina cálcica y labradorita sódica. El microclino es intersticial y también se presenta como antipertitas en plagioclasa. El grano es mediano a fino (ca. 1,5 mm), homogéneo, foliación y lineación marcadas por la orientación del cuarzo y la mica. Lateral y longitudinalmente, la granulita pasa a cuarcitas feldespáticas de grano más fino y mejor estratificación.

Del lado oeste del cuerpo, las granulitas presentan señales muy notables de deformación cataclástica. Los estratos de granulita gruesa, más macizos que los de cuarcitas feldespáticas, son visiblemente gneísicos. En el resto de la roca de caja predomina una alternancia de

CUERPO BASICO INTRUSIVO
DEL
ARROYO LAS AGUILAS
SAN LUIS

0 100 200 m

NM NV



Referencias

- Nh -Norita hornbléndica
- Nhb- *Ibidem*, biotítica cuarzoza
- No -Norita cuarzo-biotítica
- Gh -Gabbro hornbléndica
- Hp -Hornblendita airoxénica
- G -Tabique de granulita
- ⊕ -Foliación en roca de caja
- ⊕ - *Ibid.* en la roca básica

4. Cuerpo básico intrusivo del Arroyo Las Aguilas.

granulitas finas, grises amarillentas, con cuarcitas micáceas feldespáticas de color gris oscuro, ambos de espesor muy variable pero generalmente no mayor de 30 cm. Las primeras tienen composición similar a las granulitas gruesas descritas arriba, pero su textura es más gneísica y fina; las segundas poseen un grano mucho más fino y están formadas por cuarzo de textura de mosaico, feldespato potásico intersticial, abundante biotita y metacrystales de oligoclasa, granate, y sillimanita prismática. De estos últimos se destacan a la vista, por su color claro, los de oligoclasa, que forman rosarios (comp. lám. III, fig. 6) unidos por "colas" cuarzosas. Estos rosarios, cuya distribución es irregular, vienen a representar las unidades de que están formados los estratos de granulitas gneísicas claras. En la base ne-gruzca microcristalina de las cuarcitas micáceas, se nota al microscopio un fino bandeo críptico por segregación de la biotita y el feldespato potásico intersticial.

Las granulitas y cuarcitas feldespáticas son subverticales en toda el área estudiada, y tienen rumbo coincidente con la longitud del cuerpo, con variaciones locales en los extremos (fig. 4).

Entre la roca de caja y la norita encontramos, como en Virorco, una zona de granulita básica de color oscuro, compuesta de plagioclasa, cuarzo, biotita, piroxeno y granate, de hasta 2 metros de espesor, cuyas características coinciden con las que hallamos en aquella localidad. Por sus contactos transicionales, esta facies es difícil de delimitar en el terreno.

PETROGRAFIA DE LAS ROCAS BASICAS

La mayor parte del cuerpo de Las Aguilas está formado por un gabbro norítico anfibólico similar al de Virorco. En detalle, hay muchas variaciones locales por cambio en la proporción de hornblenda y piroxeno. Este cuerpo, siendo más pequeño, carece de los numerosos tabiques internos que caracterizan al cuerpo de Virorco, y por lo tanto su litología es más homogénea. Los componentes difieren de los de Virorco solamente en el carácter levemente menos cálcico de la plagioclasa (An₇₀₋₇₅), y en la presencia general de pirrotina acompañando a ilmenomagnetita. Plagioclasa alcanza a 80 % de anortita hacia el extremo sur del cuerpo. El ortopiroxeno tiene la misma composición media (En₇₅ Fs₂₅), oscilando entre En₇₀ y En₈₅ (ver adelante). La hornblenda es generalmente verde pálida, débil en

pleocroísmo, $2V (-) = 83-85^\circ$, $a = 1.656$, indicando una variedad magnésica. También se encuentra pargasita de origen uralítico. Clinopiroxeno se encuentra distribuido esporádicamente, especialmente cerca de los contactos. Biotita es rojiza (titanio?); se la encuentra en las facies marginales y en el extremo sur, en cantidad subordinada.

La facies predominante es una norita hornbléndica de grano entre mediano y fino. En la parte media del cuerpo (fig. 4), pero desplazada al oeste respecto al eje, se destaca una zona de facies gruesa¹, ultrabásica, formada por individuos de hornblenda de hasta 1 cm, cortos, en una matrix de broncita (En85 Fs15), plagioclasa (An70), hornblenda y magnetita. Los fenocristales de hornblenda — de carácter magnésico — tienen contornos imprecisos debido al englobamiento de componentes de la matrix. Una pequeña área de la misma facies ultrabásica se encuentra en el propio contacto este del cuerpo, a la altura de la faja principal. Esta última tiene su mayor desarrollo en el corte del arroyo; de la otra orilla de éste ya ha, prácticamente, desaparecido, mientras que hacia el sur se extiende por unos 100 metros. Entre la faja ultrabásica y el contacto occidental, el grano disminuye conjuntamente con el contenido de hornblenda, que varía gradualmente desde 50-60 por ciento en la facies ultrabásica hasta menos de 10 por ciento en la zona marginal. Plagioclasa, a su vez, aumenta de 25 a 60 por ciento en el mismo lapso, mientras que ortopiroxeno se mantiene en su proporción de 20-30 por ciento. En este último mineral se advierte un cambio significativo: el contenido de molécula ferrosilítica crece desde 15 % en la zona ultrabásica hasta 30 % en la zona marginal. Esta zona tiene la composición de norita biotítica, y tiene grano medianamente fino y denso; junto al mismo contacto contiene algo de cuarzo. Entre esta zona y las granulitas ácidas de la roca de caja hay además una zona delgada (2-4 metros) de granulita básica (cuarzo-plagioclasa-piroxeno-biotita). El pasaje de la roca eruptiva a esta granulita es gradual y difícil de precisar.

Al este de la zona ultrabásica, la facies predominante es una norita hornbléndica de grano mediano fino, con cierta foliación determinada por la distribución del anfíbol. Este forma en partes bandas delgadas de gabbro hornbléndico pero, más comúnmente, la foliación

¹ Esta es la facies a que se refiere Pastore (Pastore y Ruiz Huidobro, 1952) cuando señala que al ser golpeada despiden un sonido de yunque.

consiste en individuos de hornblenda agrupados en forma de lentes de 5-10 mm, orientadas según el eje mayor del cuerpo. En superficies expuestas al desgaste fluvial estas lentes se destacan bien por su mayor alteración. Del lado oriental, la zona marginal norítica no está claramente desarrollada, así como tampoco la zona de granulitas básicas.

Diques marginales. — Dijimos arriba que adyacentes al cuerpo principal hay filones básicos paralelos. Describiremos un par de ellos, por tener relevancia para la interpretación genética de los cuerpos básicos en general. Uno de los filones aflora sobre la margen izquierda del arroyo Las Aguilas (fig. 4), y está separado por la granulita básica y el cuerpo principal de norita hornblendífica por una faja de pocos centímetros de espesor de cuarcita biotítica granatífera ne-gruzca; del otro lado está en contacto con una faja compacta de granulita ácida de composición granodiorítica. El filón básico está formado por una roca bandeada, con bandas de norita y gabbro hornbléndico, respectivamente. Las bandas noríticas, oscuras, contienen bitownita (50 %), broncita (20 %), hornblenda verde parda (10-15 %), algo de clinopiroxeno, y magnetita en relativa abundancia. Las bandas más hornbléndicas, que son más claras por la alteración pargasítica de gran parte del ortopiroxeno y de la hornblenda primaria, contienen 10 % de broncita y algo de clinopiroxeno. Hacia el borde este del filón, la roca pierde casi todo su anfíbol y aparece en su lugar biotita (hasta 15-20 %) y cuarzo (5-7 %). Del borde oeste, en cambio, no se nota claramente un cambio similar.

