

REVISTA

DE LA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

S U M A R I O

FLORENCIO GILBERTO ACEÑOLAZA Y ALFREDO BERNASCONI, Acerca del primer hallazgo de una fauna Ordovícica en el sector Norte de la Precordillera riojana.....	79
EMILIO F. GONZÁLEZ DÍAZ, El puente natural en el ambiente del campo lávico oriental del volcán Payún-Matru, Provincia de Mendoza, Rep. Argentina.....	85
CENTENARIO DE LA ACADEMIA NACIONAL DE CIENCIAS DE CÓRDOBA.....	90
CRÓNICA DE LA ASOCIACIÓN.....	90
HÉCTOR H. GARCÍA, Estudio de la mina de manganeso « Ultima Oportunidad », Distrito Hualfín, Departamento Belén, Provincia de Catamarca, República Argentina.....	91
C. S. HURLBURT, JR. Y L. F. ARISTARAIN, Berilo de Piedras Coloradas, Provincia de San Luis, República Argentina.....	99
JORGE O. CODIGNOTTO, Geología del sector ubicado dos kilómetros al Sudoeste de Cerro Redondo, Olavarría, Provincia de Buenos Aires, República Argentina.....	105
MILKA K. DE BRODTKORB, Sobre la denominada « Geocronita » del yacimiento Pan de Azúcar, Provincia de Jujuy, República Argentina.....	116
EVA CARMEN ARCIDIÁCONO, Sobre las asociaciones minerales en las zonas de oxidación de yacimientos de plomo. Distrito Las Aguadas, Provincia de San Luis, República Argentina.....	119
COMENTARIO BIBLIOGRÁFICO.....	126
LIDIA MALVICINI, Luzonita plumbífera de San Francisco de los Andes, Provincia de San Juan, República Argentina.....	127
J. SCALABRINI ORTIZ, A. J. AMOS Y B. J. QUARTINO, El anticlinorio de Las Cabeceeras : estructura y significado de su litología (Estancia El Leoncito) Barreal, Provincia de San Juan, República Argentina.....	132
HUGO B. NICOLLI, Distribución estadística de elementos en rocas graníticas.	139

BUENOS AIRES

REPUBLICA ARGENTINA

1969

ACERCA DEL PRIMER HALLAZGO
DE UNA FAUNA ORDOVICICA EN EL SECTOR NORTE
DE LA PRECORDILLERA RIOJANA

POR FLORENCIO GILBERTO ACEÑOLAZA y ALFREDO BERNASCONI¹

RESUMEN

Se registra el hallazgo de una fauna del Ordovícico Superior en una región considerada hasta el presente por algunos autores como precámbrica. El descubrimiento se efectuó en unas lutitas carbonosas aflorantes en el área de la quebrada del Chuscho en Jagüel, departamento General Sarmiento, provincia de La Rioja.

La fauna reconocida está integrada por *Glossograptus* cf. *ciliatus* Emmons y un pelecípodo indeterminado.

ABSTRACT

In this paper the discovery of an Upper Ordovician fauna in the area of the Quebrada del Chuscho, near Jagüel, Dpto. Gral. Sarmiento, Province of La Rioja, is reported.

The rocks which the fauna was found are carbonaceous black shales which were referred to as Precambrian in recent literature.

The fauna is integred for *Glossograptus ciliatus* Emmons and an indeterminated pelecypods.

I. INTRODUCCION

Esta primera mención tiene como finalidad poner en conocimiento la presencia de una fauna de edad ordovícica superior en una región considerada por unos autores como precámbrica, mientras que otros la suponían con reservas como área de deposición de la cuenca del Paleozoico Inferior.

El descubrimiento fue efectuado a medida que se iba completando el levantamiento geológico del área, para la Dirección de Minería de La Rioja. El esquema geológico se realizó sobre una ampliación del fotograma 2969-212-22 del Servicio Geográfico del Instituto

Nacional de Geología y Minería, a escala 1 : 50.000.

II. UBICACION Y ACCESOS

El área en estudio se encuentra ubicada a 20 km aproximadamente al noroeste de la localidad de Jagüel, en el departamento Gral. Sarmiento de la provincia de La Rioja.

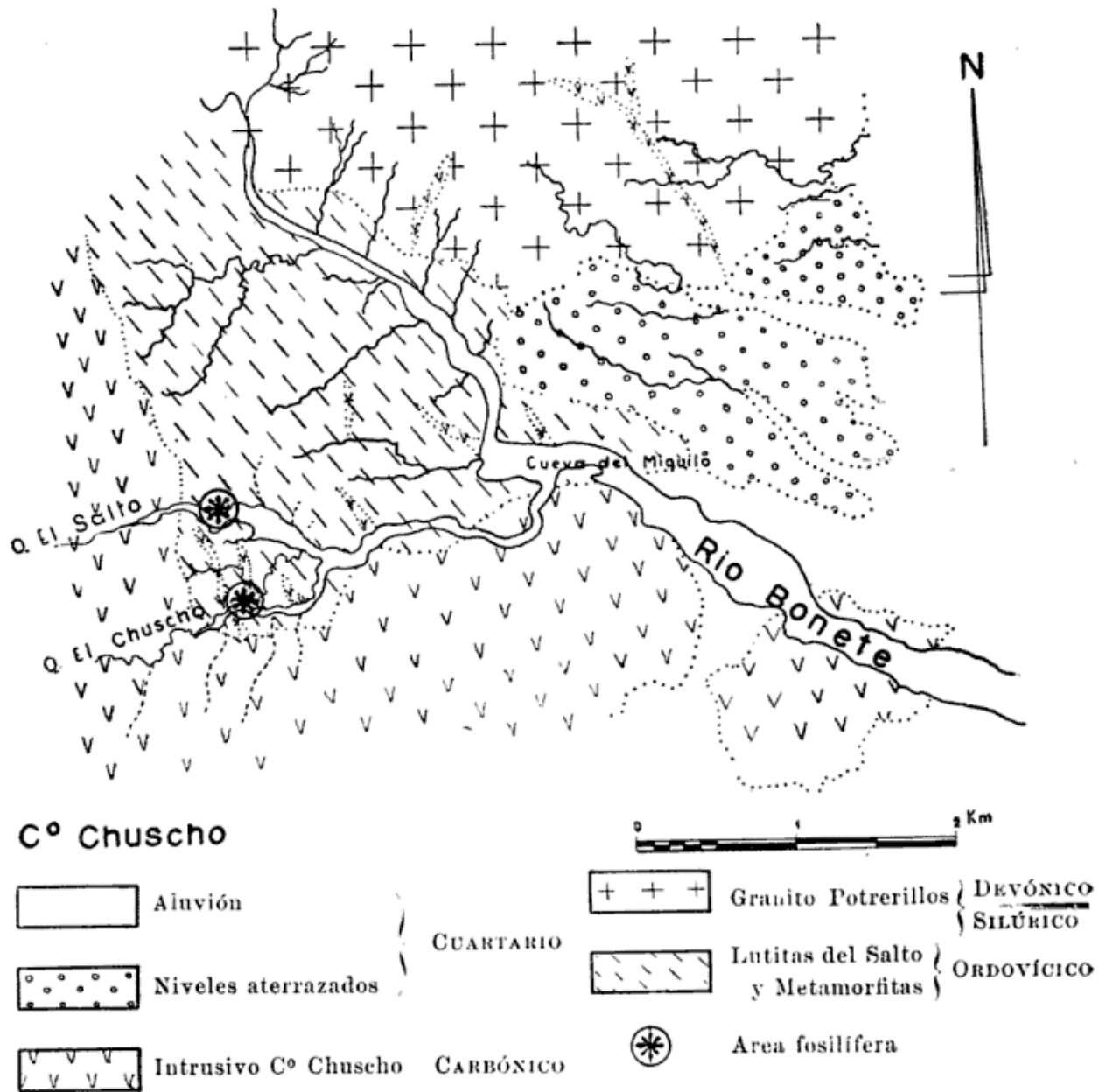
Los afloramientos en cuestión se encuentran en la quebrada del Chuscho, afluente del río Bonete, cuya desembocadura se localiza en las inmediaciones del lugar denominado "Cueva del Miquilo", de donde los afloramientos fosilíferos distan aproximadamente dos kilómetros al oeste-sudoeste.

¹ Dirección Provincial de Minería de La Rioja.

This One



KGTG-KFC-UR6J protegido por derechos de autor



Geología del área de la Puerta del Río Bonete

III. ANTECEDENTES

Son muy reducidos los antecedentes que se encuentran en la literatura geológica sobre esta región, y las únicas referencias, muy generales obran en las Hojas Geológicas 15 c, Vinchina y en la 14 c, Cerros Cuminchango. En la primera de ellas, Turner (1964) destaca la presencia de los "esquistos cuarzo-micáceos" de la Formación Espinal en la zona de la desembocadura del río Bonete en Jagüel, a los que les atribuye una edad precámbrica. Al referirse a

la historia geológica de esta región, considera que la misma durante los tiempos ordovícicos constituía una área positiva.

Arigós (1956) señala en el extremo sudoeste de la Hoja 14 c la presencia de esquistos cristalinos pertenecientes a lo que denomina "Formación Uman-go" atribuyéndolos al Precámbrico.

Un poco más al oeste, en la región de los Llantenes, Aceñolaza y Castaño (1968) consideraron que las leptometamorfitas allí aflorantes eran muy semejantes litológicamente a las metamorfi-

tas y sedimentitas ordovícicas del sector sur de la Precordillera riojana, atribuyéndolas con reservas a ese período.

IV. CARACTERISTICAS GEOLOGICAS DE LA REGION

En la región del cerro Chuscho - río Bonete aflora una amplia faja de leptometamorfitas y sedimentitas de edad ordovícica, intruidas ambas por plutonitas paleozoicas. Las principales carac-

Los afloramientos fosilíferos se encuentran entre las quebradas del Chuscho (fig. 2) y la del Salto. Los mismos son bastante potentes, no pudiéndose apreciar el espesor debido a la complicación tectónica de la zona. Los estratos tienen un rumbo de 345° e inclinan 85° al sudeste. Son lutitas pizarreñas, carbonosas, que presentan una fisilidad característica, alterándose superficialmente a un color pardo amarillento o blanquecino. A estas lutitas se le intercalan bancos cuarcíticos de color negro, de

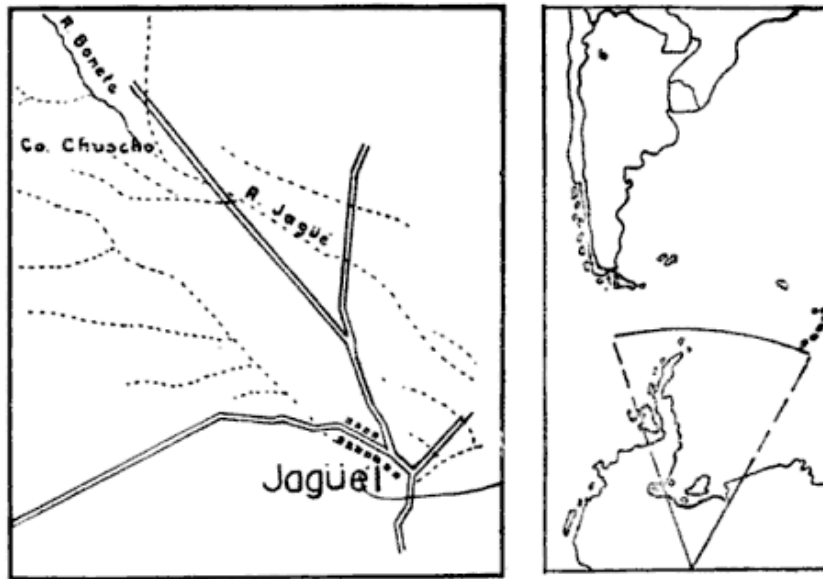


Fig. 1. — Mapa de ubicación. Bosquejo geológico del área de los afloramientos fosilíferos

terísticas de cada uno de estos elementos estratigráficos se reseñan a continuación (fig. 1):

1. ORDOVÍCICO

Lutitas del Salto

Dentro de este término se incluyen a los niveles lutíticos portadores de la fauna descubierta. Al mismo tiempo lo integran esquistos cuarzo-micáceos, cloríticos-sericíticos de colores gris verdosos, lutitas negras y grises. Afloran en la quebrada del río Bonete, constituyendo ambas márgenes y en numerosos afluentes menores.

grano fino, sacaroideo y otros de color verde grisáceo de un tamaño de grano mayor.

