

## REVISTA

DE LA

## ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

## SUMARIO

MARTÍN HALPERN, ENRIQUE LINARES Y CARLOS O. LATORRE, Estudio preliminar por el método estroncio-rubidio de rocas metamórficas y graníticas de la provincia de San Luis, República Argentina.....	293
MARTÍN HALPERN Y ENRIQUE LINARES, Edad rubidio-estroncio de las rocas graníticas del basamento cristalino del área de Olavarría, provincia de Buenos Aires, República Argentina.....	303
MILKA K. DE BRODTKORB, La cobalto-pentlandita del yacimiento Salamanca, provincia de Mendoza, República Argentina.....	307
J. G. FUENTES, Significado de las novedades petrológicas del basamento cristalino de Olavarría, provincia de Buenos Aires, República Argentina.....	311
HÉCTOR H. GARCÍA, Geología del yacimiento tipo Pórfido Cuprífero « Bajo Las Pampitas », departamento Belén, provincia de Catamarca, República Argentina.....	319
MARTA CLAUDIA VIVIERS, Rocas básicas de los cerros Pastel y Puricelli, provincia de Chubut, República Argentina y los fenómenos de diferenciación.....	329
BRIAN J. J. EMBLETON, Resultados paleomagnéticos del basalto de la base de la Formación La Colina (Paganzo Medio), La Rioja, República Argentina.....	347
LEXICOLOGÍA GEOLÓGICA.....	352
NATALIA I. ROSSI, Primer hallazgo de yacimientos de diópsido y tremolita en la República Argentina.....	353
CORRIGENDA.....	358
VÍCTOR A. RAMOS, Estratigrafía y estructura del terciario en la Sierra de los Colorados (provincia de La Rioja), República Argentina.....	359
NOTAS BREVES :	
ELDA CRISTINA DI PAOLA, Resultados preliminares del estudio sedimentológico del Grupo Paganzo, en el área tipo Paganzo-Amaná, provincia de La Rioja.....	383
HÉCTOR H. GARCÍA, Calizas cristalinas en la Puna Austral.....	384
NOTA AL DIRECTOR.....	385
COMENTARIOS BIBLIOGRÁFICOS.....	386

BUENOS AIRES

REPUBLICA ARGENTINA

1970

## LEXICOLOGIA GEOLOGICA

**AULACOGENO.**—Según Khain y Muratov (1968) hay muchas zonas plegadas intracratónicas relacionadas con estructuras de tipo particular, depresiones semejantes a grabens (fosas), que N. Schatsky (1940) llamó *aulacogenos*, los cuales tienen muchos rasgos comunes con las depresiones geosinclinales. Los aulacogenos pueden ser *simples* o *compuestos*.

El aulacogeno *simple* comienza su génesis con el proceso de hundimiento y consecuente relleno durante el cual, se acumulan en el surco los sedimentos marinos, variables desde depósitos de aguas profundas hasta litorales, alternando con estos últimos, depósitos continentales o seguidos por ellos. Su génesis termina con la fase tecto-orogénica que pliega y eleva los sedimentos sobre el nivel del mar y el aulacogeno deja de serlo.

El aulacogeno *compuesto* se origina por la sucesión de dos o más procesos de hundimiento y el levantamiento que ocurre antes de terminar la última fase del hundimiento y relleno, por efecto de la fase final tecto-orogénica. Al comienzo de cada etapa de hundimiento, se produce el desplazamiento del eje de máximo hundimiento hacia uno de los bordes del aulacogeno, dirigiéndose siempre en el mismo sentido.

Al terminar la fase tecto-orogénica, el aulacogeno *compuesto*, como el *simple* se convierte en *cadena plegada aulacogénica*. Véase Horacio J. Harrington, "Las Sierras Australes de Buenos Aires, Rep. Argentina, Cadena Aulacogénica", Revista, tomo XXV, N° 2.

**ARCHIPIELAGO MESOZOICO.**—Esta expresión alude a las características que debió presentar la región neuquina, en determinados momentos posteriores a la invasión de mares jurásicos, con la presencia de numerosas áreas emergentes que configurarían un archipiélago, parte de las cuales sucumbieron posteriormente por los procesos erosivos y el diastrofismo jurásico. Ver Osvaldo I. Bracaccini, Revista tomo XXV, N° 2.

**ENGOLFAMIENTO NEUQUINO.**—Los terrenos que integran el engolfamiento neuquino de las Acumulaciones Mesozoicas, están cubiertos en la región extra-andina de la provincia del Neuquén por las acumulaciones continentales de los Estratos con Dinosaurios (Neuqueniano). La expresión alude a la formación de dos subcuencas, una al norte y otra al sur, que probablemente se originaron por la continuación oriental del macizo de Chacabuco, que en forma de guirnalda de islas y con orientación noreste, avanza debajo de la cubierta de los Estratos con Dinosaurios. Véase Osvaldo I. Bracaccini, Revista, tomo XXV, N° 2.

LA DIRECCIÓN

This One



ZRNQ-G2N-Y8YR

ESTUDIO PRELIMINAR POR EL METODO ESTRONCIO-RUBIDIO  
DE ROCAS METAMORFICAS Y GRANITICAS  
DE LA PROVINCIA DE SAN LUIS, REPUBLICA ARGENTINA \*

POR MARTIN HALPERN<sup>1</sup>, ENRIQUE LINARES<sup>2</sup> Y CARLOS O. LATORRE<sup>2</sup>

RESUMEN

Se dan a conocer las concentraciones de Rb<sup>87</sup>, Sr<sup>86</sup> y el valor de la relación Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> de muestras analizadas por el método Rb/Sr sobre roca total, de rocas metamórficas e ígneas del noreste de la provincia de San Luis, Argentina. Las muestras de plutonitas corresponden a cuerpos ígneos que intruyen al basamento metamórfico, pero que no se encuentran conectados en superficie entre sí. La representación gráfica de las relaciones Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> y Rb<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> permite obtener cuatro isocronas (?) de 2-3 puntos cada una, en las cuales las edades calculadas están fijadas por una muestra de roca total que posee un alto valor de las relaciones Rb/Sr y Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup>. Las edades calculadas ( $\lambda_2 = 1,47 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ ) son  $540 \pm 15$  m.a. para el basamento metamórfico;  $500 \pm 20$ ;  $415 \pm 25$  y  $338 \pm 15$  m.a. para las rocas ígneas plutónicas. Estas edades son concordantes con otras obtenidas aplicando los métodos K-Ar, U-Pb, Rb-Sr y Pb en áreas vecinas de Córdoba y San Luis (Linares y Latorre, 1969).

ABSTRACT

Concentrations of Rb<sup>87</sup>, Sr<sup>86</sup>, and Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> ratios are reported for total rock samples from the igneous and metamorphic basement of San Luis Province, Argentina. The samples of plutonic rocks are from igneous bodies which intrude the metamorphic basement, but are themselves not connected on the present topographic surface. A plot of Rb<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> ratios against Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> ratios gives four 2-or-3 point isochron (?) lines in which the calculated age is controlled by one total rock sample having relatively high Rb/Sr and Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> ratios.

Calculated ages ( $\lambda_2 = 1,47 \times 10^{-11} \text{ yr}^{-1}$ ) are:  $540 \pm 15$  m.y. for the metamorphic basement;  $500 \pm 20$ ,  $415 \pm 25$ , and  $338 \pm 15$  m.y. for the plutonic igneous rocks. These calculated ages are fairly consistent with dates obtained by the K-Ar, U-Pb, Rb-Sr, and Pb- $\alpha$  methods for rocks in neighbouring areas of San Luis and Córdoba Provinces (Linares and Latorre, 1969).

1. INTRODUCCION

Se dan a conocer las edades obtenidas por el método estroncio-rubidio sobre roca total, de muestras provenientes de la zona nororiental de la provincia de

San Luis. La descripción petrográfica de las mismas se incluye en el Apéndice.

Los afloramientos en la zona en estudio están compuestos de rocas metamórficas y graníticas, cuyas relaciones de campo han sido discutidas previamente por otros autores (Pastore, 1932; Harrington, 1956; Stipanovic y Linares, 1968 y Linares y Latorre, 1969).

Para las rocas de la provincia de Córdoba y algunas de las de San Luis, Linares y Latorre (1969) distinguieron tres posibles fases de actividad plutónica

\* Contribución Nº 124 de la Universidad de Texas at Dallas (anteriormente, Southwest Center for Advanced Studies, Dallas, Texas, EE. UU. de Norte América).

<sup>1</sup> Universidad de Texas at Dallas, Dallas, Texas, EE. UU. de Norte América.

<sup>2</sup> Comisión Nacional de Energía Atómica, Buenos Aires, Rep. Argentina.

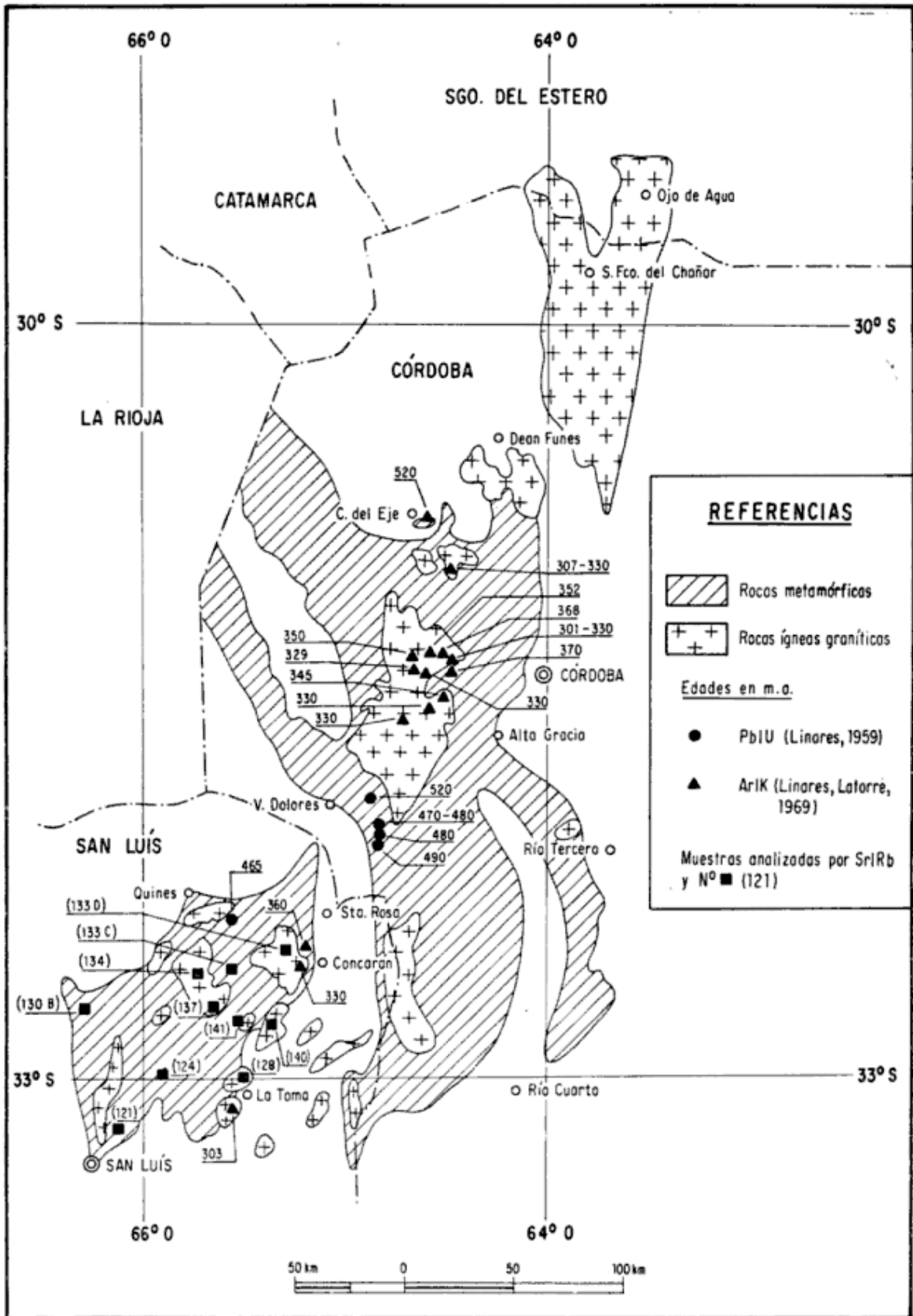


Fig. 1. — Ubicación de las muestras analizadas por el método estroncio-rubidio sobre roca total y edades de otras muestras del área, obtenidas por los métodos U/Pb y K/Ar.

## CUADRO 1

## Localización de las muestras analizadas y clasificación petrográfica

Muestras N°	Localidad	Clasificación
124.....	Rincón del Valle, 12 km al N de El Trapiche	Gneis-granítico
130 B.....	15 km a S de San Francisco, en la ruta San Luis-Quines	Gneis-granítico
133 C.....	6 km al E de Villa Praga, en el camino Concarán-Viila Praga	Gneis-Oranítico
133 D.....	15 km al E de Villa Praga, en el camino Concarán-Villa Praga	Granito-turmalínico
137.....	17 km al SE de Villa Praga, en el camino Villa Praga-Renca	Granito con granate
134.....	7 km al O de Villa Praga, en el camino a Las Charas	Granito porfiroide rosado
140.....	1 km al O de Renca, en el camino Villa Praga-Renca	Granite porfiroide rosado
141.....	Cantera Peña Pintada, 20 km al SO de Tilisarao	Granito rosado
121.....	22 km al NO de El Volcán, en el camino al dique La Florida sobre la margen derecha de la ruta	Granito gris
128.....	2 km al O de La Totorá, en el camino El Volcán-La Toma	Granodiorita gris

con edades de 300-330 m.a., 350-380 m.a. y 450-520 m.a., en base a los resultados obtenidos por la aplicación de varios métodos de datación geológica (U-Pb, KAr, Rb-Sr y Pb- $\alpha$ ), sobre aproximadamente unas 30 muestras. En este trabajo se dan a conocer los resultados preliminares obtenidos por medio del método estroncio-rubidio, sobre muestras que afloran en la provincia de San Luis, al sur y oeste de Córdoba, los que son concordantes con los hallados por los autores citados más arriba.

La localización de las muestras analizadas y su clasificación petrográfica se indican en el cuadro 1, mientras que en la figura 1 se da la ubicación de las mismas, como así también la de otras muestras de áreas cercanas, para las cuales se conocen sus edades geológicas.

## 2. ANALISIS ISOTOPICOS POR ESTRONCIO Y RUBIDIO

Las muestras analizadas fueron primeramente molidas a grano muy fino (menor de malla 200), con el fin de obtener una muy buena homogeneización de las mismas. Luego de disolver la muestra, la solución obtenida se divide en tres fracciones. Sobre una de ellas se determina el valor de la relación  $Sr^{87}/Sr^{86}$  y sobre otra, luego de añadirsele un trazador enriquecido en  $Sr^{86}$ , se halla la concentración de  $Sr^{86}$ . En ambos casos, el estroncio es separado utilizando columnas con resinas de intercambio catiónico. Sobre la última fracción y luego de añadirsele un trazador enriquecido en  $Rb^{87}$ , se determina la concentración de  $Rb^{87}$ , colocando directa-

## CUADRO 2

Análisis isotópicos por estroncio y rubidio de las muestras de roca total de la provincia de San Luis

Muestra N°	Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	Rb <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	Rb <sup>87</sup> µm/g	Sr <sup>86</sup> µm/g	Rb ppm	Sr común ppm
121.....	0,7843	16,0 <sub>8</sub>	1,00 <sub>2</sub>	0,0623	309	55,4
124.....	1,226	65,0	1,26 <sub>4</sub>	0,0194 <sub>3</sub>	389	17,3
128.....	0,7095	1,001	0,64 <sub>1</sub>	0,641	197	570
130 B.....	0,7272	2,46	0,381	0,155	117	138
133 C.....	0,7347	2,93	0,496	0,169	153	150
133 D.....	0,8026	12,8 <sub>3</sub>	0,795	0,0618	245	55,0
134.....	0,7135	1,167	0,785	0,672	242	597
137.....	0,7110	0,366	0,121 <sub>6</sub>	0,332	37,5	295
140.....	0,7123	1,025	0,571	0,557	176	495
141.....	0,7386	5,32	0,816	0,153	251	136

\* Valores normalizados para una relación Sr<sup>86</sup>/Sr<sup>88</sup> de 0,1194.

mente la misma sobre el filamento de la fuente de ionización del espectrómetro de masa.

Sobre la primera fracción (no enriquecida en Sr<sup>86</sup>) se mide la composición isotópica natural del estroncio, utilizando un espectrómetro de masa de 12 pulgadas de radio, con electroimán de 60°, foco simple y fuente de ionización con triple filamento. Los análisis sobre las restantes fracciones, enriquecidas con trazador (para Sr y Rb respectivamente), se efectúan en un espectrómetro de masa de 6 pulgadas de radio, electroimán de 60°, foco simple y fuente de ionización de triple filamento. Cada espectrómetro posee un colector a caja de Faraday, siendo las corrientes iónicas amplificadas por medio de un electrómetro de lámina vibrante. Los picos correspondientes a cada masa son registrados por medio de un registrador con escala expandible.

Los análisis isotópicos fueron efectuados por Halpern en la Universidad de Texas at Dallas.

Los resultados de los análisis de Rb

y Sr efectuados sobre una solución para cada muestra, se dan en la tabla 2. Para otras muestras preparadas en igual forma pero analizadas por duplicado, se ha demostrado que los valores de la relación Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> concuerdan dentro del 0.1 % y para la relación Rb<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> dentro del 2 % (Halpern, 1967; Halpern, 1968).

El valor actual de la relación Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> de cada muestra fue medido directamente y normalizado con respecto al valor Sr<sup>86</sup>/Sr<sup>88</sup> de 0.1194. En el momento de efectuarse estos análisis el valor de la relación Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> del standard Eimer and Amend del Massachusetts Institute of Technology (CO<sub>3</sub>Sr), fue medido como 0.7080<sub>0</sub> ± 0,0002<sub>8</sub> (promedio de 9 análisis).

El error de cada edad calculada es cercano al 5 %. Debe notarse que para cada isocrona (?) de las figuras 2 y 3, el punto más alto es el que fija la edad. Los puntos ubicados cercanos al eje Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> corresponden a muestras pobres en Sr<sup>87</sup> radiogénico y cuya relación Rb/Sr es muy baja. Estos puntos no pue-

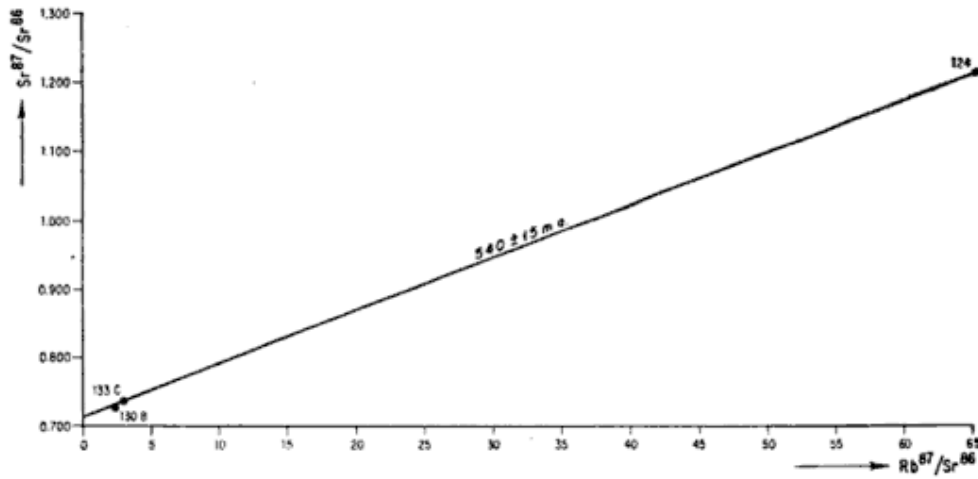


Fig. 2. — Representación de los valores de las relaciones  $Sr^{87}/Sr^{86}$  y  $Rb^{87}/Sr^{86}$ , para las rocas metamórficas del noreste de la provincia de San Luis

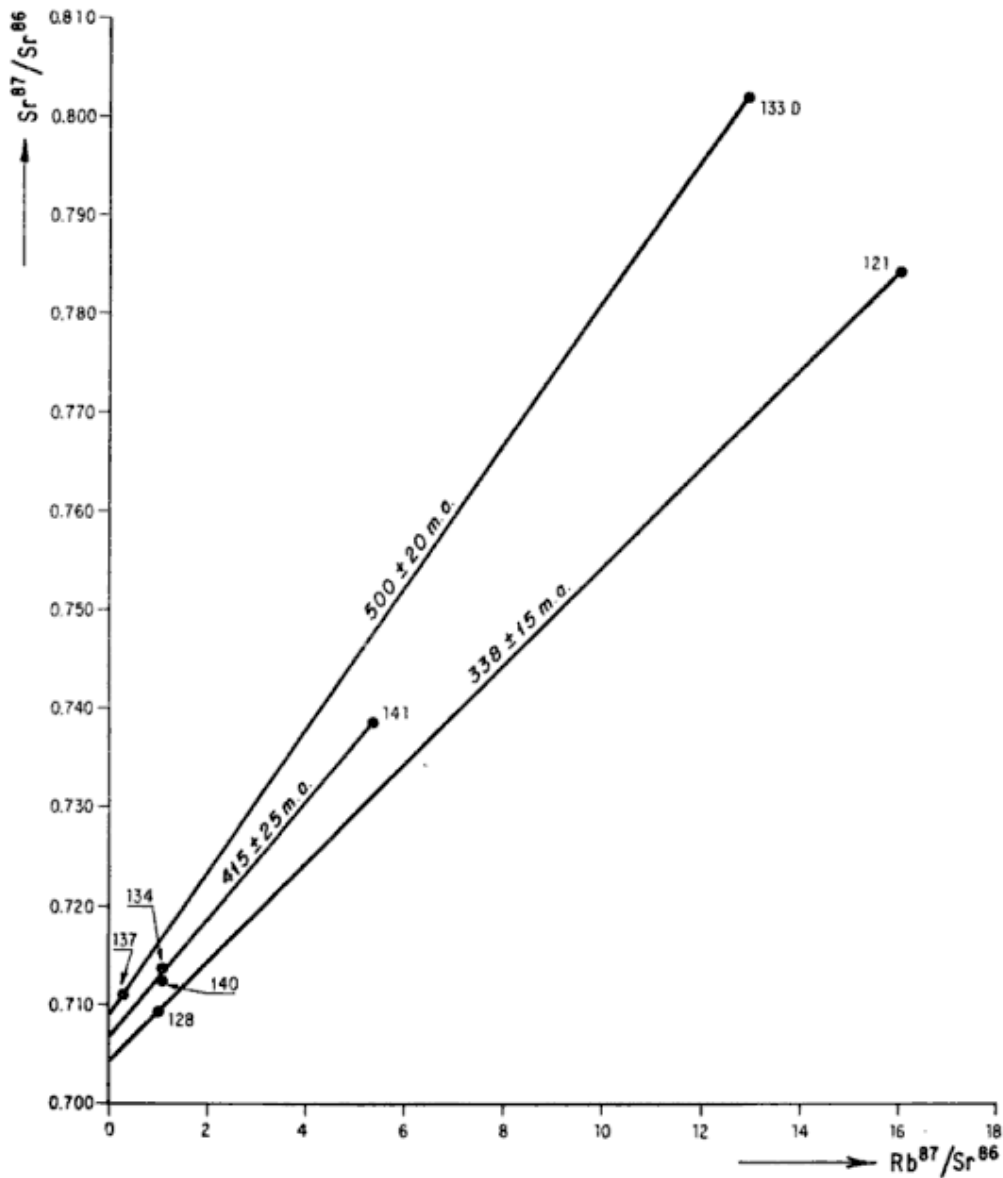


Fig. 3. — Representación de los valores de las relaciones  $Sr^{87}/Sr^{86}$  y  $Rb^{87}/Sr^{86}$ , para las rocas ígneas del noreste de la provincia de San Luis

den utilizarse con el fin de obtener edades precisas.

En este trabajo se ha utilizado  $\lambda_3 = 1,47 \times 10^{-11} \text{a}^{-1}$  ( $t_{1/2} = 47 \times 10^9 \text{a.}$ ) que es la constante de desintegración utilizada en el cálculo de la edad (McMullen *et al.*, 1966). La constante de desintegración  $\lambda_3 = 1,39 \times 10^{-11} \text{a}^{-1}$ , correspondiente a una vida media de  $50 \times 10^9 \text{a.}$  (Aldrich *et al.*, 1956), aumenta las edades presentadas en aproximadamente un 6 %.

Para los límites de las eras geológicas se ha seguido la escala geocronológica de Kulp (1961).

Los datos del cuadro N° 1 se representan en las fig. 2 y 3, en las cuales las relaciones  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  y  $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$  están representadas, mientras que en la fig. 1 se dan las localidades de donde provienen las muestras analizadas.

Las rocas del basamento metamórfico están representadas por las muestras 124, 130 B y 133 C. La edad calculada para ellas es de  $540 \pm 15 \text{ m.a.}$  con un valor para la relación inicial  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  cercano a 0,710.

Las muestras de las rocas plutónicas provienen de cuerpos ígneos que intruyen al basamento metamórfico, pero que no están conectados entre sí. Los datos analíticos permiten obtener tres isócronas (?), para las cuales las edades calculadas y los valores de la relación inicial  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  son los siguientes:

Muestra N°	Edad en m. a.	Valor inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$
133 D, 137...	$500 \pm 20$	0,708
134, 140, 141.	$415 \pm 25$	0,706
121, 128.....	$338 \pm 15$	0,705

La separación de las muestras de rocas graníticas en los tres grupos señalados que se corresponden con tres edades geológicas diferentes, se efectuó de acuerdo a las características mineralógico-petrográficas de las muestras ana-

lizadas, como puede observarse en la descripción dada en el Apéndice y en la Tabla N° 1.

### 3. CONCLUSIONES

Con los datos obtenidos en el estudio preliminar por el método estroncio-rubidio sobre roca total, de muestras de rocas metamórficas e ígneas de la provincia de San Luis, se pueden sacar las siguientes conclusiones:

1. Las rocas metamórficas e ígneas de la zona estudiada, pertenecen al parecer por entero al Paleozoico y no al Precámbrico como era supuesto con anterioridad (Mapa Geológico de América del Sur, 1964).
2. Las rocas metamórficas, las más antiguas, dan una edad de  $540 \pm 20 \text{ m. a.}$
3. Las rocas ígneas plutónicas corresponden a tres fases de actividad ígnea, ubicadas en 500, 415 y 338 m. a. Muestras adicionales provenientes de estos cuerpos ígneos, serán analizadas en un futuro cercano.
4. Los resultados aquí presentados indican que las rocas del noroeste de San Luis, son similares en edad a las de Córdoba y de otras áreas de San Luis (Linares y Latorre, 1969).
5. Los cuerpos ígneos que al presente se encuentran aislados en la zona estudiada, parecen estar relacionados cronológicamente entre sí y posiblemente se encuentren conectados en profundidad.

*Agradecimientos.* — Uno de los autores (M. H.) agradece el apoyo financiero (Grant N°-GA-1428) de la National Science Foundation (EE. UU. de Norte América), que hizo posible su viaje a la Argentina. Los otros dos autores agradecen a la CNEA el apoyo obtenido pa-



ra realizar las investigaciones presentadas y al CNICT el subsidio otorgado que hizo posible el mismo.

### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aldrich, L. T., et al., 1956. *Half-life of Rb<sup>87</sup>*. Phys. Rev., 103-1045.
- Halpern, M., 1967. *Rubidium-Strontium isotopic age measurements of plutonic igneous rocks in Eastern Ellsworth Land and Northern Antarctic Peninsula, Antarctica*. Journ. Geophys. Research, 72-20, 5133-5142.
- 1968. *Ages of Antarctic and Argentina rocks bearing on Continental Drift*. Earth and Plan. Sci. Lett., 5, 159-167.
- Harrington, H. J., 1956. *Argentina*, en JENKS, W. F. (editor), *Handbook of South America Geology*. Geol. Soc. Amer. Mem., 65. New York.
- Kulp, J. L., 1961. *Geological time-Scale*. Science, V. 133, N° 3459, Washington.
- Linares, E. y Latorre, C. O., 1969. *Edades potasio-argón y plomo-α de rocas graníticas de las provincias de Córdoba y de San Luis*. IVas. Jorn. Geol. Arg., Mendoza (en prensa).
- McMullen, C. C., et al., 1966. *The half-life of Rubidium-87*. Can. Journ. of Phys., 44, 3033.
- Pastore, F., 1932. *Hoja 20 i del mapa geológico de la Argentina*. Min. Agric. Dir. Min. y Geol., Bol. 36. Buenos Aires.
- Stipanovic, P. N. y Linares, E., 1968. *Edades radiométricas determinadas para la República Argentina y su significado geológico*. Bol. Acad. Nac. Cs. Rep. Arg., T. XLVII, ent. 1ª, Córdoba (1969).

### APENDICE

Descripción petrográfica de las muestras analizadas:

*Muestra N° 121*. Granito gris, 22 km al NE de El Volcán, en el camino al dique La Florida, sobre la margen derecha de la ruta.

#### DESCRIPCIÓN MEGASCÓPICA

Roca de estructura granosa y tamaño de grano bastante homogéneo que alcanza en los mayores hasta unos 5 mm.

La roca es compacta, fresca, de fractura irregular y color gris claro. Entre sus componentes se observan, abundante biotita, cuarzo incoloro y blanco, feldespatos blancos, granate y muscovita.

#### DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

I. *Componentes*: Microclino, plagioclasa (An 30), biotita, muscovita y granate.

El microclino se presenta con maclas en enrejado, en individuos hipidiomorfos grandes, caolinizados en el centro. Se observan frecuentemente pertitas y mirmequitas.

La plagioclasa aparece en individuos xenomórficos de tamaños medianos, con maclas polisintéticas de tipo normal.

El cuarzo se presenta con inclusiones fluidas muy abundantes, en individuos xenomórficos con extinción ondulada.

La biotita muestra colores de pleocroísmo que van del pardo rojizo al verde amarillento; es hipidiomorfa.

*Clasificación*: Conforme a los porcentajes de los componentes, que se calcularon en los cortes delgados, se clasifica a esta roca como granito.

*Muestra N° 124*. Gneis-granítico. Rincón del Valle, 12 km al N del El Trapiche.

#### DESCRIPCIÓN MEGASCÓPICA

Roca de colores grises y rosados, con manchas pardas claras de alteración de minerales férricos. La fractura es irregular y el estado de conservación bueno. Entre sus componentes se observan biotita, cuarzo y feldespatos. Es foliada, por la orientación de biotita.

#### DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

I. *Componentes*: Microclino, plagioclasa (An 30), cuarzo, biotita, circón, apatita y granate.

La plagioclasa se presenta en cristales de tamaños diferentes, hipidiomorfa y alotriomorfa, con maclas polisintéticas de tipo normal, en partes alterada a sericita.

El microclino se presenta en individuos pequeños, con maclas en enrejado, alotriomorfos.

La biotita aparece con colores verdes y pardos de pleocroísmo, alterada a clorita y óxido de hierro y dispuesta con orientación marcada.

Se menciona como granate (variedad indeterminada) a un mineral isótropo de relieve e índices altos, traslúcido, incoloro o algo verdoso, que aparece preferentemente sin formas propias y vinculado a biotita.

La apatita y el circón en cristales pequeños, idiomorfos dentro de biotita.

El cuarzo es xenomórfico, con fuerte extinción ondulada, en asociaciones tipo mosaico.

II. *Textura*: La forma general de los granos es granosa inequigranular, con tendencia a grano fino y en parte hipidiomorfa, pero la característica más sobresaliente de la textura es la orientación muy marcada de la biotita y las fuertes consecuencias de cataclasis, por lo tan-

to se la califica de granoso-cataclástica, en parte gneisosa.

*Clasificación:* La proporción relativa de los componentes determinada en los cortes delgados, indica que se trata de una roca de composición granodiorítica con fuertes foliación y cataclasis.

*Muestra N° 128.* Granodiorita gris. 2 km al O de La Titora, en el camino El Volcán-La Toma.

#### DESCRIPCIÓN MEGASCÓPICA

Roca de estructura granosa-porfiroide, en la que se destacan grandes idióblastos de feldespato en una masa granosa de grano mediano. El color es gris, la fractura irregular y el estado de conservación fresco.

#### DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

*I. Componentes:* Plagioclasa (An 30), ortoclasa, cuarzo, biotita, titanita y óxido de hierro.

El feldespato alcalino y la plagioclasa se presentan en grandes cristales hipidiomorfos (mayores de 1 cm); la plagioclasa desarrolla frecuentemente estructura concéntrica y las maclas polisintéticas de tipo normal están enmascaradas. En la ortosa son muy frecuentes las inclusiones peritíticas.

La biotita muestra pleocroísmo de verde a pardo y se halla algo alterada y asociada a cristales hipidiomorfos de titanita y granos de óxido de hierro.

El cuarzo en individuos medios xenomórficos.

*II. Textura:* Granoso-porfiroide.

*Clasificación:* Por las cantidades relativas de los componentes, deducidas de los cortes delgados, se clasifica como granodiorita porfiroide.

*Muestra N° 130 B.*: Gneis-granítico, 15 km al S de San Francisco, en la ruta San Luis-Quines.

#### DESCRIPCIÓN MEGASCÓPICA

Roca de color gris, en partes rosado, de grano mediano a fino y fractura irregular; fresca.

Entre sus componentes se distinguen feldespatos blancos y rosados, cuarzo incoloro y biotita.

#### DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

*I. Componentes:* Ortoclasa, plagioclasa (An 30), cuarzo, biotita, epidoto y clorita.

La ortoclasa se presenta en individuos xeno-

mórficos de tamaños variados con mirmequitas y fuertes efectos cataclásticos, evidenciados en fracturas y extinción ondulada.

La plagioclasa aparece en individuos xenomórficos de tamaños variados, con maclas polisintéticas de tipo normal y con extinción ondulada.

La biotita en individuos xenomórficos, con colores de pleocroísmo verdes y pardos, alterados en partes a epidoto y clorita.

El cuarzo muestra fuertes efectos cataclásticos y se lo observa en individuos grandes, como así también en asociaciones de grano fino intersticial, a modo de textura en mortero.

*II. Textura:* Es en general granosa alotriomorfa, en parte foliada, pero en buena parte merece el calificativo de cataclástica.

*Clasificación:* Las proporciones de los componentes, estimadas en los cortes delgados y la textura, indican que se trata de una roca de composición granítica con estructura cataclástica muy marcada.

*Muestra N° 133 C.*: Gneis-granítico, 6 km al E de Villa Praga, en el camino Concarán-Villa Praga.

#### DESCRIPCIÓN MEGASCÓPICA

Roca de color gris, fractura irregular, con estructura equigranular mediana a fina. Como componentes se distinguen: cuarzo incoloro y blanco, feldespatos blancos y biotita.

#### DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

*I. Componentes:* Plagioclasa, ortoclasa, cuarzo, biotita y muscovita.

La plagioclasa se presenta en grandes individuos xenomórficos, con maclas polisintéticas de tipo normal.

La ortoclasa en individuos grandes xenomórficos, con extinción ondulada y con venillas de caolín.

La biotita con pleocroísmo verde-pardo, con bordes muy irregulares penetrados por otros componentes. La muscovita es escasa.

Cuarzo en individuos grandes, con fuertes efectos cataclásticos (extinción ondulada).

*II. Textura:* Granosa panalotriomorfa, en partes, foliada, con tamaño de grano mediano a grueso y fuertes efectos cataclásticos.

*Clasificación:* La proporción relativa de los componentes según se aprecia en los cortes delgados, indica que se trata de una roca de composición granítica con fuertes efectos cataclásticos.

*Muestra N° 133 D.*: Granito turmalínico. 15 km al E de Villa Praga, en el camino Concarán-Villa Praga.

#### DESCRIPCIÓN MEGASCÓPICA

Roca de color gris claro con manchas negras, de grano mediano y estructura granosa. El estado de conservación es bueno y la fractura irregular. Entre sus componentes se distinguen: cuarzo traslúcido incoloro, feldespatos blancos, prismas de chorlita y granates de color caramelo rojizo, hipidiomorfos,

#### DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

I. *Componentes*: Microclino, plagioclasa (An 25), ortosa?, muscovita, cuarzo, turmalina y apatita.

El microclino se presenta en granos xenomórficos de tamaño mediano y grande, con maclas en enrejado, sin deformaciones.

La plagioclasa en individuos xenomórficos con maclas polisintéticas de tipo normal.

La muscovita en cristales de hábito tabular alargado, hipidiomorfos muchas veces con los bordes desflecados por acción de otros componentes.

Cuarzo, en grandes individuos xenomórficos con extinción ondulada.

Turmalina (variedad chorlita), en individuos grandes hipidiomorfos, deformados y rotos por acción de otros componentes.

Apatita, idiomorfa en granos pequeños.

La ortoclasa (?) en muy escasos individuos.

II. *Textura*: Es granosa, en general alotriomorfa. El tamaño de grano más frecuente es de alrededor de 1 mm y en los casos extremos pueden variar entre 2.5 y 0.15 mm.

*Clasificación*: Granito con turmalina, muscovita y granate.

*Muestra N° 134*: Granito porfiroide rosado. 7 km al O de Villa Praga, en el camino a Las Chaeras.

#### DESCRIPCIÓN MEGASCÓPICA

Roca de estructura granosa porfiroide, de colores gris rosado, fractura irregular; fresca. El tamaño de los granos es heterogéneo; los mayores (que son poco abundantes) alcanzan a 30 x 10 mm y los más comunes a 10 x 5 mm. La forma es granosa, con excepción de los porfiroblastos de feldespato que muestran fuerte idiomorfismo, aunque sus bordes no son rectos.

Como componentes se distinguen, feldespatos rosados maclados, biotita y cuarzo incoloro.

#### DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

I. *Componentes*: Microclino, plagioclasa (An 30), cuarzo, biotita, titanita, magnetita, apatita, carbonato, serpentina, circón, clorita y epidoto.

El microclino (microperitita) se presenta en individuos grandes de hasta 3 cm hipidiomorfos pero sin bordes rectos, en los que se observan las maclas en enrejado con buen desarrollo y sin deformaciones. Presenta inclusiones de tamaño mediano de plagioclasa sericitizadas y maclados en sus centros y con sus bordes frescos y sin maclas. Los contornos de estos cristales incluidos son xenomórficos. El microclino posee también inclusiones de cuarzo mirmequítico.

La plagioclasa se presenta en individuos xenomórficos de tamaños variados (desde 2 a 0.3 mm), fresca en los bordes y generalmente caolinizada en los centros. Gran mayoría de individuos muestra desarrollo concéntrico y todos poseen maclas polisintéticas de tipo normal. En sus bordes suelen presentar alteraciones a carbonato y mirmequitas.

La biotita está representada por cristales xenomórficos invadidos por feldespato y/o cuarzo, deformadas y con colores de pleocroísmo que van del verde al pardo. Sus tamaños son variables y llegan a 5 mm como máximo y en general todos aparentan haber sido cortados por otros componentes.

Asociado a la mica aparecen cristales idiomorfos de titanita y de zircón y xenomórficos de magnetita.

Se pone de manifiesto la posibilidad de que esta biotita (y si no toda, en alguna proporción) pueda ser secundaria a partir de anfíbol, lo cual no ha podido comprobarse fehacientemente.

En algunos sectores se observan restos de un ferromagnésico indeterminado alterado a clorita, epidoto y serpentina.

El cuarzo se observa con extinción ondulada, xenomórfico y ya sea en asociaciones tipo mosaico o como granos aislados, intersticiales. Además, aparece asociado a microclino y plagioclasa en texturas mirmequíticas.

II. *Textura*: Granosa alotriomorfa (con sólo muy pocos individuos automórficos) de grano mediano a muy grueso.

*Clasificación*: Las proporciones establecidas en los cortes delgados y la textura, clasifican a esta roca como granito de grano grueso y porfiroide.

*Muestra N° 137*: Granito con granate. 17 km al SE de Villa Praga, en el camino Villa Praga-Renca.

#### DESCRIPCIÓN MEGASCÓPICA

Roca de estructura granosa con granos medianos a gruesos y fractura irregular; fresca. El color es gris claro y a simple vista se distinguen feldespatos grises y blancos, cuarzo incoloro y biotita.

#### DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

I. *Componentes*: Ortoclasa, plagioclasa (An 30), muscovita, cuarzo, granate, magnetita, clorita y piroxeno ?.

La ortoclasa aparece en individuos xenomórficos alterados a materiales arcillosos, con tamaños medianos.

La plagioclasa en individuos grandes, fracturados con maclas polisintéticas tipo albita e hipidiomorfas.

El cuarzo muestra fuertes efectos cataclásticos, es xenomórfico y de tamaños variados.

La muscovita es escasa en los cortes delgados. El granate en cambio, es abundante, se presenta de color rojizo y subredondeado, en individuos de tamaño pequeño. El clinopiroxeno es muy escaso, hipidiomorfo y rodeado por clorita.

II. *Textura*: Granosa con granos de tamaño mediano.

*Clasificación*: Roca granítica con granate y muscovita.

*Muestra N° 140*: Granito porfiroide rosado. 1 km al O de Renca.