A unos 25 metros del que acabamos de describir, cruza el arroyo otro filón, más delgado, que aflora sobre la margen derecha. Mide 2 metros de ancho, y está emplazado concordantemente en la zona bandeada de granulitas claras y cuarcitas oscuras milonizadas (ver arriba). La peculiaridad de este filón es una foliación o bandeo oblicuo consistente en bandas claras, discontinuas, de plagioclasa labradorita con algo de broncita, en una masa de gabbro hornbléndico foliado. La composición media de la roca es la siguiente: plagioclasa, 40 %; hornblenda verde, 45 %; ortopiroxeno, 10 %; magnetita, 5 %. La proporción de piroxeno aumenta hacia los bordes, igualando a la hornblenda del lado este y predominando sobre la misma en relación 10 : 1 en el borde oeste. La textura de la roca revela pronunciada acción cataclástica; los individuos de hornblenda y piroxeno tienen

sus bordes granulados, y la plagioclasa está en partes totalmente transformada en un agregado de textura de mosaico. El bandeado, que llega hasta 45° de oblicuidad respecto al eje del dique, se hace bruscamente paralelo al mismo en los bordes, que presentan una foliación secundaria visible. Algunas bandas claras de plagioclasa, en las zonas marginales, se expanden en pequeñas lentes anortosíticas de grano algo más grueso que el normal. La roca de caja (granulita granatífera clara, gneísica por deformación) tiene una plagioclasa (An65) mucho más cálcica que la común (oligoclasa; ver arriba).

Estructura. — El cuerpo de Las Aguilas se diferencia estructuralmente del cuerpo de Virorco, en el hecho que no se encuentra, como aquél, en un repliegue de las capas metamórficas. En este sentido, el de Las Aguilas se asemeja más a la generalidad de los cuerpos de la caja básica. Sin embargo, en el extremo sur, las cuarcitas feldespatizadas y granulitas presentan bruscos cambios de rumbo hacia el este, configurando una serie de repliegues de ejes verticales (fig. 4). Es evidente que aquí, como en Virorco, la penetración del magma básico fue determinada o estimulada por el mismo tipo de movimiento de flexura que actuó en Virorco. Las capas que limitan el cuerpo del lado oeste, con inclinación de 70° al oeste, van doblándose sucesivamente (fig. 4), dejando espacios en los que se ha introducido la norita hornbléndica. Otros cuerpos satélites de norita hornbléndica, a su vez, se desprenden del extremo del cuerpo principal.

La posición general del cuerpo es esencialmente vertical, pero levemente “empujado” hacia el este, pues ambos contactos, en la parte media, inclinan unos 80° al oeste. La lineación, tanto de las noritas y gabbros (visible en algunas facies debido a la orientación de la hornblenda) como en la roca de caja, es aproximadamente vertical.

Al describir las rocas básicas vimos que ellas están afectadas parcialmente por la deformación que milonitizó amplias zonas de la roca de caja. La mayor parte del cuerpo principal, sin embargo, está exenta de tal deformación, lo cual significaría que su intrusión comenzó durante la deformación, pero su consolidación se completó cuando ésta había dejado de actuar.

PETROLOGIA

Origen de las granulitas

Granulitas ácidas. — Las consideraciones que siguen se refieren igualmente a ambas áreas estudiadas —Virorco y Las Aguilas— ya que, como hemos visto, sus características petrográficas y estructurales son esencialmente las mismas.

Las granulitas estudiadas en este trabajo poseen una notable similitud con las granulitas de Laponia, descritas especialmente por Kranck (1936) y Eskola (1952). La granulita clara foliada (Eskola, 1952, p. 138) corresponde a nuestra granulita gruesa gris clara, aunque ésta parece ser más biotítica. La variedad de grano fino, aplítica, tan común en los tabiques internos del cuerpo de Virorco, es comparable a la “granulita clara maciza” de Eskola. También hay en Virorco el equivalente a la “granulita granítica” (Eskola, 1952, p. 138) en las segregaciones pegmatoides propias de algunas bandas de ciertas facies migmatíticas. Una diferencia entre las granulitas ácidas de ambas regiones consiste en que cordierita, muy común en Laponia, es rara en Virorco y Las Aguilas. También existe similitud en cuanto a las granulitas básicas; nuestra asociación plagioclasa-cuarzo-ortopiroxeno-biotita, común en el contacto de los cuerpos básicos, estaría representada por una variedad de la proximidad de Tsharmijärvi (Eskola, 1952, p. 160-161). Las variedades más comunes de granulita básica en Laponia, sin embargo, tienen asociaciones (plagioclasa-hipersteno, plagioclasa-hipersteno-cuarzo) que corresponderían a la facies marginal de los cuerpos básicos (norita y norita cuarzosa). En Laponia estas rocas se presentan en bandas de pocos centímetros hasta algunos cientos de metros de espesor, y contactos muy netos (Eskola, 1952, p. 158). Un carácter distintivo de las granulitas básicas de San Luis es el elevado contenido anortítico de la plagioclasa, que oscila entre 60 y 70 por ciento. Además, granate es poco abundante en estas granulitas, mientras que en las del Viejo Mundo es muy común.

Eskola (1932), que primero interpretó las granulitas como de origen intrusivo, cambió posteriormente de idea, atribuyéndolas al metamorfismo de rocas de diversa composición, desde areniscas arcósicas (granulitas ácidas) hasta rocas volcánicas o hipabisales básicas (granulitas básicas) (Eskola, 1952, pp. 160, 168). El mismo autor su-

giere, sin embargo, un origen magmático para algunas granulitas básicas (Eskola, 1952, p. 169).

Ninguno de los modos de formación antedichos puede ser aplicado a las granulitas de San Luis. Si bien la composición de las granulitas ácidas se aproxima bastante a la de ciertas rocas ígneas (granodioritas, aplitas, tonalitas), la falta absoluta de contactos intrusivos, su desarrollo concordante y sus numerosas transiciones a cuarcitas feldespáticas, excluyen toda posibilidad de intrusión ígnea. Además, la textura difiere visiblemente de la común en las rocas ígneas de ese tipo. También hay diferencias significativas en la composición mineral, como ser el exceso de cuarzo y la presencia de abundante granate.

El origen metamórfico debe ser excluído. Es difícil concebir la existencia de sedimentitas de una composición adecuada para dar la asociación mineralógica de las granulitas, y en particular la elevada relación Na:K que las caracteriza. No se conocen, en el basamento de las Sierras Pampeanas, arcosas o lavas, que puedan haber dado origen a las granulitas.

Las granulitas ácidas de la Sierra de San Luis se han formado, en nuestra opinión, por una combinación de metasomatismo granitizante e inyección permeativa (inyección difusa intergranular). La naturaleza metasomática del proceso salta a la vista al compararse las rocas con diversa proporción de feldespato. Entre las cuarcitas micáceas y las granulitas, pasando por las cuarcitas feldespáticas, se puede seguir claramente el aumento del contenido en feldespatos con un correlativo cambio de textura, que sugieren penetración gradual. En efecto, en las variedades en que es menos abundante, este mineral se presenta en forma lenticular (lám. II, figs. 3 y 4) o intersticial; al crecer su cantidad, el feldespato adopta una forma más equidimensional, aunque sin alcanzar el idiomorfismo, maclado y otras características cristalográficas propias de las rocas magmáticas. Este cambio textural puede ser razonablemente atribuído a la intensificación del proceso metasomático a lo largo de ciertas vías de penetración, pero nunca a diferencias primarias de composición en los sedimentos. En este mismo sentido apunta también la arbitraria distribución de ambos feldespatos, a la que nos referiremos de nuevo más adelante.

Naturaleza de la granulitización. — La formación metasomática de las granulitas implica penetración difusa, más o menos homogénea,

del material reemplazante. Esta forma de penetración es la única que puede explicar la textura pareja que, como es propio de las rocas de su especie, tienen las granulitas de San Luis. Pero también hay señales de inyección magmática, consistentes en venillas de composición y textura graníticas que se encuentran entre las granulitas bandeadas (lám. III, figs. 5 y 6). Estas venillas no deben ser confundidas con las bandas cuarzo-feldespáticas granulíticas (lám. III, fig. 5); estas últimas tienen grano fino homogéneo y textura granoblástica. Algunas de estas bandas, sin embargo, se engrosan localmente y toman los caracteres de venas de inyección. Trataremos de explicar en seguida la relación existente entre estas distintas formas de penetración.

La fase granulitizante debe haber sido, por su quimismo y su capacidad penetrativa, un líquido de carácter pegmatítico, posiblemente de mayor temperatura que el líquido residual pegmatítico propiamente dicho. El origen de esta fase no nos concierne por el momento. Su migración a través de las cuarcitas fue seguramente por difusión intergranular, dejando como testigos de su paso las lentes de plagioclasa y de feldespato potásico (lám. II, figs. 3 y 4).