En un pequeño sector de estas lutitas sobre la quebrada del Chuscho se localizaron numerosos ejemplares de graptolitos, la mayoría de ellos con un deficiente estado de conservación, y las valvas de un pelecípodo, algo mejor conservadas. Los restos son los siguientes:

- Glossograptus cf. ciliatus* Emmons
- Graptoliithina* indet.
- Pelecypoda* gen. et sp. indet.

El conjunto aparece intruido por andesitas del cerro Chuscho, y filones de

él provenientes. El rumbo general de los filones es casi norte-sur y la potencia varía entre 1 y 6 m. En el contacto con las lutitas se observan fenómenos de alteración y una pequeña silicificación de los esquistos, con pérdida de material carbonoso.

Edad y correlación

De acuerdo con el material paleontológico coleccionado arribamos a la conclusión de que nuestros afloramientos son isópicos a ciertos niveles lutíticos que afloran en la zona de Huaco (San Juan). A esta fauna Turner (1960) le asigna una edad llandeilliana, es decir correspondiente al Ordovícico superior.

Estas lutitas constituyen un miembro poco metamorfizado de los "Esquistos Cerro Cóndor", mencionados para la zona de los Llantenos por Aceñolaza y Castaño (1968). La ubicación de los ni-



Fig. 2. — Detalles del afloramiento de las lutitas fosilíferas de la Quebrada del Chuscho

veles fosilíferos dentro del conjunto metamórfico es muy difícil de precisar debido a que las lutitas pasan a metamorfitas en forma insensible.

2. SILURO - DEVÓNICO ?

Granito Potrerillos

La margen izquierda del río Bonete constituye el límite sur de este intrusivo, que en sus fases marginales presenta como característica una textura porfídica. En él se destacan grandes fenocristales de microclino que en partes presentan cierta orientación. La mica y la biotita son abundantes, presentando una orientación definida en las zonas de contacto.

El contacto es prácticamente concordante con la estructura de las sedimentitas, no observándose en los mismos, fenómenos de alteración metamórfica ni cambios mineralógicos notables, sino simplemente compactación de las rocas adyacentes.

Edad: Es una evidencia la edad pos-ordovícica de este intrusivo granítico, pudiendo ser asignado a la orogénia tectónica-caledónica; es decir al Silúrico-Devónico.

3. CARBÓNICO

Intrusivo del cerro Chuscho

Provisionalmente se designa con este nombre a los pórfidos andesíticos que constituyen el cerro Chuscho y a todas las filonianas de idéntica composición que de él provienen.

Son de color gris verdoso, de una pasta fina que contiene pequeños fenocristales de anfíboles y plagioclasas. En el contacto con las metamorfitas o con el granito ha desarrollado pequeñas franjas silicificadas. Estos pórfidos atraviesan indistintamente a los dos elementos estratigráficos anteriormente descriptos, llegando incluso a afectar, fuera de nuestra zona de estudio, a los niveles inferiores del Carbónico.

Edad: Como se menciona, estas intrusivas afectan indistintamente a rocas ordovícicas, siluro devónicas y al Carbónico Inferior. Por este motivo creemos conveniente considerar que la intrusión se verificó durante el Carbónico.

V. DESCRIPCION DE LOS FOSILES

Los restos encontrados en esta zona se detallan a continuación:

Pelecypoda gen. et sp. indet.

Se localizaron varios ejemplares siempre representados por valvas aisladas; alargadas en sentido antero-posterior, teniendo una longitud de 9 mm y una altura de 4 mm. La forma general de las conchillas es redondeada ovoide.

La superficie presenta una ornamentación fina compuesta por una serie de líneas concéntricas, bastante marcadas y pequeñas estrías radiales notables en el borde ventral. En ninguno de los ejemplares recolectados ha podido observarse detalles internos de las valvas.

Graptolithina indet.

La mayor parte de los ejemplares recolectados de graptolitos son prácticamente indeterminables debido a que por efectos del metamorfismo que ha sufrido la lutita, han desaparecido los principales detalles morfológicos. En general son formas de radosoma biserial pudiéndose apreciar en algunas de ellas la presencia de la nema, como así también pequeñas denticulaciones correspondientes a los bordes aperturales de las tecas.

Glossograptus cf. *ciliatus* Emmons

(Fig. 3)

Se ha determinado la existencia de este género en tres restos bastante bien

conservados localizados en una lutita negra de la quebrada del Chuscho.

Presenta radosoma biserial escandente, de aproximadamente 13 mm de longitud por 2,5 de ancho máximo, sin contar las espinas tecaes. Las tecas se presentan en número de 11 por centímetro de las cuales salen espinas de

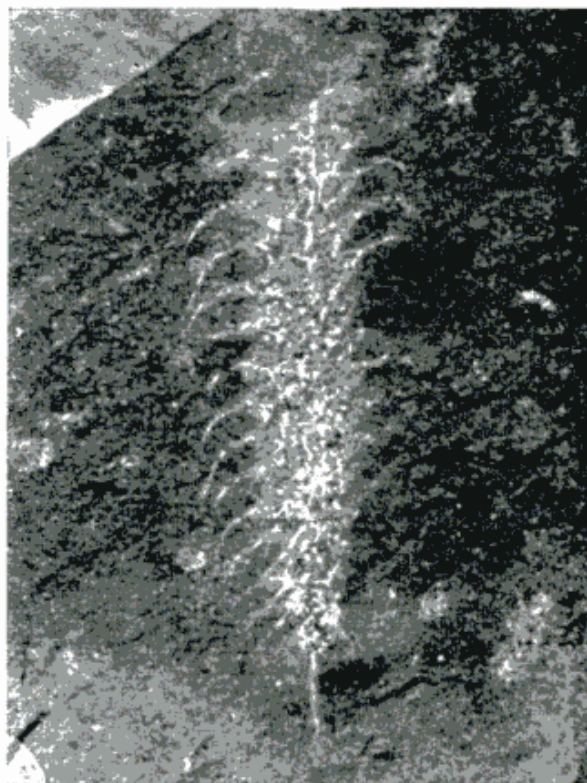


Fig. 3. — *Glossograptus* cf. *ciliatus* Emmons. Fotografía de uno de los ejemplares encontrados en los afloramientos estudiados.

aproximadamente 1.5 mm de longitud, curvadas y muy delgadas. La nema es fina y larga. No se observan detalles de la sícula como así tampoco respecto a la posición de las tecas.

Nuestros ejemplares son comparables con el *Glossograptus ciliatus* Emmons estudiado por Turner (1960) proveniente de unos afloramientos localizados al sur del río de Huaco, en San Juan, y la reproducción del homónimo que efectúa Castellaro (1963) de una ilustración de Ruedemann.

CONCLUSIONES

De lo antes expuesto se llega a las siguientes conclusiones:

— Los afloramientos de las lutitas carbonosas y las leptometamorfitas de la quebrada del Chuscho se depositaron durante el Ordovícico Superior.

— Las rocas arriba mencionadas pueden ser comparadas en un sentido amplio con los Esquistos Cerro Cóndor, que afloran en la zona de los Llantenes. Solamente será necesario determinar las relaciones estratigráficas que existen entre los afloramientos.

— Las rocas ordovícicas aparecen afectadas por dos intrusivos: uno granítico y otro del tipo andesítico cuyas edades se estima, corresponden con los ciclos

orogénicos tacaónico-caledónico y varísico respectivamente.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F. y Castaño, O., 1968. *Estudio preliminar de la región de Los Llantenes, Departamento General Sarmiento*. Inf. inéd. Dir. Prov. de Minería de La Rioja.
- Arigos, L. E., 1956. *Hoja Geológica 14 C, Cerros Cumichangos; La Rioja*. Dir. Nac. de Minería. Bs. Aires.
- Castellaro, H., 1963. *Guía Paleontológica Argentina*. Publ. Cons. Nac. de Invest. Cient. y Téc.
- Turner, J. C. M., 1960. *Faunas graptolíticas de América del Sur*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XVI, 1-2: 5-180.
- 1964. *Descripción geológica de la Hoja 15 C, Vinchina*. Inst. Nac. de Geol. y Min., Bol. 100.

Recibido el 4 de marzo de 1960.

EL PUENTE NATURAL EN EL AMBIENTE DEL CAMPO LAVICO ORIENTAL DEL VOLCAN PAYUN-MATRU PROVINCIA DE MENDOZA, REP. ARGENTINA

POR EMILIO F. GONZALEZ DIAZ¹

RESUMEN

En el campo lávico oriental del volcán Payún-Matru, fue individualizado un puente natural², elaborado a expensas de las lavas basálticas. Se supone que se originó como consecuencia del desplome o colapso parcial, del techo de un remanente de un túnel de lava o tal vez de una caverna lávica.

ABSTRACT

The characteristics of a natural bridge, found in the eastern lava field of the Payún-Matru volcano are described. It is believed that the bridge is the result of a partial collapse of the ceiling of a lava tunnel or a lava cave.

INTRODUCCION

Ubicación

El volcán Payún-Matru se halla en la región centro-sur de la provincia de Mendoza (ver fig. 1). Su elevada figura se levanta abruptamente sobre el chato paisaje circundante; la misma deriva de la erección de un volcán compuesto, del tipo recurrente, que exhibe una llamativa alternancia de emisiones de lavas y/o eyectos, cuya composición esencial es traquítica-traquian-desítica y basáltica.

Durante uno de los tantos episodios volcánicos que contribuyeron a erigirlo,

¹ Trabajo realizado por cuenta del Instituto Nacional de Geología y Minería, y publicado con la anuencia de sus autoridades.

² Quizás fuera más lógico hablar de "arco natural" antes que "puente natural", pues este último es un arco natural que atraviesa un valle de erosión, mientras que el primero es una estructura similar, que no cruza semejante valle. Aquí sólo tenemos colapso.

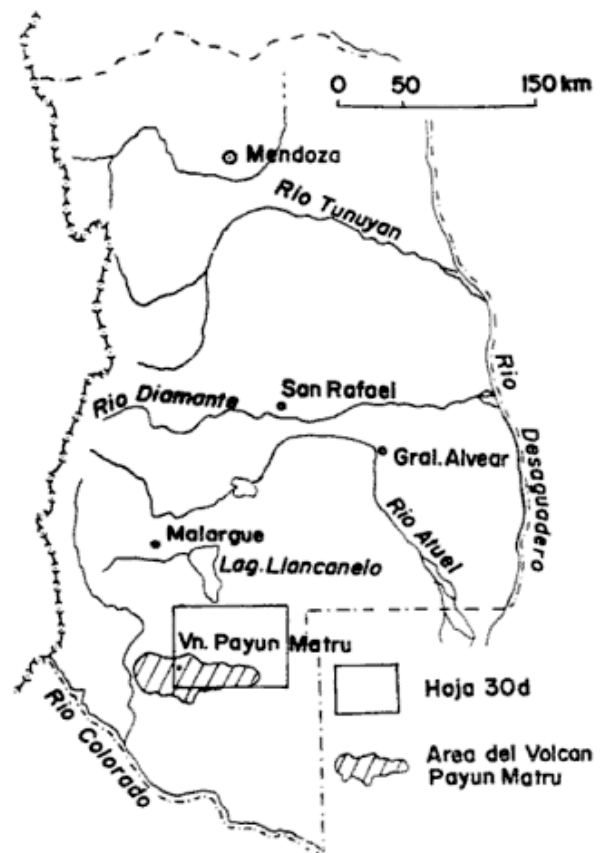


Fig. 1. — Mapa de ubicación

y más exactamente durante el Neopleistoceno, se integró el enorme campo lávico oriental. Este, unido al que muestra por su lado occidental, hace que la

masa del Payún-Matru adopte una configuración alargada este-oeste, extendiéndose a través de unos 115 kilómetros.