#### DESCRIPCIÓN MEGASCÓPICA

Roca de estructura granosa, color rojo, de grano mediano a grueso, en partes porfiroide. La fractura es irregular y el estado de conservación fresco y entre sus componentes se observan: feldespato rosado y gris, cuarzo y biotita. Hay concentraciones ferromagnéticas como inclusiones líticas.

#### DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

I. *Componentes*: Microclino, plagioclasa (An 30), biotita, titanita, epidoto, magnetita y caolín.

El microclino se presenta en porfiroblastos hipidiomorfos con maclado en enrejado e inclusiones pertíticas; también en individuos xenomórficos pequeños.

La plagioclasa aparece en individuos grandes, hipidiomorfos, con maclas normales, polisintéticas y centros alterados a caolín, sericita y epidoto.

La biotita con colores de pleocroísmo verdes y pardos hipidiomorfa y con bordes invadidos por otros componentes. Asociados a ella aparecen titanita idiomorfa y magnetita xenomórfica.

El cuarzo está representado por individuos xenomórficos grandes y con extinción ondulada.

II. *Textura*: Granosa hipidiomorfa, de grano grueso, en partes porfiroide y con concentraciones de grano fino de cuarzo, biotita (piroxeno ?), granate y plagioclasa, a modo de inclusiones.

*Clasificación*: Las características texturales y las proporciones de los componentes deducidas de los cortes delgados, llevan a clasificar a esta roca como granito porfiroide.

*Muestra N° 141*: Granito rosado. Cantera Peña Pintada, 20 km al SO de Tilisarao.

#### DESCRIPCIÓN MEGASCÓPICA

Roca de fractura irregular, color rosado con partes grises y negras, estructura granosa con tamaño de grano homogéneo que llega en los mayores a 4 x 8 mm. Se distinguen entre sus componentes, cuarzo incoloro, feldespatos rosados y blancos y biotita. La roca es fresca.

#### DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

I. *Componentes*: Microclino, plagioclasa, cuarzo, biotita, apatita, titanita, epidoto y carbonato.

El microclino aparece en individuos xenomórficos grandes de hasta 3 mm con maclas en enrejado sin distorsiones, con abundante inclusiones hipidiomorfas de plagioclasa y sericita.

La plagioclasa (An 30) aparece ya hipidiomorfa ya xenomórfica, con maclas de tipo normal, polisintéticas y con los centros generalmente alterados a materiales arcillosos. Pocos ejemplares aparecen con efectos cataclásticos y extinción ondulada, fibrosos. Son de tamaños menores a los de microclino.

El cuarzo en individuos tan grandes o mayores que el microclino, xenomórficos, con extinción ondulada rellenando intersticios.

La biotita con pleocroísmo verde-pardo, hipidiomorfa muestra efectos de presiones y está fracturada; aparenta ser secundaria de anfíbol.

Apatita en inclusiones idiomorfas dentro de biotita, junto con circón y titanita (hipidiomorfa). El carbonato y el epidoto como secundarios según plagioclasa.

II. *Textura*: Es granosa, en partes hipidiomorfa.

*Clasificación*: Las características texturales y la composición evidenciada en los cortes delgados, lleva a la calificación de granito.

Recibido el 8 de mayo de 1970.

## EDAD RUBIDIO-ESTRONCIO DE LAS ROCAS GRANITICAS DEL BASAMENTO CRISTALINO DEL AREA DE OLAVARRIA, PROVINCIA DE BUENOS AIRES, REPUBLICA ARGENTINA \*

POR MARTIN HALPERN Y ENRIQUE LINARES

### RESUMEN

Se dan a conocer las concentraciones de  $Rb^{87}$ ,  $Sr^{86}$  y el valor de la relación  $Sr^{87}/Sr^{86}$  de cinco muestras de roca del basamento granítico del cerro Redondo, cantera Mónica (Loma Negra), y cantera Cenit (Sierra Chica), Olavarría, provincia de Buenos Aires. La edad calculada en base a esos datos es de  $1,38 \pm 0,08 \times 10^9$  años. El valor de la relación inicial  $Sr^{87}/Sr^{86}$  de  $0,7063 \pm 0,0028$  indica que las rocas en cuestión probablemente se hallaban en la corteza terrestre previamente a la última homogeneización isotópica del rubidio y estroncio contenido en ellas.

### ABSTRACT

Concentrations of  $Rb^{87}$ ,  $Sr^{86}$  and  $Sr^{87}/Sr^{86}$  ratios are reported for five total rock basement samples from cerro Redondo, Mónica Quarry (Loma Negra), and Cenit Quarry, Sierra Chica, Olavarría, Buenos Aires Province. The age is calculated as  $1,38 \pm 0,08 \times 10^9$  years. An initial  $Sr^{87}/Sr^{86}$  ratio of  $0,7063 \pm 0,0028$  supports the hypothesis that the basement at cerro Redondo probably represents the product of Rb and Sr isotopic homogeneization of pre-existing crustal material.

### 1. INTRODUCCION

El presente trabajo da a conocer la edad rubidio-estroncio sobre roca total obtenida sobre cinco muestras de rocas "graníticas" provenientes del área de Olavarría, provincia de Buenos Aires.

Tres de ellas fueron coleccionadas en el lugar denominado cerro Redondo, el que se ubica en el partido de Olavarría, al sur del camino que une las localidades de Olavarría con Azul y unos 2,5 km al SE de la estación Sierras Bayas del

F.C.N.G.R. Las otras dos fueron obtenidas una en la cantera Mónica, ubicada dentro de las propiedades de la Empresa Loma Negra, 15 km al O de Olavarría y la restante en la cantera Cenit, propiedad de la compañía homónima, situada unos 500 m al NO del Penal de Sierra Chica.

Las rocas "graníticas" que componen el cerro Redondo como así también las de las canteras Mónica y Cenit, integran parte del basamento cristalino del Sistema de Tandilia, el que soporta en discordancia los sedimentos de la Formación La Tinta de edad Paleozoica. La geología y petrografía en detalle del área del cerro Redondo fue efectuada por Fuentes (1967), mientras que para las restantes puede consultarse el trabajo de González Bonorino (1954). Un es-

\* Contribución N° 123 de la Universidad de Texas at Dallas (anteriormente Southwest Center for Advanced Studies), Dallas, TEXAS, EE. UU. de Norte América.

<sup>1</sup> Universidad de Texas at Dallas, Texas, EE. UU. de Norte América.

<sup>2</sup> Comisión Nacional de Energía Atómica, Buenos Aires, Argentina.

tudio petrográfico en detalle de las muestras del cerro Redondo, realizado por el Dr. Carlos O. Latorre, se incluye como Apéndice en este trabajo.

Según González Bonorino, las rocas del basamento cristalino del área en estudio, son la consecuencia de un metamorfismo dinamo-térmico sobre rocas sedimentarias pre-existentes, acompañado por la intrusión de un magma de composición granítica. Por ello, considera que la roca resultante no es un verdadero granito y que la denominación bajo tal nombre puede dar origen a falsas interpretaciones sobre su origen. Mayores detalles sobre la ubicación, geología y petrología del área, pueden hallarse en los trabajos mencionados.

Sobre las cinco muestras señaladas, se efectuaron los análisis isotópicos por Rb y Sr, con el fin de determinar la edad de las rocas del basamento en esta localidad y para tratar de obtener un mejor conocimiento sobre la probable génesis de las mismas en base al valor de la relación inicial  $Sr^{87}/Sr^{86}$ .

## 2. ANALISIS ISOTOPICOS POR ESTRONCIO Y RUBIDIO

La descripción de la técnica analítica utilizada en este estudio se presenta en un trabajo anterior (Halpern, Linares y Latorre, 1970). En el cuadro I se dan los resultados de los análisis isotópicos por rubidio y estroncio habiéndose efectuado los análisis de acuerdo a la técnica conocida como de roca total. En la figura 1 se representa la posición de los valores hallados para las relaciones  $Sr^{87}/Sr^{86}$  y  $Rb^{87}/Sr^{86}$ , lo que permite trazar la isocrona correspondiente a las cinco muestras analizadas.

Con los datos consignados en el cuadro I, utilizando el método de los cuadrados mínimos (York, 1966), un valor para la constante de desintegración del rubidio-87 de  $\lambda_2 = 1,47 \times 10^{-11} a^{-1}$  (McMullen *et al.*, 1966), se obtuvo una edad de  $1,88 \pm 0,08 \times 10^9$  años y un valor para la relación inicial  $Sr^{87}/Sr^{86}$  de  $0,7063 \pm 0,0028$  con un margen de seguridad de 95 %.

### CUADRO I

Análisis isotópicos por estroncio y rubidio de las muestras « graníticas » de Cerro Redondo, cantera Mónica (Loma Negra) y cantera Cenit (Sierra Chica), Olavarría, provincia de Buenos Aires

Muestra N° y localidad	$Sr^{87}/Sr^{86}$ *	$Rb^{87}/Sr^{86}$	$Rb^{87}$ $\mu m/g$	$Sr^{87}$ $\mu m/g$
Cerro Redondo 1 A.....	0,8079	3,65	0,394	0,108
1 B.....		3,67	0,404	0,110
Cerro Redondo 2 A.....	0,7557	1,79	0,430	0,240
2 B.....	0,7564	1,78	0,426	0,239
Cerro Redondo 3.....	0,7961	3,28	0,360	0,110
Cantera Mónica..... (Loma Negra) H-69-70B	0,7310	0,944	0,364	0,386
Cantera Cenit..... (Sierra Chica) H-69-72	0,7738	2,45	0,520	0,213

\* Valores normalizados para un valor de la relación  $Sr^{86}/Sr^{88}$  de 0,1194. En el momento de efectuarse estos análisis la relación  $Sr^{87}/Sr^{86}$  del standard de  $SrCO_3$  Eimer and Amend (Lote N° 492327) del Massachusetts Institute of Technology, fue medida como  $0,7080_0 \pm 0,0002_0$  (promedio de 9 análisis).

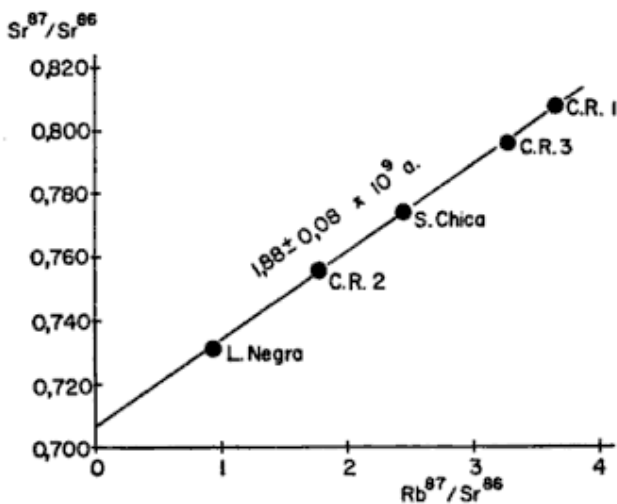


Fig. 1. — Representación de los valores de las relaciones  $Sr^{87}/Sr^{86}$  y  $Rb^{87}/Sr^{86}$  para roca total de cerro Redondo (C. R.), cantera Mónica (Loma Negra) y cantera Cenit (Sierra Chica).

### 3. DISCUSION DE LOS RESULTADOS

El valor de la relación inicial  $Sr^{87}/Sr^{86}$  de  $0,7063 \pm 0,0028$  indica que posiblemente las rocas en cuestión han estado depositadas en la corteza terrestre previamente a su última recrystalización y homogeneización isotópica de su estroncio y rubidio, lo que concuerda con las ideas expuestas por González Bonorino (op. cit.) y otros autores para la génesis de estas rocas.

La edad de  $1,88 \pm 0,08 \times 10^9 a$  ( $\sim 1.880$  m.a.) puede representar el tiempo del metamorfismo del basamento. La edad calculada, puede aumentar hasta  $1,99 \times 10^9 a.$  ( $\sim 1.990$  m.a.) si se utiliza la constante de desintegración  $\lambda_3 = 1,39 \times 10^{-11} a^{-1}$  (Aldrich *et al.*, 1956).

*Agradecimientos.* — Las muestras de cerro Redondo utilizadas en este estudio fueron coleccionadas por Halpern con la gentil ayuda del Dr. B. Baldis, cuando éste pertenecía al personal de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, mientras que las restantes lo fueron en ocasión de un posterior viaje de los autores. Uno de ellos (M. H.) agradece el apoyo fi-

nanciero de la National Science Foundation de los Estados Unidos de América (Grant GA-1428), que hizo posible el viaje a la Argentina.

### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aldrich, L. T., *et al.*, 1956. *Half-life of  $Rb^{87}$* . Phys. Rev., 103, 1045.
- Fuentes, J. C., 1967. *El cerro Redondo. Contribución al estudio del basamento cristalinolito de las Sierras de Olavarría, provincia de Buenos Aires*. Tesis Licenciatura, Fac. Cs. Exac. y Nat., U.B.A. (inédito). Buenos Aires.
- González Bonorino, F., 1954. *Geología de las Sierras Bayas, Olavarría, provincia de Buenos Aires*. LEMIT, Serie II, N° 55. La Plata.
- Halpern, M., Linares, E. y Latorre, C. O., 1970. *Estudio preliminar por el método estroncio-rubidio de rocas metamórficas y graníticas de la provincia de San Luis, Argentina*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXV, 3.
- McMullen, C. C., *et al.*, 1966. *The half-life of Rubidium-87*. Can. Journ. of Phys., 44, 3033.
- York, D., 1966. *Least-squares fitting of a straight line*. Can. Journ. of Phys., 44, 1079.

Recibido el 8 de mayo de 1970.

### APENDICE

Composición y descripción petrográfica de una muestra procedente del C° Redondo, Olavarría, provincia de Buenos Aires (Ejecutada por el Dr. Carlos O. Latorre).

#### 1. Descripción megascópica

El color predominante es el rojo-lacre, con el cual contrastan, alternadamente, venas negro-grisáceas y/o negro-verdosas y otras menos abundantes blanco-sucio a blanco-lechoso.

La muestra es macrocristalina, coherente, liviana, de fractura irregular y sin evidencias de alteración. En una masa roja afanítica a simple vista, se distribuyen individuos subredondeados de colores claros (blanquecinos) de hasta aproximadamente  $2 \times 1$  mm y bandas irregulares de pocos milímetros de grosor y hasta 10 mm de largo de colores grises oscuros unas veces y blanquecinos otras. Estas bandas otorgan a la muestra una apariencia milonítica.

La observación bajo binocular muestra la presencia de: feldespatos alcalinos rosados, en individuos xenomórficos, a veces maclados; de

cuarzo blanco o traslúcido y de masas verdosas de grano fino de un ferromagnésico.

## II. Descripción microscópica

La textura es granosa panalotriomorfa e inequigranular, pero la disposición de los cristaloblastos de cuarzo, en sucesión de individuos alargados que determinan bandas discontinuas alineadas, y alternadas con el resto de los componentes, sumado a los abundantes efectos cataclásticos y, asociación tipo mortero, indica la conveniencia de calificarla como cataclástica o quizás "submilonítica".

*Componentes:* (Se los menciona en orden decreciente de abundancia).

*Pertita*, la asociación de feldespato alcalino con albita es muy abundante en esta roca, al punto de constituir una característica destacable. Aparece en individuos xenomórficos de tamaño seriado entre 3 x 2 mm y 0,25 x 0,25 mm, con los bordes atacados por cuarzo que lo reemplaza y también lo penetra en zonas centrales. Los individuos de plagioclasa aparecen con formas fibrosas dispuestos paralelamente entre sí; se las observa en general caolinizadas, sericitizadas y con inclusiones que le confieren una apariencia turbia o "sucia".

*Cuarzo*, aparece en individuos de tamaño seriado entre 0,03 y 3 mm todos con extinción ondulada; los individuos de tamaños mayores, están en general fracturados. Son siempre xe-

nomórficos, y los más grandes son alargados y se disponen sucesivamente en bandas discontinuas. En algunos se observan inclusiones fluidas.

*Plagioclasa*, (albita con menos del 10 % de An). Se presenta en individuos xenomórficos pequeños, maclados según la ley de Albita y bastante frescos.

*Microclino*, aparece en individuos alotriomorfos, algo alterados, aislados y distribuidos entre los componentes mayoritarios (pertita, cuarzo) tal vez en igual proporción que la plagioclasa.

*Ex anfíbol*, se presenta en individuos que muestran fuertes efectos cataclásticos producidos por la intrusión de cuarzo que los ha desgarrado y arrastrado. Aparece casi totalmente reemplazado por clorita, carbonato y epidoto y asociado a un opaco (óxido de Fe?).

La forma de presentarse de este mineral, con la distribución forzada y desmenuzamiento que le ha producido el cuarzo, es una evidencia del origen complejo de esta roca.

*Apatita*, en individuos pequeños, hipidiomorfos, asociada al anfíbol.

Las proporciones estimadas son: > 45 % de pertita, 45 % de cuarzo y del resto el más abundante es el anfíbol.

Conforme a lo observado en el yacimiento y al estudio precedente, se estima que esta roca puede ser el resultado de la mezcla (sintectónica o pretectónica?) de una metabasita (anfíbolita) con material cuarzo-feldespático.



## LA COBALTO-PENTLANDITA DEL YACIMIENTO SALAMANCA, PROVINCIA DE MENDOZA, REPUBLICA ARGENTINA \*

POR MILKA K. DE BRODTKORB <sup>1</sup>

### RESUMEN

Se describe la cobalto-pentlandita (Co = 38,7 %) del yacimiento Salamanca, Prov. de Mendoza. Su poder reflector es más alto que el de la pentlandita níquelífera y su color más blanquecino, siendo la microdureza Vicker's de  $HV_{100} = 317$ . Se dan los valores de rayos X y los resultados de los análisis químicos efectuados con microsonda. Finalmente se comparan la cobalto-pentlandita de Salamanca con las cobalto-pentlanditas de "Outokumpu" (Finlandia) y "Laxia tou Mavrou" (Chipre).

### ABSTRACT

The cobalt-pentlandite (Co = 38,7 %) of the Salamanca deposit, Province of Mendoza, is considered in this paper. Its reflectivity is higher than nickel pentlandites and the colour is whiter; the Vicker's microhardness is  $HV_{100} = 317$ . X ray data and results of microprobe analyses are given. Finally, the characteristics of the Salamanca cobalt-pentlandite are compared with the cobalt-pentlandite of "Outokumpu" (Finland) and "Laxia tou Mavrou" (Cyprus).

### INTRODUCCION

Para el yacimiento "Salamanca", Provincia de Mendoza, se mencionaba la presencia de níquel y cobalto (Angelelli 1950), pero se desconocía el mineral portador de los mismos. En el transcurso del estudio mineralógico de su mena — trabajo que la autora tiene en preparación — se determinó que el mineral en cuestión es una pentlandita portadora de cobalto, comparable por su composición a la "cobalto-pentlandita" descrita por Kouvo et al. (1959) para el yacimiento Outokumpu de Finlandia. Siguiendo la denominación de cobalto-pentlandita dada por Kouvo, se adopta ese nombre para la especie mineral de la Mina Salamanca.

En este yacimiento se presenta asociada a pirrotina y en menor grado a calcopirita, encontrándose en la misma paragénesis blenda, cubanita y mackinawita y, formados por procesos posteriores o secundarios, magnetita, pirita, marcasita y goethita.

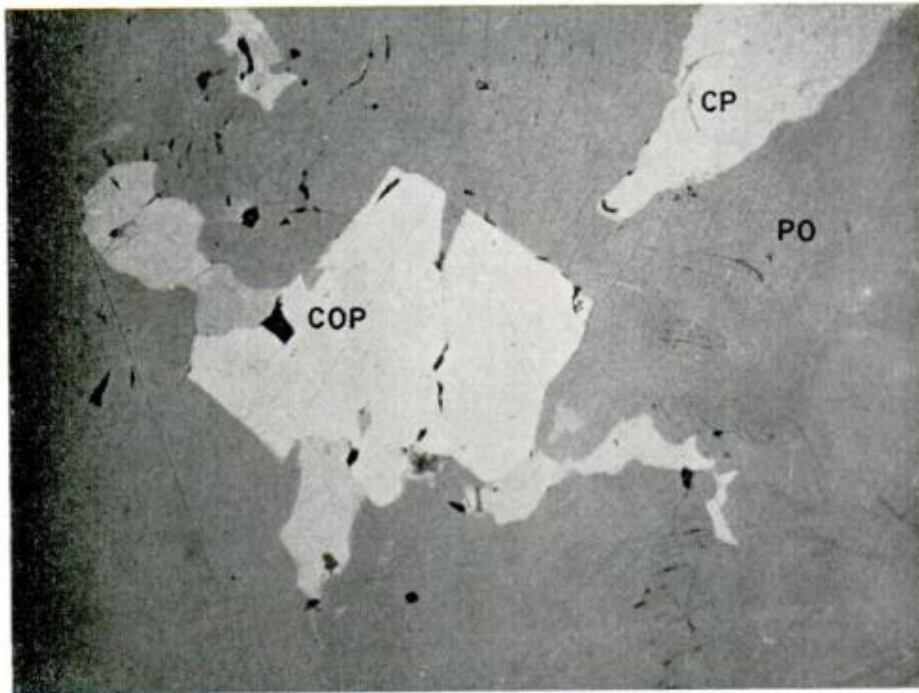
### GENERALIDADES

La fórmula de la pentlandita fue establecida por Lindqvist, Lundqvist y Westgren en 1936 como  $(Fe, Ni)_9S_8$ . Tradicionalmente considerada como típico sulfuro de hierro y níquel, no se tomaban en cuenta las pequeñas cantidades de cobalto encontradas cuando se efectuaban análisis por ese elemento. Primeramente Eliseev estudiando los antiguos análisis químicos por cobalto y luego Ibrahim, y Knop e Ibrahim (en

\* Trabajo publicado con la anuencia de sus autoridades.

Knop et al., 1964), investigando el sistema cuaternario Fe,Co,Ni,S, demostraron que no se podía sostener el concepto que la pentlandita es un sulfuro de níquel y hierro con pequeñas cantidades, casuales, de cobalto. Estos últimos investigadores establecieron que la pentlandita pertenecía a la fase natural  $\pi$  (Fe,Co,Ni,S) en la que el hierro y el

Tundra, Península de Kola, que oscilan alrededor de 3 % (Knop et al., 1965). En cambio las de Outokumpu (Kouvo et al., 1959) varían en un rango amplio, entre 30 y 49 % habiéndose encontrado un valor de 22 % en una desmezcla. En esa misma localidad se encontraron también escasos ejemplares de una pentlandita níquelífera con sólo 1,92 % de co-



Microfotografía. Inmersión en aceite.  $\times 300$ . Grano de cobalto-pentlandita (COP) asociado a pirrotina (PO) y calcopirita (CP)

níquel son reemplazables por cobalto y fijaron la fórmula en  $(\text{Fe,Co,Ni})_{9+x}\text{S}_8$  considerando que la relación ideal M:S es 9:8 pero que los contenidos de cobalto pueden hacer variar en algo esa relación;  $x$  sería un factor muy pequeño aun no determinado.

La fórmula  $\text{Fe}_4\text{Ni}_4(\text{Co,Ni,Fe})_{0-1}\text{S}_8$  propuesta por Eliseev quedó desactualizada por ser aplicable únicamente a las pentlanditas clásicas, exentas o con poco cobalto.

En la literatura moderna se encuentran algunos contenidos de cobalto en pentlanditas, pudiéndose mencionar las de Sudbury, Canadá, que varía entre 0 y 1,5 % de cobalto, y las de Monche

balto en una zona de contacto con serpentina.

#### LA COBALTO-PENTLANDITA DE SALAMANCA

Para su determinación se realizaron las siguientes investigaciones: estudio microscópico de secciones pulidas, determinaciones de microdureza, análisis químicos con microsonda y diagramas de rayos X.

Se utilizó una máquina de pulir automática Depiereux para la obtención de los cortes pulidos, obteniéndose superficies óptimas para las diferentes determinaciones.

CUADRO 1

Salamanca Valores obtenidos		Outokumpu Kouvo et al. (1959)	
Pirrotina .....	HV <sub>100</sub> = 311		
Calcopirita.....	HV <sub>100</sub> = 219		
Cobalto-pentlandita .....	HV <sub>100</sub> = 317	Cobalto-pentlandita.....	HV <sub>50</sub> = 310
(Co 38,7 %)		(Co 49,33 %)	
		Cobalto-pentlandita.....	HV <sub>50</sub> = 280
		(Co 30,94 %)	

### Propiedades ópticas y físicas

La cobalto-pentlandita de Salamanca se presenta en forma de granos aislados generalmente alotriomorfos, aunque a veces se observa la tendencia al crecimiento idiomorfo. Está asociada preferentemente a pirrotina y menos frecuentemente a calcopirita, siendo sus dimensiones microscópicas, variando entre 10 y 100 micrones. El poder reflector es más alto que el de una pentlandita común y el color es más blanquecino-rosado pálido. El clivaje y las saltaduras tan características de las pentlanditas de los yacimientos de tipo líquido-magmático, como Sudbury, y la forma de cristalizar intersticialmente entre los cristales de pirrotina o desmezclarse en ella en forma de lamela "Flame-like", no son observables aquí. Sólo algunas veces se insinúan líneas de clivaje y saltaduras.

Comparando cortes pulios de Salamanca y Outokumpu, se puede observar que las cobalto-pentlanditas tienen similares su poder reflector y color, mientras que la textura y la forma de presentarse son diferentes, haciendo recordar las de Outokumpu por sus desmezclas tipo "flame-like", y saltaduras a las del tipo Sudbury. En cambio la forma de presentarse de la cobalto-pentlandita de Salamanca sería más parecida a la de "Laxia tou Mavrou" (Antun et al.,

1966) donde es descripta como: "... granos de pentlandita asociados a pirrotina, siendo los más grandes idiomorfos; de tonalidad más clara que la común, debido probablemente al contenido de cobalto como ocurre en las de Outokumpu; en parte presentan formación de bravoíta...".

La dureza de pulido de la cobalto-pentlandita es algo menor que la de pirrotina, mientras que la dureza real, medida con un microdurímetro Durimetpol de Leitz, es algo mayor. En el cuadro N° 1 se comparan diferentes durezas.

Kouvo et al., (1959) mencionan el aumento de dureza con el aumento de cobalto, correspondiéndose razonablemente las de Salamanca con las de Outokumpu. Como referencia se menciona el valor de una pentlandita níquelífera dada por Bowie y Taylor (1958) que es de 202-230.

Por último cabe señalar que las cobalto-pentlanditas de la zona de oxidación de Salamanca, presentan en los bordes una alteración incipiente a bravoíta.

### Determinación química

Por el pequeño tamaño de los granos se efectuó el análisis químico mediante una microsonda. Dicho análisis fue realizado por el Dr. A. El Goresy con una microsonda de marca Cameca del Ins-

tituto Max Planck, Heidelberg, Alemania. Se analizaron 5 granos diferentes de un mismo pulido, cuyos valores promedio figuran a continuación:

Co .....	38,7 %
Ni.....	12,1 »
Fe.....	15,4 »
S .....	32,3 »

*Determinación roentgenográfica*

La determinación de la cobalto-pentlandita se efectuó mediante un difractograma en condiciones especiales. Se obtuvo polvo del mineral torneando bajo microscopio un grano de aproximadamente 100 micrones de diámetro, utilizando un equipo que facilitara el Dr. B. Leonard, del Servicio Geológico de Estados Unidos. Una vez fijado éste a la punta de una aguja, se radió en cámara Debije-Scherrer de 114,59 mm con tubo de Fe y filtro de Mn, con una exposición de 40 horas. Los valores se pueden observar en el cuadro N° 2.

CUADRO 2

Cobalto-pentlandita Salamanca	Cobalto-pentlandita Outokumpu
7,76 m	5,75 6
—	4,97 2
—	3,52 2
3,01 f	3,008 10
2,88 m	2,878 6
2,29 d	2,288 5
1,92 m	1,918 8
1,76 f	1,763 10
1,60 md	1,686 2
—	1,522 4
—	1,505 4
1,29 md	1,298 5
1,24 md	1,246 5
1,15 d	1,151 4
1,04 md	1,045 4
1,02 d	1,018 6

El valor de la celda elemental disminuye con el contenido de cobalto. Mientras la pentlandita de Sudbury (Berry y Thompson, 1962) tiene  $a_0 = 10,07 \text{ \AA}$ , las cobalto-pentlanditas de Outokumpu

varían, según el contenido de cobalto entre 9,969 y 9,999 Å, correspondiendo la Salamanca también a ese rango.

CONCLUSIONES

Se ha determinado que en el yacimiento Salamanca el mineral portador de Ni y Co es la cobalto-pentlandita. En efecto estas pentlanditas contienen 38,7 % de cobalto, por lo que se adopta el nombre de cobalto-pentlandita propuesto por Kouvo et al., (1959).

La cobalto-pentlandita de Salamanca es similar a la de Outokumpu en el aspecto químico; pero presenta diferencias texturales, estimándose en cambio que se corresponde con la de Laxia tou Mavrou composicional y texturalmente, aunque sobre esta última los datos no son explícitos.

El yacimiento Salamanca representaría un nuevo tipo de depósito semejante a Laxia tou Mavrou, Chipre, descrito por Antun, El Goresy y Ramdohr (1966).

*Agradecimientos.* — La autora agradece al Dr. A. El Goresy por la realización del análisis de microsonda y al Dr. B. Leonard por haberle facilitado el microtorno.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Angelelli, V., 1950. *Recursos minerales de la República Argentina*. Tomo 1. Rev. Inst. Nac. Inv. Cs. Nat. - Buenos Aires.  
 Antun, P., A. el Goresy y P. Ramdohr. 1966. *Einneuartiger Typ "hydrothermal". Cu-Ni-Lagerstätten*. Mineralium Deposita Vol. 1, N° 2.  
 Berry, G. L. y R. M. Thompson, 1962. *X-ray powder data of ore minerals. The Peacock Atlas*. Geol. Soc. Am. Mem., 85.  
 Bowie, S. y K. Taylor, 1958. *A system of ore mineral identification*. Mineral. Mag., vol. 99.  
 Kouvo, O. M. Huhma y Y. Vuorelainen, 1959. *A natural cobalt analogue of pentlandite*. Am. Min. Vol. 44, N° 7 y 8.

Recibido el 8 de abril de 1970.

# SIGNIFICADO DE LAS NOVEDADES PETROLOGICAS DEL BASAMENTO CRISTALINO DE OLAVARRIA, PROVINCIA DE BUENOS AIRES, REPUBLICA ARGENTINA

Por J. G. FUENTES<sup>1</sup>

## RESUMEN

El presente trabajo ha sido realizado con el objetivo de reunir información de detalles sobre aspectos petrográficos y petrológicos de una parte del basamento cristalino de la Provincia de Buenos Aires. Se obtuvo como resultado el descubrimiento de rocas granulíticas hipersténicas y una fascies sienítica de la masa granítica del cerro Redondo.

## ABSTRACT

The paper gives detailed information about the Petrography and Petrology of part of the Pre-Cambrian Basement of Buenos Aires Province. The work has partially confirmed the results of previous investigations. Hypersthene granulites and rocks of the syenite facies in the granitic mass were discovered for the first time.

## INTRODUCCION

Este estudio fue realizado originalmente (Fuentes, 1967) como trabajo final de licenciatura en el Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires. La dirección del mismo estuvo a cargo del Dr. Bernabé J. Quartino, a quien se agradece su colaboración, asimismo al Dr. Raúl A. Zardini por sus aclaraciones y sugerencias y a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, por subvencionar los gastos del trabajo efectuado.

## UBICACION Y DESCRIPCION

La zona estudiada está ubicada en la parte oriental del Partido de Olavarría,

Provincia de Buenos Aires, a 2,5 kilómetros (figura 1) de la estación de Sierras Bayas del Ferrocarril Gral. Roca.

El cerro Redondo cuya parte prominente llega a alcanzar una altura de 302,2 m sobre el nivel del mar, se alza en la zona llana que media entre los cerros Largo, Matilde y Aguirre al norte, y las Tres Lomas al sur (G. Bonorino, 1954).

## LOCALIZACION GEOLOGICA

Los afloramientos de las rocas del cerro Redondo son parte del basamento del Sistema de Tandilia, el cual en las sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires, soporta en discordancia a las formaciones sedimentarias del Sistema de la Tinta. Los afloramientos en la zona de Olavarría en lo que respecta a las rocas del basamento cristalino, se hallan limitados no solamente

<sup>1</sup> Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires.

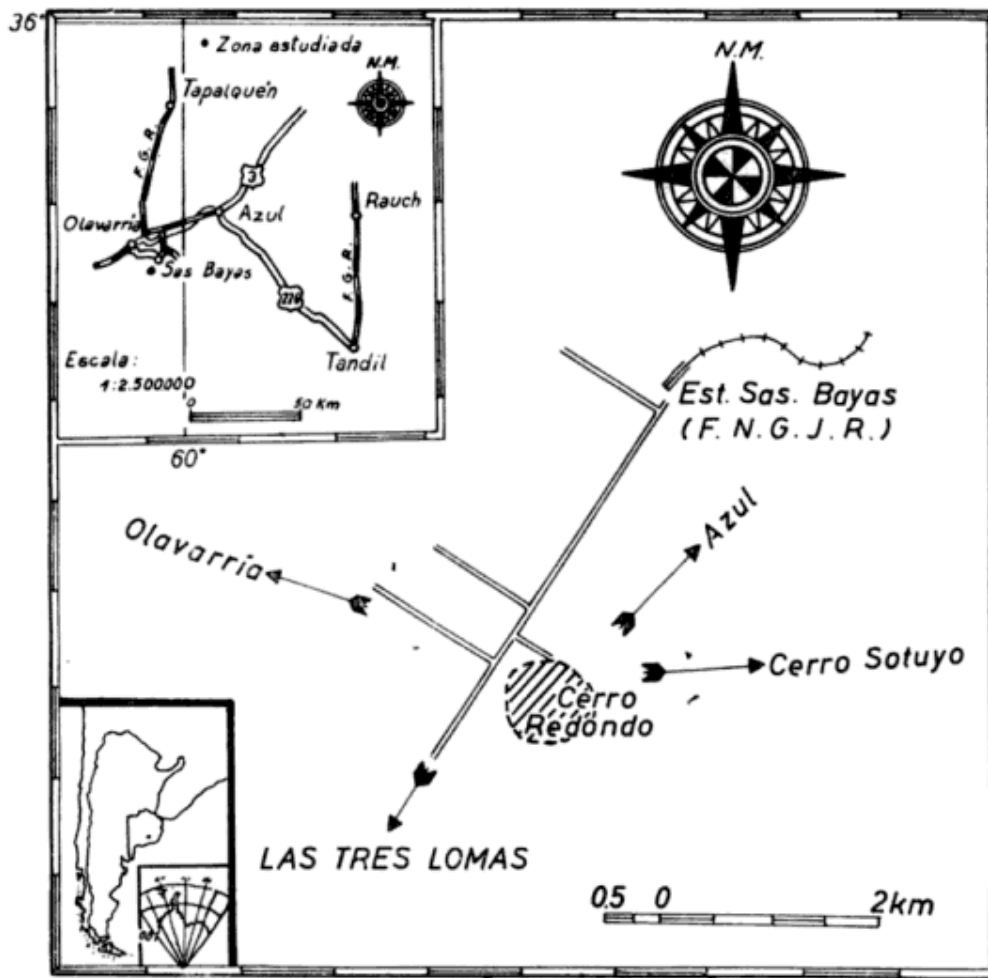


Fig. 1. — Plano de ubicación

por la conservación de dicha cubierta sedimentaria, sino por el tapiz de suelos, en razón de la escasa elevación de las unidades serranas. Este conjunto de rocas es considerado en la literatura geológica (Harrington 1939, Nájera 1940, González Bonorino 1954) de edad precámbrica. Más recientemente (Linares y Halpern, 1970) se calculó en base a las concentraciones de  $Rb^{87}$ ,  $Sr^{86}$  y el valor de la relación  $Sr^{87}/Sr^{86}$ , de tres muestras de roca del cerro Redondo, una edad de  $1,88 \pm 0,08 \times 10^9$  años ( $\sim 1,880$  m.a.), que corresponde a la era Precámbrica.

Del conjunto de trabajos que se han ocupado del basamento cristalino de Tandil a Olavarría (Nájera 1919, González Bonorino 1954, Cortezzi 1954, Zardini y otros 1956, Villar Fabre 1955 y 1957, Quartino y Villar Fabre 1967)

se deduce el predominio de las rocas gneissicas o migmatíticas y de rocas de composición granítica en el sentido amplio: granito, tonalita, etc. y la menor importancia de las rocas puramente metamórficas. En este sentido cerro Redondo en su composición principalmente granítica, participa de ese conjunto sin que se destaquen rasgos llamativos. Pero es en los detalles petrográficos de rocas no mencionadas en el basamento de la Provincia de Buenos Aires, donde esta localidad de cerro Redondo adquiere peculiaridad.

#### DESCRIPCION DE CERRO REDONDO

Su forma en planta es oval, con su eje mayor orientado de nordeste a sudoeste. El relieve es áspero, siendo las pendientes sur y sudeste las abruptas.

En conjunto los afloramientos, incluidos los más pequeños que circundan al cerro propiamente dicho, se hallan próximos entre sí y separados por

rocas del cerro Redondo es en los tonos de rojo, más o menos intenso, hasta los ligeramente rosados. La roca más abundante, es la que ha sido denominada

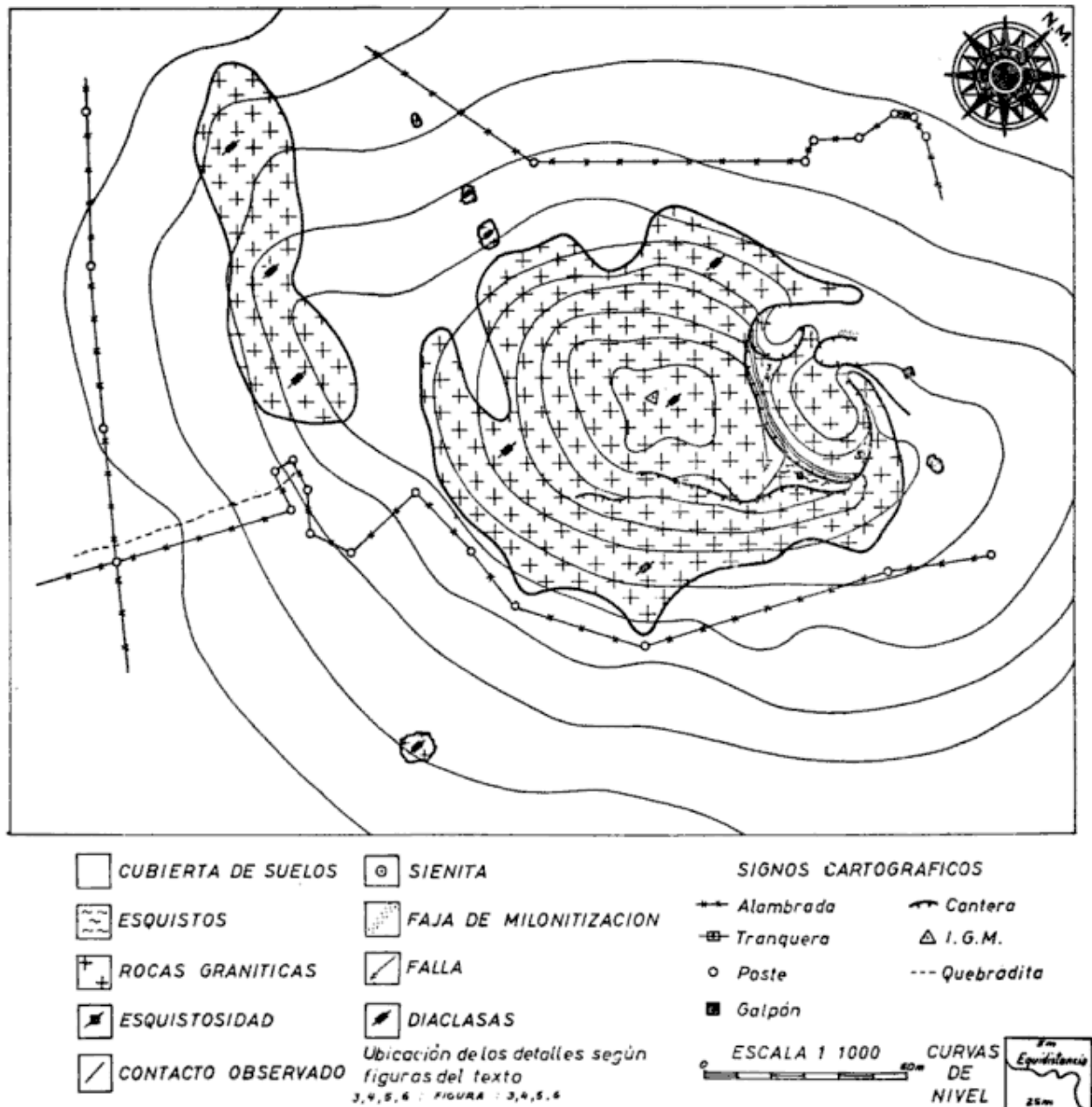


Fig. 2. — Relevamiento del cerro Redondo, Sas. Bayas (Olavarría), Provincia de Buenos Aires

una cubierta de suelos, que pierde importancia hacia los niveles superiores. Uno de los afloramientos (fuera de la zona mapeada) distante 1 kilómetro del cerro, en dirección sudoeste, es de pequeñas dimensiones, alargado según un rumbo norte  $105^\circ$ . Este afloramiento ha sido citado por Codignotto (1967).