La prolongación del proceso metasomático condujo a la formación de granulitas de composición similar a la de las rocas graníticas (granodiorita, tonalita, aplita). Por razones no bien claras, pero que probablemente tengan que ver con la textura de la roca metamórfica, la penetración y metasomatismo feldespático se cumplieron en partes bajo la forma de bandas paralelas de espesor variable (lám. III, fig. 5).

La característica fundamental del proceso es que la cristalización compensaba de tal modo la penetración, que la roca se mantenía esencialmente sólida hasta el final. Con todo, durante la formación de las granulitas más feldespáticas, el equilibrio entre cristalización y penetración debe haberse roto levemente en favor de la segunda — sea por aumento de flujo, sea por ascenso de temperatura y consiguiente descenso de la velocidad de cristalización —, dando como resultado una leve acumulación de líquido intersticial, testigo de lo cual serían los intercrecimientos mirmequitimos que se hallan en dichas granulitas. Finalmente, el líquido así acumulado puede haberse concentrado en vías definidas de circulación, resultando de ello las venas graníticas y en general las formas de migmatización que se encuentran aisladamente en el complejo granulítico.

Los minerales formados por metasomatismo son plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, granate y moscovita. La proporción de cuarzo

TABLA I

Análisis químicos de granulitas y cuarcitas feldespáticas de Virorco, San Luis ¹

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	
SiO ₂ ..	96,1	89,9	62,5	72,7	52,5	56,8	45,0	45,5	49,7	SiO ₂
TiO ₂ ..	0,05	0,29	0,7	0,30	0,7	0,4	3,3	1,5	0,5	TiO ₂
Al ₂ O ₃ ..	1,6	5,0	19,0	14,7	18,8	16,2	20,1	19,3	5,3	Al ₂ O ₃
Fe ₂ O ₃ ..	0,7	0,1	1,2	0,6	1,8	2,7	2,0	3,4	3,4	Fe ₂ O ₃
FeO ..	0,9	0,9	4,8	1,9	7,8	6,0	10,9	11,8	7,3	FeO
MnO ..	0,01	t	0,1	0,1	0,2	0,15	0,1	0,1	0,2	MnO
MgO ..	0,02	—	2,4	t	5,5	5,3	7,3	7,3	18,0	MgO
CaO ..	0,1	—	4,8	2,8	8,8	7,0	10,9	10,9	13,0	CaO
Na ₂ O ..	0,02	0,4	2,5	3,6	1,3	2,6	1,3	1,8	1,1	Na ₂ O
K ₂ O ..	0,5	2,8	1,4	2,5	1,0	1,6	0,1	0,8	0,4	K ₂ O
H ₂ O +	0,15	0,28	0,6	0,2	0,5	0,4	0,5	0,8	0,4	H ₂ O +
H ₂ O —	0,05	0,09	0,2	0,1	0,6	0,4	0,1	0,4	0,2	H ₂ O —
P ₂ O ₅ ..	t	0,04	0,3	0,3	0,2	0,1	0,2	0,1	0,15	P ₂ O ₅
S.....	n.d.	—	—	—	—	—	0,35	0,3	—	S
									0,01	CO ₂
										NiO
	100,20	99,80	100,5	99,70	99,70	99,65	99,75	99,9	99,66	

Composición Modal

	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	
Cuarzo.....	60,0	31,7	42,7	11,7	20,9	—	0,2	—	Cuarzo
Plagioclasa..	3,0	44,0*	33,7*	57,7*	52,2*	59,0*	30,5*	2,0	Plagioclasa
Feldespato									Feldespato
potásico...	22,5	—	16,3	—	—	—	—	—	pot.
Biotita.....	5,0	17,7	0,9	12,2	4,3	2,0	1,4	—	Biotita
Ortopiroxeno	—	—	—	16,8	4,3	30,0	—	7,0	Ortopiroxeno
Granate.....	—	12,0	6,4	—	—	—	7,1	—	Granate
Ti-Magnetita.	0,5	0,2		1,6	0,5	7,0	2,0	2,0	Ti-Magnetita
Apatita.....	—	0,1		tr	0,1	—	—	—	Apatita
					16,7	2,0**	58,8	60	Hornblenda
								29,0	Clinopirox.
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	
		* An		** « Uralita »					
		45-50	40	70	60	80	80		

I. Cuarcita micácea; II. Cuarcita feldespática; III. Granulita;
 IV. Granulita; V. Granulita básica; VI. Granulita básica;
 VII. Norita; V.II. Gabbro hornbléndico; IX. Hornblendita
 piroxénica.

¹ Análisis realizados en el Laboratorio de Análisis de Rocas, CNICT-FCEN, Buenos Aires. Analistas: I-IV-VII, B. L. de Lafaille; V-VI-VIII-IX, N. Kotelnikov.

aportado es difícil de establecer, pero es probable que lo haya sido en similar relación respecto a los feldespatos que la que se encuentra en las venas migmatíticas asociadas a las granulitas. Junto con el aporte metasomático, las cuarcitas han sufrido un reordenamiento progresivo de su textura, pasando del tipo mosaico (lám. II, fig. 2) al granoblástico cada vez más desarrollado (lám. III, fig. 2).

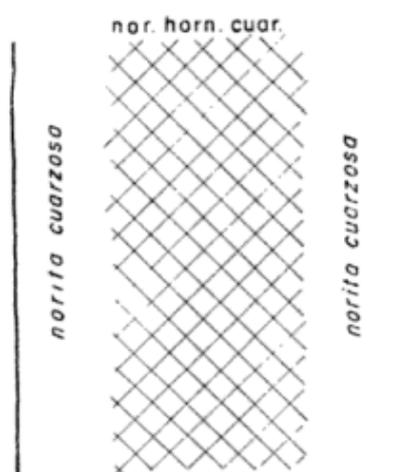
También se nota un cambio en el feldespato potásico, que en individuos pequeños de las cuarcitas feldespáticas carece de maclas, aunque por su orientación óptica es también microclino. La transformación química durante la granulitización está ejemplificada por los análisis de la tabla I (análisis I-IV).

El análisis I corresponde a una cuarcita micácea (lám. II, fig. 2), exenta prácticamente de metasomatismo. El análisis II es de una cuarcita feldespática, con poco más de 20 % de feldespato potásico (lám. II, fig. 3). El siguiente (III) es de una granulita aplítica, cuyo feldespato es exclusivamente plagioclasa. La muestra IV es una granulita de grano grueso (lám. II, fig. 6; lám. III, fig. 2), levemente foliada, cuya composición es análoga a la de una granodiorita.

La cuarcita II representa un ejemplo de feldespatización potásica, que es más frecuente que la sodicocálcica fuera de la zona de influencia de los cuerpos básicos. La plagioclasización está representada por la muestra III, que procede de un estrato adyacente al anterior, próximo al contacto de la norita, en uno de los tabiques principales. La presencia de dos estratos de cuarcita, a menos de 1 metro de distancia entre sí, con reemplazo microclínico uno y plagioclásico el otro, es digna de mención. Es evidente que en la formación de plagioclasa influyó la proximidad del cuerpo básico (teniendo en cuenta sobre todo el elevado contenido en calcio: An_{45-50}), pero esta influencia no es directa, pues las variedades plagioclásicas se encuentran a menudo no justamente contra la roca básica, sino separada de ella por zonas más potásicas. Una zona de granulita plagioclásica (lám. III, fig. 1) bien desarrollada aflora en la intersección del río Virorco con el contacto occidental, donde aquél realiza un codo pronunciado. Sobre la acción de los cuerpos básicos sobre la roca de caja volveremos al referirnos a las granulitas básicas, que trataremos después de la petrología de los primeros.

Petrología de los cuerpos básicos

Origen. — El conjunto de características estructurales y petrográficas de las masas de norita hornbléndica indica, fuera de toda duda, que éstas tienen origen magmático intrusivo. Desde el punto de vista estructural, las formas lenticulares, casi absolutamente concordantes, son por cierto comunes, tanto en cuerpos formados por metamorfismo y boudinage de calizas y dolomías, como en plutones sintectónicos básicos y ultrabásicos. En Viorco, sin embargo, hay señales de irrupción de la roca básica a través de los esquistos granulíticos (lám. I).