REFERENCIAS



Sedimentos indiferenciados (preferentemente eólico), cubriendo al relieve basáltico, que asoma esporádicamente



Puente natural



« Escorias cortadas »



Coladas



Conos piroclásticos

Formación

Morado

Alto = (B-IV)

Fig. 2. — Ubicación del puente natural en el campo lávico oriental del Payún-Matru

La curiosa forma natural motivo de esta nota, fue observada durante las tareas del levantamiento geológico de la Hoja 30d, Payún-Matru, de la carta Geológico-Económica del país (González Díaz, 1968). La situación del puente dentro del ámbito de la Hoja 30d, está señalada en la figura 2.

En el sector marginal y septentrional de dicho campo lávico, donde las coladas del basalto neopleistoceno pasan al ambiente de las "escorias cortadas"¹, se observan unas alargadas y pandas depresiones donde se encauzan las ocasionales aguas derivadas de los cortos, bruscos, chaparrones tan característicos para esta región.

Aquellos cursos de aguas efímeras, se disponen con un sentido general nort-sur, a partir de los flancos septentrionales del volcán. Por lo general reciben la denominación local de "zanjas"; una de ellas es la llamada "zanja" o "cañada" del Puente.

La cañada del Puente nace en las cercanías de la "veranada" de Pérez, llevando sus ocasionales aguas inicialmente en dirección al nornordeste. Aquí deja al norte los cerritos del Salto y del Huemul Chico. A partir de este último, tuerce decididamente hacia el norte, pasando entre el cerro Suluposo (oeste) y el Melozal (este). Todos estos cerritos pertenecen a esa multitud de conos piroclásticos adventicios, que salpican al campo de lava mencionado.

Luego reduce notablemente su pendiente, llegando, antes de disiparse, a las proximidades del Hoyo Dolo (mal denominado "volcán" Dolo, en los mapas topográficos).

Las "escorias cortadas" por el norte "chocan" contra las estribaciones australes del cerro Guadaloso Grande, un aparato algo mayor, basáltico, también de edad neopleistocena.

¹ Se llaman "escorias cortadas" según los lugareños, aquellos sectores del campo de lava, donde una cubierta de sedimentos sueltos (eólicos preferentemente), permite el fácil tránsito a caballo a través de las ásperas coladas.

CARACTERISTICAS DEL PUENTE NATURAL

Sus rasgos principales se hallan bien expuestos en la foto 1. Conforman un suave arco rocoso. La roca integrante es un basalto olivínico, bastante macizo, poco vesiculoso; se encuentra bien diaclasada, aunque el espaciamiento de las mismas es amplio.

La longitud del arco alcanza a unos 10 m aproximadamente; la calzada superior tiene un ancho regular de 1,50 m. Ella es muy segura, sólida, siendo transitada hasta por cabalgaduras.

Su espesor vertical, también muy regular, no supera los dos metros.

La luz máxima del arco fue estimada en unos 3-4 m. Los estribos del puente, se hallan firmemente emplazados sobre los laterales de la cañada. Hay una total continuidad entre la litología de la roca que constituye el arco y la que margina la cañada.

Aguas arriba del puente natural, el piso de la cañada se mantiene a un mismo nivel, con el tramo de la cañada agua abajo. Pero a unos 20 m por arriba del puente observamos un pequeño resalto o interrupción en el perfil longitudinal de aquella. El desnivel no supera los cuatro metros. Entendemos que el resalto nos señala el pasaje desde el piso del túnel o caverna preexistente, a la superficie del campo lávico.

ORIGEN DEL PUENTE NATURAL

Los puentes naturales, curiosa y rara forma de la naturaleza, se originan de diversa manera. La más común es aquella que resulta de la acción disolvente del agua de un drenaje subterráneo, confinado a determinados ambientes calcáreos. Las explicaciones teóricas dadas para interpretar su origen son diversas, siendo por lo general, causa de controversias. Así, en áreas calcáreas, se habla de resección subterránea a través de un espolón de meandro, o por el desplome del techo de un túnel por donde circula un río subterráneo, o por

captura subterránea de un río, etcétera.

En el drenaje superficial también suelen producirse puentes naturales. En meandros del tipo inciso, el socavamiento (*undercutting*) lateral, localizado sobre ambos lados del estrecho cuello de un apretado rizo (*loop*) de un meandro, conduce en ocasiones al desarrollo de un puente natural. Sobre cada lado del

puentes naturales, confesamos honestamente no tener referencias de un caso similar.

Con respecto a su génesis, suponemos que el puente debe ser considerado como un remanente —accidentalmente a salvo— del colapso o desplome del techo de un sector de un túnel de lava o de una caverna lávica. De fundamental



Foto 1. — Vista del puente natural desde agua abajo. A la derecha, sobre el apoyo del puente, se observa la antigua vaguada. A la izquierda, en sombra, un remanente del techo de la caverna

cuello se forma una caverna, que llegando a unirse, dan lugar a una abertura, a través de la que fluye posteriormente el agua (caso del Rainbow Bridge, Utah, EE. UU. de A.). También se observan arcos similares en las costas marinas, cuando dos cavernas opuestas, que se hallan en una proyección de tierra, se llegan a unir.

En nuestro ejemplo, el mismo tiene la particularidad de haberse desarrollado en un ambiente lávico, donde los fenómenos de disolución, erosión fluvial lateral o la acción de las olas, queda descartada, por las características litológicas, climáticas, etc., de la región.

Si bien no conocemos profundamente la bibliografía mundial acerca de los

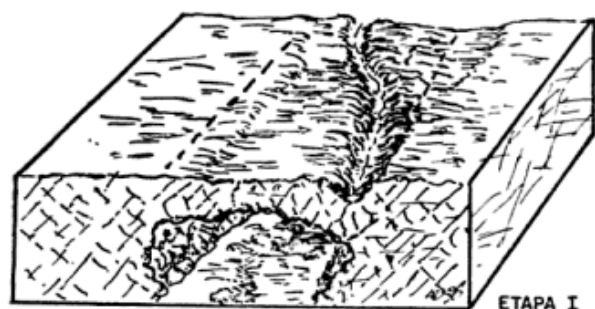
importancia para su desarrollo, debió ser la meteorización intensa de las rocas del techo, que facilitó el ulterior desplome. Solamente un túnel o caverna lávica, pudo ser en este ambiente volcánico, quien reuniera tales condiciones previas.

En el esquema de la figura 3 hemos tratado de indicar los posibles pasos o secuencia de los acontecimientos, que culminaron con la formación del puente natural, a través de los dibujos de las tres etapas ¹.

En el esquema de la etapa I. reconocemos una de las cavernas lávicas, tan comunes en los campos de lava. Tam-

¹ Agradezco al doctor Eduardo Holmberg, los dibujos de esta figura.

bién podría corresponder esta cavidad a un tramo o sector posterior de un túnel lávico, similar al que pudimos dis-



ETAPA I



ETAPA II



ETAPA III

Fig. 3. — Desarrollo esquemático del puente natural

tinguir en la región basáltica, próxima al mal llamado "volcán Dolo" (González Díaz, E. F., 1968).

Al parecer, la cañada del Puente, hallaba en su recorrido a aquella caverna, o tal vez pasaba algo lateralmente con respecto a la misma. Prueba de ello, sería una pequeña inflexión que hallamos en el estribo derecho del puente. Correspondería a la vaguada de la cañada. Un resalto (una cascada, durante el paso de las efímeras aguas), marcaba el pasaje desde la superficie del

campo de lava hacia la cañada, aguas abajo de la boca de la caverna. Aceptamos que el puente natural está ubicado donde anteriormente se hallaba la boca de la caverna o tramo del túnel lávico. El interior de la caverna mostraría las huellas de las aguas de infiltración, favorecidas por el diaclasamiento.

En la etapa II, una parte del techo de la cavidad ha desaparecido, por desplome. En esta ocasión las aguas efímeras, muy probablemente se precipitarían al interior de la caverna, a través del orificio.

Si las aguas mantuvieran su curso en superficie, la escotadura de la vaguada mencionada, hubiera seguido profundizándose, separando así el extremo derecho del puente, de su actual apoyo.

Una activa meteorización y sucesivos desplomes parciales, van ampliando cada vez más la abertura del techo, que se extiende de este modo más y más. La etapa III, que no es nada más que un esquema de las condiciones observadas en la actualidad, sólo resta del techo preexistente, un pequeño remanente constituido por el puente natural. A la izquierda del mismo, puede aún reconocerse una reducida porción del techo.

La extensión que actualmente muestra la cañada, aguas arriba del puente hasta el resalto mencionado, tal vez haya sido ampliado merced al retroceso paulatino del resalto. También puede representar la longitud inicial de la caverna previa.

En la actualidad, las ocasionales aguas que circulan por la cañada, pasan por debajo del puente natural.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- González Díaz, E. F., 1968 a. *Descripción Geológica de la Hoja 30 d, Payún-Matru (provincia de Mendoza)*. Informe inédito. Inst. Nac. de Geología y Minería.
González Díaz, E. F., 1968 b. *Rasgos Morfológicos del Área Volcánica del Cerro Payún-Matru*. A publicarse en el Instituto Lillo de Tucumán.

Recibido el 28 de noviembre de 1968.

CENTENARIO DE LA ACADEMIA NACIONAL DE CIENCIAS DE CORDOBA

El día 11 de septiembre próximo, la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba cumplirá el centenario de su fundación y para conmemorar tan auspicioso acontecimiento, la Comisión Directiva de la meritísima entidad, ha resuelto organizar un Congreso de Historia de la Ciencia que comprenda todos los ramos que tradicionalmente son considerados como ciencias puras.

La invitación que ha sido dirigida al Presidente de la Asociación Geológica Argentina, es extensiva a los señores miembros de la entidad y en consecuencia se encarece la participación, como homenaje y continuación a la obra de los ilustres fundadores de la Academia Nacional de Ciencias, algunos de los cuales, con sus notables investigaciones geológicas y paleontológicas iniciales, echaron las bases de los estudios de la geología en la República Argentina, que hoy están aportando valiosos resultados en los distintos aspectos de la Ciencia de la Tierra.

La organización de dicho Congreso que comprenderá los días 11, 12 y 13 del indicado mes, está a cargo del señor Académico doctor Telasco R. García Castellanos, cuya dirección postal es Casilla de Correo 36, Córdoba.

DR. CARLOS D. STORNI
Presidente

CRONICA DE LA ASOCIACION

— El 15 de mayo se ha terminado el ejercicio 1968-1969 iniciándose el vigesimoquinto aniversario de existencia de la Asociación Geológica Argentina, lapso durante el cual ha realizado una proficua labor de alta cultura científica, mediante la publicación en sus veinticuatro tomos, de importantes investigaciones geológicas, todas originales.