La coloración predominante de las

roca granítica tipo (granito hornblendo biotítico milonítico).

Donde mejor se pueden apreciar las diferentes variaciones litológicas, es en los frentes de las canteras, en particular en la cantera norte principal (figuras 3, 4 y 5). Allí hay otras variedades de rocas que no sólo difieren en composición respecto de la roca tipo, sino tam-

bién en el tamaño del grano, el cual varía desde el grano grueso hasta el fino, predominando este último. Además hay vetas y reventones de cuarzo de 10 centímetros de espesor o algo mayores y pirita en pequeñas venas.

Otra particularidad, es la evidencia de intensa trituración.

Se distingue en general, un sistema de diaclasas, sub-verticales, con rumbo norte 15° este.

En la cantera principal, se halla una superficie de falla, cuyo rumbo es casi este-oeste (norte 110°), el cual coincide con el frente actual de las labores abandonadas.

Las canteras existentes en la actualidad, permanecen inactivas desde hace ya varios años. La mayoría de ellas, están ubicadas al norte del cerro; del otro lado, sólo hay dos pequeñas labores (figura 2).

#### LITOLOGIA

##### a) Roca granítica tipo: Granito hornblendo - biotítico, milonítico.

El granito que compone prácticamente todo el cerro Redondo, es una roca de textura granosa, de color rojizo con tonalidades oscuras, de grano mediano.

El cuarzo que se encuentra formando lentes subparalelas, alargadas de 0,3 a 0,1 centímetros de espesor y de longitud variable (0,5 - 1,0 cm más frecuente) es el responsable por su deformación de las tonalidades oscuras. Esta deformación en algunas áreas, se acentúa, principalmente en la faja de milonitización.

Es un granito hornblendífero biotítico, con bastante deformación que a veces llega a configurar un granito milonítico. El microclino, anhedral, forma cristales bien desarrollados, con una muy importante textura micropertítica. Las perfitas forman más de un sistema: filiformes, laminares y moteadas.

El rasgo más interesante es la presen-

cia del aníbol lo cual es conocido desde que Nájera (1919) estudió dos muestras del cerro Redondo.

##### b) Metabasita del piso de la cantera principal y sus relaciones con el granito (figura 3).

Son dos las fajas de metabasita, cercanas una de la otra, de 1 metro y 80



Fig. 3. — Relaciones entre granito y metabasita visibles en el piso de la cantera mayor

centímetros de ancho y de 3 y 2,5 metros de corrida, respectivamente, con un mismo rumbo de norte 340°.

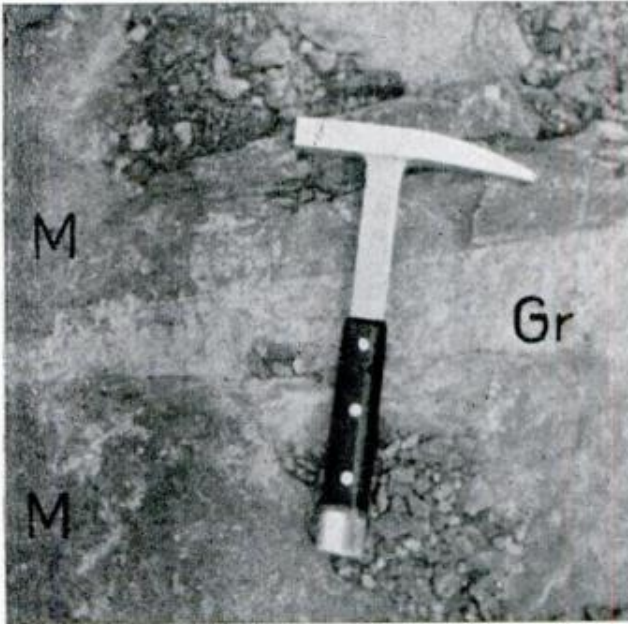
La metabasita (figura 3) forma como un aparente dique básico en el granito tipo, ello es debido a la forma elongada de su afloramiento y a su ubicación dentro del granito.

La metabasita es una roca de color gris oscuro, de grano fino, con tenue es-



quistosidad; el tamaño de grano es de un milímetro.

El granito que contiene a la metabasita, de color rojizo de grano mediano y milonitizado, es en todo análogo al que se describió precedentemente. El contacto con el granito es irregular: este último, *intruye* mediante venas a la metabasita (fotografía 1).



Fotogr. 1. — Vena de granito (Gr) que intruye a la metabasita (M)

Las venas son prolongación del espesor principal del granito que se aloja dentro de la metabasita o bien, venas paralelas a esta penetración principal granítica, como se ve en la figura 3. Dentro del granito se mantienen pequeños espesores de metabasita de pocos milímetros a 10 centímetros, los cuales son alargados como lentes, dispuestos paralelamente a las venas graníticas y a los contactos principales entre granito y metabasita (figura 3).

En la interpretación de que ese granito corta a la metabasita, estas inclusiones básicas dentro del granito, son como testigos del mecanismo de penetración del material granítico, el cual ha sido favorecido probablemente por la esquistosidad que muestra la metabasita.

En síntesis, se trata de una metabasita, con mucho anfíbol (50-60 %) y poca biotita. Su mineralogía y textura, es similar a las anfibolitas conocidas en el basamento de Tandilia, como las descritas por Villar Fabre en la zona de cerro Centenila y cerro Calvario (1957) y más recientemente por Quartino y Villar Fabre (1967).

c) *Variaciones litológicas, en el frente de la cantera principal.*

Respectivamente, las figuras 4 y 5, son esquemas que muestran la posición relativa de las rocas que constituyen estas variaciones locales, en el extremo este de la cantera principal.

La figura 4 muestra un fragmento de anfibolita de 3 metros por 1 metro, que tiene sus bordes fuertemente corroídos por el granito. La particularidad que hace distinto este caso, respecto de lo visto en el piso de la cantera, es que entre la anfibolita o metabasita y el granito tipo rojizo, se interpone una faja de roca, de coloración gris (granito antiperitítico), que en la muestra de mano y a simple vista en el campo resulta muy distinta del granito tipo rojizo.

En síntesis, lo que litológicamente se observa, es lo siguiente:

1) Granito tipo milonítico: con las características ya descritas, es decir, con abundancia de pertitas y gran cataclasis.

2) Faja intermedia (figura 4): de color gris que a simple vista se hace localmente rica en anfíbol, en agregados de hasta medio centímetro. Al microscopio revela una variación muy aguda en pocos centímetros de distancia. La composición y textura es en parte igual a la del granito rojo, particularmente donde guarda con éste una relación gradual.

En cambio, donde es mayor la presencia de anfíbol, la proporción de cuarzo es menor y la textura es de intensa

implicación, con pertitas, antipertitas y agregados interpenetrados entre cuarzo, feldespato potásico pertítico y plagioclasa sódica.

3) La gran inclusión (figura 4) es una anfibolita similar a la del piso de

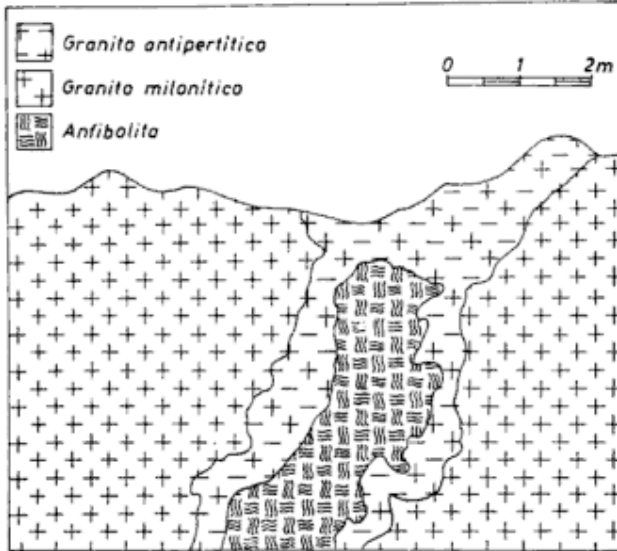


Fig. 4. — Enclave de anfibolita en granito

la cantera principal, granoblástica, poco esquistosa y muy levemente foliada y deformada, a juzgar por la extensión ondulosa de la plagioclasa.

La composición es algo diferente, con clinopiroxeno (augita) y una pequeña cantidad de micropertita; pero en lo esencial se compone de plagioclasa (oligoclasa básica), hornblenda y cuarzo. La biotita se encuentra en buena proporción, formada en los bordes de los cristales de hornblenda, posiblemente por efecto de metasomatismo potásico. En una fisura se observó que a lo largo de la misma crece biotita en lugar de hornblenda, en acuerdo con dicha implicación.

En resumen, el detalle de la figura 4 pone de manifiesto la conservación dentro del granito de restos de anfibolita, pudiendo ser considerada la faja intermedia granítica gris anfibólica, por su vecindad a la anfibolita, como una modificación de granito, por asimilación de la roca básica.

4) En el detalle de la figura 5, la variación litológica es mayor habiendo también una aparente conexión entre dicha variación y la presencia de restos de anfibolita.

La faja de granito antipertítico, recuerda a su similar de la figura 4. La muestra de mano es de color gris, con tonalidades oceres, de grano medio, con gruesos cristales de cuarzo.

Al microscopio, se ve como un granito deformado, donde el cuarzo con mosaico grueso, invade una roca precedente pobre en cuarzo. La textura es granítica panalotriomorfa de grano grueso, compuesta por cuarzo, plagioclasa (oligoclasa ácida), feldespato potásico (microclino) y minerales opacos. Sin embargo, lo característico de esta roca, es la presencia de antipertitas, bien desarrolladas y áreas con formaciones mirmequíticas.

La zona compuesta por *roca sienítica*, es la que presenta mayor interés. Se ha

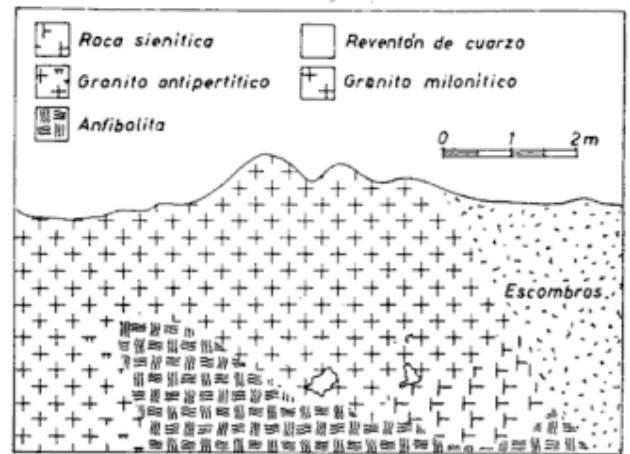


Fig. 5. — Frente oriental de la cantera principal

formado allí una roca, que hasta lo que se conoce actualmente, en el basamento de Tandilia es única, ya que las muestras tienen composición y textura de sienita tipo nordmakítico, con clinopiroxeno, hornblenda, microclino y plagioclasa, con algo de cuarzo.

La presencia de clinopiroxeno y el carácter sienítico, son realmente caracteres anómalos, dentro de los tipos de ro-

cas granosas del basamento de esta región. Debe destacarse que la composición de esta roca sienítica no es constante, ya que varía a tipos con cuarzo. En estas variedades que tienen cuarzo, también se halla presente el *clinopiroxeno*. Este último resulta así, un mineral característico de estas rocas, solamente hallado además en la realización de este trabajo, en el fragmento de anfíbolita de la figura 4.

d) *Afloramiento aislado, vecino al cerro Redondo.*

Este afloramiento, se halla situado a 1 kilómetro del cerro, en dirección sudoeste, y tiene aproximadamente 25 metros de largo por 10 de ancho, de forma elongada, con un rumbo norte 105°.

El examen de este afloramiento se efectuó con el objeto de inspeccionar la posible continuidad de rocas como las descritas precedentemente. El mismo señala la presencia de una *roca metamórfica de composición diorítica con clinopiroxeno, hipersteno y biotita*. La *roca predominante*, más del 90 % del afloramiento, de color rojizo amarillento es un granito deformado que no merece mayor atención.

Este afloramiento aparece formando bloques, redondeados por la erosión, de color rojizo amarillento a gris negruzco. De escaso relieve, no llega a sobrepasar en más de medio metro la cubierta de suelos que lo cubre parcialmente.

Aparece también, un sistema de diaclasas verticales de rumbo casi norte-sur que coincide con el rumbo del sistema de diaclasas predominante en el cerro Redondo.

Pero las reales relaciones, entre los dos tipos de rocas que constituyen este afloramiento, no pudieron determinarse por la espesa cubierta de suelos que lo cubre.

La *roca metamórfica* de color gris negruzco que forma el resto del afloramiento ha sido interpretada como una granulita.

Macroscópicamente es de color obscuro, de grano fino, con una cierta esquistosidad. Al microscopio, se hace más evidente la esquistosidad. Se compone en lo esencial de: plagioclasa (andesina media), feldespato potásico (microclino), ortopiroxeno (hipersteno), clinopiroxeno (augita), anfíbol (hornblenda verde), cuarzo, biotita y accesoriamente por apatita, calcita y minerales opacos. La textura es granoblástica xenoblástica.

RESUMEN Y APRECIACION  
DE LOS RESULTADOS

De las observaciones y análisis efectuados sobre la litología del cerro Redondo, se ha arribado a las siguientes conclusiones:

- 1) La roca que predomina en el cerro Redondo, es un granito milonítico con anfíbol, de color rojizo, habiendo una variación litológica insospechada, que aparece revelada en los frentes de las canteras, en particular en la cantera principal.
- 2) Metabasita, en el piso de la cantera principal, similar a las anfíbolitas conocidas en el basamento de Tandilia, se halla incluida dentro del granito milonítico.
- 3) Un enclave anfibólico, en la cantera principal, se asocia a una faja intermedia de granito con antiperfitas que lo separa del granito milonítico. Esta anfíbolita tiene clinopiroxeno, lo que determina conjuntamente con la metabasita citada precedentemente la existencia de dos tipos de anfíbolita, con clinopiroxeno y sin él.
- 4) Muy localmente se desarrolló una fascies sienítica, tipo nordmakítico en el frente oriental de la cantera principal, con variaciones por contenido de cuarzo.
- 5) Una metamorfita piroxénica (hipersteno), interpretada como granulita, aflora aisladamente, fuera de la

zona mapeada y en contacto con un granito deformado.

En síntesis los aspectos nuevos son de extensión pequeña muy localizada y por lo tanto no se puede hacer conclusiones mayores que las que sugieren los afloramientos en sí mismos.

Pero desde ya queda ampliado el cuadro petrológico con la *llamativa presencia de sienita que apunta hacia una comparación con el basamento del Uruguay.*

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bonorino, F. G., 1954. *Geología de las Sierras Bayas*. L.E.M.I.T. Serie II, N° 55.
- Bonorino, F. G., Zardini, R. A., Figueroa M. y Limousin, T., 1956. *Estudio Geológico de las Sierras de Olavarría y Azul*. L.E.M.I.T. Serie II, N° 63.
- Codignotto, J. O., 1969. *Geología del Sector ubicado dos kilómetros al SO del Cerro Redondo*. Rev. de la Asoc. Geol. Arg., XXIV, 105, N° 2.
- Cortelezzi, C. R., 1954. *Estudio petrográfico de las rocas de la zona de Sierra Chica (Par- tido de Olavarría) con los ensayos físicos para determinar sus cualidades técnicas*. L.E.M.I.T. Serie II, N° 52.
- Fuentes, J. C., 1967. *Contribución al estudio del Basamento cristalino de las Sierras de Olavarría, Provincia de Buenos Aires*. Trabajo de Licenciatura. Fac. de Cs. Exactas y Nat. Univ. de Bs. As.
- Halpern M y Linares, E., 1970. *Edad estroncio - rubidio de las rocas graníticas del basamento cristalino del área de Olavarría, Provincia de Buenos Aires*. Contribución de la Univ. de Texas at Dallas. U.S.A. Inédito.
- Harrington, H. J., 1940. *La edad de la dolomita de Olavarría y la estructura de corrimiento de las Sierras Bayas*. Rev. del Mus. de La Plata, I, Stec. Geol.
- Nájera, J. J., 1919. *La Sierra Baya*. Anal. del Min. de Agric. de la Nac., Secc. Geol., Mineral. y Min., X, N° 2.
- Quartino, B. J. y Villar Fabre, J. F., 1967. *Geología y Petrología del Basamento de Tandil y Barker, Provincia de Buenos Aires, a la luz del estudio de localidades críticas*. Rev. de la Asoc. Geol. Arg., XXII, N° 3.
- Villar Fabre J. F., 1955. *Resumen Geológico de la Hoja 32p. Sierras del Azul*. Provincia de Buenos Aires. D.G.G.M., Bs. As.
- Villar Fabre, J. F., 1957. *Descripción Geológica de la Hoja 32q. I.N.G.M. Bs. As.*

Recibido Abril 15 de 1970.

# GEOLOGIA DEL YACIMIENTO TIPO PORFIDO CUPRIFERO "BAJO LAS PAMPITAS", DEPARTAMENTO BELEN, PROVINCIA DE CATAMARCA, REPUBLICA ARGENTINA

POR HECTOR H. GARCIA<sup>1</sup>

## RESUMEN

Este informe estudia las características de un yacimiento tipo Pórfido Cuprífero que aparece en una pequeña fosa tectónica en monzonita y andesita, donde se destaca casi centralmente un pequeño tubo de brecha cuarzo-ferruginoso rodeado por riodacita y originado por intersección de fracturas. Los resultados en cobre de geoquímica de superficie y de dos perforaciones efectuadas indican que este elemento está concentrado anularmente alrededor del tubo de brecha y prácticamente sólo en minerales primarios, apoyando así la ejecución de una segunda etapa de perforaciones para determinar su real valor económico.

## ABSTRACT

In this paper the author studies a porphyry copper deposit located on a little graben in monzonite and andesite rocks, in the middle of which rises a breccia pipe of quartz-ferruginous material encircled by riodacite and originated by the intersection of fractures. The surficial geochemistry and the results of two drillings suggest that the copper content is concentrated ring shaped around the breccia pipe and practically only in primary minerals, supporting so the execution of a second stage of drillings for a more exact determination of its actual economic meaning..

## INTRODUCCION

El Bajo Las Pampitas está ubicado en el departamento Belén de la provincia de Catamarca, a unos 40 km en línea recta al noroeste de Andalgalá y dentro de la propiedad minera de 343,98 km<sup>2</sup> que por ley 14.771/58 el Poder Ejecutivo Nacional concedió a YMAD (Yacimientos Mineros de Agua de Dionisio). Durante la gestión del suscripto a cargo de la jefatura de geología de esta empresa tuvo lugar el hallazgo del yacimiento que motiva este trabajo y que por su complejidad estructural y genética, se considera que posee suficiente interés como para ser publicado.

<sup>1</sup> YMAD (Yacimientos Mineros de Agua de Dionisio).

La geología fue mapeada sobre una ampliación fotográfica de la foto aérea IFTA - 124 - 257 y copiada a la misma escala en el plano geológico adjunto.

Se agradece la colaboración de todo tipo proporcionada por la DNGM, muy especialmente al personal de los laboratorios petrográfico y geoquímico del Plan Cordillera Norte en La Rioja, cuyos datos fueron ampliamente usados.

## GEOLOGIA REGIONAL

Las rocas más viejas de la región corresponden al basamento Precámbrico y está representadas por metamorfitas de grado mediano y bajo (gneises, pizarras filíticas, filitas, micacitas, cuarcitas micáceas y escasas calizas) intruidas

por extensos desarrollos de rocas batolíticas adamellíticas y graníticas generalmente porfiroides y a veces con desarrollo de milonitas (González Bonorino, 1950).

Ya en el Plioceno y separadas de las anteriores por una gran discordancia, se depositaron los sedimentos continentales del Calchaquense, con escasos componentes lacustres aislados y fosilíferos. Sus últimos niveles muestran intercalaciones piroclásticas, hasta que aparece un potente complejo volcánico muy bien representado en la comarca que nos ocupa, ya que se disponen en una amplia fosa tectónica.

Las rocas efusivas más antiguas son brechas andesíticas y tobas dacíticas-riodacíticas, cubiertas e intruidas por cuerpos volcánicos, subvolcánicos e hipabisales andesíticos, basálticos, monzoníticos, riodacíticos, riolíticos, etc.

Sobre la serie efusiva se apoya, posiblemente a través de una leve discordancia angular (González Bonorino, 1950) areniscas arcóscas gruesas del Araucanense.

En el Plioceno Superior se produjeron fuertes dislocaciones que originaron altas sierras y profundos bolsones formándose así las Sierras Pampeanas y La Puna y también tuvieron lugar los fenómenos hidrotermales que originaron las áreas de alteración hidrotermal tipo pórfido cuprífero y las vetas mangano auroargentíferas del Distrito Minero Agua de Dionisio (YMAD). La tectónica a que hacemos referencia está representada por pequeñas y grandes fracturas comúnmente con desplazamientos normales o laterales como los determinados en varios yacimientos vetiformes (García, 1969), lo que también es sugerido por la disposición del gran bloque subrectangular de unos 2000 km<sup>2</sup> entre el Campo del Arenal y el Campo de Belén, que indica un deslizamiento hacia el sudoeste por desplazamiento a lo largo de dos grandes fallas subparalelas, una de ellas ubicada en la lateral oriental de la sierra de Hualfin-Las Cue-

vas y la otra en el faldeo occidental de la sierra del Aconquiya (Hojas 12 d - Capillitas y 13 d - Andalgalá, ambas por F. González Bonorino). El movimiento sugerido no impide que además este bloque haya experimentado desplazamientos verticales como los indicados en las hojas geológicas citadas.

Las manifestaciones tipo pórfido cuprífero de este sector de la provincia de Catamarca, presentan la particularidad de estar dispuestas a lo largo de dos alineaciones noroeste que se intersectan en ángulo agudo, configurando una "X", y cuyas prolongaciones los unen con importantes depósitos similares de Chile y Perú (García, 1970). Es conveniente destacar que esta alineación noroeste es también la netamente predominante en el distrito para los diques, fracturas, vetas y cuerpos subvolcánicos.

El Cuartario está representado por variados sedimentos y rocas sedimentarias aluviales y eluviales, depósitos pedemontanos y aterrazados, delgados bancos de tobas y algunos cuerpos estratiformes calcáreos, silíceos y manganesíferos, depositados a partir de aguas termales, representantes de las últimas etapas de los fenómenos hidrotermales y que aún se originan hoy en día (aguas termales de Agua de Dionisio y de Los Nacimientos).

## GEOLOGIA LOCAL

Dentro de la comarca estudiada, los fenómenos magmáticos están representados por algunas de las rocas volcánicas, subvolcánicas, hipabisales y piroclásticas que forman la llamada Serie Efusiva (González Bonorino, 1950), Complejo Eruptivo de Farallón Negro (Quartino, 1962) o Grupo Volcánico de Farallón Negro (Llambías, 1969), trabajos que se recomienda consultar para mayores detalles. En la descripción que sigue se ha empleado la terminología del último de los autores citados, ya que su trabajo es el más reciente y completo.

Las rocas que aparecen en Las Pampitas y en orden decreciente de edad, son:

a) *Brechas Volcánicas*: Son las rocas más antiguas del complejo volcánico y constituyen las cajas donde se han intruido el resto de las rocas que aquí se describen. La composición de los clastos y de la matriz es predominantemente andesítica, variando el tamaño de aquellos desde unos pocos milímetros hasta unos 2 cm; también es muy variable su porcentaje con respecto a la matriz. La estratificación es mala.

b) *Andesitas de La Chilca*: Es un pequeño cuerpo ubicado centralmente dentro del complejo volcánico, aunque hay muchos otros más pequeños emplazados más bien en la periferia de la propiedad de YMAD. En general son rocas porfíricas de pasta afanítica y pequeños fenocristales de plagioclasa y anfíbol. La integración de los pequeños afloramientos aislados y alterados dentro del Bajo Las Pampitas, nos indica que muy probablemente éste esté formado por rocas andesíticas y monzoníticas en porcentajes semejantes.

c) *Monzonita de Alto de La Blenda*: El pórfido cuprífero que se estudia está ubicado en la extremidad sudeste de este gran stock que aflora en más de 6 km<sup>2</sup> y es el mayor de todos los cuerpos intrusivos del distrito. Su forma es ovalada y su eje mayor está orientado de noroeste a sudeste y por su fuerte relieve positivo se destaca netamente, a la vez que posee las mayores alturas de la comarca (cerro Alto de la Blenda 2.958 m s.n.m.).

d) *Rocas Hipabisales*: Como se indica en el plano adjunto, afloran los restos fracturados y desplazados de un dique dacítico cuya potencia disminuye marcadamente de noroeste a sudeste y también otros andesíticos, traquiandesíticos y monzoníticos variablemente tectonizados, desapareciendo casi todos ellos en el contacto con la fosa tectónica.

e) *Riodacitas de Macho Muerto*: Están emplazadas prácticamente en el centro del Bajo Las Pampitas en monzonita, aunque muy cerca del contacto de ésta con andesita. Al igual que el tubo de brecha que se describe en el punto siguiente, se estima que su emplazamiento estuvo controlado por una zona muy tectonizada, originada especialmente por la intersección prácticamente normal de dos grandes fallas regionales, con movimientos recurrentes.

Estas rocas presentan una alteración hidrotermal biotítica-silíceo y también registran una mayor o menor fracturación en pequeña escala que dio lugar a la deposición de numerosas vetillas de cuarzo y magnetita con especularita y hematita, los que también la han reemplazado parcialmente en forma diseminada. A la abundancia de cuarzo, se debe que presente un relieve positivo adosado al tubo de brecha central, sobresaliendo de los sedimentos que rellenan la mayor parte de la fosa tectónica.

f) *Tubo de Brecha* ("Breccia Pipe"): Es una estructura tubular ovalada posiblemente subvertical, que aflora en unos 3000 m<sup>2</sup> y está ubicada casi centralmente dentro del Bajo Las Pampitas, destacándose muy bien por su relieve positivo originado por una compacta mineralización de cuarzo y óxidos de hierro, de textura bandeada (franjas de milímetros a centímetros) entre las que se disponen también por lo general con forma alargada, clastos de la caja riodacítica y otros diferentes no identificables, de tamaño muy variable, angulosos a subredondeados. Estos clastos también presentan un enrejado irregular de vetillas de cuarzo, magnetita, etc., minerales que también aparecen diseminados y pasan a las rocas de caja, principalmente a la riodacita, disminuyendo en intensidad a medida que nos alejamos del contacto con la mineralización más compacta. Se destaca que los clastos son más grandes y abundantes hacia la periferia del tubo de brecha,

casi desapareciendo en el sector central. En unos pocos sectores pueden observarse escasos minerales secundarios de cobre, mucho más abundantes en la caja riódacítica.

Lo detallado indica que la mineralización se depositó tanto por relleno como por reemplazo, mientras que la falta de espacios abiertos entre los fragmentos de la brecha sugiere una deposición en un ambiente de relativamente gran presión.

La textura bandeada descripta tiene un rumbo N 70° W que se va curvando gradualmente hasta N 105°-120° E como tendiendo a hacerse asintótica con una falla de rumbo N 45° W, lo que configura una megaestructura de detrusión.

*g) Diatremas:* Se trata de dos pequeñas estructuras ubicadas a unos 50 m al poniente de la fosa tectónica y perforadas en monzonita; están separadas entre sí unos 30 m y la mayor de ellas aparece en un barranco con dimensiones de unos 35 m<sup>2</sup> y la menor, también en parte cubierta, apenas se la observa en una superficie de 15 m<sup>2</sup>.

Ambas son semejantes; pero es en la mayor donde mejor aparecen características de brecha de explosión por presentar una distribución muy irregular de clastos sub-redondeados de muy diferente tamaño y composición, en una matriz cinerítica sin estratificación alguna. Los clastos son de dacita, riódacita, otras más básicas, etc., aunque con predominio de las primeras; también hay clastos no identificables por su intensa alteración hidrotermal que son los que poseen mayor porcentaje de piritita. Hay algunos ejemplares con sulfuros oxidados, que han formado un halo limonítico transportado a su alrededor en la matriz piroclástica.

La distribución de los clastos es muy irregular ya que abundan en el sector sur, pudiéndose clasificar a la roca según los sectores en aglomerado o brecha volcánica cinerítica, mientras que en la

mitad norte prácticamente no hay clastos y es una cinerítica típica.

La matriz posee abundante carbonato, clorita, arcillas, sericita, cuarzo, feldespatos potásico y apatita, siendo genéticamente interesante el hecho de que dentro de ella, se han identificado escasos y aislados sulfuros de cobre y hierro y magnetita diseminados.

El afloramiento está atravesado por una red de venillas de yeso de 1 a 3 cm de potencia, más abundantes en el sector cinerítico.

La existencia de algunos clastos frescos dentro de las diatremas, también indica una fuerte explosión volcánica y no escapes continuos de gases, que los habrían alterado.

*h) Vetas:* Se trata de pequeñas estructuras de pocos decímetros de potencia predominantemente cuarzosas, muy fracturadas y ubicadas en un material tipo arcilla de falla de color amarillento, que no sólo rodea a clastos de las vetas y de sus cajas, sino que también las separan de sus cajas. Algunas diseminaciones oscuras sugieren minerales de manganeso, lo que unido a que a veces hay gruesos cristales idiomorfos de cuarzo, hacen que las mismas no se diferencien mayormente de la mayoría existentes en la propiedad de YMAD (Morro Bola, Alto de La Blenda, etc.).

De este panorama se diferencian unas pequeñas vetillas de galena superficialmente alteradas a anglesita y de muy irregular desarrollo; están ubicadas dentro de la fosa tectónica, pero hacia el sur y muy próximas a la monzonita limitante.

## ESTRUCTURA

Las Pampitas debe su nombre a suaves lomadas de material sedimentario de eluvio y aluvio depositado en una neta fosa tectónica de unos 0,6 km<sup>2</sup> de superficie (foto 1). Esta estructura está limitada por 4 fallas regionales, dos sub-



paralelas de orientación norte-sur y las dos restantes este-oeste que originalmente formaban prácticamente un rectángulo; pero debido a fallamientos laterales que afectaron su lado oriental, hoy posee una forma trapezoidal rectangular con su base mayor orientada al norte.

En el bajo se observan escasos afloramientos de las rocas que constituyen

dad de indicar aquellas principales y los desplazamiento observados; no obstante lo anterior, de las observaciones realizadas se desprende que en la comarca casi todas son fracturas subverticales dominando las de rumbo noroeste y aquellas con desplazamientos laterales, fenómeno que también tiene lugar en otros sectores del distrito minero. De este panorama se apartan las fracturas que ori-



Foto 1. — Vista aérea del Bajo Las Pampitas mirando al sur. En segundo plano y a la izquierda aparece el pórfido cuprífero del Bajo de la Alumbraera

sus cajas (monzonita y andesita), otras no identificables por su intensa alteración hidrotermal y meteórica y también dacitas filonianas, éstas en asomos pequeños y aislados debido al intenso tectonismo que las afectó. El panorama descrito se completa con la aparición casi en el centro de la porción deprimida del tubo de brecha rodeado anularmente por una relativamente extendida riodacita, con mayor o menor desarrollo de vetillas de cuarzo, magnetita, etc.

Las fracturas marcadas en el plano deben considerarse como una aproximación a la realidad, ya que en dicho bosquejo expeditivo sólo tienen la finali-

ginaron la fosa tectónica de Las Pampitas, que aquí se suponen relacionadas con los fenómenos magmáticos e hidrotermales que originaron la aparición del tubo de brecha y las riodacitas y también evidentemente conectadas con los fenómenos similares, origen de las numerosas manifestaciones tipo pórfido cuprífero de los alrededores y que hacen que el distrito, posiblemente sea el que posee mayor densidad de ellos en el mundo entero.

Los fenómenos geológicos que originaron el tubo de brecha, las riodacitas y la alteración hidrotermal de los alre-

dedores, aquí se interpretan como originados por la gran complejidad estructural e intensidad de la fracturación en este sector, muy especialmente por la intersección de las dos grandes fracturas marcadas en el plano. La estructura en bandas delgadas orientadas al noreste del tubo de brecha, está dada por franjas delgadas a gruesas de cuarzo, magnetita

En cuanto a las dos pequeñas diatremas ubicadas en la monzonita y exteriormente a la fosa tectónica, probablemente también estén controladas por intersecciones tectónicas, aunque por su pequeño diámetro se supone que su desarrollo en profundidad ha de ser irregular. Es muy probable que exista una cierta vinculación genética entre estos



Fig. 2. — Disposición alargada de los clastos del tubo de brecha con su cemento cuarzo-ferruginoso que se destaca en relieve

y clastos alargados de la roca riódacítica y otros no identificables; pero diferentes por su intensa alteración, que evidentemente tienen su origen en movimientos de la fractura noreste simultáneos con la mineralización (foto 2). Estas bandas se curvan homogéneamente hacia el norte volviéndose asintóticas en el contacto con la falla noroeste, curvaturas originadas en movimientos recurrentes de ésta y posteriores a la mineralización del tubo de brecha y alrededores.

fenómenos y los relacionados con la formación de los pórfidos cupríferos.

#### ALTERACION HIDROTHERMAL

Sucintamente podemos manifestar que el área de blanqueo por alteración hidrotermal, coincide bastante estrechamente con los límites de la fosa tectónica de Las Pampitas, extendiéndose por fuera de ella sólo en forma lineal y siguiendo algunas de las grandes fa-

llas que atraviesan la cuenta citada, por las que lógicamente están controladas. Los faldeos relativamente empinados que limitan exteriormente al bajo están formados generalmente por rocas relativamente frescas.

A pesar de que un estudio completo del tema está fuera de los alcances de este trabajo, el estudio petrográfico de varios cortes delgados realizados en los laboratorios de la DNGM parece sugerir un zonamiento anular en los tipos de alteración hidrotermal, alrededor del tubo de brecha. Es así que expeditivamente se ha diferenciado una alteración silíceo-biotítica próxima a dicho cuerpo (la de mayores anomalías geoquímicas) y, sucesivamente y a medida que nos alejamos de él alteración sericítica, arcillosa y propilítica, esta última ya por fuera de los límites de la depresión de Las Pampitas.

### GEOQUIMICA

Personal auxiliar de la DNGM llevó a cabo un muestreo de rocas en enrejado cuadrangular de 100 m de lado, habiéndose extraído 96 muestras. Dado

que la mayor parte del bajo está cubierto por sedimentos, las conclusiones de este trabajo deben tomarse con mucha precaución. De los pequeños cerritos que rodean al tubo de brecha sólo se tomaron 9 muestras, las que analizadas en los laboratorios del Plan Cordillera Norte (DNGM) en La Rioja, arrojaron todas ellas altos valores en cobre (entre 1100 ppm y 2150 ppm) y muy bajos en Mo (entre 0 y 2 ppm). El resto de las muestras fueron tomadas prácticamente todas ellas exteriormente al bajo, en las laderas que lo limitan, no habiéndose obtenido valores significativos en cobre y molibdeno, los dos únicos elementos analizados.

La integración de estos datos geoquímicos corroboró la impresión visual de que la zona de interés está ubicada dentro de propio bajo Las Pampitas y, específicamente, en los alrededores del tubo de brecha. Estas fueron las informaciones que se tuvieron en cuenta cuando se programó el plan de perforaciones.

Es interesante conocer los datos proporcionados por el CIMC de la Facultad de Ingeniería de la UNC (San Juan) sobre diversas muestras comunes:

CUADRO 1

Análisis espectrográficos

	Cu ‰	Mo ‰	Fe ‰	Pb ‰	Zn ‰	Au g/t	Ag g/t
Tubo de brecha..... (Cuarzo ferruginoso)	0,011	0,002	13,9	0,03	0,05	0,08	6
Halo del tubo de brecha..... (Riodacita)	0,070	0,001	8,8	0,005	0,06	0,43	4
Diatrema..... (Mátrix)	0,004	0,0001	3,6	0,005	0,03	0,07	3

## PERFORACIONES

Se programaron dos sondeos de orientación ubicando el Dr. Hernán B. Navarro el  $X_1$  y el suscripto el  $X_2$ , llevados a cabo el primero con una máquina Boyles Brothers X-Ray de 19 mm de diámetro y con una Sullivan de 47 mm de diámetro el segundo.

*Sondeo  $X_1$ :* Se perforó verticalmente en andesita y alcanzó 37,21 m de profundidad. La zona lixiviada terminó a los 12 m (limonitas varias) y la oxidada a los 28 m (limonitas, magnetita y hematita) donde comenzó mineral supergénico y primario (limonitas transportadas, pirita, calcopirita, covelina, magnetita y hematita). La recuperación fue mala (10 %) al igual que la ley de cobre (promedio general de las zonas oxidadas y de sulfuros supergénicos y primarios del orden de 0,02 %), aunque este valor es artificialmente bajo por la mala recuperación de testigos y por no haberse analizado los correspondientes barros de perforación.

*Sondeo  $X_2$ :* Se ubicó en riodacita aunque por diversos problemas no pudo trazárselo inclinado para cortar en profundidad al tubo de brecha, razón por la cual horadó verticalmente 55,20 m. Una oxidación incipiente (limonitas varias, azurita, malaquita y bornita) que llega a los 30 m está mezclada con minerales primarios (calcopirita, oro, magnetita y pirita). A pesar del mayor diámetro de los testigos también fue mala la recuperación (18 %) aunque mejoró la ley de cobre (promedio general 0,17 %), cupiéndole los mismos considerandos que a la perforación  $X_1$ .

## CONSIDERACIONES FINALES

A) En la formación del Bajo Las Pampitas se acepta que deben haber influido los siguientes factores:

1. Su ubicación en el contacto entre los cuerpos subvolcánicos monzo-

nítico de Alto de la Blenda y andesítico de La Chilca, ambas rocas competentes, y prácticamente en el sector apical y topográficamente más alto de aquel. Este punto confirma la empírica regla general que los pórfidos cupríferos están en o cerca de monzonita.

2. Su emplazamiento en el punto de intersección de dos grandes fracturas regionales (al igual que el cuerpo riodacítico).
3. Su desarrollo en una comarca donde hay varias manifestaciones hidrotermales del tipo pórfido cuprífero, estando conectada a varias de ellas por fracturas regionales (García, 1970). Debemos recordar que tubos de brecha como el descrito tienen muchas semejanzas con típicos pórfidos cupríferos, con los que guardan una estrecha relación estructural, mineralógica, espacial y temporal.

B) Las características hasta aquí descritas nos permite esbozar la siguiente secuencia de eventos geológicos posteriores al emplazamiento del cuerpo subvolcánico monzonítico:

1. Formación de la fosa tectónica. Su origen puede ser pulsaciones magmáticas, evacuación de una cámara magmática o estar asociada con el hundimiento y mineralización de una cúpula del stock monzonítico, siguiendo las teorías de Emmons (1938).
2. Intrusión riodacítica central. Controlada estructuralmente por la intersección de fallas regionales, posiblemente laterales.
3. Alteración hidrotermal. A pesar de la complejidad estructural del área que sugiere numerosas vías de acceso y tránsito de las soluciones hidrotermales que alteraron las rocas, es probable que su conducto principal también haya estado controlado por la intersec-

ción de las fallas citadas en el punto anterior; la distribución de los diferentes tipos de alteración hidrotermal así lo sugiere.

4. Emplazamiento del tubo de brecha. La intersección de aquellas fallas también fue el factor localizante de las soluciones mineralizantes posteriores. Como es común en fenómenos del tipo que nos ocupa, los minerales ferríferos son los primeros en aparecer, que junto con el cuarzo se depositaron principalmente en los espacios más abiertos disponibles, formándose así el tubo de brecha. Las soluciones mineralizadoras posteriores lógicamente se distribuyeron alrededor de esta estructura, o sea en los lugares donde se han evidenciado las mayores anomalías geoquímicas de cobre. Se ha descartado un origen volcánico explosivo para este fenómeno geológico, dada la falta de evidencias en tal sentido.
5. Diatremas. La variedad de sus clastos indica que ellos fueron arrastrados desde zonas profundas, cruzando a su paso por alguna zona semejante a la que nos ocupa, pues posee algunos clastos con alteración hidrotermal y mineralización de sulfuros, diseminados (al igual que en la mátrix). Es probable que este fenómeno indique una extensión lateral del Bajo Las Pampitas, mayor en profundidad que la observada en superficie. Tentativamente podemos aceptar que existe alguna relación genética - estructural común entre las diatremas, la alteración hidrotermal, la mineralización y el tubo de brecha; la idea es sugerida por las similitudes estructurales, mineralógicas, temporales y espaciales de estos fenómenos.

C) Se concluye que el caso descripto constituye un ejemplo orientador sobre

la relación espacial de tubos de brecha con respecto a pórfidos cupríferos. En Las Pampitas hay datos que señalan la probable existencia por debajo de los afloramientos estudiados de un yacimiento tipo pórfido cuprífero, como el detallado en el punto anterior y la ubicación del Bajo de La Alumbreira a unos 2,5 km al este-sudeste de la zona estudiada; éste es un pórfido cuprífero comprobado por medio de cuatro sondeos y aflora a una altura de unos 250 m por debajo del Bajo Las Pampitas.