5. Filón diferenciado en la vecindad del cuerpo de Viorco.

La evidencia más clara del origen magmático proviene de su petrología. Por una parte, la faja de cuerpos está ubicada en una zona metamórfica heteroquímica, como son las cuarcitas micáceas y micácitas cuarzosas. Faltan las calizas, dolomías y paraanfíbolitas, que siempre están asociadas a las rocas básicas de origen metamórfico-sedimentario. La diferenciación interna de los cuerpos también apunta en el mismo sentido. A este respecto conviene mencionar lo siguiente: a unos cien metros al SW del extremo sur del cuerpo de Viorco encontramos intercalado concordantemente entre las granulitas y cuarcitas feldespáticas, un filón de norita hornbléndica de 0,3 m de espesor, que muestra sendas zonas marginales bien definidas de norita cuarzosa (fig. 5). Los contactos son absolutamente netos y no hay señales visibles de interacción entre caja y roca básica. El cuarzo aumenta de 7 a poco más de 10 por ciento en el último centímetro de la zona marginal. El pasaje entre las zonas centrales y marginales es gradual

pero rápido. La composición de la plagioclasa (An_{84}) y del ortopiroxeno (broncita; $En_{80}Fs_{20}$) es constante de una zona a otra. El grano medio es mayor en la zona media (1 mm), por la presencia de hornblenda, que en las marginales (0,5 mm). La roca de caja inmediata al contacto es una granulita ácida de cuarzo, plagioclasa y microclino. Excluyendo la diferenciación metamórfica, por falta de evidencia megascópica o microscópica de interacción con la roca de caja, la única explicación es que se trata de un efecto de diferenciación magmática. Lo interesante de este pequeño filón es que presenta, en pequeña escala, la misma zonación encontrada en los cuerpos mayores, lo cual significa que la misma responde a un mecanismo general de diferenciación.

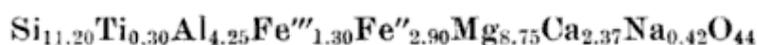
La hornblenda, que tan importante papel juega en la composición de los cuerpos, fue considerada por Pastore (Pastore y Ruiz Huidobro, 1952) como producto de uralitización. Este autor afirma en texto y mapa, que el anfíbol —anfíbolitas— envuelve a los núcleos de norita, lo cual es precisamente la inversa de lo que nuestros levantamientos comprueban. El supuesto origen uralítico del anfíbol puede haberle sido sugerido por la observación microscópica de la pargasita, que, en algunas rocas, tiene efectivamente dicho origen. Además, la hornblenda común se presenta en parte, en algunos noritas hornbléndicas, como crecimiento homotáxico sobre núcleos de —o adosadas a— piroxeno. Esto indica solamente una relación de reacción entre ambos minerales; la cristalización del piroxeno cesó en determinado momento para dejar lugar a la de anfíbol. Que éste es en general posterior, se deduce además de la forma intersticial y poiquilítica que adopta en la mayoría de las noritas hornbléndicas.

Mecanismo de diferenciación.— La zonación en las noritas puede deberse a:

- 1) Intrusión sucesiva de partes diferenciadas del magma básico.
- 2) Influencia de la roca de caja, por efecto físico (enfriamiento) o químico (asimilación, evasión de vapor de agua).

Veamos primero las principales diferencias mineralógicas y químicas entre ambas zonas. Los análisis VII y VIII (Tabla I) corresponden respectivamente a una norita y un gabbro hornbléndico de zonas adyacentes en una roca gruesamente bandéada, a unos 10 m del contacto este del tabique medio principal del cuerpo del Virorco, unos

200 m al sur del camino que corta al cuerpo transversalmente. Este es un ejemplo de diferenciación extrema, pues la facies anfibólica carece de piroxeno, lo cual no es común. Las diferencias químicas son de poca cuantía: la norita posee algo más de SiO_2 , menos hierro en sus dos formas, algo más de magnesio, y escasamente menos sodio y potasio. Las diferencias modales, en cambio, son importantes, pues aparte de que uno tiene ortopiroxeno y el otro hornblenda como únicos componentes férricos, la norita posee el doble de plagioclasa que el gabbro anfibólico, y 5 % más de titanomagnetita. Esto significa que el ortopiroxeno, más la plagioclasa en exceso en la norita, estarían representados en el gabbro por la hornblenda. Podemos verificar esto sumando el exceso de plagioclasa en la norita (An_{80}), que es de 29 %, y de titanomagnetita, 5 %, a 30 % de ortopiroxeno (En_{80}) más la cantidad necesaria de H_2O y F. El resultado es (ajustando por los respectivos pesos específicos) alrededor de 61 por ciento en peso (peso específico, 3,35) del compuesto.



Este compuesto es prácticamente idéntico —añadiéndole $(\text{OH},\text{F})_4$ — al de muchas hornblendas. Comparándolo con la hornblenda analizada (pág. 74), se nota en aquél más Mg y menos Fe; esta diferencia es explicable porque la hornblenda del gabbro es de una variedad mucho más magnésica que la analizada. La relación

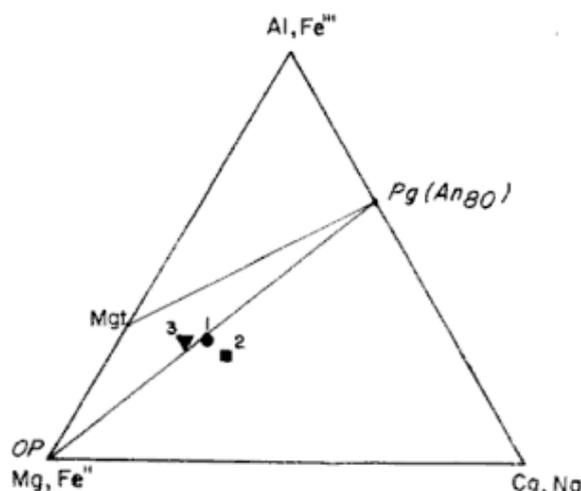


está expresada gráficamente en el diagrama ternario Al, Fe''' —Mg, Fe'' —Ca, Na (fig. 6). En él están representadas en proporciones molares (1) la hornblenda de Virorco de página 74 (2), una hornblenda tipo (Trögger, 1956, p. 65), y (3) el compuesto de la fórmula de arriba. El último cae algo fuera de la línea de unión entre plagioclasa y ortopiroxeno debido a la adición de ilmenomagnetita. La hornblenda analizada, en cambio, cae casi exactamente sobre la línea.

Los resultados precedentes nos permiten generalizar que las noritas, noritas hornbléndicas y gabbros hornbléndicos son productos de cristalización esencialmente isoquímica, sin intervención de la cristalización fraccionada. El primero de los mecanismos señalados arriba —intrusión sucesiva— no sería aceptable, al menos con respecto a la

formación de las zonas noríticas marginales. En cuanto al factor principal que podría determinar el desplazamiento de la reacción plagioclasa + ortopiroxeno \rightleftharpoons hornblenda hacia la izquierda, sería una disminución de la presión de vapor de agua en el magma, la cual podría deberse a su vez al escape del agua magmática hacia la roca de caja. La cantidad necesaria para desplazar el equilibrio es probablemente muy escasa; parte del agua podría quedar también fijada en la zona marginal por la biotita que ésta posee en pequeñas cantidades.

Un problema distinto plantea el origen de las bandas alternantes



6. Diagrama ternario mostrando la relación entre los componentes de las rocas básicas.

Pg, plagioclasa. OP, ortopiroxeno. Mgt, magnetita.

1. Hornblenda analizada, Virorco. 2. Hornblenda tipo. 3. Compuesto bitownita + broncita + titanomagnetita.

y lentes de facies hornbléndicas y noríticas (lám. V, fig. 5) que se encuentran en algunas zonas marginales. Una explicación de este bandeo puede ser la siguiente: El flujo de magma en la parte lateral arrastró en algunos lugares material semiconsolidado (mesh) de la zona norítica marginal, que por deformación fluidal fue estirado en lentes y bandas durante el movimiento. En otras palabras, se trataría de una mezcla mecánica de facies durante la intrusión. El mayor o menor desarrollo de este bandeo puede haber dependido del grado de turbulencia del flujo, que a la vez estaría determinado por la velocidad, viscosidad de la mezcla cristales-líquido, y las dimensiones del conducto.