— De acuerdo con la resolución adoptada en la Asamblea General de las IVas Jornadas Geológicas Argentinas, que dispuso se organice para septiembre de 1970 el Simposio de Geología de la Provincia de La Rioja, con el patrocinio de la Asociación Geológica Argentina, las autoridades de la entidad dejarán dentro de breve plazo, constituido el Comité Ejecutivo que actuará en esta Capital y la Comisión Organizadora local, con sede en la ciudad de La Rioja.

— En sesión del 25 de abril próximo pasado, la Comisión Directiva resolvió conceder la reinscripción con efecto retroactivo al 1º de enero de 1969, de los profesionales geólogos que por causas diversas dejaron de cumplir disposiciones estatutarias y se hallan al margen del cuadro societario. Bastará que dirijan una comunicación a la Asociación solicitando su reinscripción acompañada de giro importe de un semestre, a razón de \$ 300 por mes. Inmediatamente se les enviará el número 1 del tomo XXIV y sucesivamente los que aparezcan por cada trimestre. La reinscripción dispuesta no da derecho a requerir la provisión de ejemplares de la Revista de tomos aparecidos en años anteriores; quienes deseen obtenerlos, podrán adquirirlos por intermedio de LIBRART, S.R.L., Corrientes 127, 5º y obtenida la reinscripción con pago de cuotas, podrá exigir de la firma indicada, el descuento del 20 % sobre el importe total de cada factura que rige para nuestros asociados.

La reinscripción no podrá solicitarse, ni rige para aquellos asociados incursos en mora, cualquiera sea la causa que la ocasionó, si la Asociación, a pesar de la falta de pago, continuó proveyendo al asociado los ejemplares que sucesivamente aparecían, sea en tomos completos o parte de ellos.

La reinscripción que se ha dispuesto, constituye una facilidad acordada a los señores geólogos que de largo tiempo se encuentran alejados de la Asociación Geológica Argentina, la cual anhela nuclear a todos los profesionales de la carrea, al cumplirse el 30 de junio de 1970, el vigesimoquinto aniversario de su fundación.

ESTUDIO DE LA MINA DE MANGANESO
« ULTIMA OPORTUNIDAD » Dto. HUALFIN, DEPTO. BELEN
PROVINCIA DE CATAMARCA, REPUBLICA ARGENTINA

POR HECTOR H. GARCIA *

RESUMEN

Se estudia una nueva mina de manganeso en la cual los minerales económicos son con seguridad secundarios, pero están rodeados por todos los costados por minerales primarios pobres (carbonatos y cuarzo). Se interpreta que fueron formados por aguas de antiguo curso de agua cercano, con curso divagante, que se aproximaba o cruzaba varias veces la veta "Los Viscos"; cada uno de los cursos en la actualidad está indicado por un clavo mineralizado de interés económico.

SUMMARY

In this paper the author studies a new manganese mine in which the economic minerals certainly are secondary, but they are surrounded in all sides by the poor primary minerals (carbonates and quartz). It's interpreted that they were formed by the waters of an ancient near by river with changing course approaching or crossing several times the "Los Viscos" vein, each of them is marked at the present time by an economic ore-shoot.

INTRODUCCION

Durante el estudio de la mina *Ultima Oportunidad* ubicada en la veta Los Viscos, dentro de la reserva de Farallón Negro, se determinó que su mena se había desarrollado por enriquecimiento supergénico en la zona de oxidación; pero a la vez, sus otras características formaban un cuadro no común para este tipo de yacimientos.

Se considera que la descripción de esta mina es la suficientemente interesante como para ser dada a conocer, teniendo en cuenta además su aplicabilidad a depósitos similares.

UBICACION Y VIAS DE ACCESO

La mina que se estudia está ubicada en el distrito Hualfin, departamento Belén de la provincia de Catamarca,

* YMAD (Yacimientos Mineros de Agua de Dionicio).

dentro de la reserva de 34.398 hectáreas que el Poder Legislativo Nacional acordó a YMAD (Yacimiento Mineros de Agua de Dionicio) en octubre de 1958 por ley 14.771.

Desde el Campamento Central hay 24 kilómetros a *Los Nacimientos de Abajo*, por donde pasa la Ruta Nacional n° 40, por ella y hacia el sudoeste hay 16 km a Hualfin y 66 km a Belén, la población importante más cercana. La estación ferroviaria más próxima es Andalgalá, punto terminal del FCGB, a 100 kilómetros al este de Belén por la Ruta Nacional n° 62

Con tránsito estacional precario se ha habilitado un acceso directo a Andalgalá desde Farallón Negro, que reduce a la mitad el kilometraje indicado por las rutas 40 y 62.

El Rajo a Cielo Abierto *Ultima Oportunidad* está a unos 2800 m s.n.m. y aproximadamente 400 m al oeste del Campamento Central de YMAD.

CLIMA

La comarca es desértica dadas las escasas precipitaciones, los 200 mm anuales de promedio se distribuyen en unas pocas lluvias torrenciales veraniegas, que suelen cortar los accesos viales, y nevedas suaves. No existen cursos de agua permanentes, por lo que el agua se trae en camión tanque desde los Nacimientos de Abajo.

Las variaciones diarias de temperatura son apreciables; hay pocas nevadas de invierno, por lo que se puede trabajar todo el año a cielo abierto.

GEOLOGIA REGIONAL

Las rocas más viejas de la región corresponden al Basamento Cristalino Precámbrico y son metamórficas de grado mediano a bajo y rocas ígneas adamelíticas y graníticas de grano mediano a grueso, generalmente porfiroides (González Bonorino, 1950).

Sobre ellas se apoyan discordantemente los Estratos Calchaquenses atribuidos al Terciario Inferior y que no se encuentran en el área de estudio.

La veta Los Viscos en la mayor parte de su corrida, tiene como rocas de caja a tobas y tobas brechosas andesíticas, uno de los constituyentes del "Complejo Volcánico" del Plioceno de González Bonorino (1950), apoyado a través de una posible discordancia regional sobre el Calchaquense y formado por variadas rocas volcánicas, subvolcánicas, hipabisales y piroclásticas de naturaleza andesítica, basáltica, traquítica, monzónica, etc. y que tienen una amplia distribución en nuestra comarca.

Sobre este complejo hay areniscas grises fluviales arcósicas, conglomerados y tobas atribuidos al Araucanense (Terciario Superior).

El Cuartario está representado por variados sedimentos y rocas sedimentarias aluviales y eluviales, delgados bancos de tobas y algunos depósitos estratiformes calcáreos y silíceos depositados

a partir de aguas termales (Agua de Dionisio y Los Nacimientos de Abajo).

ESTRUCTURA Y TEXTURAS DE LA VETA LOS VISCOS

La veta Los Viscos representa la continuación hacia el Noroeste de la veta Farallón Negro, de la que se encuentra separada por un sector de 800 m de largo donde no hay afloramientos, pero sí una intensa fracturación con alteración hidrotermal.

Este último rasgo tiene escaso desarrollo a lo largo de ambas vetas, adquiriendo mayor intensidad y formando franjas donde prácticamente no hay mineralización definida y es así que el sector superficialmente estéril mencionado, que separa las vetas, está formado por la concurrencia de varias franjas fracturadas y alteradas, lo que da lugar a una zona de forma ovalada y geomorfológicamente deprimida debida a la meteorización diferencial, lugar de ubicación del Campamento Centdal de YMAD.

Es posible que la ausencia de veta en el sector mencionado se deba a la intensa fracturación y alteración con desarrollo de arcillas, lo que impidió la libre circulación de las soluciones mineralizadoras y la formación de una o pocas fracturas definidas.

Los valores promedio de la veta Los Viscos son (foto 1):

Largo:	3000 m
Potencia:	4,50 m
Rumbo:	N 45° Oeste
Inclinación:	60-75° NE

De la rama principal se separan varias vetas menores, no notándose en los puntos de unión ni ensanchamientos de la veta ni aumento en las leyes de los minerales económicos.

La mineralogía identificada a simple vista es bastante sencilla: carbonatos de grano grueso claros y oscuros y de grano fino grises, limonita, cuarzo de gra-

no fino y minerales de Mn. La secuencia hipogénica es: cuarzo brechado, carbonatos claros, oscuros y grises en varias generaciones que se reemplazan mutuamente y con evidentes signos de fracturación, intermineralización y nuevamente cuarzo; finalmente hay una etapa de incipiente enriquecimiento su-

de 200 m. Es lamentable que la recuperación de testigos haya sido baja y que no se recuperaran los barros por lo que no se pudo calcular leyes seguras aunque por las descripciones de de la Iglesia (1960) se desprende como muy probable, que continúe con las mismas características pobres que en superficie.



Foto 1. — Rajo a cielo abierto «Ultima Oportunidad» y veta Los Viscos

pergénico en la zona de oxidación, puesta de manifiesto por la aparición de limonita y pequeñas motas (hasta 1 cm de diámetro) de óxidos de Mn, a veces dispuestos linealmente. Es común observar pequeñas geodas con cuarzo fino y mediano bien cristalizado; otras son de calcita.

La mayor parte del cuarzo forma una franja neta y compacta en la pared colgante de hasta 1,50 m de ancho (variable según los sectores) y muy constante en toda la corrida, continuándose también en profundidad.

La veta fue cortada por 5 perforaciones a corona de diamantes, una de las cuales llegó a la profundidad máxima

Las leyes en los afloramientos son muy bajas (de Rold, Zakalik y Aparicio, 1960) siendo las siguientes las más frecuentes:

Au	Ag	Mn
g/t	g/t	%
0,5 a 1	30 a 60	1 a 5

Es de destacar que según los valores indicados por los autores mencionados, se nota un constante y gradual empobrecimiento de la veta hacia el oeste, en los 3 elementos citados.

Las rocas de caja son variadas y todas de naturaleza volcánica, el llamado

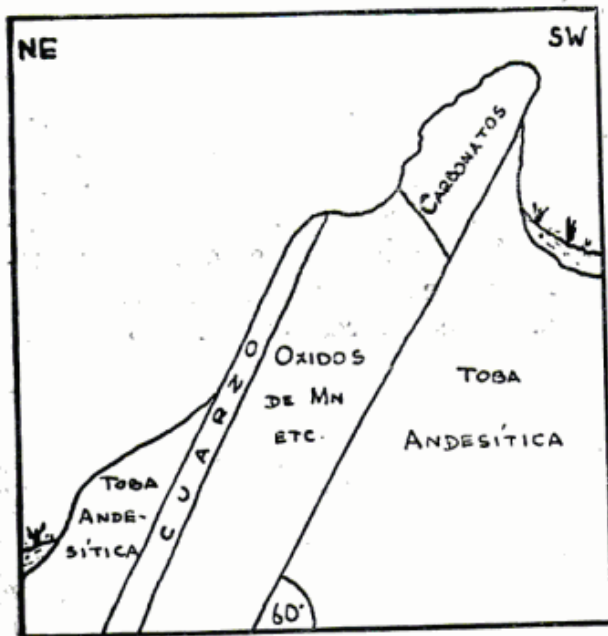


Fig. 1. — Plano de ubicación

Complejo Volcánico por González Bonorino (1950); pero de ellas, privan las tobas andesíticas como hastiales.

A lo largo de esta veta se han encontrado hasta el momento 3 clavos mineralizados con manganeso, de los cuales uno solo ha sido explorado y explotado y cuya descripción es la finalidad de este informe. Como detalle complementario se destaca la existencia de pequeños sectores con óxidos de Mn, ubicados en vetas secundarias (potencias de 0,10 a 0,30 m) que se desprenden de la principal y son continuados por carbonatos y cuarzo a ambos lados, según se observa en los afloramientos.