D) Desde el punto de vista económico las dos perforaciones han confirmado lo que se suponía respecto a que la mineralización de mayor valor económico se encuentra en forma de anillo, rodeando al tubo de brecha. A pesar de que los valores en cobre del sondeo X<sub>2</sub> son bajos, otorgan suficiente aval como para programar una nueva serie de perforaciones que nos permitan conocer la real economicidad del área, especialmente teniendo en cuenta que los análisis de superficie en oro y plata son altos para este tipo de yacimientos. Tampoco debemos olvidar que la mineralización es primaria y que se dispone casi sin sobrecarga en una comarca donde afloran varios pórfidos cupríferos con leyes bastante superiores y con los cuales integraría un futuro complejo minero.

## CONCLUSIONES

El yacimiento que nos ocupa está ubicado en una alineación norte-noroeste de desarrollos hidrotermales tipo pórfido cuprífero, determinada en el sector central de la provincia de Catamarca y extrapolada a países vecinos.

La comarca estudiada está constituida exclusivamente por variadas rocas volcánicas del Terciario Superior. En la parte apical de un gran cuerpo subvolcánico monzonítico, en el contacto con otro menor andesítico, aparece una

fosa tectónica de unos 0,6 km<sup>2</sup> de superficie, cubierta en gran parte por sedimentos que sólo permiten observar casi en su centro unos pequeños morros de riodacita y monzonita hidrotermalmente alterados, donde aparecen netas anomalías geoquímicas de cobre, y que rodean a un tubo de brecha. Esta estructura está formada por cuarzo, óxidos de hierro y clastos de rocas variables y su ubicación, al igual que la de las rocas que la rodean, está controlada por la intersección de fracturas.

Las estructuras del tipo estudiado son conductos ideales para las soluciones mineralizadoras; en Las Pampitas los minerales tardíos de cobre se han depositado principalmente alrededor del conducto central, ya que los espacios vacíos del tubo de brecha fueron sellados por una primitiva mineralización cuarzo - ferrífera.

Las perforaciones realizadas han confirmado que nos hallamos en presencia de un yacimiento tipo pórfido cuprífe-

ro, con fenómenos supergénicos apenas desarrollados, debiéndose determinar con una segunda etapa de perforaciones, su real potenciabilidad económica.

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Emmons, W. H., 1938. *Gold Deposits of the World* - Mc Graw-Hill, N. York.
- García, H. H., 1970. *Control Estructural de las Vetas de Alto de la Blenda*. Tesis doctoral UBA. Op. Lill. (en prensa).
- 1970. *Consideraciones sobre algunas alineaciones de desarrollos hidrotermales tipo pórfido cuprífero en el NW Argentino*. Rev. DNGM (en prensa).
- González Bonorino, F., 1950. *Geología y Petrografía de las Hojas 12 d (Capillitas) y 13 d (Andalgalá)*. Bol. N° 70 DGIM.
- Llambías, E. J., 1969. *Geología de los Yacimientos Mineros de Agua de Dionisio*. YMAD (Informe inédito).
- Quartino, B. J., 1960. *Sobre la Interpretación Geológica del Distrito Volcánico de Farallón Negro*. An. las. Jorn. Geol. Arg. T. II.

Recibido el 8 de abril de 1970.

# ROCAS BASICAS DE LOS CERROS PASTEL Y PURICELLI, PROVINCIA DE CHUBUT, REPUBLICA ARGENTINA Y LOS FENOMENOS DE DIFERENCIACION

Por MARTA CLAUDIA VIVIERS<sup>1</sup>

## RESUMEN

Se describen dos localidades del área de la serranía de San Bernardo, en el Chubut central, que presentan importantes rasgos litológicos y estructurales. En ambas, la composición global de los cuerpos es semejante, estando representados por rocas básicas, en general doleritas olivínicas, con diferentes grados de subalcalinidad y la presencia casi constante de zeolitas intersticiales.

En el cerro Pastel se presentan evidencias de procesos de autoasimilación y de asimilación de tobas del Grupo Chubut.

En los cerros de Puricelli hay un emplazamiento de diques con pronunciadas evidencias de estructuras en arco. Este grupo de afloramientos es el que presenta mayores contrastes litológicos, dados por la presencia de facies diabásico-gábricas con venas diferenciadas de composición sienítica y un núcleo de rocas efusivas con facies de brechas y lavas vesiculosas.

## ABSTRACT

Two localities of the San Bernardo Range area, located in the central part of the Province of Chubut and presenting important lithologic and structural characteristics are described. In both, the global composition of the intrusive bodies is similar, being represented by basic rocks, olivinic dolerites in general, with different degrees of subalcalinity and the almost constante presence of interstitial zeolites.

At cerro Pastel, evidences of auto-assimilation and assimilation of tuffs of the Chubut Group are recognized.

In the hills of Puricelli, an emplacement of dikes with strong indications of circular structures is seen. This group of outcrops presents the most pronounced lithologic contrast, which are indicated by the presence of a diabase-gabbroic facies with differentiated veins of syenitic composition and a nucleus of effusive rocks with breccia and lave facies.

## I. INTRODUCCION

El presente trabajo, resumen del presentado como Trabajo Final de Licenciatura ante la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, ha tenido como principal objeto reiniciar el estudio del importante vulcanismo básico con derivados subalcalinos, presente en una ex-

tensa zona del Chubut sur y central. Con ese objeto se eligieron dos localidades características por sus rasgos litológicos y estructurales, cuyo estudio arrojó resultados novedosos desde ambos puntos de vista, que sin lugar a dudas dan la pauta del interés por el magmatismo existente en esta provincia petrográfica.

Las dos localidades citadas son el cerro Pastel y los cerros de Puricelli, ubicados ambos al este de la sierra de San Bernardo.

<sup>1</sup> Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.

Dejo constancia de mi especial agradecimiento al director del trabajo, Dr. Bernabé J. Quartino, por sus valiosas sugerencias, críticas y revisión del mismo; a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, que me proporcionó los medios económicos y materiales; asimismo a todas las personas que de una u otra forma brindaron su generosa ayuda para llevarlo a cabo.

## II. UBICACION GEOGRAFICA Y GEOLOGICA

Las dos localidades estudiadas están ubicadas en la provincia de Chubut<sup>1</sup>, departamento de Sarmiento, en la zona aledaña a la serranía de San Bernardo, (fig. 1). El cerro Pastel se halla 30 km al nor-noroeste de Colonia Sarmiento, en la región comprendida entre las sierras de San Bernardo y la margen oeste del lago Musters. Los cerros de Puricelli se encuentran 25 km al sur de la citada colonia, en la zona extraserrana al naciente del codo del río Senguerr.

En lo que respecta a la estratigrafía de la región, excluidas las rocas volcánicas, los sedimentos aflorantes más antiguos pertenecen al Cretácico Superior y están representados por el grupo Chubut, con sus secciones características, (Feruglio (1950), González y Vilela (1966), Ferello (1969), Volkheimer (1969)).

En la comarca estrictamente bajo estudio, afloran sólo las Tobas Verdes y Grises en el cerro Pastel, Vilela (1952), y los términos más altos del Chubutiano en los cerros de Puricelli, González R. (1954), Ferello (1969). Dado el carácter de este resumen sólo se menciona en cada una de las localidades estudiadas las rocas sedimentarias presentes; para mayores detalles sobre las características de las mismas se remite a los lectores a la amplia bibliografía sobre el tema, agregando a las publicaciones ya

citadas los trabajos de Teruggi (1962) y Teruggi y Rosetto (1963).

Los depósitos holocenos están representados por las terrazas del río Senguerr y los aluviones no aterrizados, que cubren una extensa superficie, además de la cubierta de derrubio basáltico, que es común en las áreas donde predominan los afloramientos de rocas ígneas.

Son de interés en el marco geológico aquí considerado y en lo que respecta a este trabajo en especial, las rocas de tipo basáltico mencionadas y descritas anteriormente por Mórtoła (1923), Feruglio (1950), Quartino (1957), Teruggi (1964), Andreis (1965), González y Vilela (1966), Viviers (1968), Ferello (1969), Fernández Gianotti (1969). La forma de presentarse es variada, pues aparecen desde los extensos mantos basálticos hasta los pequeños cuerpos en forma de diques y stocks. La composición de los mismos es generalmente básica, con términos algo más silíceos, Mórtoła (1923) y Teruggi (1964) y en muchos casos con evidentes tendencias alcalinas.

En lo que respecta a la estructura de la zona de la sierra de San Bernardo, cuya influencia llega al área estudiada, se puede citar el estilo de plegamiento sumamente acentuado, puesto de manifiesto por la aparición de una serie de anticlinales y sinclinales de predominantes rumbos meridianos, que en ciertos casos se encuentran acompañados por un fallamiento transversal, Feruglio (1950).

En las dos localidades estudiadas, el plegamiento no es muy apreciable, pues sólo se advierte un leve buzamiento de las capas del Chubutiano. En el cerro Pastel, las Tobas Verdes y Grises muestran escasa inclinación (4° - 5°) hacia el este, formando parte, según Vilela (1959), del ala de un anticlinal suave de rumbo N-S. No hay evidencias de que la masa ígnea del cerro Pastel haya provocado dislocaciones en el Chubutiano, salvo pequeñas fracturas de muy

<sup>1</sup> Hojas D.N.G. y M.: 48c y 49c.



escaso desplazamiento, ubicadas al sud-este del cerro.

En los cerros de Puricelli y sus fal-

Todo lo anteriormente expuesto, indicaría que las masas de rocas básicas de las dos zonas están localizadas en es-

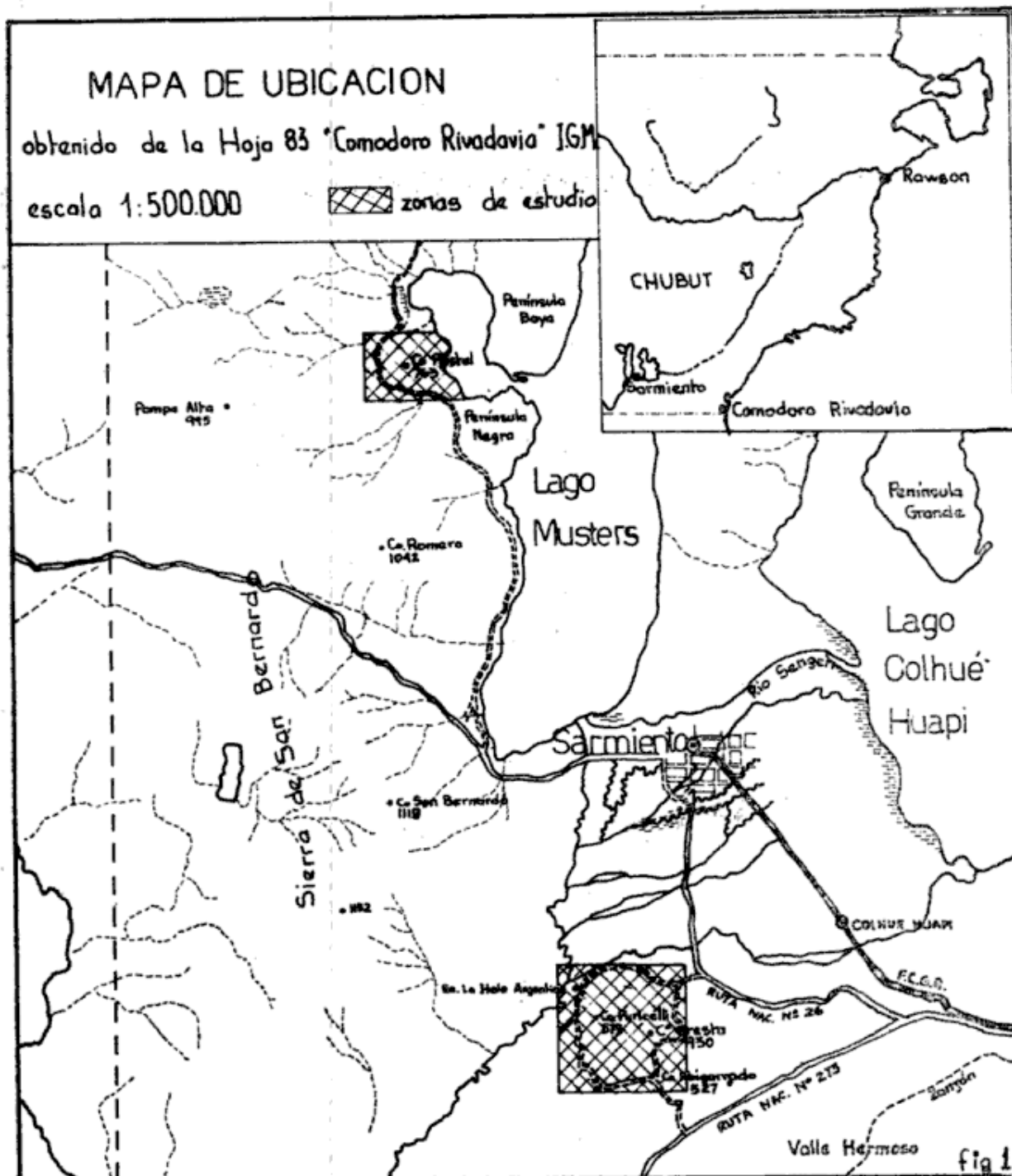


Figura 1

deos, la estructura de las capas del Chubutiano no se halla a la vista. Vale mencionar que Ramaccioni (1930), sitúa allí el ala de un anticlinal amplio, denominado anticlinal de Funes en la literatura de YPF.

estructuras de plegamiento muy suave, que son el resultado del atenuamiento de una estructura plegada más intensamente, en la serranía de San Bernardo propiamente dicha. Esta localización en relación con la estructura, tiene poten-

cial importancia para la posible valoración del emplazamiento magmático y su diferenciación, como ya fue señalado para la zona de San Bernardo en general por Quartino (1957), de acuerdo a un concepto de Winchel (1947) sobre relación entre grado de diferenciación y tamaño de la cámara magmática.

último autor este cuerpo de roca básica representa el relleno de una chimenea o neck.

El cerro Pastel (fig. 2), con una altura de 767 m s.n.m., es una elevación característica del paisaje, por encontrarse aislado de las serranías del oeste y por su relieve muy riscoso, donde la

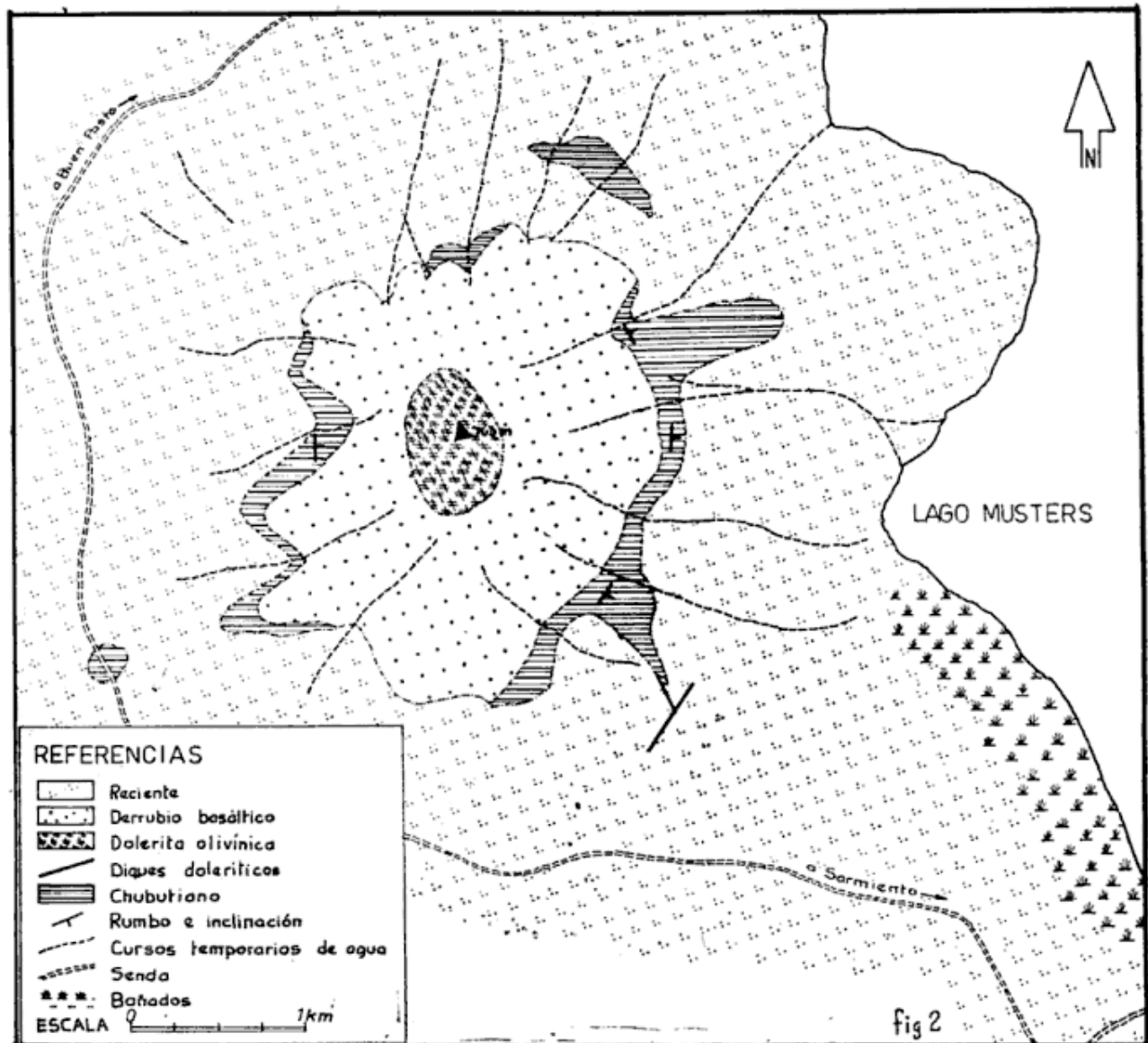


Fig. 2. — Bosquejo geológico del Cerro Pastel

### III. CERRO PASTEL

Este cerro ya ha sido mencionado en trabajos anteriores; Feruglio (1950) hace referencia al mismo al hablar sobre las rocas alcalinas básicas del Chubut. También lo mencionan González y Vilela (1966) y Ferello (1969). Para el

fuerte pendiente de las paredes se ha visto favorecida por las diaclasas sub-verticales. Se alza sobre una base de talud más suave labrada en las sedimentitas del Chubutiano, en las secciones correspondiente a las Tobas Verdes y Grises, (Vilela 1952).

Además del cuerpo igneo del cerro

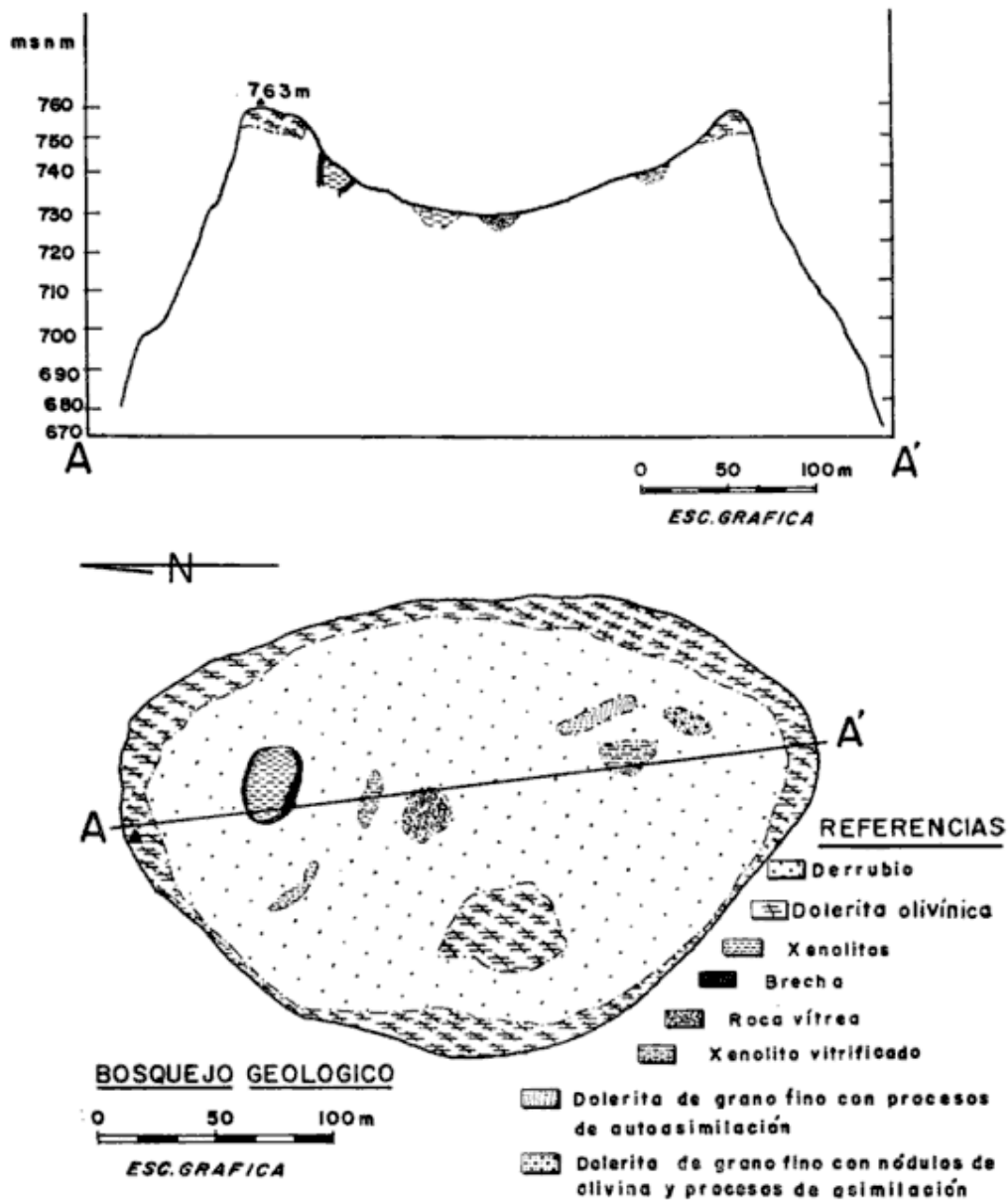


Fig. 3. — Cerro Pastel. Perfil esquemático AA'

Pastel, que intruye verticalmente en las sedimentitas, hay tres diques, que se encuentran en el extremo sudeste del cerro, en la misma zona en que se observaron las dislocaciones antes mencionadas (fig. 2).

Se han distinguido tres unidades bien diferenciadas litológica y estructuralmente: a) Sedimentitas del Chubutiano; b) Gabrodiabasa olivínica; c) Diques de dolerita olivínica.

### 1) CARACTERIZACIÓN LITOLÓGICA DEL CUERPO SUBVOLCÁNICO DEL CERRO PASTEL.

El perfil de la figura 3 muestra el relieve del cerro; sólo es llamativo en él una depresión en la parte superior central, causada por la erosión diferencial debida a una heterogeneidad local de las rocas en la vecindad del techo de la intrusión, el cual se manifiesta por la existencia de xenolitos de composición

y textura semejante a las tobas del Chubutiano.

La *roca tipo* del cuerpo intrusivo es gris oscuro y negruzca, textura granosa mediana a fina. El tamaño de grano varía considerablemente desde los bordes y parte inferior del cerro donde es mayor, hacia el sector superior central donde llega a ser afanítica.

La microtextura es granosa hipidiomorfa bien desarrollada, con transición a subofítica gruesa, cuando hay predominio de los minerales claros, o sea la textura propia de una gabrodiabasa. Las variedades de grano fino de la parte superior deprimida, tienen textura intergranular.

La composición mineralógica es simple: olivina, plagioclasa, clínopiroxenos, sanidina y minerales opacos (magnetita).

Los productos de cristalización póstuma y alteración son variados: clorita, antigorita, biotita, zeolitas y albita.

La *olivina* se presenta en fenocristales anhedrales, casi siempre fracturados, rodeados de un borde de alteración de composición variable (antigorita, iddingsita).

La *plagioclasa* es *labradorítica*, en tablillas de tamaño poco variable, la zonalidad se presenta sólo en los cristales mayores. En general están poco alteradas a albita o analcima, según planos de clivaje o en manchones irregulares.

El *piroxeno* más abundante es *augita-augita subcálcica*; los cristales se encuentran intercrecidos subofíticamente con las plagioclasas o agrupados en glómérulos. Las formas oscilan entre los prismas alargados, idiomorfos, hasta completamente xenomorfos, cuando es intersticial. Algunos granos bien desarrollados presentan zonalidad.

En muestras correspondientes a la parte periférica del cerro se encontraron pequeños cristales de un piroxeno de colores verdosos que han cristalizado intersticialmente. Este mineral aparece además formando rebordes, marcando fisuras en cristales mayores de tonos le-

vemente morados. Su composición es *augita-aegirínica* y *augita titanífera*, respectivamente. La aparición de estos piroxenos indica ya un cambio de composición hacia los *términos alcalinos*.

La *sanidina* constituye cristales xenomorfos, intersticiales, bastante límpidos por escasez de alteración. Asociado a la sanidina y al piroxeno, es destacable también la presencia de granofiro intersticial en muy escasa cantidad.

Como productos deutéricos hay gran cantidad de *zeolitas*, entre las que ha podido determinar *analcima* y *thomsonita*. La primera, además de presentarse como alteración y reemplazo de la plagioclasa, aparece rellenando alvéolos y espacios intersticiales, formando mosaicos isótropos de regular desarrollo. La encontramos también en masas anhedrales con inclusiones de agujas de *apatita* y otros minerales indeterminados. Igual disposición adopta la thomsonita, aunque su forma de cristalizar es fibrosa radiada. Su coloración es parda, debido a impregnación de óxido de hierro.

En consecuencia, la roca tipo de la intrusión del cerro Pastel es una fase intermedia entre *gabro de grano fino* y *dolerita*, con pasajes a *dolerita* más típica, por acentuación de la textura subofítica-intergranular. Petrográficamente es una *dolerita olivínica normal*, muy rica en olivina y augita subcálcica, además de la importante presencia (no por la cantidad sino por su significado composicional), de titanogaugita, augita aegirínica, y sanidina intersticial. Estos minerales indican enriquecimientos locales en minerales alcalinos, sin infra saturación silíceo según evidencia la presencia de granofiro. Es de destacar que las muestras que poseen los clínopiroxenos alcalinos, contienen además rellenos zeolíticos intersticiales e importante porcentaje de agujas de apatita.

La petrografía sugiere un tipo de *magma basáltico olivínico*; de acuerdo con ello y con lo que se conoce del ambiente petrográfico de la sierra de San Bernardo, se explica la alcalinidad lo-

cal por concentraciones restringidas de álcalis. Estas concentraciones pueden ser póstumas en la evolución de la masa ígnea del cerro Pastel, a juzgar por el tamaño reducido de los cristales de clinopiroxeno alcalino y la mayor alcalinidad presente en los bordes de algunos cristales de augita. Coincide con ese aspecto la presencia de feldespato potásico intersticial y los rellenos de zeolitas.

En la *depresión central* se observaron algunas rocas que presentan cierta fluididad, sumado a un tamaño de grano muy fino. Ello es posiblemente un fenómeno producido por la proximidad del techo. Se agregan además, en la misma parte superior, varios tipos de rocas híbridas con alta heterogeneidad textural, producto de la asimilación del techo; varían entre rocas con gran proporción de vidrio y otras que por la acentuada acumulación de piroxenos llegan a tener la composición de un *melabasalto*.

Merece destacarse fundamentalmente por la estrecha asociación con estos últimos, la presencia de rocas con fenómenos de "autoasimilación". En ellas se observan "clastos" de dolerita de grano grueso de la roca típica del cerro Pastel, en parte desagregados e inmersos en una mesostasis de grano muy fino.

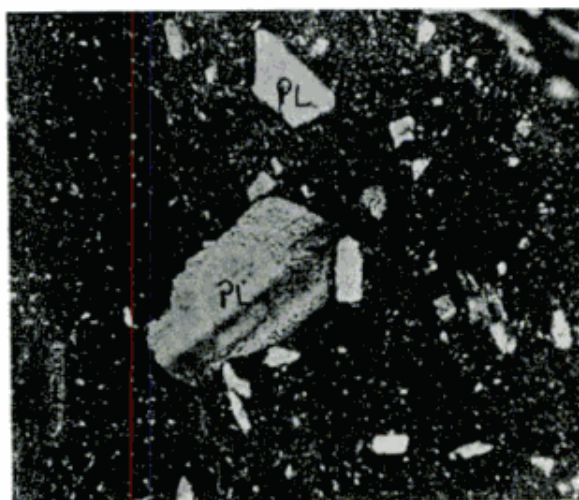
## 2) XENOLITOS

En la parte superior del cerro Pastel se encontraron grandes xenolitos, que son testigo de la presencia del techo, eliminado ya por la erosión. Sus dimensiones varían, en superficie, entre los 30 y 5 metros cuadrados aproximadamente. Debido a la cubierta detrítica que los enmascara, es a veces dificultoso individualizar exactamente sus límites.

La roca que forma estos xenolitos tiene las características de una toba que ha sufrido alteración y brechamiento, haciéndose esto último más intenso en

los bordes. El metamorfismo de contacto sobre los xenolitos se manifiesta en agregados de minerales y trozos muy pequeños de la roca básica diseminados dentro de la toba parcialmente vitrificada, lo que indica que se ha producido reacción entre la roca básica y los xenolitos.

El carácter piroclástico de los mismos es evidente por su textura y composición: piroclastos de diverso origen (vítreos, cristalinos y líticos) yacen en



Fotog. 1. — Cristales de plagioclasa (pl) parcialmente fundidos. Esto se observa en los xenolitos del cerro Pastel que han sufrido un fuerte metamorfismo térmico causado por la masa ígnea básica. Con analizador objetivo  $\times 10$ .

una matriz vítrea y en parte pulverulenta de baja birrefringencia.

En algunos casos, en los xenolitos, se puede observar cierta fluididad dada por la refusión de la toba. El *proceso de refusión*, además de la matriz, en algunas ocasiones afecta a los cristales de feldespatos y cuarzo, que han sufrido con tal intensidad este proceso, que en su mayor parte aparecen total o parcialmente vitrificados, como en los casos en que la forma del cristal original sólo se puede observar con nicoles cruzados (foto 1), pues sin ellos dichos individuos aparecen como asimilados a la mesostasis vítrea que los rodea, tomando el aspecto de una "criba".

### 3) DIQUES

Asociados a la masa intrusiva del cerro Pastel hay diques bien expuestos en el campo, que se alojan también en las sedimentitas del Chubutiano, hacia el sudeste del cerro, (fig. 2). Sus rumbos son respectivamente: N 30° O, N 30° E y N 75° O. Los dos primeros son sub-verticales con 70 y 500 m de corrida respectivamente y 5 m de potencia; el último posee una inclinación de 75° norte y es muy reducido (6 m de corrida y 0,50 m de potencia).

La caja de todo el conjunto de diques es una toba de color verde claro, muy compacta. En los contactos con los diques tiene una aureola de alteración de pocos centímetros de espesor.

Dentro de esta parte alterada aparecen diaclasas, rellenas de calcita bastante pura, que mantienen cierto paralelismo con respecto a los contactos con la roca ígnea.

#### DIQUE DE RUMBO N 30° O

La roca típica de este dique es una *dolerita olivínica* de grano mediano, de color gris oscuro brillante, pero generalmente recubierta por una pátina ferruginosa de alteración.

Está formada esencialmente por plagioclasa, clinopiroxeno y olivina, que han cristalizado en una textura *intergranular gruesa*.

La plagioclasa (*labradorita*) predomina sobre los demás minerales. Hay cierta orientación subparalela de las tablillas, que concuerda con el rumbo del dique. La alteración es albítica, dispuesta en venillas.

La *olivina* se halla en proporción similar al clinopiroxeno (*augita*) y ha adquirido un desarrollo semejante, aunque son comunes los fenocristales del primer mineral, con alteración serpentínica.

La *ilmenita* se halla en forma de individuos alargados y finos, con los bor-

des aserrados; casi constantemente se encuentran asociados al clinopiroxeno, disponiéndose radialmente en las concentraciones de *augita*. En los bordes del dique, su concentración es mayor. Otra de las características de esta parte de borde es la aparición de *goethita*, de color rojizo muy vivo, que reemplaza completamente a los minerales félicos.

#### DIQUE DE RUMBO N 30° E

Este segundo dique interrumpe al anterior por el extremo sudeste (fig. 2).

En lo que respecta a sus caracteres texturales y composicionales, la roca es similar a la del primer dique. Los elementos distintivos son los siguientes:

- a) Presencia de analcima, sea como alteración de plagioclasas o como relleno de grandes oquedades, entre los feldespatos.
- b) Notable desarrollo de los minerales serpentínicos, como alteración de la olivina.
- c) Impregnación muy acentuada de óxido de hierro, como mineral opaco.
- d) Presencia de amígdalas esféricas rellenas por thomsonita fibrosa, de cristalización radial. Estas esferulitas tienen bordes de analcima.
- e) Desarrollo de los minerales opacos, con tendencia a formar cristales esqueléticos.

De todo lo expuesto anteriormente, se puede sintetizar que los dos diques tienen composición semejante a la del cuerpo principal, es decir *dolerita olivínica* y ello vale también para el tercer dique. En cuanto a los rasgos de subalcalinidad, no se han hallado piroxenos alcalinos, pero sí en cambio, apreciable cantidad de analcima y thomsonita.

Los fenómenos de borde carecen de importancia, detectándose los mismos

sólo por la variación de proporciones de los minerales, con el consiguiente cambio textural, además del aumento de la oxidación.

#### IV. CERROS DE PURICELLI

Estos cerros conforman un conjunto de elevaciones que se encuentran aisladas junto al valle del río Senguerr (fig. 1), al noroeste del recodo que el mismo forma al sur de la serranía de San Bernardo.

Es un grupo de cerros bajos, de planta casi circular, que resaltan netamente debido a la mayor resistencia que han opuesto a los diversos agentes erosivos, las rocas ígneas que los forman.

Estas rocas que comprenden la parte más importante de los afloramientos, se presentan como *diques* y *filones*, intruidos en las sedimentitas de la sección superior del Chubutiano o sea en las Tobas Amarillas, (Ferello, 1954 y González, 1954). Además de las rocas de dique, afloran lavas y brechas volcánicas que tienen una ubicación subcentral respecto de la estructura general que presentan los afloramientos (fig. 4).

Las sedimentitas que forman la caja afloran en escasos lugares y se hallan cubiertas por una espesa capa de detritos.

La forma del conjunto de rocas ígneas es más o menos *anular*, es decir que los diques se manifiestan en estructuras en arco, bien apreciables en el cerro Cresta y algo menos evidentes en el resto.

*El interés de esta localidad se debe a la estructura, además de los agudos caracteres de subalcalinidad que manifiestan las rocas básicas.*

En síntesis, las unidades litológicas de los cerros de Puricelli son: *a)* Sedimentitas del Chubutiano; *b)* Diabasas olivínicas de los diques semianulares; *c)* Grano gabro del cerro Cresta; *d)* Lavas y brechas volcánicas de la zona subcentral.

#### 1) CERRO CRESTA

Esta elevación se encuentra en el ángulo del grupo de afloramientos de los cerros de Puricelli, (fig. 4).

Ya fue citado por Feruglio (1950), quien lo describe como un "lacolito" de forma alargada en sentido meridiano, en el que se puede observar doble disyunción, producida por dos juegos de diaclasas predominantes, uno de escasa inclinación hacia el sudeste y otro vertical a subvertical.

De la observación detenida del ambiente, surge que éstos afloramientos forman un dique de roca básica intrusiva, que presenta variaciones de rumbo en su emplazamiento, (fig. 4), conformando así una estructura semianular, o sea que es parte de la estructura anular mayor.

Las dimensiones de este arco eruptivo son considerables: la potencia del afloramiento varía entre 50 y 80 m y su "diámetro" mayor alcanza 1500 m aproximadamente. La mayor altura, 430 m s.n.m., se halla en el extremo sur.

Este dique rodea incompletamente una depresión, en la que aparecen algunos manchones de tobas finas y rocas arcillosas correspondientes al Chubutiano.

El contacto neto entre la roca de caja y el dique puede observarse solamente en un área restringida en la cual son claros los fenómenos de termometamorfismo sobre las sedimentitas: vitrificación, oscurecimiento hasta color castaño oscuro y formación de fino diaclasamiento.

La roca que forma el dique se caracteriza especialmente por la variación de tamaño de grano, sobre todo en sentido vertical, pues de una roca de grano mediano a semigrueso en la parte inferior, pasa a una roca de grano definitivamente grueso en la parte superior. Esta variación vertical se corresponde con una modificación composicional que ejemplifica un caso cierto de *diferenciación in situ*, consecuencia del cual es

la aparición de *venas diferenciadas* en la parte superior.

Petrográficamente la roca básica del cerro Cresta presenta características texturales y composicionales muy interesantes, que guardan cierta semejanza

linidad que se incrementan hacia la parte superior. La descripción petrográfica del dique, se hará a continuación en sentido ascendente, destacando las zonas que se diferencian por su textura y variación mineralógica.

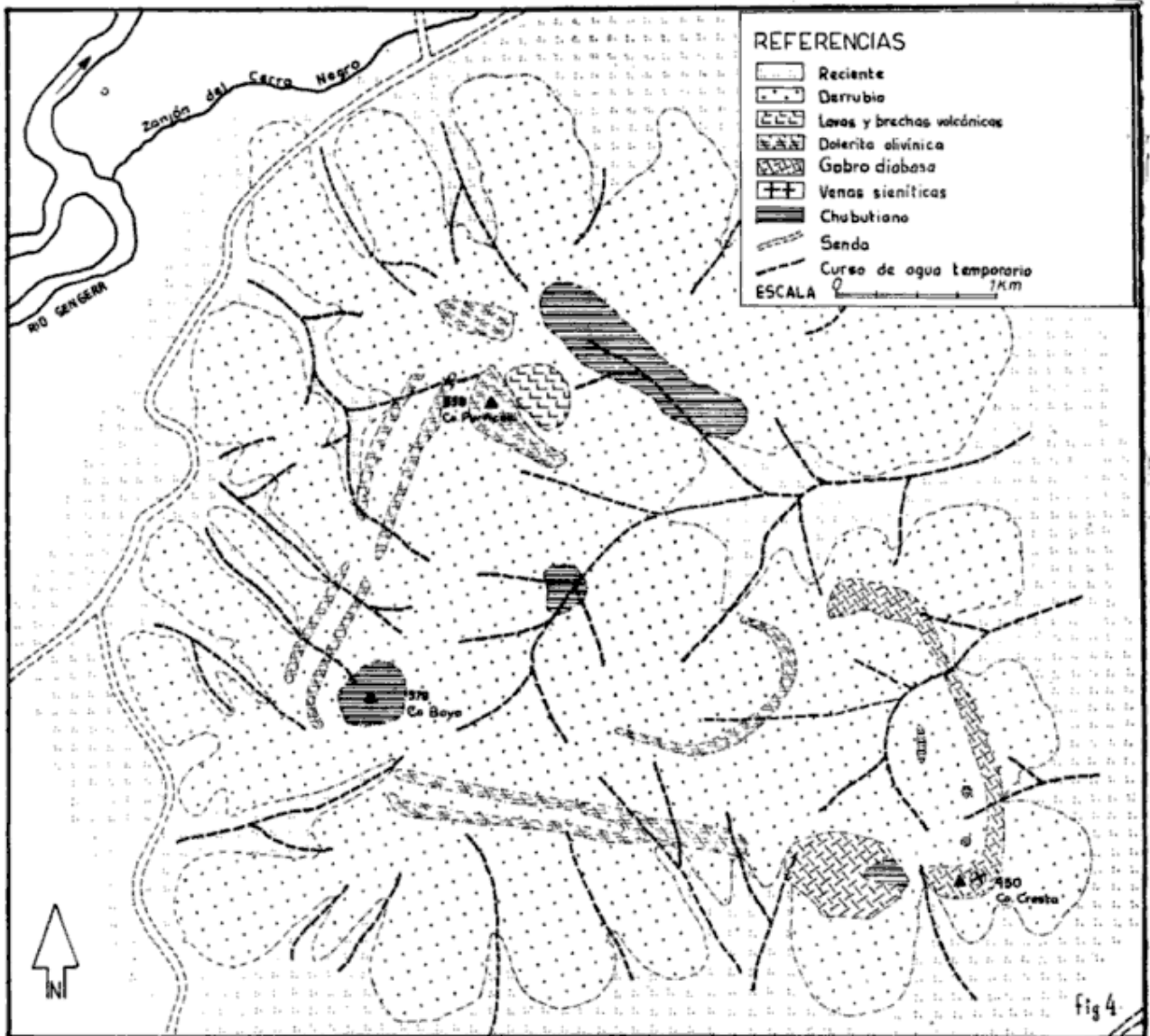


Fig. 4. — Bosquejo geológico de los Cerros Paricelli

con las del cerro Negro, distante aproximadamente 10 km, de acuerdo con las descripciones de Mórtola (1923), donde se citan teschenitas y shonkinitas tescheníticas.