La formación de la facies ultrabásica no puede ser inequívocadamente explicada con los datos disponibles. La interpretación más aceptable es quizá la de que durante el ascenso magmático se formaron —parte por densidad, parte por filtro-prensaje— acumulaciones de piriboles que quedaron algo rezagados y se emplazaron hacia el final del proceso, preferentemente en la parte media de los cuerpos. En la parte superior de los cuerpos mayores, la estratificación y laminación subhorizontales (fig. 3, lám. V, fig. 6) tienen posiblemente el mismo significado que el bandeado —a menudo en forma de embudo— que se encuentra en numerosos cuerpos básicos y ultrabásicos de distintos lugares del mundo, y que se debe probablemente a sedimentación rítmica.

Génesis de las granulitas piroxénicas. — La invariable ubicación de estas rocas en el contacto de cuerpos básicos, unida a sus caracteres mineralógicos y texturales, dejan pocas dudas respecto a su origen metasomático, por basificación de las cuarcitas micáceas. Un detalle decisivo en favor de esta interpretación es la transición entre granulita y norita. La composición química de las granulitas básicas está ejemplificada por los análisis V y VI de la Tabla I. Una de las granulitas (V) es del tipo más común, piroxénico, y pertenece a unos de los tabiques internos, a unos 2 metros del contacto con la roca básica. El análisis VI es de una granulita hornbléndica con escaso ortopiroxeno, la que forma una delgada zona entre la anterior y la roca básica. La composición química de estas rocas no difieren substancialmente de la de algunas granulitas de Laponia y Sajonia. Sin embargo, se nota en las granulitas básicas de San Luis que el granate está generalmente ausente, siendo este mineral en cambio un típico elemento de la facies granulita clásica. El granate se encuentra ocasionalmente en estas rocas, pero en tal caso está claramente relacionado con la presencia de delgadas bandas de cuarzo-plagioclasa; es decir, donde se mezclan el metasomatismo básico con la inyección metasomática ácida. También ausente está la facies charnokítica de cuarzo-feldespatos potásico-piroxeno. En realidad, las granulitas básicas de San Luis tienen diferencias substanciales con las del Viejo Continente. Mientras estas últimas se intercalan entre distintos tipos petrográficos de la facies granulita (y también de la facies anfibolita), en San Luis se encuentran solamente asociadas a las rocas intrusivas básicas. En Laponia, Sajonia, etc., su origen pue-

de ser atribuido al metamorfismo de rocas básicas, como proponen Eskola (1952) y otros, mientras que en San Luis se trata indudablemente de productos de contacto. Las relaciones texturales entre los componentes metasomáticos (plagioclasa, piroxeno) y los metamórficos (cuarzo, biotita) (lám. IV, fig. 2) no permiten establecer por sí solas una paragénesis; los contactos son mutuos (neutros), lo cual sin duda refleja una elevada temperatura durante el reemplazo. La orientación del piroxeno, débil pero perceptible en algunas muestras, revela quizás un control tectónico durante el metasomatismo.

Relación entre granulitización e intrusión básica. — Entre las rocas básicas y las granulitas ácidas no se observa en el campo ni al microscopio relaciones claras que permitan establecer un orden de precedencia entre los fenómenos de feldespaticización e intrusión magmática norítica. No hay señales de feldespaticización o granitización de las rocas básicas, las cuales, como hemos visto, están generalmente separadas de las granulitas ácidas y cuarcitas feldespáticas por la delgada zona de granulita básica. En el pasaje de ésta a las primeras, se observan delgadas bandas cuarzo-feldespático-granatíferas dentro de la roca oscura de plagioclasa-cuarzo-biotita-piroxeno. En ningún lugar hemos observado penetración transgresiva de un tipo de granulitización en el otro. Todo parece indicar, por el contrario, que ambos metasomatismos, ácido y básico, fueron esencialmente contemporáneos. Si bien no hay señales —sean megascópicas o microscópicas— de reemplazo mutuo entre metasomas ácidos y básicos, hay en cambio indicios de contaminación de las soluciones. Nos referimos a la predominancia de plagioclasa sobre feldespato potásico, y a la alta basicidad de la misma, en la vecindad de los cuerpos básicos. Por estudios realizados en otras partes de la Sierra de San Luis, sabemos que la feldespaticización inicial de las cuarcitas es invariablemente potásica; recién en las fases más avanzadas, alcanzada la forma granulita o migmatita, se agrega oligoclasa al microclino. La desaparición de este último mineral, en muchos lugares, reemplazado en partes totalmente por plagioclasa relativamente básica tanto en estados iniciales como en la etapa avanzada de la granulitización cerca de los cuerpos básicos, debe ser atribuida a la contaminación por soluciones básicas procedentes de estos últimos. Es sabido que muy pequeñas cantidades de anortita bastan para desplazar una solución del sistema feldespato potásico (o leucita)-sílice fuera del

campo del feldespato y llevarlo dentro del campo de la plagioclasa (“efecto plagioclasa”; Schairer y Bowen, 1947). Tratándose de una plagioclasa menos cálcica que anortita el campo de la ortoclasa aparentemente se expande, pero aún resultaría relativamente estrecho. Es posible que las inclusiones homotáxicas de microclino en plagioclasa, tan comunes en las granulitas tonalíticas y granodioríticas, representen la iniciación potásica de un reemplazo que después, por contaminación, continuó con carácter sodicocálcico.

El sincronismo entre magmatismo básico y metasomatismo sílico-alcalino no resulta extraño, pues ambos son productos característicos de una etapa sintectónica del ciclo magmático del basamento cristalino. La faja de cuerpos básicos tienen seguramente análogo significado tectónico que las de rocas ultrabásicas: representa la zona de raíces o —en el presente caso— la zona de deformación más profunda del complejo metamórfico. Es característica la asociación de los cuerpos básicos con fajas decataclasis y milonización como las que se encuentran en esta zona. Fuera de la faja, la granulitización de las cuarcitas es solo incipiente, sin llegar a la etapa de granulita granítica o aplítica; en cambio hay considerable penetración granítica y pegmatítica de tipo venoso. Diversos autores —recientemente Scheumann *et al* (1961)— han señalado la estrecha asociación entre granulitas y deformación tectónica.

RESUMEN Y CONCLUSIONES

Los cuerpos de Virorco y Las Águilas pertenecen a una faja de plutones concordantes lenticulares básicos que se extienden en dirección casi norte-sur sobre la falda oriental de la Sierra de San Luis. El cuerpo de Virorco está alojado en el seno de un pliegue vertical de la roca de caja y proyecta raíces lenticulares concordantes dentro de esta última. El de Las Águilas es una lente más simple pero contiene tabiques de roca de caja cerca de los bordes. La roca predominante es norita hornbléndica, en partes bandeada; hay además una zona marginal de norita sin o escasa hornblenda, y zonas de gabbro hornbléndico y de hornblendita piroxénica. La hornblenda aumenta generalmente hacia la parte media de los cuerpos; la facies ultrabásica es más bien local y se la encuentra sobre todo hacia el interior de los cuerpos, pero su distribución es algo errática. El bandeo, en partes lenticular, que se encuentra sobre todo en la proximidad de

los contactos se debe a la distribución de la hornblenda. En la parte más ancha y topográficamente más alta del cuerpo de Virorco se observa un bandeo o pseudoestratificación subhorizontal, similarmente debido a la alternancia de facies hornblendíticas y hornblendanoríticas. En partes hay, además de la hornblenda común, una generación de pargasita deutérica formada a expensas del ortopiroxeno y/o la hornblenda. La mineralogía de las rocas básicas está caracterizada además por bitownita, broncita y algo de biotita y cuarzo en las facies marginales. Esporádicamente se encuentra clinopiroxeno. Ilmenomagnetita y pirrotina son los principales componentes opacos.