Foto 2 y fig. 1. — Perfil de la veta en el punto B del Plano Anexo. Los carbonatos pasan hacia abajo a óxidos de Mn, limonita, etc.; una banda de cuarzo limita a ambas.

ESTRUCTURA
DEL CLAVO MINERALIZADO
"ULTIMA OPORTUNIDAD"

Este cuerpo está limitado netamente en su parte superior, en su continuidad en profundidad y hacia ambos extremos laterales por carbonatos y cuarzo. Sus dimensiones máximas estimadas son: largo 90 m, alto 22 m y potencia 6 m (largo A a C del Plano Anexo).

a) *Límite superior* (fig. 1 y fotos 1 y 2).

Se observa un cambio brusco de ganga a mena, motivado principalmente por el pasaje hacia abajo de carbonatos a mena y con menor intensidad también de cuarzo a mena.

b) *Límite lateral noroeste* (fig. 2):

Hacia superficie los óxidos de Mn están más extendidos que en profundidad ya que pasan a carbonatos, existiendo incluso límites lineales poco incli-

nados, como el que representa la figura. Hay algunas vetillas de mena y limonita que se introducen dentro de la ganga, las principales siguen las líneas de contacto caja-carbonatos y carbonatos-cuarzo, sectores evidentes de debilidad, y casi todas desaparecen rápidamente.

c) *Límite lateral sudeste*:

Las labores de explotación aún no han descubierto este límite pero, por los datos de superficie, las franjas con ganga carbonática y cuarzosa van engrosando paulatinamente hacia el noroeste a expensa de la mena, que al final se reduce a vetillas semejantes a las del extremo occidental (ver plano anexo).

d) *Límite inferior*:

La cortaveta y la galería en dirección ubicada a 33 m por debajo del rajo ponen de manifiesto que la mena de superficie casi ha desaparecido por com-

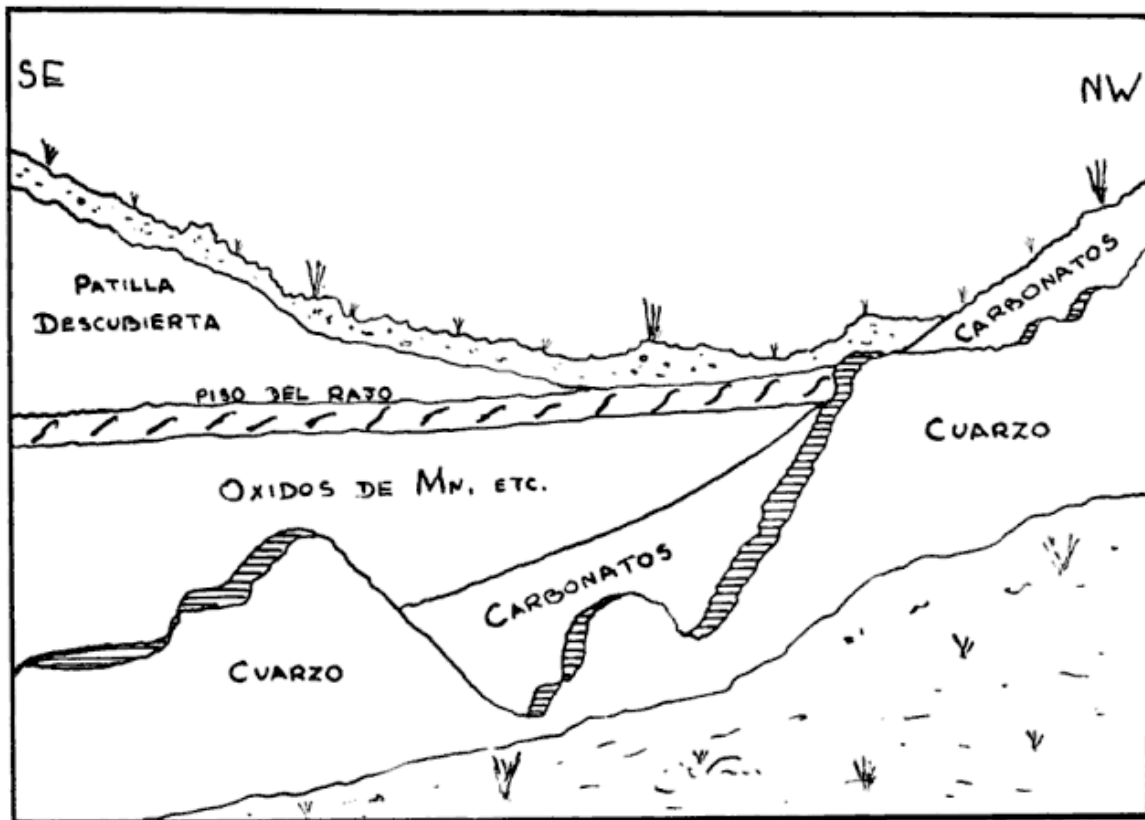


Fig. 2 — Esquema del Extremo NW del Rajo. Los óxidos de Mn, limonita, etc., pasan netamente hacia abajo a carbonatos, siendo su límite casi lineal; ambos están limitados lateralmente por una franja cuarzosa. Su ubicación corresponde al punto A del plano anexo.

pleto, de ella sólo quedan vetillas escasas e irregulares de óxidos de Mn y limonita, que también reemplazan incipientemente a los carbonatos primarios dándoles un aspecto moteado, motas que a veces siguen líneas de debilidad.

Es destacable la coincidencia de la franja limonítica en la galería, con el desarrollo del clavo mineralizado en superficie y la mayor abundancia de motas de óxidos de Mn en carbonatos con relación al centro del mismo (ver plano anexo).

La franja cuarzosa de la cabecera conserva su identidad y raramente aparece reemplazada por algún óxido de Mn.

TEXTURA DEL CLAVO MINERALIZADO

El conjunto de los minerales que forman la mena se presenta de colores negros y rojos, con abundancia de huecos, "boxworks" rellenos por óxidos de Mn y limonita, pequeñas fallas posminerales y numerosas geodas con calcita blanca cristalizada en variadas formas y de grano mediano a grueso, muchas de ellas ejemplares de museo. Se ha observado algunos casos en que la calcita blanca está depositada únicamente en las caras que miran hacia arriba de una superficie irregular, lo que posiblemente indique un sentido descendente de las soluciones que le dieron origen. Las geodas con cuarzo son mucho más escasas, siendo común que este mineral se presente teñido superficialmente de color rojo. Esporádicamente aparecen asociaciones tardías de cuarzo fino con pátinas grises.

Los componentes mineralógicos de este cuerpo fueron identificados a simple vista, habiéndose reconocido calcedonia con colores rojo y negro, limonita de variados colores, "wad", calcita blanca mediana y gruesa, yeso, cuarzo mediano y grueso y variados óxidos de Mn. Los muy esporádicos *galena* y *blenda* aparecidos representan residuos resistentes a la alteración.

El óxido de Mn más abundante es arriñonado, pesado, compacto y coherente (Psilomelano?) y luego en bastante menor cantidad hoy un tipo también arriñonado pero muy liviano, acicular y poco coherente, posterior al antes indicado. En cantidades ya sumamente escasas hay wad, pirolusita y una amplia gama de óxidos de difícil identificación y que se ponen de manifiesto por su diferente color y textura.

La limonita es mucho más abundante hacia el noreste donde inclusive hay varios estados tardíos de pasaje por alteración de óxidos de Mn a limonita, lo que crea graves problemas para la selección y comercialización de la mena.

Un detalle importante para la génesis de este yacimiento es que es bastante común la presencia de óxidos de Mn depositados claramente en forma posterior a limonita y wad, lo que asegura un origen supergénico.

La franja cuarzosa brechosa de la cabecera conserva su identidad en todo el clavo mineralizado, aunque muestra diversos grados de reemplazo por calcedonia y óxidos de Mn, que inclusive en algunos sectores fueron explotados. La comparación con el sector carbonático señala la preferencia de los óxidos de Mn a reemplazar a éstos y menos al cuarzo.

La roca de caja tiene pirita fresca con tendencia a ubicarse en diaclasas y fracturas; abunda en la labor subterránea.

La veta Los Viscos en el sector donde está ubicado el rajo a cielo abierto Última Oportunidad, tiene un rumbo Norte 50° Oeste y una inclinación 62° NE, habiendo alcanzado la mena en su parte más ancha una potencia horizontal de 8 metros.

ENRIQUECIMIENTO SUPERGENICO

Es indudable que el control de la mena no es estructural sino mineralógico y, por las características descriptas,

se debe a un enriquecimiento supergénico en la zona de oxidación.

Es llamativa la forma de este clavo mineralizado secundario, limitado en sus cuatro costados por ganga primaria, la que no debería aparecer en superficie ni extenderse lateralmente, tan corto trecho según los conceptos teóricos comunes del enriquecimiento. Estos rasgos hacen que se interprete que en su formación no intervino una capa de agua arealmente extendida (como es lo común) sino aguas circulantes superficiales y de subalvio, estacionales o permanentes, de algún arroyo o río que circulaba a niveles superiores a los del afloramiento, en su zigzaguo pasaba cerca (nuestro caso) o cortaba a la veta Los Viscos en varios lugares, estando señalado actualmente cada uno de ellos por la formación de una zona de enriquecimiento secundario.

Lo observado en el rajo, ha permitido definir a la limonita y a la calcita blanca cristalizada en drusas, como guías para este tipo de mineralización; su empleo ha conducido al hallazgo de los otros dos cuerpos semejantes al que nos ocupa, sobre la misma veta Los Viscos, a la vez que se contempla con optimismo la prospección de otras vetas de características muy similares a la descrita.

PRODUCCION Y LEYES¹

Este yacimiento entró en explotación en agosto de 1966 con el Rajo n° 1, totalizando en dicho año 260 toneladas, con las siguientes leyes:

Mn :	Entre 17,2 % y 32,6 %	— Promedio Ponderado	22,8 %
Fe :	» 1,1 % y 13,2 %	— Promedio Estimado	4,3 %
OCa :	» 9,4 % y 23,1 %	» »	13,0 %
OMg :	» 0,6 % y 1,8 %	» »	1,0 %

Durante 1967 se extrajeron 3.624 ton y 338 ton en los 3 primeros meses del

¹ Todos los valores analíticos que se indican fueron determinados en Jujuy por A. H. Z. (Altos Hornos Zapla), Fabricaciones Militares.

año 1968, con leyes semejantes a las citadas. La mina continúa en explotación estimándose que aún pueden minarse económicamente unas 2000 ton.

A los valores de producción citados hay que agregar un 30 % de mena de granulometría fina (menor de 1 cm), no aceptada por Altos Hornos Zapla, única empresa adquirente, y una cantidad variable de estéril: 8 % al comienzo de la explotación y un 30 % actualmente.

El único análisis completo fue realizado en septiembre de 1966, tomándose una muestra del mineral enviado a Zapla, cuyos resultados fueron:

Mn...	22,9 %
Fe.....	2,9 %
S.....	0,089 %
P.....	0,022 %
OCa.....	9,4 %
OMg.....	0,72 %
Sílice.....	36,3 %
Su.....	0,11 %
As.....	0,072 %
Zn.....	0,26 %
Pb.....	0,20 %
Cu.....	—
Au.....	—
Humedad.....	12,8 %

En febrero de 1967 entró en explotación el Rajo n° 2, ubicado a 15 m al este del Rajo 1 (punto B en el plano anexo); allí el mineral es más pobre, no sólo por la mayor abundancia de limonita y calcedonia, sino también porque éstos se encuentran muy mezclados con la mena, llegando a ser antieconómica su separación manual.