En el caso del cerro Cresta el estudio de las muestras con relación a su posición altitudinal fue fructífero, porque puso en evidencia *caracteres de subalca-*

*a) Parte inferior*

La roca de esta sección, que representa el tercio inferior es de color gris verdoso, de grano mediano y textura porfírica, con grandes cristales de piroxeno en una matriz de cristalización ofítica a intergranular.

Es evidente cierta fluidalidad en la



pasta, con la que concuerdan grupos de fenocristales de piroxeno que guardan entre sí una orientación subparalela.

Los componentes mineralógicos son los siguientes: plagioclasa, clinopiroxeno, olivina, minerales opacos, zeolitas y minerales de alteración.

El mineral más abundante es la plagioclasa (*labradorita*) que forma tablillas siempre macladas, que mantienen una relación de ancho a largo de 1/6. En general sin alteración o bien con reemplazos de *analcima*.

El clinopiroxeno (*augita subcálcica*) constituye fenocristales y cristales más pequeños integrando la pasta, junto a la plagioclasa. Muchos de los fenocristales presentan zonalidad, algunos son poiquilíticos, por tener inclusiones cristalinas idiomorfas de plagioclasa, además de estar penetrados por los cristales mayores de este mineral, que forman la pasta. Por dichos caracteres no serían verdaderos fenocristales, sino pseudofenocristales, que no necesariamente han cristalizado antes que la pasta. Otro carácter que presentan estos piroxenos de mayor tamaño, es el aspecto fracturado, que sugiere fenómenos de cataclasis.

La *olivina* es menos abundante que el piroxeno, constituye verdaderos fenocristales de tamaño menor que los mayores de *augita*; son individuos subhedrales, invariablemente alterados a *iddingsita*.

La *magnetita titanífera* forma granos de tamaño variable a veces esqueléticos.

Es importante señalar la presencia de *analcima*, por su elevada cantidad. Se halla como alteración de la plagioclasa e intersticialmente entre los diferentes minerales de la pasta, como producto tardiomagmático. Esta *analcima* intersticial está muy límpida o contiene inclusiones de cristalitos prismáticos de *apatita*. También forma vesículas esféricas y de contornos irregulares. Sólo escasas esferulitas presentan relleno de *thomsonita*.

En síntesis esta roca es una *dolerita analcímica medianamente olivínica* (cf. *crinanita*), con ciertas características particulares en lo que respecta a la estructura y hábito de los clinopiroxenos, sobre todo en la zona de contacto con la caja, que se manifiesta en el excesivo crecimiento de este mineral, con cristales que alcanzan 15 mm de largo, mientras que los demás cristales no pasan de 5 mm. Pero lo significativo no es su tamaño, sino la forma en que se han agrupado, adquiriendo una orientación subparalela, formando *conjuntos lineales de aspecto plumoso*, separados entre sí por varios centímetros de distancia. Sumado a esto se encuentran vesículas rellenas de zeolitas, que adoptan igual disposición. Estas agrupaciones de félicos se disponen en forma normal a los contactos con la roca de caja (foto 2).



Fotog. 2. — Dolerita olivínica de grano grueso de la parte inferior del cerro Cresta. En el contacto entre esta roca y la caja se observan grupos de grandes cristales de piroxeno y vesículas rellenas de zeolitas orientadas subparalelamente. Los minerales han sido teñidos exactamente con tinta.

### b) Parte media

En esta zona que abarca el tercio medio del cuerpo, ya es apreciable un aumento del tamaño de grano, así como también es mayor la proporción de esferulitas y cristales de zeolitas, (en general analcima y otras zeolitas fibrosas impregnadas en minerales arcillosos). Las zeolitas que rellenan los intersticios contienen elevada cantidad de cristales aciculares de apatita.

La textura sigue siendo porfírica, con fenocristales bien desarrollados de piroxeno y olivina y glomérulos de ambos minerales. La pasta está compuesta en su mayor parte por plagioclasa, razón por la cual es más leucocrática que en la zona inferior. La composición de la plagioclasa es *andesina media*, es decir que es más sódica que en el tercio inferior del cuerpo. La alteración se distribuye inhomogéneamente y en gran parte es analcima.

El clinopiroxeno sólo cambia en lo que respecta a su composición, aquí presenta colores violados (*augita titanífera*). Este es ya un indicio de subalcalinidad que se suma al carácter más sódico de la plagioclasa y mayor abundancia de zeolitas. La olivina aparece formando sólo fenocristales y muy alterados; los cristales esqueléticos de magnetita titanífera presentan un desarrollo semejante a los de piroxeno y olivina.

### c) Parte superior

El tipo de roca dominante en esta zona tiene mayor desarrollo del tamaño de grano que la zona anterior, además de algunas variaciones composicionales.

La plagioclasa presente, que forma la mayor parte de la roca es *andesina básica*; hay individuos bastante frescos y otros formados por centros rectangulares muy alterados a minerales arcillosos, albita y analcima, con una reborde

de plagioclasa más sódica (oligoclasa), muy límpida.

Entre los fémicos presentes hay fenocristales de augita que por sus tintes violados, denotan alto contenido de titanio y sodio, además de cristales de escaso desarrollo de augita aegirínica y aegirina. La olivina y los minerales opacos ofrecen caracteres semejantes a los que se describieron para las otras zonas.

El carácter distintivo radica en la aparición de lentes, venas y manchones formados por dos tipos de rocas; de grano fino y grueso. Las lentes y venillas de grano fino llegan a medir 1,5 a 5 cm de ancho y aproximadamente 50 cm de largo; en cambio las de grano grueso son más irregulares y alcanzan mayor desarrollo.

### VENAS DE GRANO GRUESO

Son definitivamente leucocráticas. Además del grano grueso tienen textura alveolar, dada por los espacios que quedan entre las plagioclasas y los piroxenos, parcialmente rellenos o tapizados por zeolitas.

La textura es granosa hipidiomorfa gruesa. La asociación mineralógica es plagioclasa, piroxeno y en menor proporción sanidina, nefelina, minerales opacos, zeolitas y apatita.

La plagioclasa (*andesina*) forma cristales subhedrales que tienen un reborde muy neto y límpido de *sanidina*, que contrasta con la zona central que se halla sumamente alterada a sericita y minerales arcilloso. Hay algunas plagioclasas zonales de tamaño algo mayor que el común de las tablillas; en estos individuos la alteración es albítica.

La sanidina aparece también en algunos cristales anhedrales, siempre muy límpidos o con inclusiones de cristales de apatita.

La *nefelina*, más escasa que la sani-

dina, forma cristales xenomorfos, siempre sin alteración.

*La presencia de sanidina y nefelina indicaría el más fuerte cambio mineralógico hasta ahora descrito en el cuerpo, mostrando así la tendencia hacia la alcalinidad en la diferenciación.*

En lo que respecta a los félicos, predominan el clinopiroxeno, al igual que en la roca tipo, pues la olivina es realmente escasa, aunque siempre en cristales bien desarrollados.

El piroxeno además de los feldespatos, es el otro mineral en el que se registran evidencias de subalcalinidad. Posee tonos levemente morados (*titanoaugita*) que pasa a verde en los bordes y a lo largo de las líneas de clivaje y fractura, generalmente cerca de los contactos con analcima y feldespatos alcalinos. Esta *augita aegirínica* da la prueba de un mineral que se dispone marginalmente y es producto de la última fase de la cristalización. Aparecen además pequeños cristales de un piroxeno pleocroico, con colores que varían entre el verde y el pardo morado, que se ubican en forma intersticial entre las plagioclasas. La medición del ángulo  $\alpha$ : e dio valores cercanos a  $0^\circ$  e indica la presencia de *aegirina*. Por lo tanto la secuencia mineralógica es la siguiente:

titanoaugita - augita aegirínica-aegirina.

Estos minerales están representados por los centros de los cristales, sus bordes y cristales intersticiales respectivamente (foto 3).

Los minerales opacos siguen presentándose con características semejantes a las ya descritas para las otras secciones. Mediante determinaciones calcográficas se pudo comprobar la presencia de *titanomagnetita* con exsoluciones de *ilmenita*, según dos direcciones de clivaje preferenciales; hay también escasa pirita en muy pequeños individuos.

La apatita es común como inclusión en los piroxenos, en los feldespatos y muy abundante en las zeolitas intersti-

ciales, en cristales aciculares bien desarrollados.

Cabe citar además, la considerable cantidad de vesículas formadas por zeolitas.



Fotog. 3. — Cristal de titanioaugita (ta) con borde de aegirina (ae). Este último mineral se presenta asimismo en pequeños cristales intersticiales. Otros minerales presentes: apatita (ap), en largas agujas, zeolitas fibrosas (z) y plagioclasa (pl). Corresponde a las venas de grano grueso de la parte superior del cerro Cresta. Con analizador, objetivo  $\times 10$ .

Sintetizando, esta variedad de roca es un *sienogabro con nefelina*; sus marcados caracteres de alcalinidad se manifiestan por:

- a) Presencia de sanidina y nefelina.
- b) Presencia de titanioaugita, augita aegirínica y aegirina.

Dicha subalcalinidad proviene de los últimos estadios de la cristalización del magma que formó el cuerpo del cerro Cresta.

#### VENAS DE GRANO FINO

Esta variedad de roca presenta colores verdosos y posee textura intergranular-intersertal a subofítica.

La plagioclasa (*oligoclasa*) forma cristales tabulares muy elongados, sin

orientación determinada; en algunos ejemplares se mantiene la relación de ancho a largo de 1/20, (foto 4). Uno de los caracteres importantes de esta plagioclasa es *la curvatura que presentan las tablillas*; esta forma de ocurrencia no se debe a que hayan actuado presiones sobre la roca, ya que el efecto de las mismas no se observa en los demás minerales, sino probablemente a su extremada longitud, sensible a las tensiones de enfriamiento.



Fotog. 4. — Vena de grano fino de la parte superior del cerro Cresta formada por una pasta de textura intergranular a intersertal. Los minerales más abundantes son: oligoclasa (ol), y aegirina. Obsérvese la curvatura que presentan las largas tablillas de plagioclasa. Sin analizador objetivo  $\times 10$ .

La *sanidina* es escasa y se presenta en cristales de poco desarrollo.

El piroxeno es de color verde intenso, muy pleocroico. El ángulo  $\alpha : c$  cercano a  $0^\circ$  señala la presencia de *aegirina*. Los cristales son anhedrales o prismáticos muy delgados cuando se presentan como agregados radiales.

También aquí las zeolitas intersticiales son abundantes, sobre todo la *analcima* que se encuentra muy alterada.

Por lo tanto este tipo de roca tiene caracteres de *sienita alcalina*, debido a

que está formada esencialmente por minerales alcalinos.

Haciendo un resumen de lo dicho anteriormente, podemos sintetizar las características de la zona superior de la siguiente manera:

- a) Aumento de tamaño de grano con respecto a las dos zonas inferiores.
- b) Aparición de dos variedades litológicas que se hallan formando lentes y venillas, como residuos finales muy sódicos, expulsados de la masa casi totalmente consolidada. Este tipo de asociaciones ha sido mencionado reiteradamente en la literatura sobre el tema, Tyrrell (1928), Walker (1930), pudiendo mencionarse entre otros los trabajos de Gilluly (1927), Lonsdale (1940), Wilkinson (1958), Yagi (1969).
- c) Estas dos variedades litológicas tienen en común la presencia de piroxenos alcalinos, pertenecientes a la serie augita titanífera —augita aegirínica— aegirina, acompañados siempre por una considerable cantidad de zeolitas, en especial analcima y thomsonita,
- d) La alcalinidad de los minerales claros está dada por la aparición de oligoclasa y sanidina en las venas de grano fino y por rebordes de sanidina y cristales de este feldespato y nefelina, en las lentes de grano grueso.
- e) Correlativamente a este aumento de álcalis, se acrecienta el desarrollo de minerales tales como apatita, albita de reemplazo y zeolitas.

## 2) OTROS DIQUES DE LOS CERROS DE PURICELLI

Se presentan en afloramientos discontinuos y en parte paralelos, desarrollados en forma de diques, que sufren al-

guna inflexiones de forma tal que limita en parte el conjunto de los cerros de Puricelli, estando más desarrollados en las porciones norte, oeste y sur. Las cotas que alcanzan estos afloramientos son en su mayoría similares a las del cerro Cresta, salvo el cerro Puricelli que alcanza 558 m, (fig. 4).

Estas rocas al igual que las del cerro Cresta se hallan intruidas en la sección superior del Chubutiano.

Pese a ser discontinuos, en los afloramientos de rocas básicas es clara y evidente la orientación de los mismos, de manera tal que se puede hablar de un sistema de diques semianulares, (fig. 4). Esto se puede observar muy bien en las zonas oeste y sur, donde se individualiza la presencia de cuatro afloramientos subparalelos correspondientes a otros tantos diques.

Todos los afloramiento presentan diaclasas, predominando las de rumbo N 40° O y N 60° E, con inclinaciones cercanas a la vertical. Este patrón se mantiene bastante constante.

Igualmente, en todos los afloramientos de rocas ígneas el tipo litológico es semejante (*doleritas olivínicas*), con sólo algunas variaciones texturales.

Las rocas son de color gris verdoso muy oscuro y de grano fino a mediano. En cuanto a este último carácter, es evidente la disminución del tamaño de grano hacia el centro de todos los afloramientos que conforman la zona externa de los cerros de Puricelli.

La composición mineralógica es la siguiente: plagioclasa labradorítica, clinopiroxeno (augita), olivina, mineral opaco, apatita y minerales que se hallan presentes como producto de alteración o relleno intersticial, del tipo de las cloritas, zeolitas y en menor proporción calcita.

Un intento de efectuar un estudio comparativo en detalle de la composición de las rocas de la zona exterior de afloramientos y la interior, no ha dado más resultados, con respecto a la subalcalinidad, que la presencia, en la segun-

da, de zeolitas (intersticial y en esferulitas) asimismo, en el área interior la alteración es más avanzada.

La textura varía desde la de tipo porfírico con pasta intergranular hasta la diabásica poco o nada porfírica, con fenocristales de clinopiroxeno, olivina y en menor proporción de plagioclasa.

En algunas rocas es evidente la fluiddad de la pasta, sobre todo cuando hay vesículas esféricas rellenas por zeolitas.

### 3) ROCAS EFUSIVAS

Otro aspecto de interés dentro del grupo de rocas ígneas que forman los cerros Puricelli, es la presencia de rocas típicamente efusivas, que aparecen en un reducido afloramiento que se encuentra en posición subcentral con respecto a los diques anteriormente descritos (fig. 4).

En este afloramiento se agrupan varios tipos de rocas que indican un gran cambio con respecto a las doleritas, en lo que hace a su emplazamiento y condiciones de formación.

En una superficie reducida, de aproximadamente un kilómetro cuadrado, se asocian lavas vesiculares, brechas volcánicas, rocas arcillosas y una masa de ópalo, que no muestran contactos netos debido a la gran cantidad de material de derrubio que cubre los afloramientos.

Las lavas vesiculares tienen colores que varían entre el castaño rojizo y el gris claro a oscuro. Sus vesículas son de dimensiones variadas (desde escasos milímetros hasta varios centímetros), con formas irregulares a esféricas, sin orientación alguna. La lava es de textura porfírica, con una pasta afanítica, de color castaño rojizo, en las que se destacan notablemente los fenocristales de minerales ferromagnésicos muy alterados, lo que les confiere un color caramelo muy distintivo.

La pasta presenta también vesículas diminutas rellenas de zeolitas o calcita. En los lugares en que las amígdalas son

de mayor tamaño (3-4 cm), la lava es de color gris claro y las amígdalas están rellenas de calcita muy pura y bien cristalizada.

En resumen, son escorias oxidadas, vesiculosas o amígdaloideas, que indicarían un lugar de efusión. Quede fuera de toda duda que estas rocas sean prácticamente de consolidación próxima a la superficie, a juzgar por el gran desarrollo de las vesículas.

Junto a estas lavas pero sin una relación nítida de campo, debido a lo cubiertos que se hallan los afloramientos, hay brechas volcánicas muy gruesas, de color castaño rojizo y de aspecto terroso, compuestas por clastos de lava muy fina, de colores gris violado a rojizo. Los mismos alcanzan a medir hasta 5 cm y están cementados por calcita, semejante a la que aparece en el relleno de las vesículas de las lavas descriptas anteriormente.

No hay en este conjunto de rocas ninguna vinculación estructural apreciable; peso a ello, su presencia es suficiente como para entender que por lo menos en un lugar del conjunto de diques en arco, se ha localizado un *centro de efusión*.

#### 4) SÍNTESIS SOBRE LOS CERROS DE PURICELLI

De lo dicho anteriormente se puede sintetizar que:

- 1) En los cerros de Puricelli hay un emplazamiento de diques con pronunciadas evidencias de estructuras en arco.
- 2) Del conjunto de diques, el que forma el cerro Cresta acusa el mayor interés petrológico, por su diferenciación hacia la alcalinidad.
- 3) Las rocas de los cerros de Puricelli, en sus facies de dolerita, sólo confirman el tipo magmático de basalto olivínico, con la casi

constante presencia de zeolitas intersticiales. El mayor contraste litológico, tomando el conjunto de los cerros, se encuentra entre el sector que ocupa el cerro Cresta, con facies diabásico-gábricas con diferenciados sieníticos y el núcleo de rocas efusivas, con facies de brechas y lavas en extremo vesiculosas.

#### V. APRECIACION DE LOS RESULTADOS Y CONCLUSIONES

De lo observado en las dos localidades, cerro Pastel y cerros de Puricelli, se puede arribar a la siguiente síntesis, que evidencia ciertas características, si se quiere sumamente singulares, tanto en el aspecto estructural como petrográfico.

1. El cerro Pastel y los cerros de Puricelli son intrusiones alojadas en depósitos del Chubutiano. La composición global de estos cuerpos es semejante, estando formados por rocas básicas, en general doleritas olivínicas, que presentan diferentes grados de subalcalinidad.
2. Las estructuras son diferentes en los dos casos considerados:
  - a) Al cuerpo del cerro Pastel, de sección elíptica con aspecto semejante a un neck, se asocian diques subverticales, tabulares, rectos, formados por un tipo de roca de composición similar a la del cuerpo principal del cerro.
  - b) En cambio, los cerros de Puricelli presentan una disposición estructural menos común, ya que los afloramientos conforman una serie de diques semianulares, asociados a un centro efusivo, que se halla en posición subcentral con respecto a los mismos.

3. En el cerro Pastel es llamativo el hallazgo de xenolitos o fragmentos de techo, en que son evidentes las señales de reacción con la roca básica. Además de este proceso de asimilación, que se advierte en una significativa inhomogeneidad textural, hay signos de otro proceso, que respondería a las características de una autoasimilación, pues se observan trozos de diabasa de grano grueso parcialmente asimilados por la diabasa de grano fino que forma la parte superior del cerro.
4. En su aspecto petrográfico, tanto las rocas del cerro Pastel como las de los cerros de Puricelli, exhiben caracteres de subalcalinidad, más acentuados en la última localidad. Tales caracteres concuerdan con los que son típicos del área de San Bernardo, ya expresados en trabajos anteriores sobre el tema, Mórtola (1923), etc.

Estos caracteres están dados por la presencia de piroxenos ricos en sodio y titanio (augita-aegirínica, aegirina y augita titanífera) y, dentro del campo de los feldespatos, por la presencia de sanidina y plagioclasas con alto contenido en sodio, siendo el término más sódico hallado la oligoclasa. Estos últimos minerales se presentan como rebordes de otros más cálcicos o como producto de la cristalización final, ocupando los intersticios; se suma a ello la presencia de nefelina, aunque en escasa cantidad. Dichos minerales forman principalmente las venas que se encuentran en la parte superior del cerro Cresta y que corresponderían a la etapa más tardía de la cristalización.

La presencia de volátiles en gran proporción, asociados a los términos alcalinos, se manifiesta por el desarrollo de minerales tales como apatita y variedades de

zeolitas, en especial analcima y thomsonita.

5. El hallazgo en el cerro Cresta, de un dique que muestra verticalmente una apreciable diferenciación hacia los términos alcalinos, además de la presencia de venas propias de los estadios finales en que se produce la concentración de determinados tipos mineralógicos, testimonia ya de por sí la importancia petrológica que tiene este grupo de afloramientos.
6. El tipo magmático areal es el de basalto olivínico, en facies intrusiva de dolerita, el cual traduce su variación incipiente hacia la alcalinidad por la aparición constante de zeolitas, alcanzando derivados francamente alcalinos a subalcalinos en el cerro Cresta, con términos extremos dados por las venas diferenciadas.

Respecto al tipo magmático, para esta comarca central del Chubut, existe en la literatura (Teruggi, 1954) el criterio de la posible existencia de un magma analcímico. De lo observado particularmente en el cerro Cresta y vinculándolo a la amplia difusión de los basaltos olivínicos, surge, contrariamente a lo más arriba expresado, que el tipo magmático areal es el de basalto olivínico, sin que los términos alcalinos sean indicadores de una característica magmática propia del ámbito geográfico, sino el producto de una variación aguda hacia el enriquecimiento en sodio en la facies tardía de la cristalización, con transferencia por agua y otros volátiles.

El hallar pruebas de la asimilación de tobas del Chubutiano, grupo sedimentario en el que se conocen zeolitas, Teruggi (1962), Teruggi y Rosetto (1963), Teruggi y Andreis (1963) sugiere como línea de investigación, el valo-

rar la importancia de esta asimilación en la producción de derivados analcíticos.

LISTA DE TRABAJOS  
CITADOS EN EL TEXTO

- Andreis, R. R. 1963. *Los basaltos de Sierra Cuadrada (Chubut)*. Actas de las II Jornadas Geol. Arg. T. II. De Actas Geol. Lilloana T. VI. Univ. de Tucumán, págs. 13-33.
- Ferello, R. 1950. *Levantamiento geológico de la región al oeste del Lago Musters (Anticlinal V)*. Informe inédito. Y.P.F.
- 1954. *Estudio geológico del borde occidental de la Pampa María Santísima (Anticlinal XI, cúpula de Funes)*. Informe inédito. Y.P.F.
- 1969. *Intento de sistematización geocronológica de las rocas eruptivas básicas en sectores de Chubut y Santa Cruz*. Actas de las IV Jornadas Geol. Arg. t. I, págs. 293-310.
- Fernández Gianotti, J. 1969. *La diabasa de Muzeka y su contenido en níquel, Sierra de San Bernardo. Prov. Chubut. Rep. Argentina*. Rev. de la Asoc. Geol. Arg., t. XXIV, N° 3, págs. 159-171.
- Feruglio, E. 1950. *Descripción geológica de la Patagonia*. Publ. Dir. Gral. Y.P.F.
- Gilluly J. 1927. *Analcite diabase and related alkaline syenite from Utah*. Am. Jour. Sci. Vol. 14, págs. 198-211.
- González, R. 1954. Descripción de la Hoja 49c "Sierra de San Bernardo" Dir. Nac. de Geol. Min. Informe inédito.
- González, R. y Vilela, C. R. 1966. *Geología de los cordones centrales del Chubut austral, entre los paralelos de 45° 46° de lat Sur*. Acta Geol. Lilloana, t. VIII. Univ. Nac. de Tucumán.
- Lonsdale, J. T. 1940. *Igneous rocks of the Terlingua-Solitario region, Texas*. Bull. Geol. Soc. Amer. Vol. 51, N° 10, págs. 1539-1626.
- Mórtola, E. 1923. *Rocas alcalina básicas del sur de Chubut*. Bol. Dir. Gral. de Geol. Min. Serie B, N° 34, págs. 1-54.
- Quartino, B. J. 1957. *El basalto olivínico del cerro El Pedrero, Chubut*. Rev. de la Asoc. Geol. Arg., t. XII, 4, págs. 233-264.
- Ramaccioni, D. 1930. *La región petrolífera del Senguerr*. Bol. Inf. Petrol. N° 36, págs. 95-120.
- Teruggi, M. E. 1962. *Sobre la presencia de analcima sedimentaria en el Chubutiano del codo del río Senguerr*. Rev. del Museo de La Plata. Geol. Vol. 5, págs. 193-217.
- 1964. *Differentiated zoollites and nefeline syenites in basic sills of central Patagonia*. XXII. International Geol. Congress. New Delhi.
- Teruggi, M. E. y Andreis, R. R. 1963. *Revisión de las zeolitas con especial referencia a su importancia geológica*. Rev. de la Asoc. Geol. Arg. T. XVIII, N° 12, págs. 73-95.
- Teruggi, M. E. y Rosetto, H. 1963. *Petrología del Chubutiano del codo del río Senguerr*. Bol. Inf. Petrol. N° 354.
- Tyrrell, G. W. 1928. *On some dolerites sills containing analcite syenite in central Ayrshire*. Geol. Soc. London. Quart. Jour. Vol. 84, págs. 540-569.
- Vilela, C. R. 1952. Descripción geológica de la Hoja 48c "Ensanche Sarmiento" Dir. Nac. de Geol. Min. Informe inédito.
- Viviers, M. C. 1968. *Estudio geológico de los cerros Pastel y de Puricelli, Sarmiento, Chubut*. Trabajo Final de Licenciatura. Fac. Cs. Exactas y Naturales U.B.A. Inédito.
- Volkheimer, W. 1969. *Problemas del Grupo Chubut*. Ameghiniana. T. VI, N° 2, págs. 173-180.
- Walker, F. 1930. *The geology of the Shiant Isles*. Geol. Soc. London. Quart. Jour. Vol. 86, págs. 355-398.
- Wilkinson, J. F. G. 1958. *The petrology of a differentiated teschenite sill near Gunnedah, New South Wales*. Amer. Jour. Sci. Vol. 256, págs. 1-39.
- Winchel, H. 1947. *Honolulu series, Oahu, Hawaii*. Geol. Soc. Amer. Bull. Vol. 58, págs. 1-48.
- Yagi, K. 1969. *Petrology of the alkalic dolerites of the Nemuro Peninsula, Japan*. Igneous and Metamorphic geology, Memoir 115. Geol. oc. of Amer.

Recibido el 21 de mayo de 1970.



## RESULTADOS PALEOMAGNETICOS DEL BASALTO DE LA BASE DE LA FORMACION LA COLINA (PAGANZO MEDIO), LA RIOJA, REPUBLICA ARGENTINA

Por BRIAN J. J. EMBLETON<sup>1</sup>

### RESUMEN

Ocho muestras de basalto provenientes de cerca de la base de la Formación La Colina (Sección Media del Grupo Paganzo, noroeste de la República Argentina), han permitido obtener un polo virtual sur para el Pérmico, situado a 59° S 3° E, con un cono de confianza ( $P = 0,05$ ), de semi-ángulo 5,5°. La magnetización remanente de estas muestras es predominantemente de polaridad reversa y es estable aun bajo la acción de campos magnéticos alternos de hasta 510 Oersteds (valor pico). Este resultado es concordante con otros previamente publicados obtenidos de sedimentos rojos de la misma edad.

### ABSTRACT

Eight samples of the basalt which occurs near the base of the La Colina Formation, (the Middle Section of the Paganzo Group, north-west Argentina), yield a mean south virtual palaeopole, for the Permian Period, situated at 59° S 3° E, the semi-angle of the cone of confidence ( $P = 0.05$ ), is 5.5°. The remanent magnetisation (polarity dominantly reversed), is shown to be stable in alternative fields up to 510 oersteds (peak value). The result is shown to compare favourably with previously published results from red-bed formations of the same age.

### 1. INTRODUCCION

En los últimos tiempos se han obtenido varias colecciones de muestras de América del Sur para estudios paleomagnéticos con el objeto de mejorar la definición de la curva de desplazamiento polar relativa a este continente en el período Carbónico Superior-Triásico. Los resultados publicados hasta la fecha (Creer et al., 1969 a, y b, Valencio, 1969 a y b, Vilas 1969, y Embleton, 1970), han logrado tal propósito y Embleton, 1970, ha discutido las implicaciones de los resultados del Pérmico cuando son

comparados con los coetáneos del África. Hasta ahora, con el propósito de lograr una reconstrucción continental, hemos supuesto que el registro paleomagnético Pérmico de América del Sur es incompleto, o bien que uno de los polos Pérmicos del África recientemente citado es anómalo, y por tal motivo el autor ha encarado un estudio detallado de las formaciones Pérmicas de la Argentina, como tema para Tesis Doctoral.

Hasta la fecha, sólo se habían utilizado sedimentos rojos para el estudio paleomagnético del campo magnético terrestre Pérmico relativo a América del Sur. La presencia de un basalto en la base de la Sección Media del Grupo del Paganzo, le fue mencionada al autor (C.

<sup>1</sup> Adscripto al Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires.

**CUADRO 1**  
**Resumen de los datos paleomagnéticos**

Muestra	Dirección de la magnetización remanente				Polo Virtual Sur		Polaridad
	Dec. °	Inc. °	N	$\alpha$ 95°	Lat. °	Long. °	
2042	335	-57	3	7,5	68 S	4 W	N
2043	134	+53	3	1,5	51 S	5 E	R
2044	143	+49	3	2,5	58 S	13 E	R
2045	136	+58	3	2,5	53 S	2 W	R
2058	138	+50	3	3,5	54 S	11 E	R
2059	152	+59	3	5,0	65 S	8 W	R
2060	151	+50	3	2,5	65 S	12 E	R
2061	134	+60	3	1,5	52 S	6 W	R

*Dirección media de la magnetización remanente*

*Polo Virtual Sur*

Dec. = 143° ; Inc. = 55° ; N = 8 ;  $\alpha$  95 = 4,5°

Lat. 59° S, Long. 3° E  $\alpha$  95 = 5,5°

*Referencias* : Dec. = declinación ; Inc. = inclinación (negativa en el hemisferio sur para las rocas de polaridad normal) ; N = número de muestras utilizadas en el análisis estadístico de la dirección media ;  $\alpha$  95 = radio del círculo dentro del cual se halla el valor medio con una probabilidad de 95 % (P = 0,05). Se han utilizado cálculos estadísticos (Fisher, 1953), para determinar la dirección media de magnetización.

L. Azcuy, comunicación privada), y ello motivó una campaña de estudio en el período 1969-1970.

## 2. ANTECEDENTES GEOLOGICOS

Se recolectaron ocho muestras de un basalto ubicado estratigráficamente cerca de la base de la Formación La Colina, en el área tipo cercana a la localidad de Paganzo, La Rioja (30° S 67° W) ; estas muestras fueron obtenidas de dos sitios separados entre sí, en alrededor de 500 metros. El basalto tiene un espesor de cinco metros aproximadamente y buza fuertemente hacia el sudeste ; su rumbo (N 37° E), y buzamiento (62°), fueron obtenidos en los sedimentos rojos situados por encima y debajo del mismo. La geología del área ha sido discutida recientemente por Azcuy y Morelli, 1969.

## 3. ESTUDIOS PALEOMAGNETICOS

En el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de Buenos Aires, fue medido el magnetismo remanente natural de cuatro discos (diámetro 2,5 centímetros, alto 1 centímetro), de cada muestra. Todas las muestras mostraron consistencia en las direcciones de su remanencia magnética ; las direcciones del magnetismo remanente natural de cada una de las muestras estudiadas están indicadas en la figura 1 a. Puede observarse que una de las muestras analizadas (2042), tiene un magnetismo remanente de polaridad normal, mientras que las restantes presentaron magnetización reversa.

Un disco de cada muestra fue sometido a campos magnéticos alternos de hasta 510 oersteds (valor pico), para determinar la estabilidad de la remanen-

cia magnética y el espectro de fuerzas coercitivas de las componentes de magnetización secundarias. Todas las muestras resultaron ser estables y sólo con-

de desmagnetización obtenidas en estos procesos; en el Cuadro 1 están resumidos los resultados obtenidos y en la figura 1 b están indicadas las direcciones

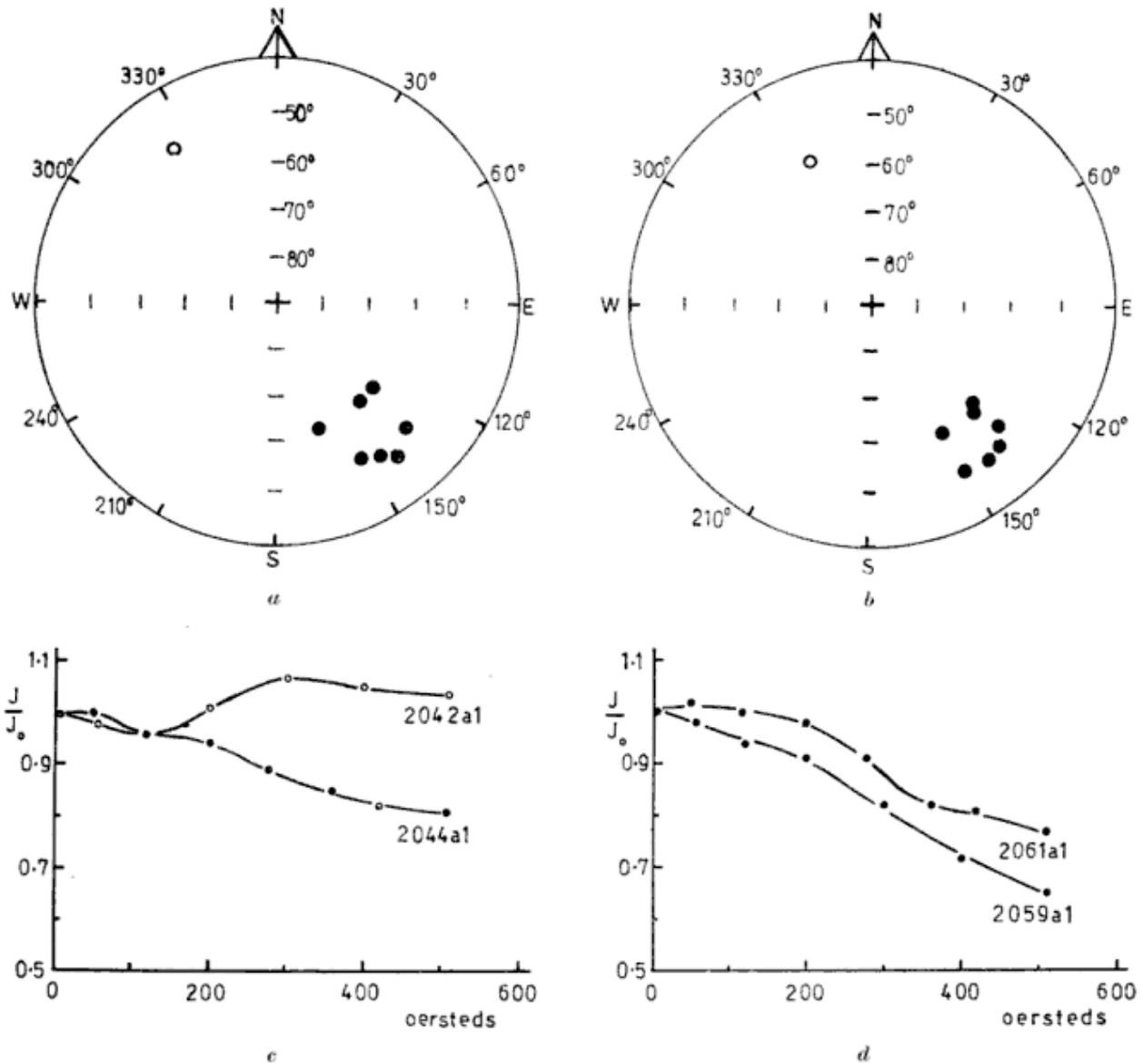


Fig. 1. — Direcciones de la magnetización remanente de cada muestra referidas al plano horizontal antes (a) y después de lavado por un campo magnético alterno de 200 oersted (b). Los circulitos en blanco indican direcciones hacia arriba (negativas) y los negros direcciones hacia abajo (positivas); para la representación se ha utilizado una proyección estereográfica (Woolf) de la cual solo se ha reproducido su parte central. Curvas de desmagnetización por campos alternos para muestras provenientes de los dos lugares de muestreo, son indicadas en (c) y (d); en ordenadas se indica la intensidad normalizada y en abscisas el valor pico del campo.

tienen componentes de magnetización secundarias muy débiles. Las direcciones de sus magnetizaciones permanecieron casi inalteradas, aunque generalmente sus intensidades disminuyeron. En las figuras 1 c y d se muestran las curvas

de la magnetización remanente de cada muestra presentes después del lavado por un campo alterno de 200 oersteds, valor que fue el más adecuado para eliminar las componentes de magnetización secundarias.

Dos discos adicionales de cada muestra fueron sometidos a campo desmagnetizantes de esta intensidad, para verificar los resultados obtenidos.

#### 4. INTERPRETACION DE LOS RESULTADOS

La estabilidad de la remanencia magnética frente al lavado por campos magnéticos alternos y la presencia de direcciones de magnetización antiparalelas, indican que la misma es del tipo termorremanente. Por lo tanto, la dirección de magnetización media obtenida después del lavado por campos alternos, es considerada como representativa de la dirección del campo magnético terrestre en el momento en el cual la lava fluyó. Luego sólo se tiene el registro de dicho campo en un instante y por lo tanto dicha dirección está sujeta a los efectos de las variaciones seculares del campo geomagnético. Sin embargo, el polo geomagnético sur virtual obtenido a partir de esa dirección ( $59^\circ$  S,  $3^\circ$  E), permite corroborar los resultados paleomagnéticos previos, obtenidos a partir de los sedimentos rojos de la formación estudiada.

#### 5. DISCUSION

Resultados publicados recientemente (Embleton, 1970), han permitido definir, a partir de los estratos inferiores de la Sección Media del Grupo de Paganzo, los siguientes polos sur para el Pérmico: *a*) Los Colorados, Provincia de La Rioja,  $60^\circ$  S,  $3^\circ$  W,  $\alpha 95 = 4^\circ$ , y *b*) Huaco, Provincia de San Juan,  $63^\circ$  S,  $4^\circ$  W,  $\alpha 95 = 10^\circ$ ; todas las muestras estudiadas en ambas localidades tienen magnetizaciones de polaridad reversa. La posición del polo virtual sur calculado a partir del basalto que nos ocupa, ( $59^\circ$  S,  $3^\circ$  E,  $\alpha 95 = 5.5^\circ$ ), es muy cercana a los polos determinados de los sedimentos rojos, y nuevamente se han encontrado direcciones de magnetiza-

ción predominantemente reversas, figura 1.

Estos tres resultados constituyen una evidencia ulterior de la existencia de la región polar relativa a América del Sur para el período Permo-Carbónico ( $65^\circ$  S,  $13^\circ$  W,  $\alpha 95 = 10^\circ$ ), determinada por Creer, 1964, a partir de la Formación Piauí del noroeste del Brasil y de los sedimentos rojos Pérmicos del noroeste de la Argentina. Este último polo fue cuestionado por Briden, 1967; sin embargo, los resultados presentados en este trabajo confirman su existencia.

Dado que el mecanismo por el cual una lava adquiere su magnetización es más fácil de comprender que en sedimentos (Nagata, 1961), este estudio paleomagnético con muestras de basalto puede aportar otras evidencias. En efecto, la edad del magnetismo termorremanente de un basalto es equivalente a su edad geológica. En cambio en sedimentos, si su remanencia magnética es de origen químico, los mismos deben haberse formado con anterioridad a dicho proceso y por lo tanto la edad del sedimento es mayor a la edad de la remanencia magnética. Normalmente se asume que esta diferencia en edad no es significativa cuando se la expresa en términos de la escala de tiempo geológico. Luego, si este fuera el caso, los resultados presentados aquí pueden servir para apoyar esta hipótesis. Asimismo, se está en condiciones de intentar dar una edad radiométrica a la Sección Media del Grupo de Paganzo.

#### *Agradecimientos:*

El autor desea agradecer a la Royal Society de Gran Bretaña y al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas de Argentina, por la ayuda financiera y de otro tipo, otorgada durante el curso de esta investigación. Asimismo agradece a la Universidad de Buenos Aires el haberle permitido usar sus Laboratorios.

El Profesor D. A. Valencio gentilmente ha traducido al español el manuscrito original.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS  
EN EL TEXTO

- Azcuy, C., y Morelli, J., 1969. *Geología de la Comarca Paganzo-Amaná Provincia de La Rioja*, (en prensa).
- Briden, J. C., 1967. *Recurrent Continental Drift of Gondwanaland*. Nature, vol. 215, 1334-1339.
- Creer, K. M., 1964. *Palaeomagnetism and the results of its application to South America rocks*. Bol. Paranaense Geografía. 93-138.
- Creer, K. M., Embleton, B. J. J., Valencio, D. A., 1969 a. *Comparison between the Upper Palaeozoic and Mesozoic Palaeomagnetic Poles for South America, Africa and Australia*. Earth and Planetary Science Letters, 7, 288-292.
- 1969 b. *Triassic and Permo-Triassic Data for S. America*. Earth and Planetary Science Letters, (en prensa).
- Embleton, B. J. J., 1970. *Nuevos estudios paleomagnéticos del Neopaleozoico (Paganzo II) de la República Argentina*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXV, n° 1, 101.
- Fisher, R. A., 1953. *Dispersion on the Sphere*. Royal Soc. London Proc., Sec. A, Vol. 217.
- Nagata, T., 1961. *Rock Magnetism*. Maruzen, Tokyo.
- Valencio, D. A., 1969 a. *El Paleomagnetismo de algunas formaciones Pérmico-Triásicas del Sur-este de la Provincia de Mendoza*. Cuartas Jornadas Geológicas Argentina, (en prensa).
- 1969 b. *El Paleomagnetismo de algunas Magmatitas del Triásico Superior, Grupo Cacheuta*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXIV, n° 3, 191.
- Vilas, J. F., 1969. *Resultados preliminares del estudio paleomagnético de algunas formaciones Triásicas del sudoeste de Mendoza*. Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas, (en prensa).