La roca de caja consiste en granulitas cuarzo-feldespático-granatíferas y cuarcitas feldespáticas micáceas; aisladamente se encuentran capas delgadas de cuarcitas micáceas sin feldespato. La estratificación es esencialmente vertical y de rumbo general N15E. Hay dos tipos principales de granulitas ácidas: uno de grano mediano, composición granodiorítica (en partes tonalítica), rica en granate, que forma cuerpos tabulares concordantes granitoides; y otro de grano fino, aspecto y composición aplítica, en capas delgadas más o menos bandeadas, que abunda sobre todo en los tabiques internos. Entre ambos tipos hay numerosas transiciones, tanto en composición como en textura. Existen además rocas con inyección bandeada fina. Algunas zonas de granulitas muestran deformación intensa.

Entre la roca básica y las granulitas ácidas se interpone generalmente una delgada zona de granulita básica, que consiste comúnmente de plagioclasa básica, cuarzo, ortopiroxeno y biotita, con o sin granate, que pasa en transición rápida pero gradual a la norita biotítica de la zona marginal.

Los cuerpos básicos son plutones intrusivos sintectónicos emplazados a lo largo de una zona de deformación sisante. La diferenciación de la zona norítica marginal se atribuye a un escape de vapor de agua a la roca de caja, por el cual la reacción hornblenda \rightleftharpoons plagioclasa + ortopiroxeno (+ ilmenomagnetita) + agua se desplazó a la derecha. Análisis modales y químicos substancian esta interpretación. El bandeo interno marginal se debe probablemente al arrastre de la zona diferenciada durante el flujo magmático, mientras que las facies ultrabásicas pueden haberse formado por una combinación de sedimentación y filtro-prensaje. La acción metasomática del magma básico sobre las cuarcitas micáceas de la roca de caja dio por su parte origen a las granulitas básicas. La uralitización, a la que se

había atribuido anteriormente excesiva importancia, es un fenómeno de extensión solamente local.

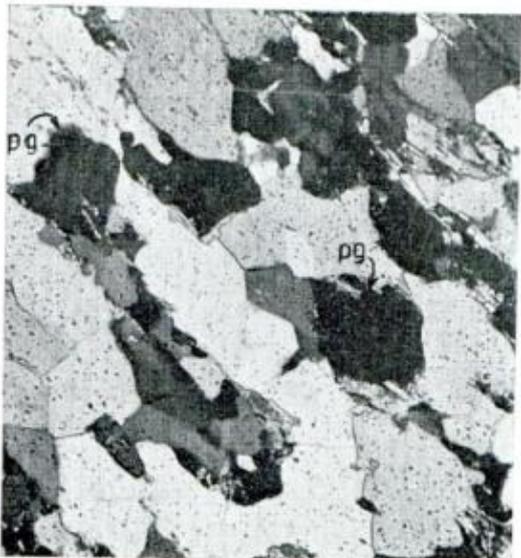
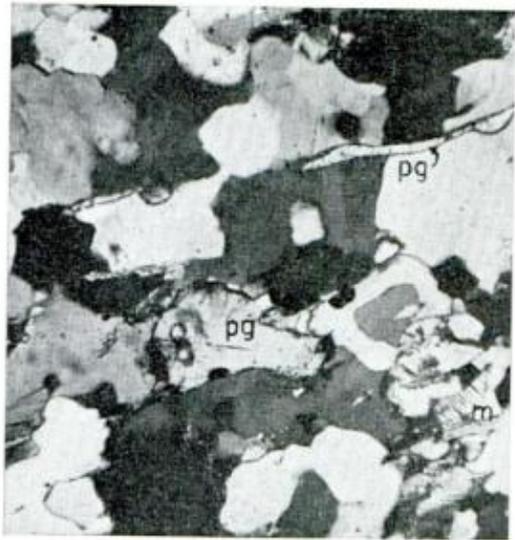
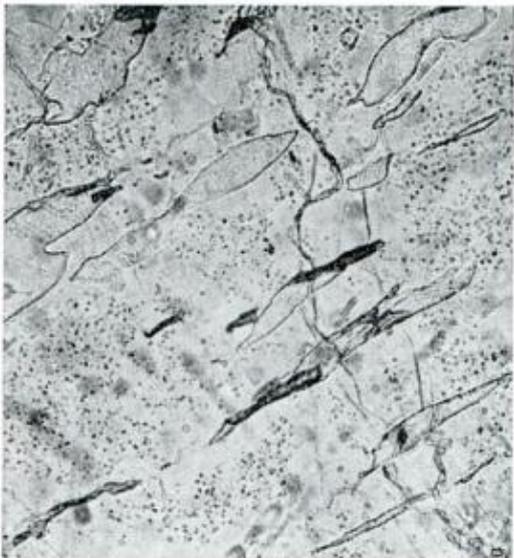
Las granulitas ácidas son el producto de metasomatismo silico-alcalino de las cuarcitas. Las cuarcitas feldespáticas ilustran claramente las sucesivas etapas del reemplazo y recristalización de la roca original. La penetración intergranular de los flúidos fue tranquila, lo cual, añadido a la textura homogénea de las cuarcitas, permitió la distribución regular del metasomatismo y la formación de granulitas en lugar de esquistos inyectados o migmatitas. Otro factor en la granulitización ha sido la deformación penetrante que caracteriza a esta faja de rocas básicas. A ambos lados de esta faja la granulitización disminuye, y es reemplazada por fenómenos de inyección.

La granulitización ácida y la intrusión básica son esencialmente contemporáneas. En las granulitas ácidas, la proporción de plagioclasa, así como su contenido de calcio, aumentan visiblemente hacia el contacto con la norita, indicando contaminación de las soluciones granulitizantes por los flúidos derivados de esta última.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

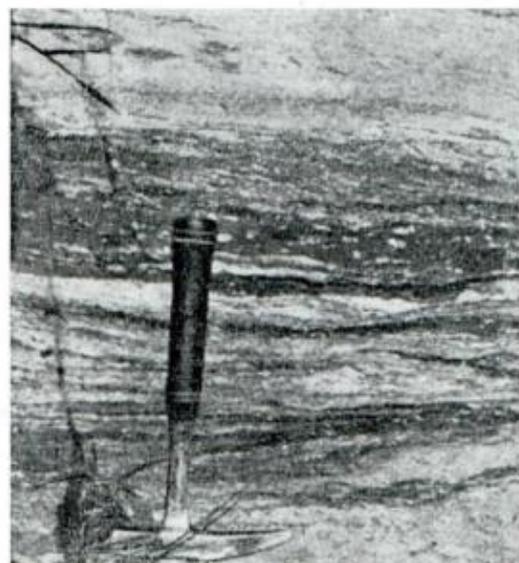
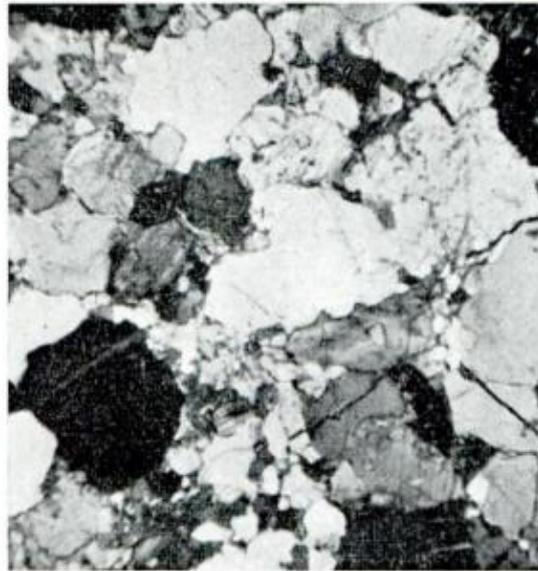
- ESKOLA, P., 1952. *On the granulites of Lapland*. — Amer. J. Sci., Bowen Vol., 133-171.
- GERTH, E., 1914. *Constitución geológica, hidrogeológica y minerales de aplicación en la provincia de San Luis*. — An. Min. Agr. Sec. Geol. Mineral. Min., X, 2.
- GONZÁLEZ BONORINO, F., 1950. *Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas*. — Rev. Asoc. Geol. Argentina, V, 3, 81-110.
- HESS, H. H., 1952. *Orthopyroxenes of the Bushveld type, etc.* — Bowen Vol. Amer. J. Sci., 173-187.
- KRANCK, E. H., 1936. *Zur Tektonik der Lappländischen Granulite*. — Comm. Géol. Finlande Bull. 115, pp. 373-386.
- PASTORE, F. y R. R. L. GONZÁLEZ, 1954. *Descripción geológica de la Hoja 23g., San Francisco (San Luis)*. — Bol. Dir. Nac. Min., n° 80, Buenos Aires.
- PASTORE, F. y O. RUIZ HUIDOBRO, 1952. *Descripción geológica de la Hoja 24g., Sa-ladillo (San Luis)*. — Bol. Dir. Nac. Minería, n° 78, Buenos Aires.
- SCHAIRER, J. F. y N. L. BOWEN, 1947. *The system anorthite-leucite-silica*. — Bull. Comm. Geol. Finlande, Eskola Vol., n° 140, 67-87.
- SCHEUMANN, K. H., R. BOSSDORF y TH. BOCK, 1961. *Versuch einer genetischen Deutung der Lappländischen Granulite*. — Bull. Comm. Geol. Finlande, n° 196, 327-336.
- SCHEUMANN, K. H., 1961. *"Granulit", eine petrographische definition*. — Neues Jahrb. Mineral., Monatsheft 4, 75-80.
- TROGGER, W. E., 1952. *Optische Bestimmung der gesteinbildenden Mineralen*. — Teil 1, Stuttgart.