En abril de 1968 se comenzó un nuevo corte en el Rajo n° 1 a 6 m por debajo del anterior, presentándose la veta hacia el oeste con abundantes carbonatos (ver fig. 3) y con mena hacia el

este, lo que hace suponer una pequeña inflexión hacia abajo del sector productivo desde el Rajo n° 1 en dirección oriental.

CONCLUSIONES

La mina de manganeso Ultima Oportunidad, ubicada sobre la veta de carbonatos y cuarzo Los Viscos, fue originada por un enriquecimiento en la zona de oxidación.

La estructura del clavo mineralizado presenta la particularidad de que está limitado en todos sus lados por ganga, siendo además de dimensiones pequeñas.

Se interpreta que debe su existencia a algún cuerpo de aguas cercano, permanente o transitorio, que en su zigzag se acercaba o aún cortaba a la veta Los Viscos en varios lugares, siendo esta la explicación de que las porciones enriquecidas estén muy localizadas. El hallazgo de otros dos cuerpos iguales al descrito en sus afloramientos, corrobora lo manifestado.

Dado que la veta Los Viscos se emplazó en el Plioceno Superior, el clavo mineralizado Ultima Oportunidad debe

haberse desarrollado posiblemente en el Cuartario.

LISTA DE LOS TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- De la Iglesia, Héctor J., 1960. *Muestreo y análisis químico de las perforaciones efectuadas por la Dirección Nacional de Geología y Minería en Farallón Negro (Zonas Central y Oeste)*. Catamarca. Informe inédito de la D.G.M., Bs. As.
- Da Rold, J.; Zakalik, B y Aparicio E., 1960. *Proyecto de exploración de la zona Los Viscos del Yacimiento Farallón Negro*. Informe inédito del Instituto de Investigaciones Mineras de la Univ. Nac. de Cuyo. Contrato con YMAD. San Juan.
- González Bonorino, F. 1950. *Geología y Petrografía de las Hojas 12d (Capillitas) y 13d (Andalgalá)*. Boletín n° 50 de la D.G.G.M., Bs. As.
- Tabacchi, M. H. y Re, N. O. D. 1955. *Informe acerca de los resultados en la primera etapa de exploración del yacimiento Farallón Negro*. Informe inédito de la D.G.F.M., Buenos Aires.
- Sister, R. G., 1963. *Informe Geológico-Económico de Farallón Negro y zona adyacente*. U.N.T., Opera Lilloana VIII. Tucumán.
- 1966. *Proyecto Minero Industrial Farallón Negro, Anexo I. Informe Geológico*. Publicación privada de YMAD.

Recibido el 19 de diciembre de 1968.

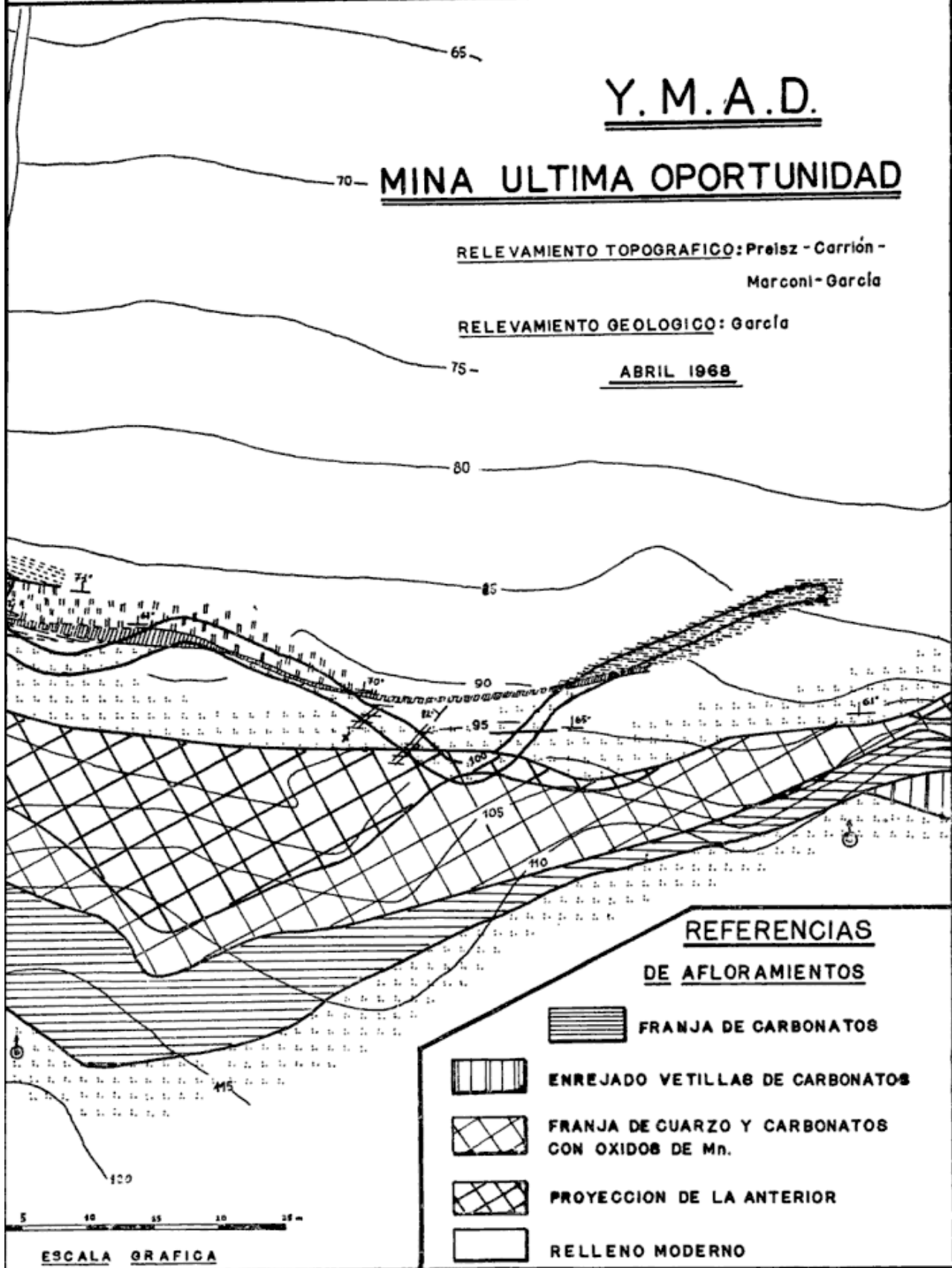
Y. M. A. D.

MINA ULTIMA OPORTUNIDAD

RELEVAMIENTO TOPOGRAFICO: Preisz - Carrión -
Marconi - García

RELEVAMIENTO GEOLOGICO: García

ABRIL 1968



REFERENCIAS

DE AFLORAMIENTOS



FRANJA DE CARBONATOS



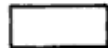
ENREJADO VETILLAS DE CARBONATOS



FRANJA DE CUARZO Y CARBONATOS
CON OXIDOS DE Mn.



PROYECCION DE LA ANTERIOR



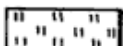
RELLENO MODERNO

ESCALA GRAFICA

N. M.

RAJO I

REFERENCIAS SUBTERRANEAS



FRANJA CUARZOSA



FRANJA DE CARBONATOS CLAROS



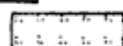
FRANJA DE CARBONATOS OSCUROS



FRANJA LIMONITICA



FRANJA DE CARBONATOS Y
CUARZO NO DIFERENCIADOS



TOBA ANDESITICA



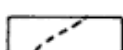
FALLA C. RUMBO E INC.



ARCILLA Y BRECHA
DE FALLA



CONTACTO OBSERV.
CON RUMBO E INC.



CONTACTO INFERIDO

BERILO DE PIEDRAS COLORADAS PROVINCIA DE SAN LUIS, REPUBLICA ARGENTINA *

POR C. S. HURLBUT, JR. Y L. F. ARISTARAIN

Department of Geological Sciences, Harvard University, Cambridge, Massachusetts, U.S.A.

RESUMEN

Al este de Piedras Coloradas, a unos 23 km al norte de Paso Grande, San Luis, República Argentina, existen varios depósitos de berilo diseminado en granito. Están ubicados cerca del borde sudeste de la parte aflorante del batolito denominado Las Chacras, cuya edad es considerada como precámbrica o paleozoica (devónica). Este trabajo se refiere a uno de esos depósitos.

Observaciones macroscópicas sugieren que los cristales subhedrales del berilo y de la turmalina asociada con él son singénicos; pero estudios microscópicos indican que son epigénicos. Estos minerales, y el último cuarzo, reemplazan a los otros componentes de la roca.

El granito con berilo tiene numerosas pequeñas cavidades de hasta 1,5 mm de diámetro, que representan del 1 al 2 % del volumen de la roca.

En el depósito estudiado el berilo está concentrado en cuatro sectores que se alinean a lo largo de una fractura vertical poco visible de rumbo N 20° E; la distancia entre los sectores extremos es de 30 m. La forma de cada sector es irregular y sus límites son gradacionales; sus dimensiones en superficie son pequeñas, el de mayor tamaño aflora en un área de 4 × 5 m. La distribución del berilo en cada sector es también irregular. Los cristales de berilo miden de 5 a 15 mm a lo largo del eje c, excepcionalmente 30 mm. El contenido máximo de berilo fue estimado en 2,5 % en peso, pero el porcentaje decrece rápidamente al alejarse de la fractura.

Se sugiere que este depósito resulta de la acción de soluciones pegmatíticas que circularon en la fractura, disolviendo a algunos de los componentes del granito y depositando los nuevos minerales.

Se dan el análisis químico, las dimensiones de la celda unitaria y las propiedades ópticas y físicas del berilo.

ABSTRACT

East of Piedras Coloradas, approximately 23 km north of Paso Grande, San Luis, Argentina are several disseminated beryl deposits. They occur in the granite near the south-east edge of the exposure of the Precambrian or Paleozoic (Devonian) batholith known as Las Chacras. This paper deals with one of these deposits.

Macroscopic observation suggests that the subhedral crystals of beryl and associated tourmaline are syngenetic but microscopic studies indicate an epigenetic origin. These minerals and late quartz replace all the minerals of the granite. Numerous small cavities up to 1.5 mm in diameter make up 1 - 2 % of the volume of the rock containing beryl.

In the deposit studied the beryl is concentrated in four sectors which lie along an ill defined vertical fracture whose strike is N 20° E. The maximum distance between the sectors is 30 m. The shape of each sector is irregular with gradational boundaries; the surface areas are small, the largest is 5 × 4 m. The distribution of the beryl in each sector is also irregular. The crystals of beryl measure 5 - 15 mm along the c axis, exceptional crystals 30 mm. The maximum content of beryl was estimated at 2.5 % by weight but the percentages decrease rapidly away from the fracture.

It is suggested that this deposit results from the action of pegmatic solutions that circulated in the fracture dissolving some of the components of the granite and depositing the new minerals.

A chemical analysis, unit cell dimensions and optical and physical properties of the beryl are given.

* Contribución Mineralógica N° 462, Harvard University.

INTRODUCCION

Varias áreas extensas productoras de berilo son conocidas en el ambiente de las Sierras Pampeanas (Angelelli, 1961). Una de las más importantes, hasta el presente, por el tonelaje del mineral producido es la que corresponde a la Sierra de San Luis (Cabeza, 1950; De la Iglesia, 1953).

Todos los yacimientos conocidos en esa sierra en particular, y en la República Argentina en general, son cuerpos pegmatíticos relacionados con rocas graníticas. Pero en la región de Piedras Coloradas, San Luis, existen varios depósitos, semejantes entre sí, que tienen características singulares y cuya importancia económica aún se desconoce.