Recibido el 20 de mayo de 1970.

## LEXICOLOGIA GEOLOGICA

**AULACOGENO.**—Según Khain y Muratov (1968) hay muchas zonas plegadas intracratónicas relacionadas con estructuras de tipo particular, depresiones semejantes a grabens (fosas), que N. Schatsky (1940) llamó *aulacogenos*, los cuales tienen muchos rasgos comunes con las depresiones geosinclinales. Los aulacogenos pueden ser *simples* o *compuestos*.

El aulacogeno *simple* comienza su génesis con el proceso de hundimiento y consecuente relleno durante el cual, se acumulan en el surco los sedimentos marinos, variables desde depósitos de aguas profundas hasta litorales, alternando con estos últimos, depósitos continentales o seguidos por ellos. Su génesis termina con la fase tecto-orogénica que pliega y eleva los sedimentos sobre el nivel del mar y el aulacogeno deja de serlo.

El aulacogeno *compuesto* se origina por la sucesión de dos o más procesos de hundimiento y el levantamiento que ocurre antes de terminar la última fase del hundimiento y relleno, por efecto de la fase final tecto-orogénica. Al comienzo de cada etapa de hundimiento, se produce el desplazamiento del eje de máximo hundimiento hacia uno de los bordes del aulacogeno, dirigiéndose siempre en el mismo sentido.

Al terminar la fase tecto-orogénica, el aulacogeno *compuesto*, como el *simple* se convierte en *cadena plegada aulacogénica*. Véase Horacio J. Harrington, "Las Sierras Australes de Buenos Aires, Rep. Argentina, Cadena Aulacogénica", Revista, tomo XXV, N° 2.

**ARCHIPIELAGO MESOZOICO.**—Esta expresión alude a las características que debió presentar la región neuquina, en determinados momentos posteriores a la invasión de mares jurásicos, con la presencia de numerosas áreas emergentes que configurarían un archipiélago, parte de las cuales sucumbieron posteriormente por los procesos erosivos y el diastrofismo jurásico. Ver Osvaldo I. Bracaccini, Revista tomo XXV, N° 2.

**ENGOLFAMIENTO NEUQUINO.**—Los terrenos que integran el engolfamiento neuquino de las Acumulaciones Mesozoicas, están cubiertos en la región extra-andina de la provincia del Neuquén por las acumulaciones continentales de los Estratos con Dinosaurios (Neuqueniano). La expresión alude a la formación de dos subcuencas, una al norte y otra al sur, que probablemente se originaron por la continuación oriental del macizo de Chacabuco, que en forma de guirnalda de islas y con orientación noreste, avanza debajo de la cubierta de los Estratos con Dinosaurios. Véase Osvaldo I. Bracaccini, Revista, tomo XXV, N° 2.

LA DIRECCIÓN

## PRIMER HALLAZGO DE YACIMIENTOS DE DIOPSIDO Y TREMOLITA EN LA REPUBLICA ARGENTINA

POR NATALIA I. ROSSI<sup>1</sup>

### RESUMEN

Por primera vez en nuestro país se han encontrado dos depósitos de silicatos de calcio y magnesio, uno correspondiente a *diópsido* y el otro a *tremolita*. Ambos están situados en la Sierra de la Estanzuela, provincia de San Luis, en áreas de esquistos y calizas metamórficas. El diópsido, variedad de piroxeno monoclinico, es más rico en calcio que en magnesio; mientras que la tremolita es un asbestos anfibólico en el cual predomina el magnesio sobre el calcio. Ambos minerales se citan con frecuencia como accesorios en las franjas de contacto metamórfico. La importancia de haber hallado sendos yacimientos de cada uno de ellos reside en que las respectivas acumulaciones que se describen, tienen posibilidad de aprovechamiento económico. Industrialmente el diópsido tiene aplicación en cerámica; la tremolita, en carácter de asbestos de fibra corta, se utiliza principalmente como aislante y carga. Desde el punto de vista geológico sería de interés especial el estudio de la génesis de ambos yacimientos, dada su magnitud.

### ABSTRACT

Two deposits of calcium-magnesium silicates are found for the first time in our country: one of *diopside* and the other of *tremolite*. Both are situated at the Sierra de la Estanzuela, province of San Luis, in areas of metamorphic schists and limestones. Diopside is the calcium-rich monoclinic magnesium pyroxene, while tremolite is the monoclinic amphibolic asbestos in which magnesium predominates over calcium. These two minerals are frequently mentioned as accessories in contact metamorphic zones. The importance of having found them as big occurrences deals with their respective economic possibilities for industrial utilization. Diopside is used in ceramic bodies; tremolite, a short-fiber asbestos, is highly used as an isolant and for chemical purposes. From a geological point of view, it would be of special interest to determine the genesis of the deposits because of their respective considerable volume.

### YACIMIENTO DE DIOPSIDO

Se halla ubicado en la provincia de San Luis, en la estribación sud-occidental de la Sierra de la Estanzuela, 5 km

<sup>1</sup> La autora deja constancia que este trabajo fue realizado por cuenta de la Dirección Nacional de Geología y Minería y su publicación autorizada por las autoridades.

al NE de El Tala, próximo al lugar denominado Paso de la Cruz, jurisdicción de Villa del Carmen, departamento Chacabuco. Las localidades más próximas con que se vincula el yacimiento son Naschel, 25 km hacia el oeste y Villa del Carmen, 17 km hacia el este, con las que se comunica por camino en buenas condiciones de tránsito todo el año. El

camino que partiendo de El Tala conduce al yacimiento, ofrece algunas dificultades por tratarse de una huella precaria malograda por efecto de lluvias torrenciales.

El yacimiento está constituido por un cuerpo de forma lenticular aflorante en la cima de una lomada suave de unos

nulosa cristalina color gris claro a gris oscuro, de gran compacidad, con dimensiones semejantes a las del cuerpo que se describe. Los valores de rumbo y buzamiento de estas formaciones son coincidentes con los de la roca de campo. El componente aparentemente exclusivo del cuerpo antes citado es un



Fig. 1. — *Diópsido*, silicato cálcico-magnésico del grupo de los piroxenos, de color blanco grisáceo. Cristalizado en prismas de 10 a 20 cm de largo y 3 a 5 cm de ancho, con buen clivaje.

25 m de altura máxima con relación al curso del arroyo El Tala. Dicho cuerpo tiene una extensión aflorante de 300 m con ancho máximo de 4 m. El rumbo de la corrida es  $N 8^\circ$  registrando valor de buzamiento poco variable alrededor de  $32^\circ W$ . La roca de caja es micacita inyectada, con abundante aporte granítico, de color gris claro hasta rosado, escasamente alterada. El cuerpo de referencia se halla emplazado concordantemente en la roca hospedante, con la cual los contactos son bien delimitados. Intercalados en el esquisto se hallan dos bancos subparalelos de dolomita gra-

material muy compacto, cristalizado, de color blanco grisáceo hasta gris levemente verdoso, de textura maciza, constituido por agregados de individuos prismáticos alargados, por lo general de 10 a 20 cm de longitud y 3 a 5 cm de ancho, con buen clivaje y superficies de brillo sedoso.

Las muestras obtenidas en diferentes puntos de la corrida fueron sometidas a análisis químico, identificación petrográfica y determinación por Rayos X mediante diagrama Debye-Scherrer, los cuales en conjunto permitieron identificar "diópsido con signo óptico anó-



YACIMIENTO DE TREMOLITA

malo por probables efectos metamórficos". Los análisis fueron todos efectuados en los laboratorios de la Dirección Nacional de Geología y Minería.

Los ejemplares analizados con fotómetro de llama acusaron un tenor en litio metálico variable desde 0,16 a 0,22 %, los cuales expresados en óxido de litio son respectivamente de 0,34 a 0,47 %.

El contenido en óxido de litio así como el de óxido férrico pueden considerarse como impurezas accesorias del mineral diópsido.

Los análisis químicos correspondientes a tres muestras sin selección proporcionan los siguientes datos:

	1	2	3
SiO <sub>2</sub> .....	52,52 %	52,14 %	53,56 %
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ....	1,85 »	3,76 »	1,04 »
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ....	2,10 »	2,94 »	2,31 »
CaO.....	24,40 »	24,02 »	24,64 »
MgO ....	16,64 »	15,31 »	17,00 »
Li <sub>2</sub> O ....	0,47 »	0,34 »	0,45 »

**Conclusiones:** El yacimiento está compuesto por un mineral del grupo de los piroxenos, silicato cálcico-magnésico, denominado *diópsido*, impurificado accesoriamente por óxido de litio y óxido férrico.

Las combinaciones calculadas en base al análisis químico dan los siguientes valores:

	%
SiO <sub>2</sub> Ca .....	50,80
SiO <sub>2</sub> Mg .....	39,64

Es la primera manifestación de gran volumen localizada en nuestro país. Se desconocen sus reservas por falta de labores. Desde el punto de vista mineralógico sería de interés especial la realización de un estudio detallado a fin de esclarecer la génesis del depósito dada su magnitud.

Al igual que el yacimiento de diópsido, se halla ubicado en la estribación sud-occidental de la Sierra de la Estanzuela de la provincia de San Luis, 9 km al N-NE de El Tala.

El yacimiento está constituido por un cuerpo subvertical aflorante en forma continua a lo largo de 2500 m con ancho medio de 25 m; el rumbo de la corrida es aproximadamente norte-sur.

La roca de caja es micacita inyectada, con regular aporte granítico. El cuerpo que se describe se halla adosado a otro de caliza cristalina de igual extensión y ancho superior a los 100 m, no evidenciándose entre ambas limitaciones bien netas. El material componente del cuerpo mencionado en primer término es de color blanco hasta gris con variaciones hasta gris oscuro, coloración debida a la participación irregular de sustancia carbonosa de origen orgánico. Se presenta cristalizado en individuos aciculares dispuestos en abanicos pequeños, dando como conjunto textura fibrosa bandeada o radial. Es muy compacto y homogéneo.

Los cristales poseen brillo notable y son algo frágiles debido a la dureza. El largo promedio de las fibras es de 2 cm.

Las diferentes muestras recogidas en el depósito fueron sometidas a análisis químico, estudio microscópico y determinación por Rayos X mediante Diagrama Debye-Scherrer, los cuales en conjunto permitieron identificar al mineral como *tremolita*.

El resultado del análisis químico promedio de las muestras obtenidas dio los siguientes resultados:

	%
SiO <sub>2</sub> .....	53,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	0,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	1,6
CaO .....	12,0
MgO.....	29,3
Pérdida a 900°C.....	3,3

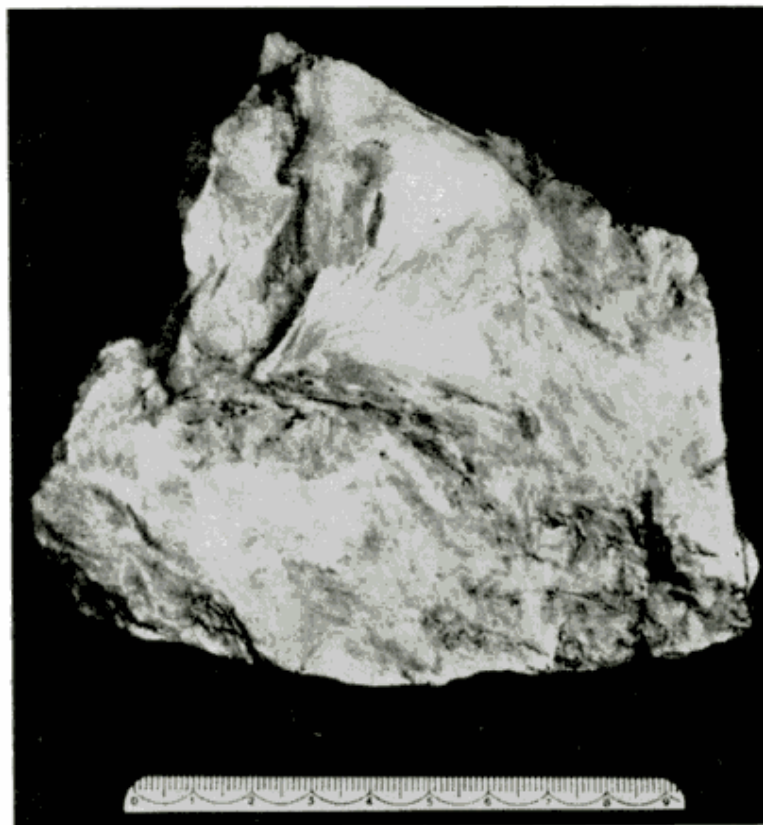


Fig. 2. — *Tremolita*, silicato magnésico-cálcico del grupo de los anfíboles, de color blanco. Es un mineral fibroso, denominado comercialmente « asbestos italiano » o asbestos de fibra corta

**Conclusiones:** El yacimiento está compuesto por un mineral del grupo de los anfíboles, silicato magnésico-cálcico denominado *tremolita*, con leve impureza de óxido férrico.

Las combinaciones calculadas en base al análisis químico dan los siguientes valores:

	%
SiO <sub>3</sub> Mg .....	73,25
SiO <sub>3</sub> Ca .....	15,95

La pérdida a 900° C corresponde a 3,3 % de óxido de calcio libre.

Es la primera manifestación de gran volumen localizada en nuestro país. Se desconocen sus reservas.

#### *Datos comparativos*

Según Dana (1932) y Amberg (1945) el diópsido responde a la fórmula CaMg(SiO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>, con la siguiente compo-

sición teórica SiO<sub>2</sub>: 55,6 % CaO: 25,9 % MgO: 18,5 %.

Para tremolita los mismos autores estiman la fórmula CaMg<sub>3</sub>Si<sub>4</sub>O<sub>12</sub>, con la siguiente composición teórica SiO<sub>2</sub>: 55-60 % MgO: 24-28 % CaO: 12-15 % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: 0-0,2 % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: 0-1,7 %.

La localidad tipo de donde proviene el nombre del mineral corresponde al depósito de tremolita de San Gotardo (Valle de Tremola) en Suiza, que responde a la siguiente composición: SiO<sub>2</sub>: 58,07 % MgO: 24,46 % CaO: 10,99 % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: 1,82 %.

#### *Usos industriales*

**Diópsido:** En los cuerpos cerámicos se comporta como el talco con un corto rango de cocción, típico de los silicatos de metales alcalinos (Amberg, 1956).

*Tremolita*: Por tratarse de un asbesto anfíbólico, se utiliza como tal en la producción de todas aquellas piezas que requieren elevada resistencia a la temperatura y al ataque por agentes químicos, particularmente ácidos y álcalis. Cuando puro, el asbesto de tremolita es químicamente estable y puede usarse para fabricar fibras químicas. En este carácter tiene gran importancia para la fabricación de filtros de fibras. (Bowles, 1937). En U.S.A. se explotan intensamente los depósitos de tremolita de Georgia (Hough, 1945), que se utilizan en cementos y pinturas, y en parte en filtros de fibras. North Carolina produce desde hace muchos años tremolita para esas mismas aplicaciones. En Maryland los depósitos se agotaron. Pensylvania produjo hasta 1940 fibra para filtros. El producto también se usó para coberturas de calderas y tuberías de líquidos y gases de alta temperatura. También allí se produjeron pinturas y cementos. Sud Africa produce tremolita en Natal, junto con crisotilo. Otra aplicación importante es como spinning para fieltros prensados; molida se emplea en la fabricación de cartón para matricería de fundición para impresiones de imprenta. (Ladoo, 1947).

En la industria de plásticos reforzados son recientes sus aplicaciones como carga anti-inflamable y cargas para imitación cerámica y artística. En mezclas cerámicas se utiliza para acelerar procesos de vidriado de esmaltes. Tiene igualmente gran aplicación para la preparación de mezclas para placas de fibrocemento.

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Amberg, C. R. 1945. *Properties of wollastonite and diopside with admixture of TiO<sub>2</sub>, ZrO<sub>2</sub> and SiO<sub>2</sub>*. J. Am. Ceram. Soc. Vol. 28, N° 5.
- Amberg, C. R. 1956. *Some firing and fired properties of New York State diopside, wollastonite and a tremolitic material*. J. Am. Ceram. Soc. Vol. 39, N° 6.
- Bowles, O. 1937. *Asbestos*. U. S. Bur. Mines. Bull. 403.
- Dana, E. S. 1932. *A textbook of Mineralogy*. John Wiley and Sons. New York.
- Hough, G. D. 1945. *Tremolite asbestos mined in Arctic*. Mining and Met. Vol. 26. N° 463.
- Ladoo, R. B. 1947. *Non-Metallic Minerals. Occurrence. Preparation. Utilization*. Mc Graw Hill. New York.

Recibido en junio de 1970.

## CORRIGENDA

En el Cuadro 2 del trabajo "El avance en los conocimientos del Jurásico a partir del esquema de Groeber", publicado en el N° 4 del tomo XXIV de esta Revista (1969), se deslizó una omisión, al no figurar la Formación Quintucó entre las de Vaca Muerta y Mulichincó. Como se indica explícitamente en el texto (pág. 382), Quintucó se extiende desde la zona del *Corongoceras alternans* hasta la del *Substeuroceras koenini*, es decir que esta entidad comprende todos los niveles del Titoniano superior.

Para corregir esta omisión, basta continuar en la columna respectiva del Cuadro 2 (Grupos y Formaciones) la línea que señala el límite Titoniano medio-superior. El sector que queda por arriba de la misma y por debajo de la Formación Mulichincó corresponde a la Formación Quintucó, a la vez que la Formación Vaca Muerta queda ubicada como se indica en el texto (págs. 382 y 383), abarcando al Titoniano inferior y medio.

En igual sentido (y como ya lo había señalado en pág. 374 del mismo trabajo), por *lapsus calami* figura en el Cuadro 2 la zona del *humphriesianum* citada con la ortografía incorrecta de *humphreysianum*, la que debe cambiarse. — *Pedro Stipanovic*.

En el N° 2 del tomo XXV, página 264, segunda columna, línea 17, el párrafo a punto seguido que comienza: El feldespató... ha sido erróneamente transcripto, debiendo leerse:

El feldespató euhedral es común en las metablastitas, pero la mayoría de los metablastos son más o menos ovoidales, particularmente en migmatitas formadas bajo presión deformativa.

En el trabajo "Arseniatos de cobre y de hierro..." aparecido en el N° 1 tomo XXIV de la Revista, en página 36, primera columna, línea 23 dice: ..."grupo especial Pbca"; debe leerse Pcab.

*La Dirección*

# ESTRATIGRAFIA Y ESTRUCTURA DEL TERCIARIO EN LA SIERRA DE LOS COLORADOS (PROVINCIA DE LA RIOJA), REPUBLICA ARGENTINA

Por VICTOR A. RAMOS <sup>1</sup>

## RESUMEN

En este trabajo se estudia la estratigrafía y la estructura de la Sierra de Los Colorados y adyacencias, en la provincia de La Rioja.

Se da una breve descripción de las distintas formaciones del basamento cristalino de las Sierras de Umango, Espinal y Toro Negro, y serranías adyacentes que circundan los depósitos terciarios.

Un nuevo afloramiento de la Formación de la Cuesta (Pérmico) es estudiado, siendo un buen ejemplo de una superficie de erosión neopaleozoica elaborada sobre rocas metamórficas del Precámbrico, sobre las cuales se apoyan las arcosas basales de esta Formación.

Varios perfiles estratigráficos permiten reconstruir los mapas de litofacies para los distintos miembros de las Formaciones Vinchina y Toro Negro, destacándose la gran potencia que alcanzan las mismas, que superan los 10.000 m en la quebrada del Yeso. Sobre la base de los mismos se reconstruye la evolución geológica de la cuenca durante el Terciario.

El hallazgo de dos esqueletos de *Plesiomegatherium* sp. y las icnitas ya conocidas, permiten datar las formaciones terciarias y asignar una edad a los movimientos del ciclo Andico que afectaron la comarca. Asimismo permite establecer una edad pliocena baja para las primeras erupciones andesíticas cenozoicas, de la Cordillera de los Aires en estas latitudes.

También se da a conocer la presencia y extensión de un nivel plantífero en la Formación Vinchina hasta ahora desconocido.

La presencia de varios bancos guías de toba, entre otros bien visibles en las fotografías aéreas permite reconstruir la estructura del Terciario e interpretar las dislocaciones en el basamento subyacente.

Diversos ejemplos muestran el predominio del fallamiento inverso en la estructura en bloque de este sector de las Sierras Pampeanas.

## ABSTRACT

The stratigraphy and structure of the Sierra de los Colorados and surrounding areas in La Rioja province are given, together with a brief description of the Precambrian Formations in the Sierras de Umango, Espinal and Toro Negro and adjacent hills surrounding the Tertiary deposits area.

A new outcrop of La Cuesta Formation (Permian) is studied. Basal arkoses are resting on a Neopaleozoic erosional surface elaborated on Precambrian metamorphic rocks.

Lithofacies maps for the different members of the Vinchina and Toro Negro Formations have been drawn based on the stratigraphical sections surveyed. The great thickness of the Tertiary sediments, more than 10.000 m in quebrada del Yeso, is underlined. The geological evolution of the continental basin is reconstructed.

These Formations are dated on the basis of two new skeletons of *Plesiomegatherium* sp., together with the already known ichnites. The age of the movements of the Andean cycle, which have been active in this area, are determined. The beginning of the Cenozoic andesitic eruptions in the Cordillera de los Andes at this latitude is assigned to the Lower Pliocene.

<sup>1</sup> Ex geólogo del Instituto Nacional de Geología y Minería, fotogeólogo de Geophoto Services Inc.

During the field study, the presence and extension of a plant horizon in the Vinchina Formation was discovered.

The Tertiary structure is reconstructed by various key beds of tuffs, among others, very well shown in the aerial photographs. On this basis the dislocation of the underlying basement is deduced.

Upl thrusts, shown by several examples, seem to be the most important faults in the block structure of this area of the Sierras Pampeanas.

### INTRODUCCION

El motivo de la presente contribución es dar a conocer la estratigrafía y la estructura de los depósitos terciarios de la sierra de Los Colorados. Este es un resumen del trabajo de tesis presentado por el autor ante el International Institute for Aerial Survey and Earth Sciences en Delft, Holanda, para optar al título de *Master of Science in photo-interpretation for geology* en 1968.

La región en estudio se encuentra en el sector occidental de la provincia de La Rioja (véase figura 1), y abarca una superficie de 3750 kilómetros cuadrados.

La primera investigación geológica de la comarca se debe a Hausen (1921) quien presentó numerosas descripciones petrográficas del basamento y recorrió el perfil de la quebrada de la Troya entre Jagüel y Vinchina. Asignó una edad "Upper Paganzo" para la parte baja de la sucesión sedimentaria y atribuyó al Terciario Inferior la parte más joven.

Frenguelli en 1950 describió los rastros de la quebrada del Yeso, y los atribuyó erróneamente al Pérmico.

Correspondió a Turner (1960, 1962 y 1964) la descripción geológica de la comarca. Presentó un mapa a escala 1:

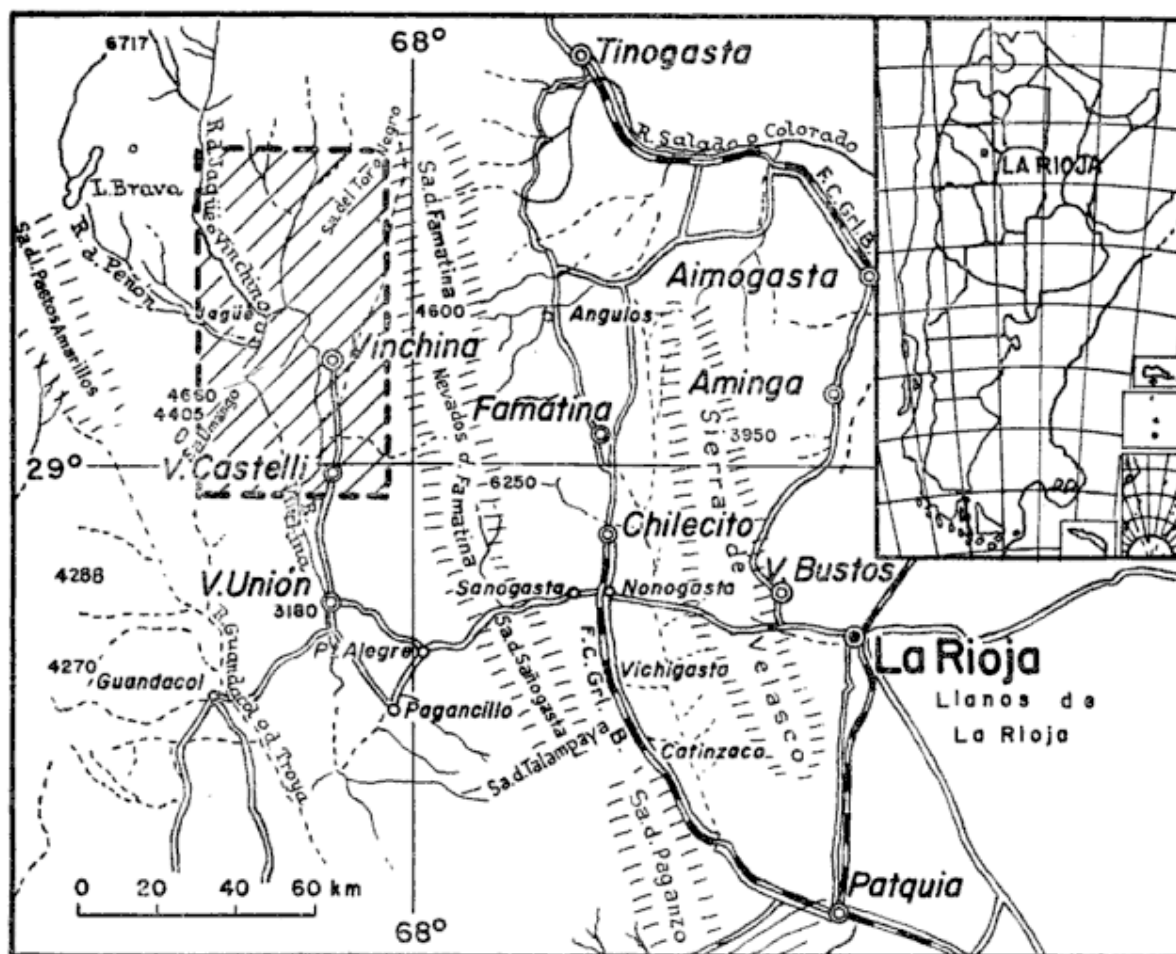


Fig. 1. — Mapa de ubicación

200.000 en el cual establece las principales unidades estratigráficas y sus relaciones.

Bonaparte (1965) dirigió una excursión paleontológica a la quebrada del Yeso en búsqueda de fósiles y encontró las icnitas, descritas por Frenguelli y otras, reinterpretándolas.

## ESTRATIGRAFIA

### I. Relaciones generales

Se han distinguido en la comarca las siguientes unidades en el basamento cristalino: Formaciones Espinal y Umango (rocas metamórficas y migmatitas) y la Formación Guacachico (rocas plutónicas), todas ellas asignables al Precámbrico.

El Neopaleozoico, que en las Sierras Pampeanas se halla representado por los Estratos de Paganzo I y II (Carbónico y Pérmico) sólo se presenta en un pequeño afloramiento atribuible por su litología de la Formación de la Cuesta (Paganzo II).

En los estratos terciarios que dominan los afloramientos de la comarca se reconocen la Formación Vinchina (Calchaquense) y la Formación Toro Negro (Araucanense) de edad terciaria superior, que presentan un espesor total de 10.260 m en la quebrada del Yeso, 7.150 m en la quebrada de la Troya, y 8.150 m en la de Pozuelos.

El Pleistoceno está presente con dos niveles de agradación, mientras que el Holoceno está caracterizado por sus dos facies, una eólica y otra aluvial.

Las relaciones son tectónicas entre la mayoría de las formaciones, excepto la Formación de la Cuesta que se asienta en discordancia sobre la Formación Umango y el contacto entre las formaciones terciarias.

### II. Cuadro estatigráfico (v. pág. 363)

## III. Descripción de las Formaciones

### A. PRECÁMBRICO

Las rocas pertenecientes al basamento cristalino han merecido una atención secundaria. Sólo se describirán sus características litológicas más salientes, para una mejor comprensión de las áreas de aporte de las secuencias sedimentarias posteriores.

#### 1. FORMACIÓN ESPINAL

Esta Formación, así denominada por Turner (1960) aflora en el sector sudoeste de la región.

Está compuesta por rocas metamórficas, en su mayor parte migmatitas con grado variable de inyección. En la Sierra del Espinal está compuesto por esquistos biotíticos y cuarcíferos, que presentan una inyección cuarzo feldespática de intensidad variable. Están atravesadas por numerosas pegmatitas de aspecto zonal, de pocos metros de espesor y una longitud de dos a tres kilómetros.

Subordinadas a las anteriores están las filitas de colores negros y verdosos intercaladas con cuarcitas finas y oscuras.

Las anfibolitas se presentan en bancos de hasta 20 m de espesor, interpuestas con los esquistos inyectados.

El rumbo predominante de estas rocas es N 15° W y su inclinación variable, en general vertical a subvertical.

#### 2. FORMACIÓN UMANGO

Corresponde al basamento cristalino y la Formación fue denominada por Arigós (1949) en su estudio de la comarca más al norte, que aflora en el sector austral de la Sierra de Toro Negro y en el rincón noroeste del mapa.

En esta formación predominan rocas metamórficas de bajo grado como

pizarras, filitas y hasta micacitas de colores verde claros a grisáceos. Presenta intercalaciones de 0,5 a 1 m de espesor de paraanfíbolitas, que sólo ocasionalmente alcanzan varios metros.

En parte se hallan penetrados por una inyección cuarzo feldespática en general concordante. Son atravesados por numerosos diques de riolitas y lamprófidos. Se hallan también pegmatitas zonales y simples.

El rumbo de la esquistosidad de las rocas varía entre N 5° W a N 20° E inclinándose entre 50° y 70° al NE-SW, en aparente estructura homoclinal. El rumbo de los diques es en general concordante con la esquistosidad.

### 3. FORMACIÓN GUACACHICO

Las rocas pertenecientes a esta Formación han sido reconocidas por Turner (1960) en los cerros Toro y Morro de la Zorra, además de las aflorantes en las laderas de la sierra del Famatina.

Hay varios afloramientos asignables a esta formación, en la sierra del Espinal, pero dado el carácter expeditivo del reconocimiento del basamento cristalino no se lo ha podido identificar en el mapa. Estas plutonitas intruyen a la Formación Espinal.

Están compuestas por dos tipos de rocas. Una tonalítica granodiorítica gris blanquecina de grano mediano, compuesta por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico subordinado y biotita. Es-

ta a su vez es intruida por otra roca plutónica de composición granítica, caracterizada por su aspecto porfiroideo y color rosado. Los porfiroblastos están compuestos por feldespato potásico rodeados por cuarzo, feldespato y biotita de grano grueso a mediano.

### Edad

Dada la ausencia de documentos fosilíferos y de dataciones absolutas en estas tres Formaciones, Turner (1964) y Arigós (1949) les atribuyen una edad precámbrica sobre la base de sus relaciones con las unidades estratigráficas sobrepuestas. Algunos autores dan una edad paleozoica a las rocas plutónicas.

## B. PALEOZOICO

### FORMACIÓN DE LA CUESTA (PÉRMICO)

Se correlaciona con esta Formación un afloramiento de reducidas dimensiones que aflora en la ladera este de la Sierra de Toro Negro. La Formación de la Cuesta aflora típicamente en la Sierra del Famatina, más al naciente de la comarca (véase Turner 1964).

El afloramiento de dirección nortesur tiene más de 1,5 km de longitud y unos 250 m de ancho, prolongándose hacia el norte fuera de la zona estudiada.

En Casa Colorada se observa un perfil típico de esta Formación de 220 m de espesor (véase Fig. 2).

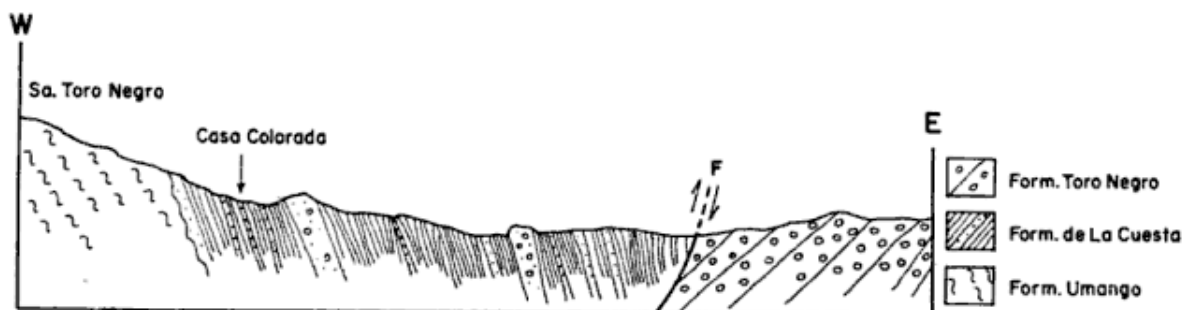


Fig. 2. — Perfil de la quebrada Casa Colorada en sus nacientes, donde se observan las relaciones de la Formación de la Cuesta



Edad	Nombre	Litología	Fósiles	Espesor en metros	Movimientos tectónicos	
GENOZOICO	CUATERNARIO	Holoceno	Gravas, arenas y arcillas Fanglomerados Fanglomerados		Iª fase ? fase principal	
		Pleistoceno-Holoceno ? Pleistoceno	discordancia angular			IV Movimiento
	TERCIARIO	Plioceno superior	Miembro superior : conglomerados		1580	III Movimiento
		Plioceno medio	Form. Toro Negro (Araucanense)	Miembro inferior : areniscas pardo claras y arcillitas verdosas con tobas blancas y niveles conglomerádicos		
			discordancia erosiva		1810	
		Plioceno inferior	Form. Vinchina (Calchaquense)	Miembro superior : areniscas pardo rojizas claras y amarillentas con lutita		
	Mioceno ?	discordancia angular	Miembro inferior : areniscas moradas y pardo moradas con lutitas	4375		
	PERM.CO	Form. de la Cuesta	Areniscas y arcillitas coloradas con arenosas basales		2500	I Movimiento
		Form. Guacachico Form. Espinal Form. Umango	Rocas plutónicas Rocas metamórficas Rocas metamórficas		920	

CICLO ANDICO

PRECAM- PALEO- ZOICO

La base se apoya en discordancia angular sobre las rocas metamórficas de la Formación Umango. Es interesante destacar que a medida que se aproxima el contacto con la Formación de la Cuesta éstas se hallan muy alteradas y meteorizadas. Esta meteorización progresiva estaría indicando la superficie de erosión paleozoica superior, previa a la deposición de los estratos. Estos se inician con una arcosa basal, ligeramente conglomerádica color rosado blanquecino y muy compacta. Al microscopio se observa:

Clastos medianos a gruesos, angulosos, mal seleccionados, compuestos por cuarzo de tamaño variable muy fracturado y con extinción ondulada (50 %); feldspato (35 %) fuertemente caolinizado y sericitizado compuesto por plagioclasa y microclino; hay fragmentos líticos (15%) de rocas metamórficas y granitos. El cemento es calcáreo, en parte teñido con óxido de hierro. Sus características indican una roca formada por escaso transporte y por su composición y textura sería :

Clasificación : *Arcosa basal*.

A esta le siguen areniscas y lutitas de color morado intenso, intercaladas esporádicamente con areniscas conglomerádicas amarillentas (Fig. 3). Estas areniscas amarillentas parduscas de grano grueso, en parte conglomerádicas, con clastos hasta de un centímetro, observadas al microscopio presentan:

Clastos angulosos sin ninguna selección, de cuarzo (55 %) con abundantes inclusiones gaseosas y muy fracturados; de microclino (35 %) y plagioclasa ácida; hojuelas de biotita (5 %) desferrizada; fragmentos líticos de rocas graníticas (5 %); el cemento calcáreo es abundante

y reemplaza en parte al cuarzo de los clastos.

Clasificación : *Arcosa conglomerádica*.

Por encima de las sedimentitas moradas aparece una secuencia de areniscas y arcilitas coloradas, regularmente estratificadas, entre las cuales se interponen tres bancos de la arenisca amarillenta descrita anteriormente. La arenisca colorada fina observada al microscopio tiene las siguientes características:

Está compuesta por clastos angulosos a subangulosos, mediana selección de cuarzo, microclino escaso, plagioclasa, hornblenda y biotita subordinadas. El cemento es abundante y calcáreo, teñido por óxido de hierro.

Clasificación : *Arcosa*.

Estos depósitos continentales se interrumpen hacia el techo tectónicamente mediante una falla inversa de rumbo N 7° E e inclinación 65° NW que pone al basamento y a las rocas descriptas, por encima de los estratos pliocenos de la Formación Toro Negro.

En la quebrada de Las Cuevitas es posible observar un grano más grueso en las areniscas conglomerádicas que se tornan en conglomerados medianos, mal seleccionados de mátrix arcósica.

### *Edad*

A pesar de que no se han hallado fósiles en este afloramiento, los sedimentos se pueden correlacionar con los de la Formación de la Cuesta por sus características litológicas. Correspondería al Piso II de los Estratos de Paganzo de Bodenbender (1911), que por la flora que presenta en otras comarcas se le atribuye una edad pérmica.

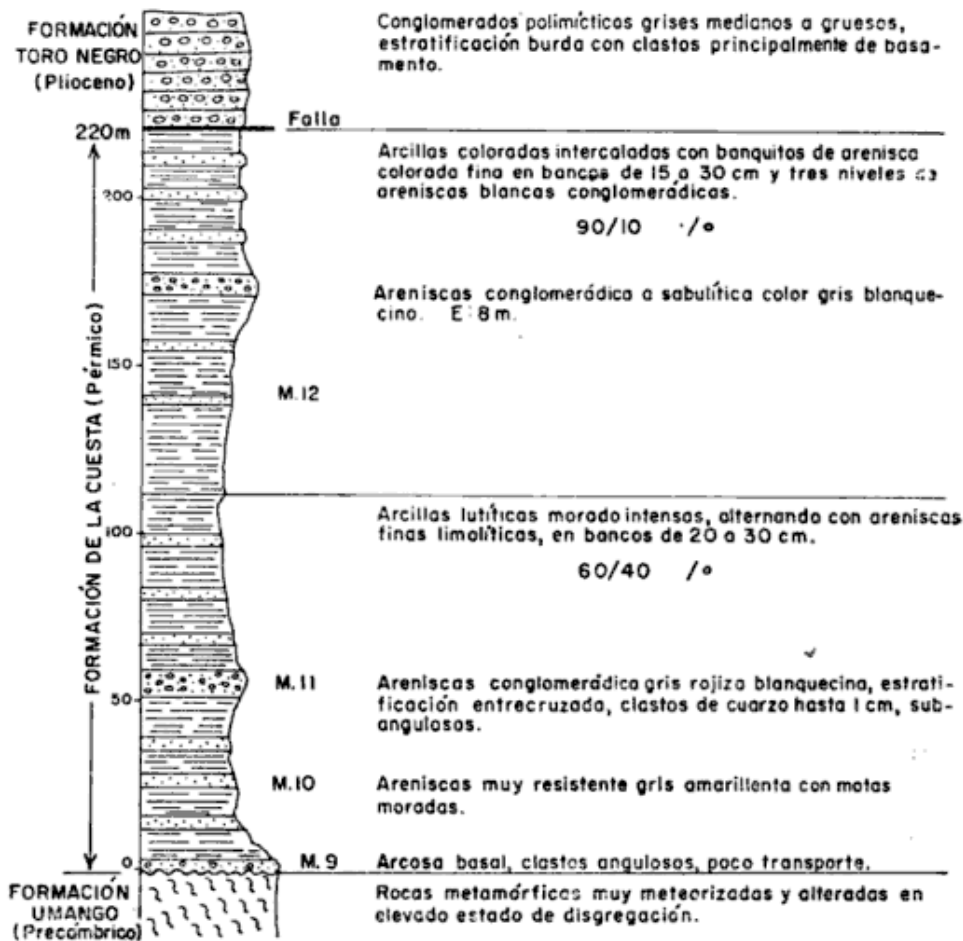


Fig. 3. — Perfil estratigráfico de la Formación de la Cuesta en casa Colorada

### C. CENOZOICO

#### 1. TERCIARIO

##### a) Formación Vinchina (Calchaquense)

Esta Formación, cuyos rasgos estratigráficos principales fueron descritos por Turner (1964) se extiende en forma continua desde unos 60 km al sudoeste del límite austral de la comarca, por un intervalo de 165 km en dirección noreste.

Se describirá a continuación la comarca abarcada por la Sierra de Los Colorados.

Si bien su base en todos los afloramientos estudiados no es visible por estar cubierta por relleno moderno, en el cerro San Antonio (véase Furque, 1965) se apoya en aparente concordancia sobre sedimentitas triásicas.