Manuscrito recibido en junio de 1962.



LAMINA III

- Fig. 1.— Granulita ácida tonalítica, Viroreco, contacto occidental. Grano algo más grueso y menor proporción de biotita que en la roca de la lám. II, fig. 6. Nótese los individuos de granate.
- Fig. 2.— Aspecto microscópico de la granulita granodiorítica de la lám. II, fig. 6. Textura granoblástica, panalotriomorfa. Cuarzo, plagioclasa, microclino, mirmequita, granate (abajo, izquierda).
- Fig. 3.— Granulita aplítica, Viroreco, tabique interno. Por el color gris y amarillento, el grano fino y homogéneo, y la textura sacaroide, esta roca se asemeja mucho a una aplita, de la que se diferencia especialmente por el exceso de cuarzo (casi 2/3 del total); tiene además microclino (1/5); plagioclasa (An_{55} , 1/10); biotita y granate.
- Fig. 4.— Granulítica aplítica bandeada; Viroreco, tabique interno. Alternancia de bandas biotíticas y leucocráticas; metacrístales de granate.
- Fig. 5.— Afloramiento de granulitas ácidas, cerca del contacto oeste del cuerpo de Viroreco. Las bandas más claras y de grano más grueso que predominan en la parte inferior y superior de la figura, son granulitas ricas en plagioclasa y microclino; las más oscuras, delgadas, son bandas ricas en mica y cuarzo. Las bandas grises de tono intermedio tienen composición variable entre granulita fina y cuarcita feldespática. El bandeo es vertical, lo mismo que el eje de los repliegues.
- Fig. 6.— Afloramiento de granulita (bandas espesas de color gris claro) y milonita cuarzo-biotítica (color negruzco) con metablastos lenticulares de oligoclasa y "colas" cuarzosas. Granate y sillimanita son componentes comunes de la facies milonítica.



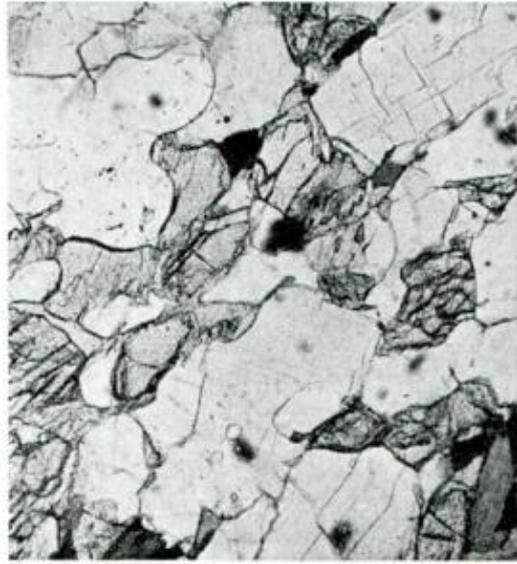
LAMINA IV

- Fig. 1.— Granulita cuarzo-piroxénica-plagioclásica-biotítica. Virocco, contacto oeste. La superficie fotografiada es un plano de esquistosidad relativamente rico en biotita, la que se destaca del agregado claro de plagioclasa y cuarzo. La presencia de algunas delgadas bandas lenticulares más cuarzosas se manifiesta en protuberancias de color claro.
- Fig. 2.— Aspecto microscópico de la granulita básica de la figura anterior; plagioclasa (An_{80}); cuarzo; biotita; broncita, levemente uralitizada en los bordes. Se ve, además, magnetita.
- Fig. 3.— Uralitización marginal de la broncita. Nicoles cruzados. Las Aguilas, filón marginal. Plagioclasa es An_{70} . El anfíbol es pargasita incolora.
- Fig. 4.— Uralitización avanzada del ortopiroxeno en pargasita incolora. Nicoles paralelos. Virocco. El anfíbol es solamente en partes homotáxico respecto al ortopiroxeno. Plagioclasa básica, (An_{80}).
- Fig. 5.— Alteración deutérica de hornblenda en pargasita. Gabbro hornbléndico, Virocco. Nicoles cruzados. Parte de la pargasita incolora es homotáxica con la hornblenda, pero la mayoría forma agregados plumosos de orientación variable.
- Fig. 6.— Norita hornbléndica, parte central del cuerpo de Virocco. Leve foliación en dirección diagonal.

1



2



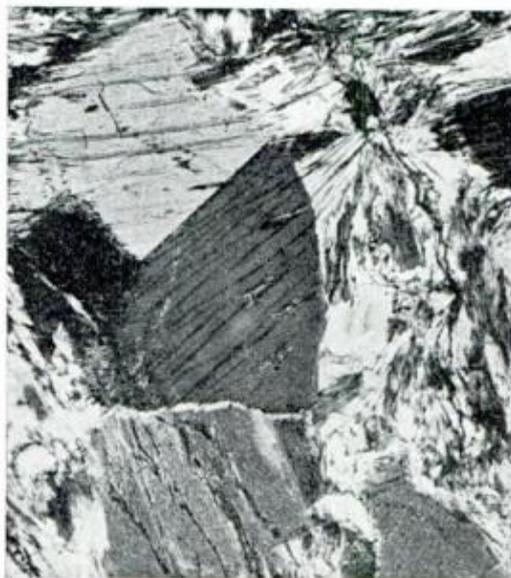
3



4



5



6



LAMINA V

- Fig. 1.—Norita, Virorco. Aspecto microscópico, nicoles cruzados. La plagioclasa es bitownita (An_{30}); el piroxeno es broncita.
- Fig. 2.—Norita hornbléndica, Virorco. La plagioclasa es bitownita y el piroxeno es broncita. Mineral opaco, ilmenomagnetita. La hornblenda tiene tendencia poiquilítica.
- Fig. 3.—Aspecto característico de la norita hornbléndica, facies gruesa. Virorco, raíz central del cuerpo.
- Fig. 4.—Hornblendita piroxénica, Virorco. Cristales cortos de hornblenda en una matriz de ortopiroxeno y bitownita.
- Fig. 5.—Lentes norítica en norita hornbléndica. Las lentes son ricas en plagioclasa.
- Fig. 6.—Bandeado en la roca básica de la parte alta del cuerpo de Virorco. La roca es principalmente hornbléndica norítica; la disyunción está determinada por la disposición planar de la hornblenda. Los "estratos" inclinan al WNW.

1



2



3



4



5



6



COMENTARIO BIBLIOGRAFICO

JACOBS, J. A.; RUSSELL, R. D. y WILSON, T. J. *Physics and Geology*. Mac Graw Hill Book Company. New York 1959, 424 pp.

De la normal producción bibliográfica de textos y manuales referida a las Ciencias Geológicas y en la cual muchas veces los títulos se repiten, se destaca por su factura este libro de la International Series in the Earth Sciences (Robert B. Shrock, editor) y que fuera producto de tres profesores de los Departamentos de Física y de Geología de la Universidad de Toronto (Canadá). Si bien los tres autores son físicos, cada uno de ellos trabaja en campos distintos; así, Wilson tiene entrenamiento como geólogo, Jacobo como matemático y Russel como químico. En la preparación de la obra los tres se dividieron la tarea, pero el manuscrito final fue leído y corregido por todos, lo que seguramente explica la claridad de exposición de los temas tratados.