Durante una de nuestras visitas a los yacimientos pegmatíticos de esa región en diciembre de 1965, el doctor Hugo E. Moni nos mostró uno de esos depósitos que está formado por una serie de sectores berilíferos dentro del granito que aflora en el área. El berilo se presenta formando cristales subhedrales y observaciones macroscópicas sugieren que este mineral formó parte de la cristalización del mismo granito; sin embargo, estudios microscópicos indican que el berilo es epigénico.

Como el tipo de depósito es excepcionalmente raro y por la edad relativa del berilo en relación a la de los otros componentes del granito puede ser de interés en la exploración y evaluación de esos depósitos, se dan a conocer esos resultados junto con las propiedades físicas y químicas del mineral berilífero.

Rinaldi (1968) visitó el área de Piedras Coloradas a fines de 1965, en compañía de Angelelli, y presentó un trabajo sobre la existencia de berilo en granito, en las III^{as} Jornadas Geológicas Argentinas, realizadas en Comodoro Rivadavia, en noviembre de 1966.

UBICACION

Los afloramientos de granito berilífero están ubicados en el departamento San Martín, partido de Guzmán de la provincia de San Luis, aproximadamente a 23 km al norte de Paso Grande, siguiendo la ruta que une este pueblo con Villa Praga.

El lugar está ubicado al oeste de ese camino y para llegar a él se debe tomar la ruta secundaria que conduce al pueblo Las Chacras y avanzar por unos 200 metros; al llegar a este punto se deja el camino y se desvía hacia el sur, siguiendo por otros 200 m. Allí se encuentra la casa del señor Cruz Barroso; a 70 m de esta casa, en dirección noroeste, existen cuatro pequeñas labores exploratorias de reducido tamaño. La mayor de estas labores tiene 5 x 2,50 metros, y 1 m de profundidad.

Esta es la parte visitada, pero además existen otros afloramientos similares, en lugares cercanos, y en los cuales se efectuaron también labores exploratorias menores, tal como el que existe a unos dos kilómetros al noroeste junto a la casa del señor Joaquín Barroso.

MODO DE PRESENTARSE

El área de referencia conocida como Piedras Coloradas, es parte del área cubierta por la Hoja Geológica 23 g, San Francisco, que fué descripta por F. Pastore y R. R. L. González (1954).

La región está compuesta fundamentalmente por granitos, micacitas y rocas de mezcla de edad precámbrica o paleozoica (devónica) según esos autores; esas rocas incluyen aplitas, pegmatitas, anfibolitas y calizas. Las rocas del basamento están superpuestas por pequeñas masas de traquiandesitas terciarias y de basaltos pleistocenos. Depósitos loésicos y limo-loésicos, y conos de deyección constituyen las rocas sedimentarias pampeanas y pospampeanas.

En la parte central y norte de la Hoja San Francisco existe un extenso afloramiento

ramiento de granito rosado y en parte porfídico, que mide unos 40 km en dirección norte-sur y unos 15 km en dirección este-oeste, denominado batolito Las Chacras. En el extremo sudeste del afloramiento de este granito, en el límite con los sedimentos cuartarios, es donde se encuentran los depósitos de granito con berilo, conocidos como berilo diseminado. El lugar es una llanada con suave inclinación al este y con débil o nula cubierta sedimentaria, donde se desarrollan cultivos en pequeña escala.

El granito de la región está compuesto por microclino, oligoclasa, cuarzo, muscovita, restos de biotita y hematita; la textura es granular mediana.

Las labores mineras indicadas, fueron realizadas en los lugares donde el porcentaje de berilo es mayor. Estas parcelas de concentración están alineadas a lo largo de una fractura vertical cuyo rumbo es N 20° E.

El granito berilífero es similar, en general, al descrito; pero presenta marcadas modificaciones, que se indican a continuación. El microclino es pertítico (albitización?), la oligoclasa está alterada parcialmente a sericita, la biotita prácticamente ha desaparecido en favor de la muscovita, y el cuarzo presenta extinción ondulatoria.

Además se observan pequeños agujeros de hasta 1,5 mm de diámetro que en secciones muestran bordes de líneas más o menos rectas. Estas cavidades forman del 1 al 2 % del volumen total de la roca cerca de la fractura; pero el porcentaje decrece rápidamente al alejarse de ella.

Entre los minerales incorporados al granito se observan berilo, turmalina y cuarzo. El berilo forma cristales subhedrales, alargados según el eje *c*, y que miden de 5 a 15 mm a lo largo de esta dirección, alcanzando excepcionalmente hasta 30 milímetros.

Del estudio de numerosas secciones microscópicas resulta que el berilo se presenta rellenando cavidades, o en su

mayor parte, reemplazando a todos los minerales que componen el granito. Las relaciones texturales del mismo con respecto a todos los otros componentes indican claramente que el berilo es epigénico y depositado con posterioridad a la consolidación del granito.

La turmalina reemplaza también a los minerales de la roca pero es menos abundante; su distribución es similar a la del berilo. Se ha encontrado una pequeña fractura en el granito cuyas paredes están tapizadas con diminutos cristales de turmalina que forman una capa delgada pero compacta, junto con unos pocos y pequeños cristales de fluorita. Esto indica claramente que la turmalina es epigénica con respecto a la roca que la incluye.

En algunos lugares se ven concentraciones mayores de cuarzo y en cristales de mayor tamaño, indicando que hubo también silificación.

La distribución del berilo y de los otros minerales epigénicos, a lo largo de la fractura, es irregular. La forma de los sectores mineralizados es también irregular, sus límites son gradacionales y sus dimensiones, en superficie, son pequeñas. El mayor observado cubre una área de 5 por 4 m aproximadamente. El contenido máximo de berilo, en los lugares examinados por los autores, alcanza al 2,5 % (= 0,35 % OBe) en peso, pero decrece rápidamente al alejarse de la fractura. El número de sectores visible es cuatro y la distancia entre los dos extremos es 30 m aproximadamente.

La mineralogía y todos los otros caracteres descritos sugieren que estos depósitos de berilo diseminado fueron formados por la acción de soluciones pegmatíticas residuales que circularon a lo largo de la fractura, provocando la disolución de algunos de los minerales primarios del granito, alterando la oligoclasa, y depositando luego berilo y turmalina, reemplazando los componentes originales de la roca. Estas soluciones estarían relacionadas con el em-

plazamiento de pegmatitas berilíferas, las que, como se ha indicado, son muy abundantes en la Sierra de San Luis.

El único depósito similar a los de Piedras Coloradas, en nuestro conocimiento, es el que se encuentra en las Sheeprock Mountains, al sudeste de Teocle County y nordeste de Juab County, en el estado de Utah de los Estados Unidos de América. Este depósito es citado por Warner *et. al* (1959, págs. 145-148).

PROPIEDADES FISICAS DEL BERILO

Como se ha indicado el berilo se presenta en cristales subhedrales, suficientemente desarrollados como para revelar su simetría dihexagonal dipiramidal.

El color y aspecto varían entre celeste claro y transparente, con neto aspecto

vitreo, a verde claro y semitransparente con porciones "nubladas".

Las propiedades ópticas, peso específico y los datos de la celda unitaria para el material totalmente transparente, están indicados en el Cuadro I. El material nublado tiene índices de refracción ligeramente menores. Las dimensiones de la celda fueron determinadas con fotografías de rayos X tomadas con radiación de Cu (filtro Ni), en cámaras cilíndricas de 114,59 mm de diámetro, utilizando muestras de polvo.

El peso específico fue obtenido promediando valores determinados con una balanza de tipo Berman y por inmersión en líquidos pesados.

El peso molecular correspondiente a la fórmula empírica es 1103,26, el calculado usando el volumen de la celda unitaria y el peso específico medido es igual a 1094,4.

CUADRO I

Datos de la celda unitaria y propiedades ópticas del berilo

Celda unitaria	Propiedades ópticas
$a = 9,216$ $\pm 0,005 \text{ \AA}$	Uniaxial negativo
$c = 9,246$	$n = 1,584$ $\pm 0,001 \text{ (Na)}$
$c : a = 1,003$	$\epsilon = 1,578$
Volumen = $680,07 \text{ \AA}^3$	
Peso esp. = $2,672 \pm 0,005$	
Densidad calc. 2,693	
Peso molecular = 1103,26 para la fórmula teórica	
Grupo espacial : $P 6/mcc$	

COMPOSICION QUIMICA DEL BERILO

Fragmentos de cristales de color celeste, totalmente vítreos y transparentes, fueron seleccionados bajo el microscopio para el análisis químico. El grado de pureza obtenido en esa muestra se estima superior al 99 %.

El análisis fue realizado por el doctor Jun Ito, por vía húmeda, y los resultados se indican en la columna 1 del cuadro II. En la columna 4 de este cuadro, se indican las proporciones atómicas de los diversos elementos, cuando el número de átomos de oxígeno se toma como igual a 18.

CUADRO II

Análisis químico del berilo de Piedras Coloradas, Provincia de San Luis, República Argentina

Peso % 1	Peso % Recalculado 2		Proporciones atómicas 3		4 (O = 18)
O ₂ Si.....	64,99	64,96	Si	1,0807	5,95
O ₃ Al ₂	17,25	17,24	Al	0,3382	1,86
O ₃ Fe ₂	0,07	0,07	Fe ³⁺	0,0009	0,005
OFe.....	0,28	0,28	Fe ²⁺	0,0039	0,02
OBe.....	14,08	14,07	Be	0,5625	3,09
OMg.....	0,43	0,43	Mg	0,0108	0,06
ONa ₂	0,72	0,72	Na	0,0232	0,13
OK.....	0,08	0,08	K	0,0017	0,01
H ₂ O+.....	2,15	2,15	O	3,2721	18,00
			H.	0,2387	1,31
Total.....	100,05	100,60	H ₂ O (+)		
			O.	0,1193	0,66

1 Dr Jun Ito, *analista*, por métodos de vía húmeda. Un análisis espectrográfico indica trazas de Mn, Ca, Ba, Sr, Cu, Ti, V, Ag, Pb, Y.

2 Análisis recalculado a 100 %.

Como el berilo es un silicato con estructura en anillos (Si₆O₁₈)¹²⁻ (Bragg y West, 1926), y desde que las moléculas de agua presumiblemente ocupan posiciones interiores de tales anillos (Ross, 1964), el contenido de las mismas no es incluido en el total de los 18 átomos de oxígeno.

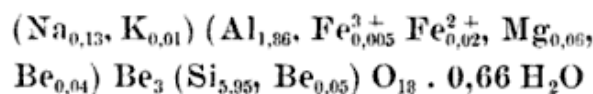
Obsérvese que el contenido en OBe (columna 2) es superior al valor de 14,0 % para la fórmula teórica Al₂Be₃ (Si₆O₁₈), mientras que el porcentaje en O₂Si es inferior al 67,7 % de esa misma composición ideal (Hurlbut, 1959).

Esto sugiere que átomos de berilo reemplazan parcialmente al silicio en sus posiciones tetrahedrales llenando las vacantes producidas por deficiencias de éste. Pero aún así existiría un pequeño remanente de berilo, el cual, conjuntamente con Fe³⁺, Fe²⁺ y Mg²⁺ ocuparían las posiciones octahedrales del Al.

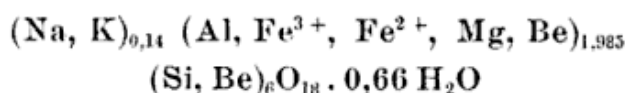
Los iones alcalinos de gran radio

iónico (Na⁺, K⁺) compensan la deficiencia de cargas positivas resultantes del reemplazo del aluminio por iones divalentes, y ocupan posiciones centrales en los túneles (Schaller, *et. al*, 1962).