Es posible distinguir en la comarca dos miembros.

##### i) Miembro inferior

Su base está oculta. Los niveles estratigráficamente más bajos visibles comienzan con unas areniscas pardo moradas de grano fino a mediano, en bancos medianos, con notable estratificación entrecruzada de origen fluvial y abundantes ondulitas y grietas de desecación muy bien desarrolladas.

El índice de las ondulitas a través de varias observaciones oscila entre 6 y 10, siendo por lo tanto característico de ambientes fluviales.

Una muestra representativa de este tramo inferior presenta las siguientes características:

Arenisca pardo morada clara, grano mediano, compacta, con clastos subangulosos a subredondeados de cuarzo (54%), feldespato (24 %) formado por plagioclasa y microlino en parte caolinizados, granos pequeños de clinozoisita y escasas hojuelas de mica. Numerosos fragmentos líticos (22%) de metacuarcitas, rocas graníticas, sedimentarias y algunos fragmentos de rocas volcánicas muy alteradas. El cemento está formado por yeso y óxido de hierro.

Clasificación : *Arcosa*

Estas areniscas presentan en sus planos de estratificación frecuentemente improntas de gotas de lluvia, con diámetros que oscilan entre 4 y 6 mm y calcos de flujo bien desarrollados.

Hacia niveles más superiores se encuentran areniscas pardo moradas claras a rojizas, predominando hacia el techo las rojizas. Una muestra representativa de éstas analizada al microscopio tiene las siguientes características:

Clastos angulosos a subangulosos de cuarzo (45 %) a veces con crecimiento secundario, feldespato (25 %) principalmente de microlino y plagioclasa zoisitizada, hojuelas de biotita flexionadas y alteradas con algunos granos de piroxenos frescos y muy poco redondeados así como hornblenda fresca verde (6%). Los fragmentos líticos pertenecen a metacuarcitas principalmente y otros de rocas sedimentarias tipo arcósico de grano fino (Paganzo?) y algunos de rocas volcánicas muy alteradas y graníticas (24 %). El cemento es de óxido de hierro, en parte yeso.

Clasificación : *Arcosa*.

Es interesante destacar que en varias muestras se pudo observar clastos de areniscas tipo arcósico, lo que estaría indicando la participación de las rocas

sedimentarias de los Estratos de Paganzo (Neopaleozoico) en la formación de los potentes espesores de las Formaciones terciarias en la zona. Los fragmentos de vulcanitas son por lo general muy alterados, a diferencia de los del miembro superior que son frescos. La presencia de hornblenda verde junto con piroxenos, podría ser el primer indicio del vulcanismo terciario.

Para la representación de las diferentes litofacies se ha empleado el diagrama de la Fig. 4, por ser el que mejor permite representar las litofacies en una zona de predominio de sedimentos clásticos.

En los diversos perfiles realizados en este miembro se ha encontrado que sus facies son bastante homogéneas con el predominio de la litofacies lutítica arenosa que hacia los extremos norte y sur (?) se torna arenosa lutítica. (Fig. 5).

Esta constancia de las litofacies está indicando un ambiente relativamente tranquilo, con un hundimiento moderado y sin marcadas diferencias laterales.

El espesor máximo aflorante de este miembro es en la quebrada del Yeso 2.500 m, mientras que en la de la Troya presenta 1.890 m, en Pozuelos 1.040 m y en el río de las Chalas 840 metros.

### *Fósiles*

En este miembro no se han podido encontrar fósiles que permitan datarlo con seguridad. En la quebrada de la Troya había a 30 m agua arriba de la parrilla de captación del agua (aproximadamente km 2,800) unas icnitas de un animal tetrápodo que desafortunadamente fueron llevados por lo corriente sin poder ser estudiadas.

En dicho lugar el autor ha encontrado en este miembro numerosos rastros de vermes, que comparándose con los actuales, sobre el mismo lecho del río de la Troya, presentan una marcada semejanza. Esta confrontación nos indica que si bien no pueden ser útiles para la datación, el ambiente actual de

deposición en la quebrada de la Troya y el existente en el Terciario superior son muy semejantes.

Por su concordancia con el miembro superior se le atribuye una edad mioce-  
na (?) a pliocena baja.

ii) *Miembro superior*

Este miembro se caracteriza por la participación de material volcánico y clastos de vulcanitas ausentes en el anterior.

En los primeros niveles predominan clastos de una andesita hornblendífera de grano mediano bastante homogénea de color gris azulado claro. Más hacia arriba aparecen junto a los anteriores clastos de riolitas, riolacitas y algunos pórfidos de la misma composición, pero siempre con predominio de las andesitas. Estas son las típicas andesitas hornblendíferas del Terciario de la Cordillera de los Andes, mientras las demás rocas volcánicas podrían ser terciarias o neopaleozoicas.

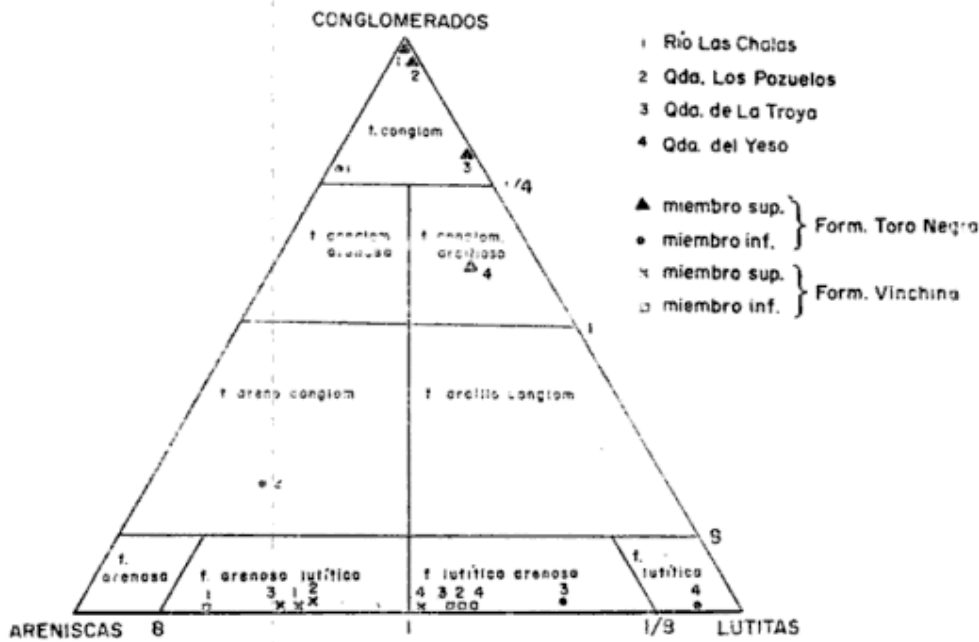


Fig. 4. — Diagrama empleado para la representación de los mapas de litofacies

El color predominante es un pardo rojizo a claro, hasta amarillento en contraste con los colores más oscuros del subyacente.

En todas las quebradas estudiadas, excepto en la del Yeso, este miembro comienza con la presencia de clastos aislados de cinco centímetros o más, que hacia niveles stratigráficos superiores llegan a formar lentes y en el techo algunas delgadas camadas de conglomerado. En ellas, como muestra la figura 6 a, para la quebrada de la Troya la participación de rodados de vulcanitas en los conglomerados llega al máximo en todo el Terciario.

Una muestra representativa de la parte inferior de este miembro tiene las siguientes características:

Arenisca pardo clara, grano fino, compacta, selección mediana, con clastos angulosos de cuarzo, microclino, plagioclasa, hornblenda, biotita y un mineral opaco. Matriz abundante compuesta por material arcilloso y clorítico tenido por óxido de hierro.

Clasificación: *Arenisca limosa fina.*

Hacia el límite con la Formación Toro Negro aumenta la participación

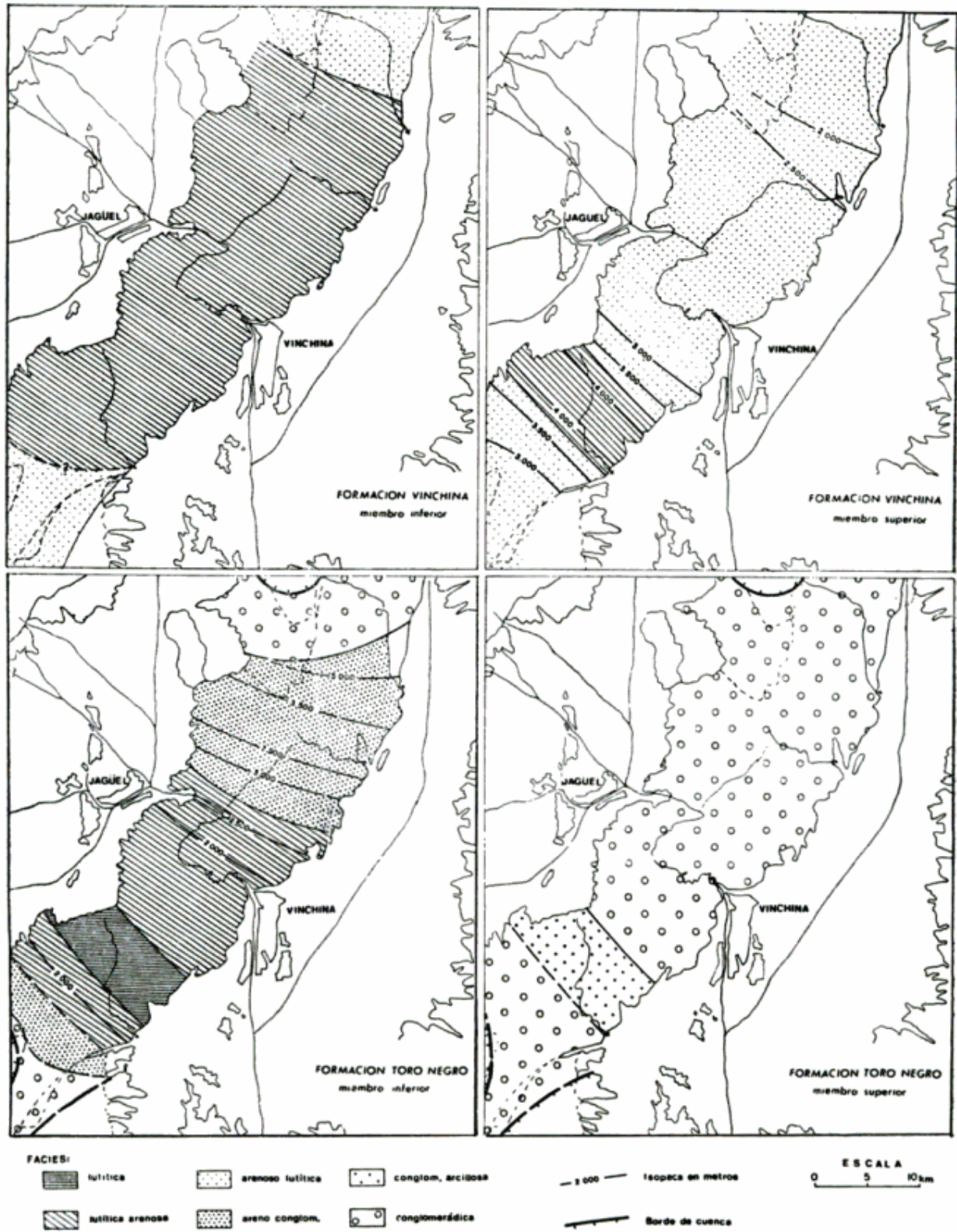


Fig. 5. — Mapa de litofacies del Terciario de la Sierra de los Colorados

volcánica. Por ejemplo, a pocos metros del contacto aparece una arenisca blanquecina grisácea en la quebrada de la Troya, de grano mediano y friable. Al microscopio se observa:

Clastos subangulosos a subredondeados, selección buena, compuesta por cuarzo, microclino y plagioclasas en dos generaciones, una fresca zonal con maclas netas de composición oligoclasa andesina y otra fuertemente sericitizada; hornblenda verde y parda frescas; biotita en hojuelas flexionadas y desferriizadas. Los fragmentos líticos son principalmente de rocas volcánicas y de metacuarcitas subordinadas. Hay también clastos vítreos bastante frescos con textura púmicea y perlítica. La matriz es vítrea.

Clasificación: *Arenisca tufítica*.

En líneas generales las areniscas de este miembro son más gruesas, encontrándose frecuentemente areniscas sabulíticas, con estratificación entrecruzada de origen torrencial. En diversos lugares se pueden observar improntas de gotas de lluvia muy bien desarrolladas.

Es de destacar la presencia de conglomerados de clastos angulosos formados por arrastre de las fracciones más finas del mismo miembro, con poco transporte, intercalados entre las areniscas pardo grisáceas. En general son lenticulares y muy irregulares.

La litofacies dominante en este perfil es la arenosa lutítica, aunque en la quebrada del Yeso se observa una facies más fina, lutítica arenosa. (Véase figura 5).

Coincidiendo con esta facies más fina, este miembro alcanza su máximo espesor en la quebrada del Yeso con 4.375 m y su espesor disminuye tanto al norte como hacia el sur, alcanzando en la quebrada de Troya 2.823 m, en los

Pozuelos 2.569 m, y en el río Los Chalas 1.722 metros.

#### Fósiles

Este miembro presenta en su parte superior (véase ubicación en el Mapa Geológico) un nivel de areniscas pardo rojizas limosas de grano fino portador de icnitas de varios tipos. Estas ya eran conocidas por Frenguelli (1950) quien las describe en la quebrada del Yeso, a unos 15 km de su desembocadura, y las interpretó como las de un reptil de talla considerable, de edad pérmica.

Bonaparte (1969) las reestudió y halló además, a 200 m agua arriba, rastros semejantes y a 300 m otras pertenecientes a aves, que corresponderían a:

#### Mamíferos:

##### a) Orden Edentata

Superfamilia *Megatherioidea*  
*Venatoripes riojanus* (Frenguelli).

##### b) Orden Litopterna

Familia *Macrauchenidae*

#### Aves:

##### a) Orden Rheiformes

##### b) Orden Charadriiformes

##### c) Ralliformes.

Aparte de los citados en la quebrada de Yeso el autor ha encontrado en la quebrada de la Troya, en el Km 16,700 del camino en construcción, icnitas atribuibles al Orden Rheiformes. (Fot. 1 y 2).

Además, en la parte media del miembro se ha localizado un nivel plantífero ya encontrado por la Lic. Beatriz L. Coira (comunicación verbal) que aflora en el río Las Chalas, en la quebrada de Pozuelos y en la de la Troya (km 12,030 del mencionado camino en construcción). Es en el río Las Chalas donde mejor está conservado. El material se encuentra en estudio. El banco portador es una arenisca pardo amarillenta



Fot. 1. — Icnitas de Rheiformes en el km 16.700 de la quebrada de la Troya  
(Miembro superior, Form. Vinchina).



Fot. 2. — Detalle de la anterior



micácea, bien estratificada de dos metros de espesor. Estas areniscas desaparecen ya en la quebrada del Yeso donde no fue posible ubicar el nivel plantífero.

*b) Formación Toro Negro* (“Araucanense”)

Esta Formación reconocida por Turner (1964) tiene menos extensión areal que la anterior. Aflora en la mitad occidental de la Sierra de Los Colorados y se continúa en la de Toro Negro.

El límite entre ambas formaciones es en general transicional, aunque sus características litológicas son marcadamente diferentes. Si bien no existe una discordancia angular entre las formaciones no se descarta la existencia de una discordancia erosiva especialmente en el sector norte, donde se observa sobreponiendo a la Formación Vinchina varias camadas de conglomerados.

Como criterio para separación de ambas formaciones se ha seguido el que fija Walter Penck en el Bolsón de Fiambalá, (situado más al norte de la Sierra de Los Colorados), quien ubica la parte inferior de sus “Estratos de la Puna” (Formación Toro Negro de Tur-

ner) en un banco de toba blanca (Penk, 1920). Dicho banco se pudo reconocer en todas las quebradas estudiadas.

Las areniscas y arcilitas de esta Formación están caracterizadas por sus colores más claros, con predominio de los grises, verdosos y amarillentos y por su menor grado de diagénesis. Esto último produce las diferencias morfológicas, bien visibles en las fotografías aéreas, debido a su diferente resistencia a la erosión.

En esta Formación pueden distinguirse dos miembros. Esta diferenciación es neta en casi toda la Sierra de Los Colorados excepto en el sector del río Las Chalas donde, debido a cambios faciales muy marcados, no es posible distinguirlos.

*i) Miembro inferior*

Este miembro está caracterizado por el predominio de areniscas limosas, friables, de color pardo amarillento, grises y verdosas, intercaladas con arcilitas verdosas que tienen en su base un banco de toba blanca, visible en toda la Sierra de Los Colorados, de un par de metros de espesor. Excepto la quebrada del Yeso, donde predominan las fa-

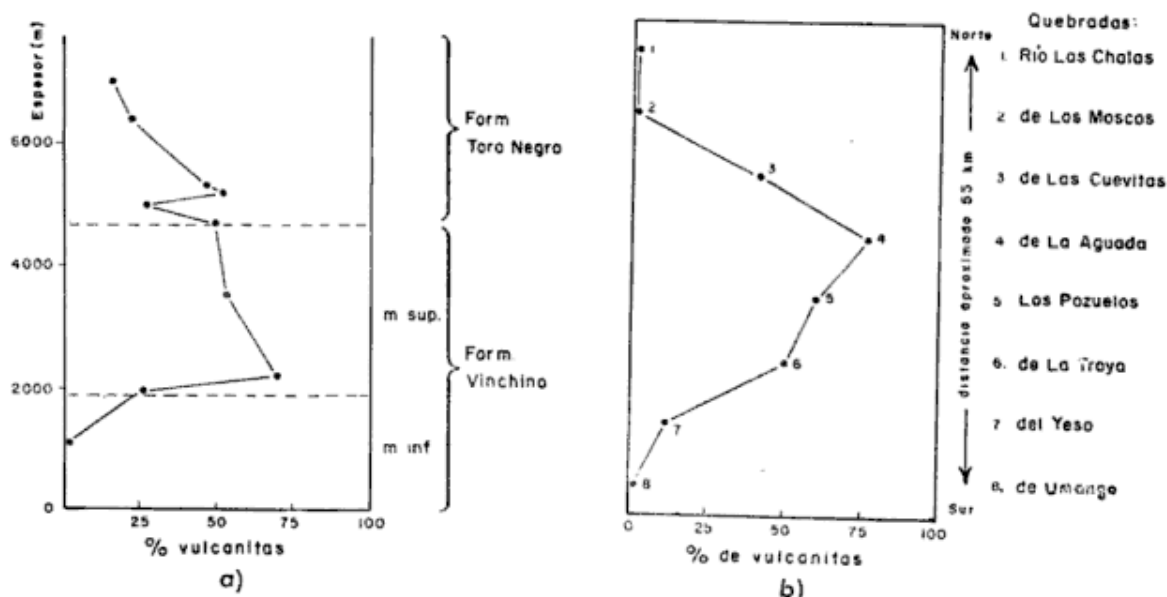


Fig. 6. — a) Participación de rodados de vulcanitas en los niveles conglomerádicos del Terciario de la quebrada de la Troya. b) Distribución longitudinal de la participación de rodados de vulcanitas en los primeros niveles conglomerádicos de la Formación Toro Negro.

cies lutíticas en este miembro las demás quebradas presentan niveles conglomerádicos interpuestos con las areniscas y lutitas.

En la parte media de la quebrada de Las Torrecitas hay un paquete de areniscas amarillentas, bien seleccionadas, que presentan una laminación entrecruzada con un ángulo cercano a los 30° con el plano de estratificación, en láminas grandes bien desarrolladas. Estas indicarían las pendientes posteriores de antiguos médanos, las que al estar acompañadas por óndulas de índice cercano a 20, confirman su carácter eólico.

Más hacia el norte estas areniscas se tornan conglomerádicas y están intercaladas con conglomerados medianos a gruesos, que gradan hacia el techo a conglomerados más gruesos con numerosos bloques de hasta un metro cúbico de volumen.

La composición de los primeros niveles conglomerádicos, sobre la base del recuento de sus clastos en varias quebradas, muestra una interesante variación. Tanto hacia el norte como hacia el sur, disminuye el aporte de los clastos de vulcanitas, en los que casi siempre dominan las andesitas hornblendíferas (Fig. 6 b). Más adelante se verá la importancia que tiene en la consideración de las regiones de aporte.

Se han reconocido como máximo seis niveles de toba blanca y dos grises, que al ser visibles en las fotografías aéreas se convierten en excelentes bancos guías para la fotointerpretación y para la construcción de las líneas de estratificación, que permitirán luego dilucidar la estructura del basamento subyacente.

Estas tobas gradan en tufitas y areniscas tufíticas, en las cuales el material piroclástico presenta indudables huellas de transporte.

Una muestra representativa de éstas es descripta a continuación:

Arenisca blanquecina, de grano fino, con clastos angulosos de cuarzo, pla-

gioclasa ácida y hojuelas de biotita y vitroclastos ácidos subredondeados. El microclino es escaso. Los fragmentos líticos son de rocas volcánicas. La matriz es totalmente vítrea, teñida por óxido de hierro.

Clasificación: *Arenisca tufítica*.

El espesor máximo para este miembro se encuentra en la quebrada de los Pozuelos con 3.670 m, mientras que en la del Yeso y la de la Troya tienen 1.811 y 1.792 m, respectivamente.

Es en este miembro donde las diferencias faciales entre los distintos perfiles llega al máximo, pudiendo reconocerse en el norte una facies conglomerádica, la cual gradan hacia el sur a una facies areno-conglomerádica que se torna lutítica arenosa en la Troya y lutítica en la parte más distal en la quebrada del Yeso. En la quebrada del Umanogo se encuentran facies similares a la de los Pozuelos, y en la del Espinal ya es netamente conglomerádica a conglomerádica arenosa, como se advierte en la figura 5.

### Fósiles

En este miembro el autor ha encontrado en una pequeña quebrada que desemboca en la margen derecha de la quebrada de las Torrecitas, a unos cinco kilómetros de la confluencia de esta última con la de la quebrada de la Troya, un esqueleto en muy buen estado de conservación de un mamífero de gran talla. El yacimiento se encuentra en una arenisca pardo rojiza 150 m agua arriba de una toba gris (véase fot. 3). Los restos extraídos fueron clasificados por el doctor Rosendo Pascual (comunicación escrita), del Museo de Ciencias Naturales de La Plata y serían:

M. L. P. 68-III-14-3: «Femur, tibia y peroné completos y parte de otra tibia; húmero completo y parte del otro; los omóplatos; astrágalo y calcá-



Fot. 3. — Huesos fósiles de *Plesiomegatherium* sp. antes de su exhumación en las cercanías de la quebrada de Las Torrecitas



Fot. 4. — Improntas de gotas de lluvia en la Formación Vinchina en la quebrada del Yeso

neo ; las dos rótulas ; parte de la pelvis ; nueve vértebras incompletas ; las dos clavículas y fragmentos de costillas. Todos estos pertenecen a un mismo individuo ».

« Determinación : *Plesiomegatherrium sp.* ».

A pocos metros del megatérido se hallaron en una arcilita huesos fósiles que según Pascual corresponderían a:

M. L. P. 68-III-14-2: « Trozo de articulación distal de tibiotarso ».

« Determinación : *Are* ».

La segunda localidad fosilífera se halla sobre el km 20,400 del camino en construcción entre Vinchina y Jagüel. Infortunadamente, el esqueleto fue dinamitado en la construcción del camino y sólo se pudo recolectar trozos parciales que según el doctor Pascual pertenecerían a:

M. L. P. 68-III-14-3 : « Trozos de molares y pequeñas porciones de diversas piezas del esqueleto ».

« Determinación ; *Plesiomegatherrium sp.* ».

M. L. P. 68-III-14-3 : « Trozos de molares y pequeñas porciones de huesos largos de un individuo (?) ».

« Determinación : *Plesiomegatherrium sp.* ».

Además de estos vertebrados, en el km 21,5 a 80 m del futuro camino, hacia el sudoeste, se ha encontrado un tronco silicificado, que sería semejante a los encontrados por Penck en su "piso inferior" de sus "Estratos de la Puna" en Fiambalá (Bodenbender 1924, página 423) atribuidos por Kurtz (en Bodenbender, 1924) a *Pitoxylon*.

## ii) *Miembro superior*

Este miembro está compuesto por conglomerados en toda su extensión (véase fig. 5).

Este conglomerado alcanza su máximo desarrollo en las cabeceras del río Las Chalas, donde se observa un paraconglomerado polimictico grueso, con abundantes bloques de hasta 60 u 80 cm de diámetro, pobre selección, burda estratificación, de colores pardo grisáceos, entre cuyos componentes predominan las diferentes rocas del basamento cristalino.

Más hacia el sur no se hallan bloques, el tamaño de los clastos no es tan grande y la selección es mayor, teniendo un promedio de unos cinco centímetros.

En las cercanías de la Sierra de Umango vuelve a aumentar el tamaño de los clastos, pero ya fuera de la zona de estudio. Las facies dominante es la conglomerádica, la cual grada a una conglomerádica arcillosa, en la quebrada del Yeso. En dicha quebrada tiene una potencia de 1.584 m, disminuyendo hacia el norte hasta 752 m en la Troya y 372 m en la de Pozuelos.

En este miembro, dado que sus características litológicas no favorecen su conservación, no se han encontrado fósiles.

Como grada transicionalmente al miembro inferior y no hay discordancia entre ambos, se los atribuye al mismo ciclo de sedimentación.

## *Edades de las Formaciones Vinchina y Toro Negro*

Bonaparte (1965) sobre la base de las icnitas pertenecientes a varios órdenes de aves y las de mamíferos, llega a la conclusión de que los estratos portadores son de edad pliocena. Al estar éstos en el miembro superior de la Formación Vinchina podríase asignar a ésta una edad pliocena baja. El límite inferior, dada la ausencia de fósiles en la base de la Formación Vinchina no se puede

establecer, pudiendo ser también el miembro inferior del Plioceno o, como lo supone Turner (1964), de edad miocena.

Los megatéridos que se encontraron en el miembro inferior de la Formación Toro Negro, que corresponden a *Plesio-megatherium* sp. permitirían según Pascual "asignarles una edad Huayqueriense (Plioceno Medio) aunque no es descartable que ya estuviera diferenciado poco antes", aunque queda deshechado el Plioceno más superior.

Al miembro superior de la Formación Toro Negro se le asigna al Plioceno superior, de acuerdo con la edad que se reconoce para la fase principal del tercer movimiento del Ciclo Andico que origina las Sierras Pampeanas, ubicada entre el Plioceno y el Pleistoceno, que interrumpe su deposición.

## 2. CUARTARIO

Se pueden reconocer tres niveles de agradación en la sierra de Los Colorados y serranías adyacentes.

El más antiguo, atribuido al Pleistoceno inferior, aflora en la margen oriental de la Sierra del Espinal. Está compuesto por fanglomerados de varias decenas de metros de espesor que inclinan hacia el este unos 6 a 10 grados como máximo. Estos en su parte norte, donde afloran los espesores mayores presentan escarpas de fallas muy recientes de un rechazo menor a la decena de metros.

Un nivel semejante aflora en la depresión intermontana entre las Sierras de Umango y del Espinal, que alcanzan sus máximos espesores hacia el sur, fuera de la zona en estudio, donde llegan a cubrir casi totalmente a la Formación Vinchina. Estos fanglomerados están compuestos principalmente por clastos provenientes de los esquistos no inyectados de la Sierra de Umango.

Correlacionable con este nivel son los depósitos de la loma del Carrizalillo que inclinan unos 30° al este y que son afectados por una falla en su borde occidental. Son conglomerados pardogri-sáceos de matriz arcósica, con clastos de basamento, vulcanitas y Paganzo II.

Este primer nivel de agradación vuelve a aflorar en el sector NW del mapa, donde forma los depósitos de pie de monte de la Sierra de Cuminchango. Aflora además al pie de la Sierra del Toro Negro, tanto al este como hacia el oeste, así como en su terminación austral. Estos están formados por rocas pertenecientes al basamento de la Sierra de Toro Negro y el tamaño de sus clastos es mediano a grueso, siendo bastante menor al de los últimos conglomerados de la Formación Toro Negro en ese sector.

El segundo nivel de agradación aflora más extensamente que el anterior y se halla al pie de casi todas las serranías de la comarca, aunque sus relaciones con el primer nivel se pueden observar mejor en el borde oriental de la Sierra del Espinal. Si bien la litología es muy similar al anterior, las pequeñas escarpas de falla no lo afectan a diferencia con el primer nivel de agradación. Respecto a su edad, se le puede asignar una edad entre Pleistoceno superior o quizá Holoceno.

Por último están los depósitos actuales en dos facies diferentes, una aluvial y otra eólica. Al sur de Jagüel está compuesto por médanos que invaden los primeros afloramientos del Terciario. Entre Vinchina y Villa Castelli hay también depósitos eólicos en la parte central del valle de Vinchina. El resto de los depósitos son aluviales. En éstos intervienen de una manera importante los depósitos productos de avenidas y crecientes estivales, que se caracterizan por su falta de selección y los grandes bloques incluidos.

ESTRUCTURA

La Sierra de Los Colorados puede ser dividida para su estudio, en dos sectores de diferente comportamiento estructural, la *depresión intermontana* con su zona de influencia y el *sector norte* de la Sierra de Los Colorados que abarca también la parte austral de la Sierra de Toro Negro.

A. LA DEPRESIÓN INTERMONTANA

Este sector, comprendido entre las Sierras de Umango y del Espinal, está caracterizado por la presencia de estratos terciarios fuertemente comprimidos entre dos grandes bloques de basamento cristalino. La respuesta de las formaciones terciarias a los esfuerzos compresivos fue un intenso fallamiento y plegamiento asociado, como se indica en la figura 8.

Esta fosa terciaria está delimitada por dos fallas principales. La occidental que se halla al pie de la Sierra de Umango, visible en varias localidades, como ser la quebrada homónima, tiene un rumbo N 16° E y una inclinación de 70 a 80 grados NW. Como resultado de la misma se encuentra a los esquistos de

la Formación Espinal apoyados sobre el miembro superior de la Formación Vinchina. Hacia el norte esta falla se profundiza con el basamento desapareciendo sin afectar al Terciario.

Este esfuerzo compresivo origina una serie de fallas menores paralelas que inclinan también al oeste. Asociadas a éstas existe un plegamiento menor, que se observa muy bien desarrollado en la parte media de la quebrada del Espinal. Este plegamiento es del tipo concéntrico y superficial, con una longitud de onda de 500 m, cuyas líneas axiales no se pueden seguir por largo trecho y que en sentido vertical desaparecen o se transforman en dos o más pliegues. Un buen ejemplo de este tipo de plegamiento, pero de mayores dimensiones se observa en La Guardia. En ésta se puede ver un anticlinal asimétrico asociado a un sinclinal de charnela fracturada.

El plegamiento es típicamente concéntrico. Hacia el sur presenta una superficie de despegue, mientras que hacia el norte, en la parte estratigráficamente superior al sinclinal es más abierto y no está fracturado. Más al norte el plegamiento se torna aún más suave y desaparece en la quebrada del Yeso.

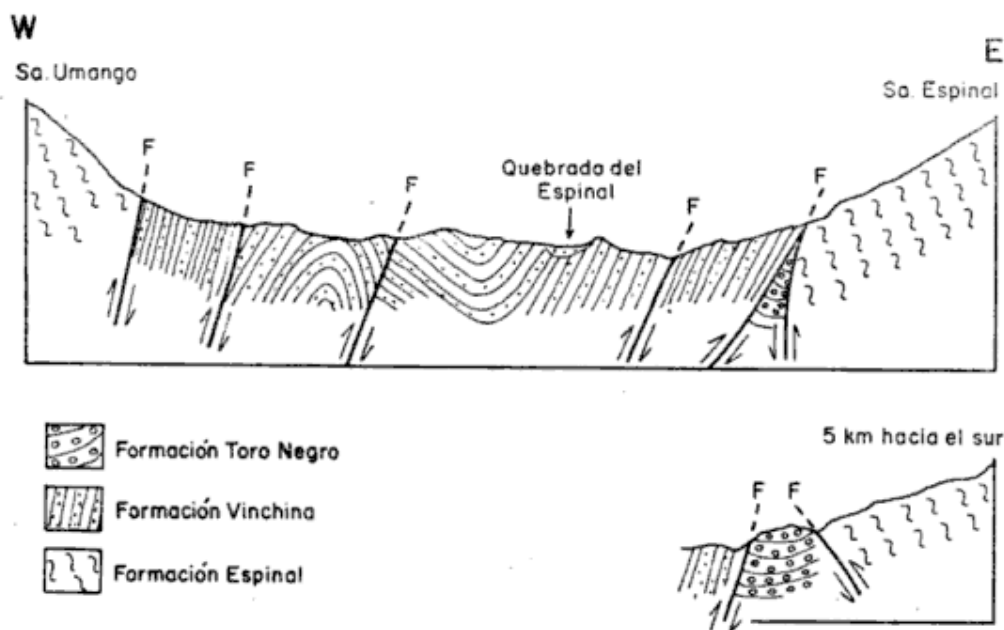


Fig. 7. — Perfil estructural de la depresión intermontana, en su parte media

Este tipo de deformación se ve favorecido por la intercalación de grandes paquetes de estratos competentes e incompetentes. Los potentes niveles arcillosos proporcionan una superficie de despegue ideal para este tipo de plegamiento (De Sitter, 1962, pág. 184). La ubicación de lutitas en distintos niveles estratigráficos permite la existencia de varias superficies de despegue localizadas en la Formación Vinchina.

La otra falla principal es la que pone en contacto las rocas sedimentarias del Terciario con las metamórficas de la Sierra del Espinal. En realidad, ésta se compone de dos fallas diferentes que se acuñan y unen hacia el norte. La más occidental de las dos fallas inclina unos  $60^\circ$  al oeste, en la latitud de la mina Helios, y se pone casi vertical hacia La Guardia. Ella pone a los estratos de la Formación Vinchina por encima de los conglomerados de la Formación Toro Negro y es del tipo inverso. La más oriental inclina entre  $60$  y  $65$  grados hacia el este, de tal manera que las rocas metamórficas de la Sierra del Espinal se apoyan sobre la Formación Toro Negro (véase perfil figura 7).

Estas dos fallas de tipo inverso se acuñan hacia el norte y forman una sola, que inclina unos  $80^\circ$  al oeste, cuyas características geométricas permiten clasificarla como una aparente falla directa cuyo labio bajo estaría al oeste de la misma. Sería desde el punto de vista genético un solevantamiento (upthrust), continuación de las dos fallas inversas y se podría prolongar en una falla principal inversa al pie de la Sierra de Los Colorados (véase Mapa Geológico).

Resumiendo, se puede concluir que la fosa terciaria intermontana está delimitada por dos fallas inversas de gran rechazo, más del millar de metros, dadas las alturas actuales de ambas sierras por encima de los estratos terciarios. Asociadas a las anteriores existen fallas inversas menores, con un plegamiento concéntrico superficial a distintos niveles de despegue.

Asociado a esta depresión intermontana, pero ya fuera de ella, se tiene en la quebrada Ancha un anticlinal de una longitud de onda de unos tres kilómetros con un agudo sinclinal. El esfuerzo compresivo tendría dirección ESE y estaría relacionado con la continuación de la falla del basamento de la Sierra de Umango en profundidad hacia el norte. Este tendría una superficie de despegue localizada en las lutitas del miembro superior de Formación Vinchina. Hacia arriba, norte en el mapa, el problema de espacio en el plegamiento del anticlinal se resuelve formándose dos anticlinales y un sinclinal de longitud de onda mucha menor, que en niveles estratigráficamente superiores se transforman nuevamente en un anticlinal que se suaviza hasta desaparecer. Es de destacar que en casi todo este pliegue están ausentes las areniscas, produciéndose la mayor deformación en arcilita homogéneas, con niveles de toda blanca que permiten establecer bancos guías para interpretar el plegamiento.

## B. SECTOR NORTE

Este comprende la Sierra de Los Colorados, desde aproximadamente la quebrada del Yeso al norte, y el borde austral de la Sierra de Toro Negro. Está caracterizado por una aparente estructura homoclinal. Los estratos siempre inclinan hacia el oeste y esta inclinación varía de unos  $50$  a  $60^\circ$  para el miembro inferior de la Formación Vinchina hasta unos  $25$  a  $30^\circ$  para la Formación Toro Negro. Esta diferencia entre las inclinaciones es gradual y puede ser debida al atenuamiento de la deformación hacia los niveles superiores motivada por el gran espesor de los mismos.

Esta estructura homoclinal presenta bruscas flexiones en su rumbo. Para su mejor comprensión se analizarán las de la quebrada del Yeso y adyacencias (Figura 8a).

Estas flexiones están caracterizadas por:

- a) Las inflexiones presentan vértices más agudos en los niveles inferiores.
- b) Están alineadas a lo largo de una dirección determinada.
- c) Hacia niveles superiores las flexiones pueden llegar a desaparecer, convirtiéndose en suaves curvas (ej.: quebrada de la Troya).

Este tipo de flexiones está indicando un acomodamiento de los estratos a una fracturación en bloques rígidos de basamento en profundidad. La fracturación de estos bloques podría producirse por diversos tipos de fallas (directa, desplazamiento de rumbo, etc.) pero el análisis de las seis características anteriores llega a la interpretación dada en la figura 8b.

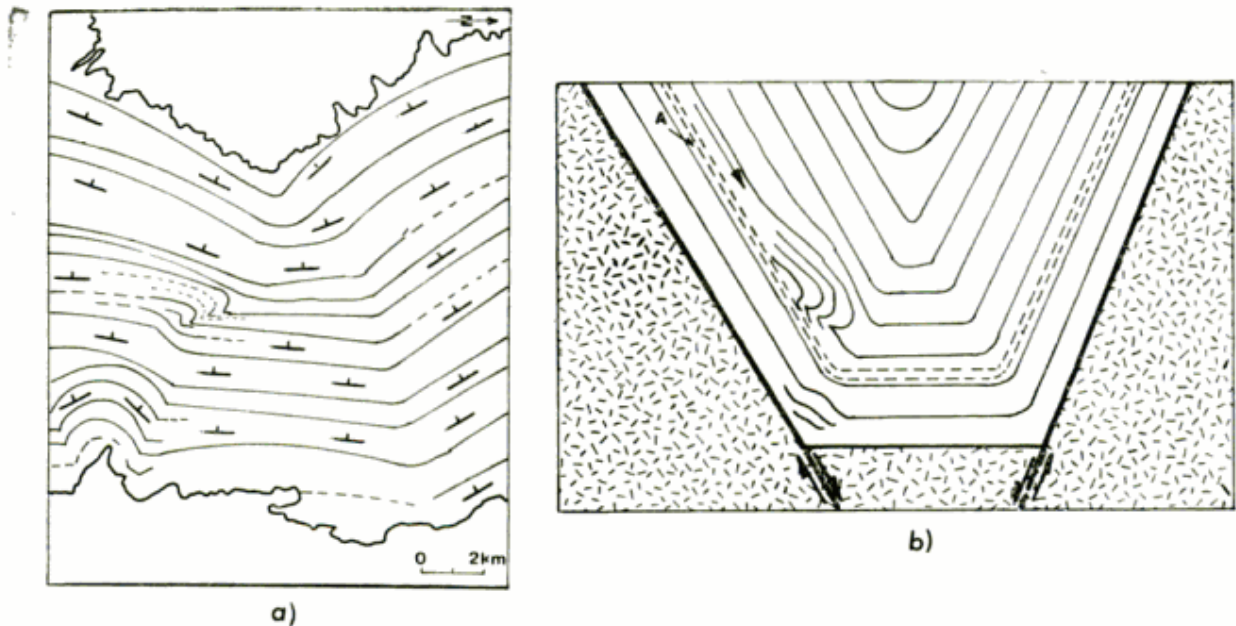


Fig. 8. — a) Mapa de un sector de la quebrada de Yeso ; b) Esquema idealizado de la deformación del Terciario por facturación directa del basamento ; A : estratos de arcillita

- d) Pueden estar agrupadas de a dos en formas opuestas (véase también la de la quebrada de los Pozuelos). Cuando esto ocurre, la distancia entre las dos flexiones del mismo nivel disminuye hacia niveles superiores hasta formar una sola, que se suaviza hasta desaparecer.
- e) Hay pliegues de deslizamiento relacionados con las flexiones mayores, con superficies de despegue.
- f) En los vértices de las flexiones hay intenso diaclasamiento, pero ningún indicio de fallas. Los estratos se pueden continuar a ambos lados.

Si se produce una fosa en el basamento la potente sucesión sedimentaria se podría acomodar en forma relativamente plástica ante una cierta relación de sedimentitas competentes e incompetentes.