Según su prólogo, la obra se propone cumplir un doble objetivo: 1) Dar a los estudiosos de la geología los conceptos fundamentales de la Física de la Tierra, y 2) Dar a los científicos un conocimiento de la geología y de sus relaciones con la Geofísica.

Los primeros capítulos tratan temas de la Física de la Tierra; así comienzan con: El Universo y el Sistema Solar, Sismología y el Interior de la Tierra, Composición de la Tierra, la Figura de Tierra y la Gravedad e Historia Termal de la Tierra.

Los capítulos siguientes enlazan más estrechamente la unión entre Geología, Física y Química. Ellos son: Geomagnetismo, Geocronología, Geología de los Isótopos. Los últimos capítulos están dedicados a la exposición de los temas con los cuales trata en última instancia el trabajo de los geólogos; Comportamiento Mecánico de los Materiales de la Tierra; Investigación de los Pisos Oceánicos, Los Pisos Oceánicos, Las Cadenas Montañosas Oceánicas; Los Arcos Islámicos y Montañosas; Montañosas Inactivas y Continentales. Origen de las Características de la Tierra y Glaciología. Un capítulo de ubicación incierta es el de física de la atmósfera, pero sus autores justifican su inclusión considerando que en un amplio sentido la geofísica trata también la Física de la Asmósfera Superior, y que la *Aeronomía* está muy relacionada con el Geomagnetismo.

En cuanto a los primeros capítulos en los cuales las consideracioness matemá-

ticas son indispensables para su entendimiento, evidentemente los autores han tenido sumo cuidado de no caer en la exageración del formuleo, que bien podría haber esterilizado su esfuerzo en una obra que en parte está dirigida a que los estudiosos de la geología tengan una introducción a la Física de la Tierra.

Con respecto a los capítulos dedicados a la exposición de temas geológicos, ellos están sobriamente tratados y dan un amplio panorama de cada uno. Las distintas teorías para explicar los hechos geológicos están expuestas con claridad e incluyen críticas a las respuestas dadas.

Los temas tratados, su presentación, la elección de las ilustraciones, las tablas y diagramas originales, así como también su amenidad, hacen de este libro una obra de lectura y consulta tanto para geólogos como para físicos y químicos.

En total comprende 17 capítulos, 6 apéndices que aumentan la calidad de la obra y tres índices: de autores, geográfico y de temas. Cada capítulo posee una lista bibliográfica seleccionada sobre el tema tratado.

En resumen, el geólogo que lee esta obra encontrará que el primer enunciado de su prólogo ha sido satisfactoriamente cumplida.

Algunos pequeños detalles han escapado al cuidado de los autores, tal el caso de la figura 15-9 (pág. 333), en la cual los datos han sido mal compilados.

Julio de 1962

R. A. ZARDINI

ESTA ENTREGA
SE TERMINÓ DE IMPRIMIR EN DÍA 14 DE SETIEMBRE DE 1962
EN LA IMPRENTA Y CASA EDITORA « CONI »
PERÚ 684, BUENOS AIRES

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

COMISION DIRECTIVA: *Presidente:* DR. HORACIO H. CAMACHO; *Vicepresidente:* DR. ANGEL V. BORRELLO; *Secretario:* DR. CARLOS O. LATORRE; *Tesorero:* DR. CARLOS A. MENÉNDEZ; *Vocales:* DR. ARTURO J. AMOS, DR. PEDRO GARCÍA VIZCARRA Y DR. BERNABÉ QUARTINO; *Vocales suplentes:* DR. ENRIQUE LINARES Y DR. HÉCTOR J. PÉNDOLA.

SUBCOMISION DE LA REVISTA: DR. CARLOS A. MENÉNDEZ, DR. BERNABÉ QUARTINO Y DR. ARTURO J. AMOS.

INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

1) Los autores se ajustarán, en la preparación de sus originales, a las siguientes indicaciones:

1) Los originales deben ser escritos a máquina — *ne varietur* — a dos espacios y con las hojas escritas en una sola de sus caras.

2) La lista bibliográfica llevará por título: "Lista de trabajos citados en el texto". Será confeccionada por orden alfabético, según sus autores y en orden cronológico cuando se citen varias obras del mismo autor. Si dos o más obras del mismo autor han sido publicadas en el mismo año, se distinguirán con las letras *a*, *b*, *c*, etc. Las respectivas citas llevarán las indicaciones siguientes: apellido completo e iniciales del nombre del autor; título completo de la obra; lugar y fecha de publicación. Tratándose de artículos aparecidos en publicaciones periódicas, se incluirá el nombre de las mismas convenientemente abreviado, con indicaciones del tomo y la página en que dicho artículo se encuentra. Se evitará el uso de términos superfluos tales como tomo, volumen; páginas, etc. A este efecto y para evitar confusiones, los números para distinguir los tomos se escribirán en caracteres romanos y aquellos referentes a las páginas en caracteres arábigos.

3) Las citas bibliográficas deberán ser incluídas en el texto y referirse a la lista bibliográfica inserta al final de cada artículo.

4) Las ilustraciones consistentes en dibujos deberán ser confeccionadas en tinta china indeleble. A los efectos de su mejor reproducción, es conveniente que ellas sean presentadas a doble tamaño del que serán publicadas.

5) Los autores subrayarán con línea *entera* los vocablos que deban ser compuestos en bastardilla; con línea *cortada* los que deban ir en versalita y con línea *doble* los que deban ser compuestos en negrita.

La correspondencia de la Asociación deberá ser dirigida a

PERU 222, Buenos Aires (Rep. Argentina)

Toda la correspondencia referente a suscripciones, colecciones o números sueltos, debe ser dirigida a

LIBRART S. R. L., CORRIENTES 127, Buenos Aires

Representante y distribuidor exclusivo para toda la República Argentina y el exterior.

COMISION DE INVESTIGACION CIENTIFICA (CIC)

BIBLIOGRAFIA GEOLOGICA Y CARTOGRAFICA

DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES

con INDICE GEOGRAFICO DE LA « BIBLIOGRAFIA GEOLOGICA »

con CARTOGRAFIA GEOLOGICA

- a) Cartas generales
- b) Cartas provinciales, interprovinciales, regionales o parciales de Buenos Aires

con CARTOGRAFIA TOPOGRAFICA

- a) Cartas generales
- b) Cartas provinciales, interprovinciales, regionales o parciales de Buenos Aires.
- c) RELEVAMIENTOS AEREOS

La PLATA, 1961.

145 páginas.

17 × 26 cm.

Precio: m\$ n. 260.—

DISTRIBUIDORA EXCLUSIVA Y VENTAS:

LIBRART S.R.L.

CORRIENTES 127 (Edificio Bolsa de Cereales)

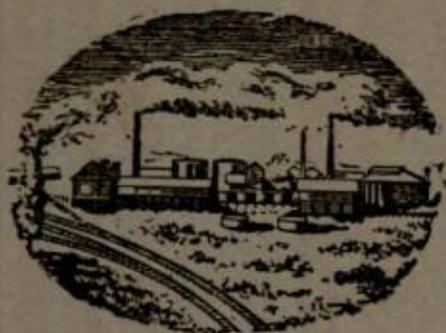
Tel. 31-4368

BUENOS AIRES

Compramos Obras y Colecciones de Publicaciones
Periódicas de

GEOLOGIA Y PALEONTOLOGIA

especialmente de Ameghino, Borrello, Feruglio,
Frenguelli, Groeber, Keidel, Windhausen, etc.



Medio Siglo de vida argentina

1911... Con el primer cargamento de nafta y kerosene traído a bordo del velero "Hall", comienzan las actividades de la que luego sería la actual Esso Sociedad Anónima Petrolera Argentina,

1961... En el año de su Cincuentenario, Esso Sociedad Anónima Petrolera Argentina siente la satisfacción de haber recorrido un largo camino de realizaciones al servicio del progreso de la República y del bienestar de sus habitantes. Y lo celebra con el lema que es expresión de propósitos: "Si es importante lo hecho, más importante es lo por hacer".