Si se supone una inclinación de la falla en el basamento de unos 45 a 60°, no es de extrañar que los potentes estratos de arcillas, por ejemplo en la quebrada del Yeso (fig. 8b, A), en la parte media del miembro superior de la Formación Vinchina, ofrezcan una superficie de despegue y permitan el deslizamiento de los estratos sobrepuestos, que “se pliegan bajo su propio peso al llegar a la base del declive: (De Sitter, 1962, págs. 184 y 276). Este plegamiento es



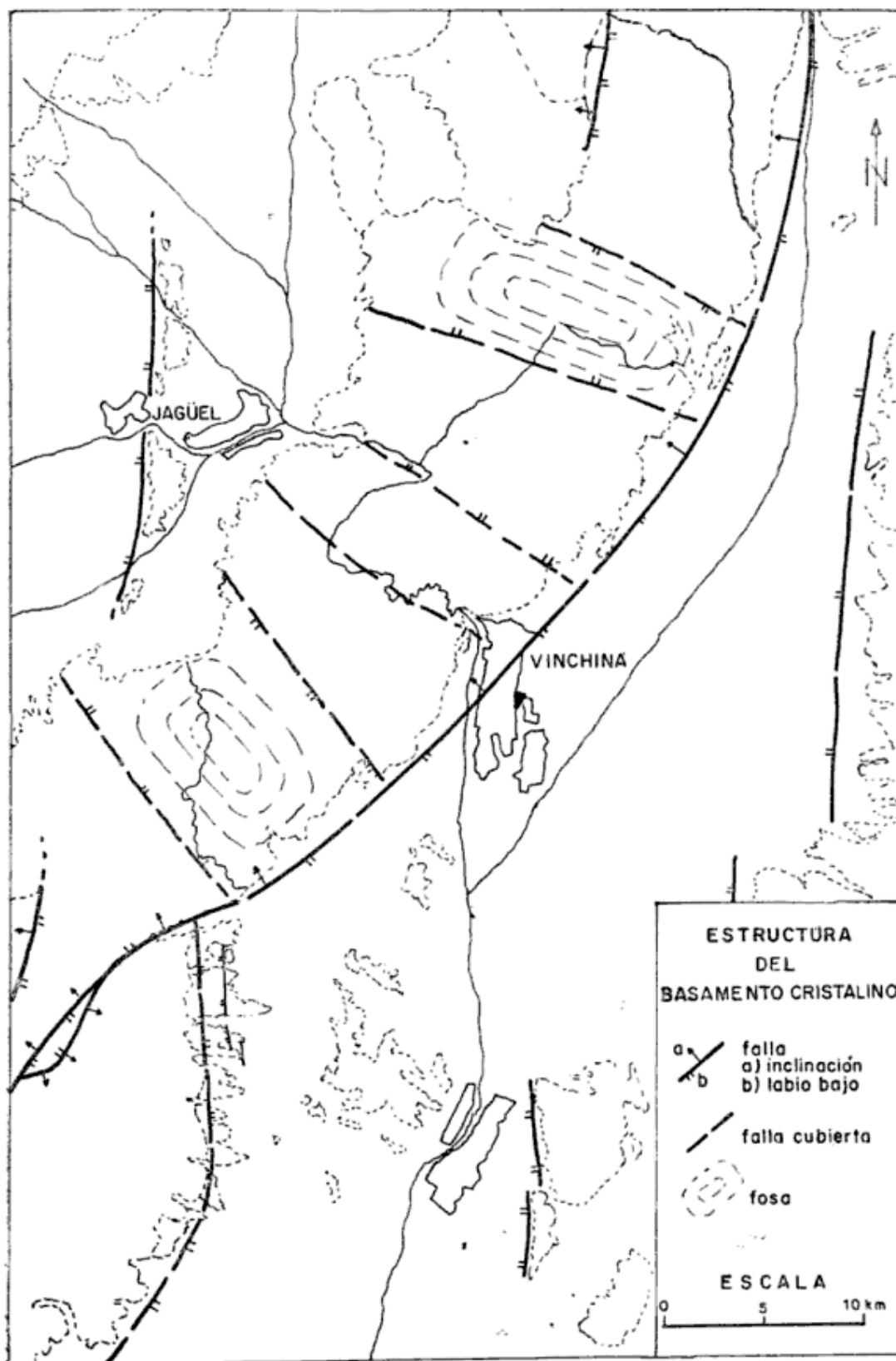


Fig. 9. — Estructura del basamento de la Sierra de Los Colorados y adyacencias

independiente de los otros estratos infra y suprayacentes, que se comportan de manera más rígida.

Se advierte además que por mero problema de espacio, las flexiones no pueden permanecer equidistantes. Por lo tanto, en forma gradual, hacia niveles superiores se reunirán en una sola y tenderán a suavizarse.

Si se comparan el mapa de la figura 8a con el perfil de la figura 8b, se encontrará una coincidencia si se rebate el perfil unos  $45^\circ$ , que es la inclinación promedio de los estratos.

Con la aplicación de estos criterios se ha podido interpretar en el basamento de la Sierra de Los Colorados dos fosas, la del Yeso y la de los Pozuelos y otros escalones adyacentes como muestra la figura 9.

La estructura homoclinal de toda la sierra se explica por una gran falla inversa que hacia las nacientes de la quebrada del río Grande del Valle Hermoso produce el cabalgamiento de la Formación Vinchina sobre la Formación Toro Negro, de la cual afloramientos parciales inclinados hacia el oeste aparecen en el sector nordeste del mapa. Esta falla se podría continuar con la falla inversa oriental de la depresión intermontana, o podría prolongarse con la ubicada al pie de la Sierra del Espinal.

A su vez, el basamento de la Sierra de Toro Negro con la Formación de la Cuesta adosada, se halla montando a la Formación Toro Negro, por medio de una falla inversa de  $R 4^\circ NE$  e  $I 62^\circ NW$ .

Otra falla importante es la que motiva el ascenso de la Sierra del Espinal sobre su ladera oriental, y produce los potentes niveles conglomerádicos de pie de monte. No se ha podido encontrar evidencias suficientes para discernir si es de tipo inverso o directa. Sólo se pueden observar unas escarpitas de falla en el pie de monte, de carácter secundario, como reajuste muy reciente que afecta

al primer nivel de agradación. El labio bajo de las mismas está hacia la sierra.

En el sector oriental de la Sierra del Espinal hay una fractura de rumbo NW bastante importante que no afecta a las superficies de la antigua peneplanicie pliocena por lo que se asume que podría quizá ser una antigua falla preterciaria.

Otra falla que afecta al primer nivel de agradación es la ubicada al oeste de Jagüel en las lomas del Carrizalillo, como posible ajuste de una falla más antigua. En la Figura 11 se resumen todas las fallas vistas e inferidas de la comarca.

Para mayores detalles en la estructura del sector sur, Sierra del Espinal, véase Ramos (1969).

#### EVOLUCION GEOLOGICA DE LA CUENCA DE LOS COLORADOS

La historia geológica de la Sierra de Los Colorados permite individualizar los distintos movimientos y su intensidad en el borde occidental de las Sierras Pampeanas, en una región muy próxima a la Precordillera y la Cordillera Frontal.

La ausencia de la base de la Formación Vinchina plantea el interrogante de si también en esta comarca se deposita el Triásico en su parte inferior. Por lo tanto, la reconstrucción de la cuenca sólo podrá hacerse a partir del Terciario.

A mediados o a fines del Mioceno actúan los primeros movimientos (alguna de las fases del segundo movimiento del ciclo Andico) que producen los primeros depósitos de la Formación Vinchina. La ausencia de fósiles guías en el miembro inferior no permite establecer su edad con certeza.

Durante la deposición del miembro inferior casi no existe diferenciación facial, lo que indica que el hundimiento tuvo lugar en forma homogénea y uniforme.

Con el comienzo de la sedimentación del miembro superior, ya en el Plioceno, llegan a la cuenca los primeros vestigios de las erupciones volcánicas andesíticas cenozoicas de la Cordillera de los Andes. Se establece un período de mayor actividad tectónica, que da por resultado un incremento del hundimiento en la fosa del Yeso, como lo muestran las isopacas del miembro superior de la Formación Vinchina. El paralelismo del rumbo de las litofacies con el de las isopacas indicaría un hundimiento sincrónico con la deposición y una diferenciación facial concurrente con ésta, según Krumbein y Sloss (1963, página 490).

La presencia de grietas de desecación y ondulitas en la Formación Vinchina, junto con abundantes vestigios de improntas de gotas de lluvia (Fot. 4), asociadas a numerosos icnitas de mamíferos y aves, indicarían un ambiente terrestre desértico con un paleoclima árido para el Plioceno de la comarca. La destrucción de la escasa vegetación de la zona da lugar a la formación de un nivel plantífero.

El eje de la cuenca se ubicaría en ese momento en la quebrada del Yeso, donde la presencia de una facies lutítica coincidente con las isopacas más potentes, indicaría la mayor profundidad.

Con el comienzo de la deposición de la Formación Toro Negro (Plioceno medio) las condiciones se acentúan, y la prefase del tercer movimiento del ciclo Andico actúa haciendo emerger la Sierra de Toro Negro, como se deduce de la presencia de conglomerados en los primeros niveles del miembro inferior del río Las Chalas. En esos momentos la diferenciación facial es máxima como indica el mapa de litofacies del miembro inferior de esta formación.

En este miembro inferior el eje de la cuenca ha sido desplazado hacia la quebrada de los Pozuelos donde el hundimiento es máximo y se acumulan los mayores espesores, quizá como con-

secuencia del ascenso de la parte sur (Sierras del Espinal y Umango). La facies más distal sigue estando en la quebrada del Yeso donde se depositan las facies más finas.

El recuento de conglomerados para este mismo miembro, desde la quebrada de Umango hasta el río Las Chalas, muestra que las Sierras de Umango y del Toro Negro eran ya unidades emergidas que determinaban una barrera al aporte de clastos de vulcanitas desde la Cordillera de los Andes.

Durante todo este miembro se produjeron varias erupciones cineríticas que llevaron a la formación de varios niveles de tobas en toda la extensión de sus afloramientos.

La variación norte-sur del hundimiento es notable. Al terminar la deposición de este miembro, la Sierra del Espinal era también una unidad positiva, como lo muestra la presencia de restos de una peneplanicie pliocena a 3.000 m de altura en la actualidad.

Con la deposición del miembro superior de la Formación Toro Negro los levantamientos se aceleran y cubren toda la superficie con facies conglomerádicas. En el sector norte actúan corrientes de barro que producen la remoción de grandes bloques y la deposición de gruesos conglomerados burdamente estratificados.

A fines del Plioceno actúa la fase principal del tercer movimiento del ciclo Andico que genera una intensa compresión este-oeste que produce las fallas inversas longitudinales (norte-sur) que levantan a la altura actual a las Sierras de Los Colorados, Toro Negro, El Espinal y Umango. Sincrónica o anteriormente (?) se producen una serie de fallas este-oeste, de extensión que producen el escalonamiento y las fosas, quizá por líneas antiguas de fracturación que fueron activas en la subsidencia sedimentaria.

Durante el Pleistoceno sólo algunas fases menores de reajuste del cuarto

movimiento del ciclo Andico se hacen presentes, produciendo las escarpitas de pie de monte y otras fallas reactivadas (Lomas del Carrizalillo).

Con el levantamiento de la Sierra de Los Colorados, se forma una dorsal terciaria en la cuenca durante la parte baja del Pleistoceno y queda subdividida en dos subcuencas: el bolsón de Jagüel y el valle del río Vinchina, donde se depositan grandes espesores de Cuartario, como lo prueban algunas perforaciones en este último para búsqueda de agua.

El bolsón de Jagüel era una cuenca endorreica y el avenamiento de la mitad occidental de la Sierra de Los Colorados convergía hacia él. La erosión retrocedente del río de la quebrada de la Troya, junto con la repleción del bolsón de Jagüel produjo la captación del sistema de avenamiento de dicho bolsón delineando el actual recorrido del río de la Troya. Esto produce un descenso del nivel de base de los colectores del bolsón con la subsiguiente erosión de los depósitos previamente formados.

#### AGRADECIMIENTOS

El autor quiere expresar su agradecimiento al profesor doctor L. U. de Sitter, bajo cuya supervisión se realizó el trabajo, por la discusión de la interpretación tectónica y sus interesantes sugerencias para el trabajo de campo.

A los profesores del I. T. C., doctores César Voute y John Mekel por sus continuas ayudas en la fotointerpretación y por la dirección en las primeras etapas, el más profundo reconocimiento.

Mi gratitud al doctor Juan C. M. Turner por su asesoramiento y haber leído la presente contribución; asimismo al doctor Félix González Bonorino por la elección del tema, como a todos mis compañeros que con sus comentarios y sugerencias han contribuido a la realización de este trabajo.

Estoy obligado para con el Instituto Nacional de Geología y Minería por haber brindado los recursos materiales para su realización.

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Arigós, L., 1949. *Descripción geológica de la Hoja 15 c - Cerros de Cuminchango (provincias de La Rioja y Catamarca)*. Inst. Nac. de Geol. y Min., (Buenos Aires), Inédito.
- Bondenbender, G., 1911. *Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes*. Acad. Nac. Cienc. Córdoba. Bol. XXVII, (Córdoba), 405-468.
- Bonaparte, J. F., 1965. *Nuevas icnitas de la quebrada del Yeso (La Rioja) y consideraciones acerca de la edad de los afloramientos*. Seg. Jorn. Geol. Arg., III (Buenos Aires), 5-16.
- de Sitter, L. U., 1962. *Geología Estructural*. Ed. Omega (Barcelona).
- Frenguelli, J., 1950. *Ichnites en el Paleozoico superior del oeste argentino*. Rev. Asoc. Geol. Arg., V, 3 (Buenos Aires), 136-142.
- Furque, G., 1965. *Geología de la región del cerro La Bolsa, provincia de La Rioja*. Seg. Jorn. Geol. Arg., III (Buenos Aires), 181-215.
- Hausen, H., 1921. *On the lithology and geological structure of the Sierra de Umango area*. Acta Acad. Aboensis, Math. et Phy., I (Abo).
- Krumbein, W. C. y Sloss, L. L., 1963. *Stratigraphy and Sedimentation*. W. H. Freeman and Co. (San Francisco), 2nd. ed.
- Penck, W., 1920. *Der Südrand der Puna de Atacama (NW Argentinien)*. Abhandlungen d. Math. Phys. Klasse, Sechsischen Akademie Wissenschaften, XXXVII, 1 (Leipzig).
- Ramos, V. A., 1969. *Análisis estadístico de las fotofracturas de la Sierra del Espinal, provincia de La Rioja*. Cuartas Jorn. Geol. Arg. (en prensa).
- Turner, J. C. M., 1960. *Estratigrafía del tramo medio de la Sierra de Famatina y adyacencias (La Rioja)*. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, Bol. XLII (Córdoba), 77-126.
- 1962. *Las Sierras Transpampeanas como unidad estructural*. An. Prim. Jorn. Geol. Arg., II (Buenos Aires), 387-402.
- 1964. *Descripción geológica de la Hoja 15 c, Vinchina, (provincia de La Rioja)*. Inst. Nac. de Geol. y Min., Bol. n° 100 (Buenos Aires).

Recibido el 28 de febrero de 1969.

## NOTAS BREVES

### RESULTADOS PRELIMINARES DEL ESTUDIO SEDIMENTOLOGICO DEL GRUPO PAGANZO, EN EL AREA TIPO PAGANZO-AMANÁ PROVINCIA DE LA RIOJA

POR ELDA CRISTINA DI PAOLA <sup>1</sup>

La presente nota tiene por objeto hacer conocer los primeros resultados obtenidos del estudio de las sedimentitas que constituyen el Grupo Paganzo, en el área tipo (Azcu y Morelli, 1970). Las observaciones realizadas hasta el momento aportan importantes elementos de juicio acerca de la paleogeografía, vulcanismo y tectonismo, durante la sedimentación.

La Formación Lagares, carbónica, sección inferior del Grupo Paganzo, está constituida por areniscas de grano grueso, conglomerádicas, que incluyen fragmentos de rocas graníticas y de sus minerales componentes: cuarzo, microclino, albita-oligoclasa, moscovita. El cuarzo tiene crecimiento secundario y el material intersticial es caolinita, la cual está estrechamente relacionada con "moscovita degradada". Los diagramas de rayos X pusieron de manifiesto la presencia de un mineral de arcilla interestratificado 10/14 Å, ya citado por Iñiguez Rodríguez en sedimentitas del cerro Guandacol (1968).

En la Formación La Colina, pérmica, sección media del Grupo, se detecta un marcado cambio en la proveniencia de los clastos y comienza el predominio del color rojo en los estratos. Estos están integrados por areniscas finas y limolitas caracterizadas por la presencia en su fracción elástica de trizas volcánicas y vulcanitas principalmente mesosilícicas, básicas y en menor proporción ácidas. Los vitroclastos se encuentran en

porcentajes que varían entre 5-10 % en areniscas tobáceas, hasta 100 % en tobas normales. En los 800 m que conforman el espesor de esta formación se han encontrado hasta el momento tres niveles tobáceos, dos de ellos correspondientes a rocas moteadas de grano fino y aspecto córneo. La asociación diagénica es más complicada que en la formación subyacente; se ha encontrado illita en las areniscas tobáceas, en tanto que las tobas son prácticamente analcimolitas. La analcima es el material intersticial más importante en toda esta secuencia, coexistiendo en algunos niveles con cuarzo y plagioclasa secundarios y esporádicamente con caolinita, sin que se haya podido determinar con exactitud su relación paragenética. Se supone que estos minerales se han formado en distintos estadios diagénéticos, pero es indudable que el elemento vitroclástico determinó la formación de la analcima.

Por último, la Formación Amaná, permotriásica, que representa la sección superior del Grupo, está compuesta por una fracción clástica muy similar a la citada anteriormente, pero con mayor participación de fragmentos de granitos, metamorfitas y sedimentitas, algunos de los cuales pertenecen a estratos rojos. También los vitroclastos son muy abundantes y se ha determinado un nivel tobáceo. La calcita es común como material intersticial en todas las sedimentitas del Grupo Paganzo y en algunas rocas, reemplaza casi totalmente a los clastos.

<sup>1</sup> (Dpto. de Cs. Geológicas - Fac. Cs. Ex. y Nat. - U.B.A.)

Las primeras conclusiones extraídas indicarían como origen para la primera formación, la destrucción de bloques graníticos en ascenso, en clima húmedo, (lo cual está avalado por niveles carbonosos), con rápido sepultamiento, es decir, depósitos de tipo pedemontano.

Para la Formación La Colina, los bloques graníticos no tuvieron mayor importancia como roca madre, encontrándose la fuente de aporte en un elemento volcánico. La actividad volcánica se pone de manifiesto con la presencia de tobas, las que parecen ser un elemento común en esta sección del Grupo Paganzo, ya que ha sido detectado por Koukharsky y Coira (1968) en la Formación La Antigua, en la Sierra Brava. La granometría más fina, y la coloración, indicarían depósitos de tipo bolsón en clima estacional, semiárido.

En la Formación Amaná, nuevamente se encontró en la fracción elástica, rocas graníticas, metamórficas y sedimentarias, además de las volcánicas citadas para la formación anterior, lo que indicaría que la erosión se reactivó hasta alcanzar nuevamente el sustrato, en condiciones climáticas similares a las imperantes anteriormente.

Numerosos son los interrogantes que quedan por investigar, para lo cual se continuarán realizando estudios simila-

res en diversas partes de la cuenca, entre ellos: origen del pigmento rojo —al que Koukharsky y Coira (ob. cit.) asignan a la erosión de suelos rojos—; coexistencia de minerales estables en distintas condiciones fisicoquímicas (ejemplo: analcima con sílice y caolinita) y su relación con el ambiente y la roca madre; topografía y tectonismo durante la sedimentación que se habría realizado presumiblemente en subcuencas más pequeñas aisladas por cadenas montañosas. Finalmente, naturaleza, ubicación y edad del elemento positivo volcánico, su relación con las tobas de las Formaciones La Colina y Amaná y la probable utilización de las mismas como niveles de correlación entre distintas localidades.

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Azcuy, C. y Morelli, J., 1970. *Geología de la Comarca Paganzo-Amaná. El Grupo Paganzo-Formaciones que lo componen y sus relaciones.* (en prensa).
- Iníguez Rodríguez, A. M., 1968. *Minerales de arcillas interestratificados en los sedimentos del Paganzo (Pcia. de La Rioja).* Rev. del Mus. de La Plata (Nueva Serie), Secc. Geología, VI, 50, 237-300.
- Koukharsky, M. y Coira, B., 1968. *Descripción geológica de la hoja 17 f, Sierra Brava (provincias de La Rioja y Catamarca).* Inf. inédito. Direc. Nac. de Geol. y Min.

## CALIZAS CRISTALINAS EN LA PUNA AUSTRAL

Por HECTOR H. GARCIA<sup>1</sup>

Durante una travesía realizada en 1969 con objetivos mineros efectuada a los alrededores de Papachaera (sector noroeste de Hoja 12 d, Capillitas, provincia de Catamarca), se observó la presencia de un cuerpo de caliza cristalina que ocupa una superficie no inferior a ocho kilómetros cuadrados, extendién-

dose desde unos 500 metros al este de la localidad citada, hacia el norte y al naciente.

La comarca está ubicada dentro de la provincia geológica Puna; pero muy próxima a su límite con las Sierras Pampeanas.

Se considera que este hallazgo ha de ser de interés para aquellos que se ocupan de problemas geológico-regionales.

<sup>1</sup> YMAD (Yacimientos Mineros de Agua de Dionisio).

## NOTA AL DIRECTOR

Sr. Director de la Revista de la  
Asociación Geológica Argentina.

La presente tiene por finalidad aportar información más actualizada en relación a la edad geológica de las rocas ígneas con las cuales fue realizado el trabajo titulado: El paleomagnetismo de algunas magmatitas del Triásico Superior, Grupo Cacheuta, Provincia de Mendoza, República Argentina, publicado en el Tomo XXIV, n° 3, páginas 191-198 de la Revista, del cual soy autor.

La recolección de dichas magmatitas fue realizada sobre la base del levantamiento geológico inédito de la Hoja 22 c, Ramblón, Harrington, 1953; en este trabajo se define al Grupo Cacheuta como integrado por las Formaciones Paramillos, Agua de la Zorra, Portezuelo Bayo y Los Colorados, citadas en orden cronológico. De acuerdo a este autor las magmatitas utilizadas en el trabajo que nos ocupa, pertenecen a la Formación Paramillos y afloran, preferentemente, en el faldeo occidental del Paramillo de Uspallata; Harrington, 1953, asigna a todo el Grupo Cacheuta al Triásico Superior.

Stipanovic, 1957, aparentemente, incluye a estas rocas ígneas en la parte alta de los Estratos de las Cabras, asignándolas al Triásico Superior.

De acuerdo a Rolleri y Criado Roque, 1968, las magmatitas que nos ocupan, pertenecen a la Formación Potrerillos del Grupo Cerro Cocodrilo por ellos definido; dichos autores sugieren que la citada Formación podría corresponder al Triásico Medio, coincidiendo con Romer, 1960, quien se basa en restos de vertebrados fósiles. Sin embargo, existen otras opiniones en cuanto a la edad asignada a la Formación Potrerillos. Así, Yrigoyen, (de acuerdo a cita de Stipanovic y Bonetti, 1969), sobre la base de estudios palinológicos, asigna a dicha formación al límite Triásico Medio-Triásico Superior. En el último de los trabajos citados, se analizan críticamente las evidencias paleobotánicas y paleozoológicas disponibles para la Formación Potrerillos, y sus autores sugieren para la misma una edad Ladiniana (Triásico Medio Alto).

De lo expuesto surge que no hay coincidencia en la edad geológica asignada a las magmatitas estudiadas paleomagnéticamente; según distintos autores su probable edad podría oscilar desde el Triásico Medio hasta el Triásico Superior, inclusive. Luego de acuerdo a la edad que se acepte para las mismas, podrá afirmarse, sobre la base de las evidencias paleomagnéticas, que en el Triásico Medio o Superior, América del Sur y África estaban aún unidas por sus litorales atlánticos y que el inicio de la fragmentación de este bloque del Gondwana debió ocurrir con posterioridad al Triásico Medio o Superior, pero antes del Cretácico Medio.

Daniel Alberto Valencio

### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Harrington, H. J., 1953. Informe inédito: *Descripción geológica de la Hoja 22 c Ramblón, Provincia de Mendoza*. Informe perteneciente a la Dirección Nacional de Geología y Minería.
- Rolleri, E. O. y Criado Roque, P., 1968. *La cuenca triásica del Norte de Mendoza*. Actas de las Terceras Jornadas Geológicas Argentinas; Comodoro Rivadavia (Chubut), 20 al 30 de noviembre de 1966, Tomo I, Buenos Aires.
- Romer, A. S., 1960. *Vertebrate-bearing continental Triassic strata in Mendoza Region, Argentina*. Bulletin of the Geological Society of America, vol. 71, 1279-94.
- Stipanovic, P. N., 1957. *El sistema Triásico en la Argentina*. Congreso Geológico Internacional, XXa. Sesión; Sección II. *El Mesozoico del Hemisferio Occidental y sus correlaciones mundiales*. Ciudad de México, 1956, 73-112.
- Stipanovic, P. N. y Bonetti, M. I. R., 1969. *Consideraciones sobre la cronología de los terrenos Triásicos Argentinos. La Estratigrafía del Gondwana*. Coloquio de la UICG, Buenos Aires, 1-15 de octubre de 1967, 2. UNESCO, París.

## COMENTARIOS BIBLIOGRAFICOS

ALBRITTON, C. C. jr. (Editor). - *Filosofía de la Geología*, traducción del original "The Fabric of Geology", por la Compañía Editorial Continental S. A., Entre Ríos 1256, Buenos Aires. Primera edición en español, 1970; 438 págs.

Esta obra fue preparada bajo la dirección de un Comité de la Sociedad Geológica de América, con motivo de la conmemoración del 75º aniversario de la Sociedad. Los Temas fueron desarrollados en una conferencia llevada a cabo en Dallas, en octubre de 1960, en la que participaron filósofos y geólogos.

Los constantes avances en el conocimiento geológico hacían necesario un nuevo y moderno examen de la estructura lógica de la ciencia geológica y este libro tiende a cumplir dicho objetivo, por lo que resulta de gran valor para el geólogo que en el contenido de cada uno de los interesantes tópicos considerados hallará más de un motivo para pensar en el verdadero significado y en la trascendencia de la obra que realiza diariamente.

"Antes de Hutton, la geología no existía...". Con esta frase del trabajo de Mc Intyre se inicia el texto dedicado a examinar la estructura lógica de las ciencias geológicas. No obstante, el autor nos descubre que con anterioridad a la teoría huttoniana, G. H. Toulmin habría sido un auténtico precursor de la misma.

¿Por qué son raras las leyes generales en la geología? W. H. Bradley opina que ello se debería quizás a que la geología aún no ha alcanzado su completo desarrollo.

Para G. G. Simpson, probablemente la geología es la más diversa de todas las ciencias, pero su ubicación correcta como ciencia histórica es completa. Hay alguna justificación para tratar una "teoría" de la geología, se pregunta D. B. Kitts, quien concluye que la teoría de la geología es, asimismo, la teoría de la física y de la química.

Los geólogos al tener la oportunidad de observar los resultados de los experimentos naturales, realizados todos ellos en grandes escalas, están en situación más favorable para descubrir problemas desafiantes, que quienes analizan solamente los experimentos de laboratorio, razona V. E. Mc Kelvey.

Otros ensayos traban el pensamiento geológico dentro de la armazón de alguna rama particular de la ciencia terrestre. La pregunta de si los fósiles pueden ser utilizados para ordenar cronológicamente los estratos, y ¿Qué confianza merecen los métodos para medir las edades absolutas?, son examinadas por A. O. Woodford y D. B. Mc Intyre respectivamente. Por su parte J. H. Mckin compara los métodos de investigación racionales y empíricos; M. L. Hill aborda el problema de la clasificación en la geología, Ch. A. Anderson acude a los ejemplos de la geología estructural para demostrar cómo el geólogo aplica el principio lógico de la simplicidad; y L. B. Leopold y W. B. Langbein acuden a la geomorfología para ilustrar la asociación de ideas en el pensamiento geológico.

La comunicación de los datos e ideas en geología es analizada por F. Betz; G. K. Gilbert, J. Gilluly y J. M. Harrison. Finalmente, A. F. Hagner recomienda poner más atención a la historia y a la filosofía de la geología y R. F. Legget destaca el creciente aumento de oportunidades de que los conocimientos geológicos sean puestos al servicio del hombre.

La traducción del original, realizada por el Ingeniero Geólogo José M. López Rubio, de México, está hecha con gran esmero.

*Dr. Horacio H. Camacho*

ZESCHKE, G. *Mineral-Lagerstätten und Exploration. Band 1: Mineral-Lagerstätten für Reaktoren-material*. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 1970. 351 págs., 224 figuras. DM. 54.

Este libro, "Yacimientos minerales y su exploración", es un útil complemento moderno e ilustrado de las clásicas ediciones de geología económica, con interesante material de consulta para los profesionales dedicados a esa rama de las ciencias geológicas.



El autor menciona en el prólogo la necesidad de una obra que fuera fácilmente interpretada en varios idiomas y que evidentemente la forma más sencilla de expresión es a través de mapas y/o esquemas geológicos. Es así que en este libro ha introducido esta nueva modalidad de comunicación esencialmente gráfica.

En la introducción hay una corta explicación para su consulta e interpretación en cuatro idiomas: alemán, inglés, francés y castellano. La obra constará de cuatro tomos, de los cuales el comentado aquí es el primero, cuyo subtítulo es "Yacimientos minerales de materiales utilizados en reactores". Comprende lo referente a los siguientes elementos: U, Al, B, Ba, Be, F, L, Mg, Cb, T.R. (Lan. Cer.), Ta, Te, Th, Ti, V, Zr, y grafito. Los tomos subsiguientes comprenderán: el segundo, los yacimientos de los metales básicos, el tercero, de los de interés para la industria siderúrgica, y finalmente el cuarto, versará sobre los demás yacimientos minerales.

En el Tomo I, para cada elemento antes mencionado, el autor consigna una apretada síntesis de los datos geológicos-económicos siguientes: I) Minerales económicamente importantes y los de menor valor; II) Tipos de yacimientos; III) Concentraciones mínimas para explotaciones económicas y calidades requeridas por el mercado; IV) Variaciones de precios en los últimos años; V) Producción anual mundial; VI) Reservas mundiales y las variaciones de los últimos años; VII) Tipo de análisis químico u otros para determinar el elemento; VIII) Tipo de prospección; IX) Usos y X) Bibliografía.

Seguidamente acompaña ilustraciones en forma de planos, perfiles o esquemas geológicos de los principales yacimientos mundiales. Cada ilustración es aplicada con un texto de mínima extensión, versando sobre los temas siguientes: 1) Elemento o elementos explotables; 2) Si la ilustración es perfil, plano, esquema, etc.; 3) Mina, localidad, provincia, país; 4) Mineral o minerales económicos; 5) Minerales acompañantes; 6) Minerales de ganga; 7) Ley del yacimiento; 8) Producción; 9) Reservas; 10) Probable génesis y 11) Bibliografía.

El Tomo I consta de 224 ilustraciones, de las cuales 92 corresponden a yacimientos de uranio (4 de la Rep. Argentina), 28 a fluor, 13 a aluminio, 3 a boro (1 de la Rep. Argentina) y 89 al resto de los elementos.

Para cada elemento el autor ha dado a los distintos temas la misma distribución, manteniendo uniformidad en los títulos, en los tipos de imprenta y en las referencias de las ilustraciones, logrando una positiva agilidad en las consultas.

Se trata, en suma, por su concepción y calidad de síntesis, de una valiosa contribución a la literatura sobre geología económica.

*Alejo Brodtkorb*

*Historia de la Tierra, Introducción a la Geología Histórica*, por WILLIAM LEE STOKES. Editorial Aguilar, Madrid; 575 páginas, 372 figuras, incluyendo 12 mapas paleogeográficos.

Este libro fue editado originalmente en inglés con el título "Essentials of Earth History, an Introduction to Historical Geology", por Prentice-Hall, Englewood Cliffs (EE. UU. de A.), en el año 1960. Seis años más tarde apareció la segunda edición, en la cual el autor efectuó numerosas revisiones que alcanza al 40 % del texto, con el objeto de hacerlo más claro y para incluir descubrimientos de los últimos años, conjuntamente con 150 figuras y 12 mapas paleogeográficos nuevos, y ampliación del glosario.

La edición que se comenta es la traducción al castellano de la primera edición inglesa, a la cual se le incorporaron la mayoría de los cambios y sustituciones de la segunda edición. Además, se añadieron muchas de las nuevas figuras, las que se han considerado imprescindibles. Un caso especial es el de los mapas paleogeográficos, que en la primera edición eran mundiales, mientras que los de la segunda edición eran exclusivamente de América del Norte. Dado que la traducción es para un público no norteamericano, se tuvo la feliz idea de actualizar los de la primera edición, y publicarlos.

El libro es una presentación unificada y comprensiva de Geología Histórica, que es atractiva tanto para los estudiantes principiantes, a los cuales está dirigido, como para los integrantes del cuerpo docente. Pone énfasis sobre los principios básicos.

Dedica más extensión a estratigrafía, especialmente a la América del Norte, con referencias esporádicas a la geología de América del Sur y del Centro. Los capítulos sobre los sistemas fosilíferos son muy concisos. Además, como consecuencia de descubrimientos importantes en las rocas más antiguas, el autor ha ampliado la discusión sobre el origen de la vida en el Precámbrico, al que dedica un capítulo.

Los siete primeros capítulos de información introductora, en los que se describen los métodos y materiales de la Geología Histórica, ayudan al alumno a comprender las con-

clusiones a que llegan los geólogos. Los capítulos que siguen, ocho, tratan los aspectos esenciales de la Geología Histórica. A continuación viene un capítulo dedicado a la aparición del hombre y en los cuatro últimos se considera la relación entre la vida y el ambiente físico (ecología). Todos son notables por sus objetividades y claridad y traen al final una sección con lecturas complementarias, que tiende a substituir a las lista bibliográfica.

El texto ha sido formatizado para dar a los alumnos un cuadro lógico y razonablemente completo del pasado de la Tierra, para lo cual se comienza con la organización de la materia prima y se termina con el desarrollo del hombre moderno.

Trae un glosario de términos seleccionados, en 20 páginas.

En conclusión, es un libro que se lee agradablemente y que será de utilidad para los alumnos, relacionados con esta rama de las ciencias.

*Juan Carlos M. Turner*

ESTE NUMERO

SE TERMINO DE IMPRIMIR EL 14 DE OCTUBRE DE 1970

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

BUENOS AIRES. REPUBLICA ARGENTINA

---

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

---

## ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

---

COMISION DIRECTIVA: *Presidente:* DR. CARLOS D. STORNI; *Vicepresidente:* DR. PEDRO N. STIPANICIC; *Secretario:* DR. ROBERTO CAMINOS; *Tesorero:* DR. J. C. FERNÁNDEZ LIMA; *Vocales:* DR. HORACIO H. CAMACHO, BERNABÉ J. QUARTINO, ENRIQUE LINARES; *Vocales Suplentes:* DR. JUVENAL ZAMBRANO, LIC. HÉCTOR J. PÉNDOLA, DR. JORGE SCALABRINI ORTIZ.

DIRECTOR DE LA REVISTA: DR. CARLOS D. STORNI.

COMISION DE LA REVISTA: La integran todos los miembros de la C. D. y aun puede recurrirse a consocios por especialidad.

---

### INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

t) 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.

La Comisión Directiva sólo considerará la posibilidad de aceptar una mayor proporción de ilustraciones en casos especiales.

- b) Los planos, mapas, perfiles, etc., deberán ser dibujados sobre papel blanco cartográfico o transparente, de buen cuerpo, con tinta china negra.  
Se recomienda el dibujo a doble tamaño con respecto al de su publicación, a los efectos de obtener una reproducción y reducción adecuada.
- c) El tamaño de las ilustraciones a publicar no debe exceder las dimensiones máximas de la caja (13,5 x 19 cm), recomendándose que se respete dicha relación de medidas.
- d) Los planos, perfiles, mapas, etc., deben llevar invariablemente la o las respectivas escalas gráficas; no se aceptará la escala numérica.
- e) Los planos de ubicación que comprendan parte del territorio argentino, deben incluir, invariablemente, la plantilla del país con el sector antártico argentino, dibujado en cualquier espacio libre.
- f) En las ilustraciones lineales que deban reproducirse a igual tamaño, la altura mínima de las letras será de 1,5 mm. En caso de uso de rastras, se recomienda las de tipo abierto (mínimo 2 mm entre líneas o puntos), a los efectos de evitar el empastamiento en la impresión.
- g) Cuando los dibujos lineales se presenten a doble tamaño (para su reducción a la mitad), la altura mínima de las letras será de 3 mm, recomendándose el uso de rastras más abiertas que las señaladas en el punto anterior.
- h) Todas las letras contenidas en las ilustraciones deberán ser dibujadas con caracteres cartográficos, recomendándose el uso de letrógrafos (normógrafos).
- i) Las denominaciones de accidentes topográficos, hidrográficos, etc., (cerros, ríos, etc.), como así también sus abreviaturas, deben responder estrictamente a las normas del Instituto Geográfico Militar.
- j) En las ilustraciones lineales y especialmente en los planos y perfiles, se recomienda el mayor aprovechamiento posible de los espacios, evitándose las superficies en blanco, las que deben ser utilizadas para las observaciones, leyendas, etc.
- k) Los títulos, como "Mapa Geológico...", "Perfil transversal...", etc., sólo podrán incluirse en las ilustraciones cuando las mismas tengan espacios libres, permitiendo hacerlo sin aumentar su dimensión. En caso contrario, se colocarán a imprenta al pie de las ilustraciones.
- l) Los perfiles de largo excesivo deberán ser fraccionados y las partes resultantes ordenadas para confeccionar láminas a página entera.
- m) Las fotografías de cortes microscópicos, fósiles, etc., deberán presentar muy buen contraste y sólo deben comprender el objeto que se desea ilustrar. En los casos que corresponda, indefectiblemente deben llevar la escala gráfica.
- n) Cuando las ilustraciones se deben intercalar en el texto (no constituyendo láminas completas), se recomienda que su ancho corresponda con el de 1 ó 2 columnas.

Las ilustraciones que no respondan a los requisitos anteriores no serán aceptadas.

- 7. No se admitirán ilustraciones a dos o más colores. El autor que las desee, deberá hacerse cargo del gasto completo que demanden las mismas, de acuerdo con el presupuesto que formule la IMPRENTA CONI.
- 8. Los autores subrayarán con línea 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.
- 9. La Asociación Geológica Argentina entregará a los autores 25 separados, sin cargo. Los autores que deseen un número mayor, deberán indicarlo claramente en la prueba y los mismos correrán por su cuenta. El pago de los separados extra debe realizarse invariablemente dentro de los 60 días a partir de su entrega. Cuando se trate de más de un autor de un trabajo, se mantendrá la entrega gratuita de 25 ejemplares únicamente.

# LIBRART S. R. L.

DISTRIBUIDORES EXCLUSIVOS DE LAS PUBLICACIONES  
DE INSTITUCIONES Y SOCIEDADES CIENTIFICAS ARGENTINAS

*Comisión de Investigación Científica de la Provincia de Buenos Aires*

## INDICE BIBLIOGRAFICO DE ESTRATIGRAFIA ARGENTINA

Dirigido y editado por el doctor ANGEL V. BORRELLO, 1966, 638 págs., con aproximadamente 4500 citas comentadas.

En un nuevo esfuerzo de labor específica la Comisión de Investigación Científica de la Provincia de Buenos Aires ha dado término a la preparación de esta obra, primera en su género en el país, ejecutada conforme a las exigencias del más moderno trabajo geológico.

Componen el trabajo más de 4500 citas de autor con sumaria explicación del contenido bibliográfico, distribuidas en sucesivas secciones, que estuvieron a cargo de colaboradores experimentados en la materia.

Se compone del temario siguiente:

PRECAMBRICO por Dr. R. A. Zardini  
CAMBRICO por Dr. A. V. Borrello  
ORDOVICICO por Dr. J. C. M. Turner  
SILURICO por Dra. H. A. Castellaro  
DEVONICO por Dr. G. Furque  
CARBONIFERO por Dr. A. J. Amos  
PERMICO por Geól. R. D. Pernas

TRIASICO por Dr. J. A. Cuerda  
JURASICO por Geól. O. C. Schauer  
CRETACICO por Dr. C. I. C. de Ferrariis  
TERCIARIO por Dres. S. J. Licciardo y  
C. I. C. de Ferrariis  
CUATERNARIO por Dr. A. N. Xicoy

La labor abarca principalmente el material bibliográfico publicado en el país, complementado por referencias de carácter inédito, todo ello con vistas a satisfacer las necesidades del conocimiento sistemático de la bibliografía argentina.

Con el *Indice Bibliográfico de Estratigrafía Argentina* queda expuesto en su mayor parte el volumen importante que caracteriza el acervo estratigráfico de la Argentina, por lo cual la tarea configura en su magnitud una expresión de la actividad geológica en el país, ampliada hasta el presente.

VENTA EXCLUSIVA:

## LIBRART S. R. L.

CORRIENTES 127  
(EDIFICIO BOLSA DE CEREALES)  
BUENOS AIRES

T. E. 31 - 4368  
Dirección Postal :  
Casilla de Correo 5047

---

Toda la correspondencia referente a suscripciones, colecciones o números sueltos de esta Revista, deberá dirigirse a LIBRART S. R. L., Corrientes 127, Buenos Aires, República Argentina, representantes y distribuidores para toda la República Argentina y el exterior.