Estas consideraciones sugieren la siguiente fórmula estructural, para el berilo de la localidad de referencia:



o bien:



Agradecimientos. — Los autores desean expresar su agradecimiento al doctor Hugo E. Moni de la Dirección Provincial de Minería de San Luis por la valiosa ayuda prestada en las tareas de campo. La Facultad de Ciencias Exac-

tas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires y el Banco Industrial de la República Argentina ofrecieron generosa colaboración de personal y equipo. Las taeras de laboratorio y parte de los gastos en el campo fueron costeados con el subsidio G.P. 2314 de la National Science Foundation, todo lo cual se agradece.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

- Angelelli, V., 1961. *El berilo en la República Argentina*. Com. Nac. Energía Atómica, Buenos Aires, Inf. 60, 1-48.
- Bragg, W. L. y J. West, 1926. *The structure of beryl $Be_3Al_2Si_6O_{18}$* . Royal Soc. (London) Proc. Vol. A III, 691-714.
- Cabeza, J. J., 1950. *Las pegmatitas portadoras de berilo en las sierras de San Luis y Córdoba*. Dir. Gral. Fab. Militares, Buenos Aires. Inédito.
- De la Iglesia, H., 1953. *Estudio sobre la minería del berilo en la provincia de San Luis*. Dir. Nac. Minería, Buenos Aires, Inédito.
- Huribut, Jr. C. S., 1959. *Dana's Manual of Mineralogy*. John Wiley & Sons, New York, 424.
- Pastore, F. y R. R. L. González, 1954. *Descripción geológica de la hoja 23 q, San Francisco, San Luis*. Dir. Nac. de Minería, Buenos Aires, Vol. 80, 1-62 + 1 mapa + 13 láminas.
- Rinaldi, C., 1968. *Sobre la presencia de berilo diseminado en rocas de composición granítica. Piedras Coloradas - Provincia de San Luis*. IIIras. Jorn. Geol. Arg., III, Buenos Aires, 49-56.
- Ross, M., 1964. *Crystal chemistry of beryllium*. U.S.G.S., Prof. Paper 468, 1-30.
- Schaller, W. T.; R. E. Stevens y R. H. Jahns, 1962. *An unusual beryl from Arizona*. Am. Mineralogist, Vol. 47, 672-699.
- Warner, L. A.; W. T. Holser; V. R. Wilmarth y E. N. Cameron, 1959. *Occurrence of nompegmaitite beryllium in the United States*. U.S.G.S. Prof. Paper 318, 145-148.

Recibido el 26 de diciembre de 1968.

GEOLOGIA DEL SECTOR UBICADO DOS KILOMETROS AL SUDOESTE DE CERRO REDONDO, OLAVARRIA PROVINCIA DE BUENOS AIRES, REPUBLICA ARGENTINA

POR JORGE O. CODIGNOTTO

RESUMEN

La posibilidad de conocer la estructura que oculta un relieve maduro como lo son las Sierras de Olavarría, se ha visto favorecida por la existencia de elevado número de canteras, que posibilitan la obtención de datos, que de otro modo serían desconocidos.

Se considera entonces, que los resultados aquí expuestos contribuyen a este conocimiento, dado que se han encontrado escalones de falla y falla en tijera, concreciones ferríferas, la observación poco común del techo de las cuarcitas superiores y la existencia de un dique clástico.

ABSTRACT

The possibility of knowing the structure hidden under a ripe relief, as the one to be found at the Olavarría Hills, has been favoured by the existence of a large number of quarries that enable the collection of data which otherwise would remain unknown.

It is therefore thought that the results outlined in this paper may contribute to enlarge our knowledge on the subject, since faults steps and pivoting faults have been found there, together with ferriferous concretions, the uncommon observation of upper quartzite roofs, and the existence of a clastic dike.

INTRODUCCION

Dos canteras de arcilita y caliza respectivamente, en las vecindades de Olavarría, ofrecen la posibilidad, de dar a conocer detalles, que pueden servir como contribución al conocimiento de la estructura de las Sierras Bayas, por exponer claramente los rasgos de un fallamiento, que revela ser más importante que lo que hasta la fecha fue estimado. Las dos canteras presentan la característica de ser de muy inmediato acceso, por lo cual la interpretación estructural podrá ser sometida más fácilmente a examen o crítica.

Este estudio fue realizado originalmente (Codignotto 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. Contó con la dirección del doctor Bernabé J. Quartino y las sugerencias del doctor Raúl A. Zardini, a quienes dejo expresado mi agradecimiento, que hago extensivo al doctor Arturo J. Amos, por haberme puesto en conocimiento de la zona y a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, que costeó los trabajos efectuados.

UBICACION Y DESCRIPCION

El sector estudiado se encuentra a 15 km al sudeste de la ciudad de Olavarría (fig. 1).

En la región hay afloramientos de rocas de basamento cristalino y de la Formación La Tinta (Paleozoico), de la cual no afloran en el sector las cuarci-

tas inferiores (González Bonorino 1954, Nágera 1919).

BASAMENTO CRISTALINO

Aflora en el sector nordeste de Las Tres Lomas, siendo el único afloramiento notable el cerro Redondo, distante dos kilómetros del camino que conduce a Olavarría. Existen además otros afloramientos: uno que se encuentra a 300

El pequeño afloramiento hallado al efectuar el trabajo amplía la exposición de este tipo de roca que se destaca en el cerro Redondo, hasta la cercanías de la cantera LOSA (Codignotto 1967, Fuentes 1967).

DOLOMITAS:

A unos 600 m al sur de los afloramientos de granitos se observaron dolomitas puestas al descubierto por el la-

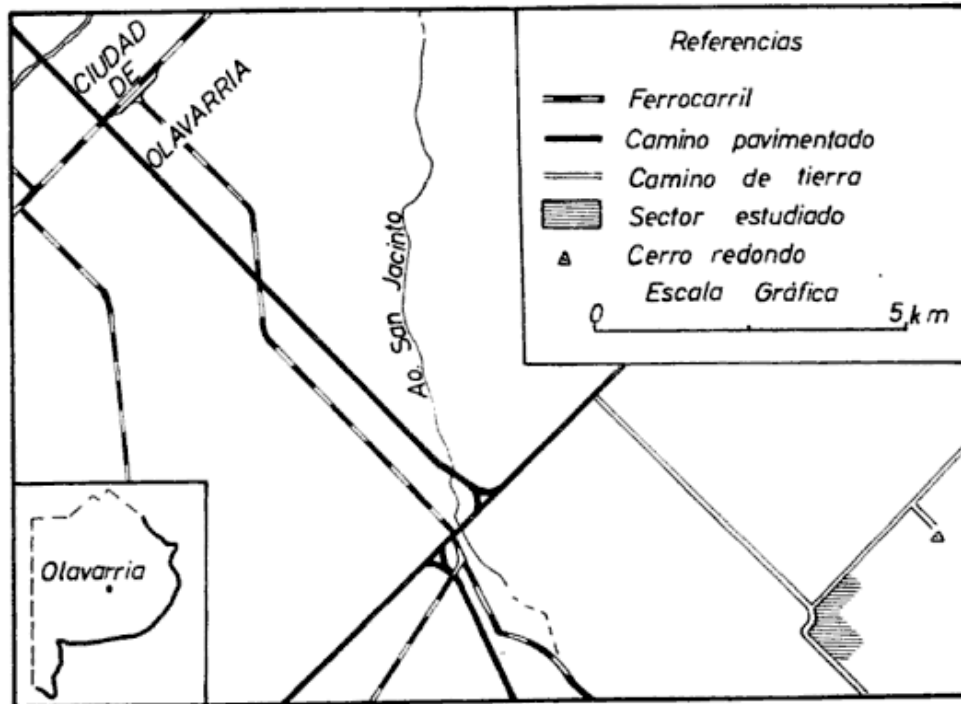


Fig. 1 — Croquis de ubicación de la zona objeto de estudio

m al sur del cerro Redondo, y otros dos que se encuentran a 1.000 m y 600 m respectivamente del camino que conduce a Olavarría, siendo este camino el que se incluye en el mapeo.

Los afloramientos del basamento cristalino (fig. 4), están constituidos por rocas de coloración rojiza (granito milonítico) y rocas de coloración gris negruzco (tonalita-milonita). El sistema de diaclasas es de rumbo norte-sur mientras que la foliación es característica solamente de la tonalita milonítica, siendo su rumbo este-oeste, es decir, perpendicular al sistema de diaclasas, siendo ambas estructuras aparentemente verticales.

boreo de las canteras, en este caso dos. En ambas cuya profundidad es similar (12-15 m), la explotación no llega a poner al descubierto el techo de las cuarcitas inferiores (fig. 2).

Las dolomitas presentan típica coloración baya en la fractura fresca, notándose con el microscopio pequeñas concentraciones de cuarzo, calcita y óxido de hierro.

CUARCITAS SUPERIORES

Son por su dureza las que regulan el relieve, su espesor en esta localidad es como mínimo 18 m, tal como se ob-

serva en la falla de la cantera de arcilla (LOSA).

El frente del plano de falla está constituido por las cuarcitas superiores, cuya altura máxima, corresponde a la máxima profundidad de la cantera.



Fig. 2. — Mapa de ubicación relativa de la cantera de la caliza de la figura 3 (Ca). Arcilla (Ar) y Dolomita (Do) de la figura 4. Se han indicado asimismo los principales afloramientos de cuarcitas (CS) y la ubicación del perfil A-B de la figura 4.

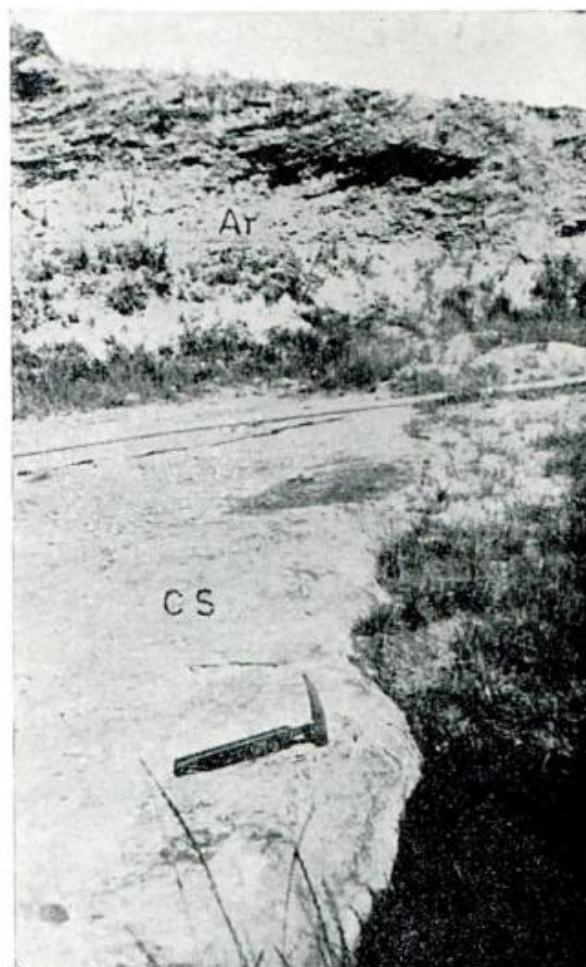
Es éste, el espesor mínimo aparente ya que las cuarcitas no han sido cortadas en toda su potencia por las labores. Cabe señalar, que existe la oportunidad única de *observar el techo* de las cuarcitas superiores (fotografía 1), que inclinan 7° al sur.

ARCILITAS

Sobre las cuarcitas superiores se encuentran concordantes las arcilitas, las

cuales poseen una gran variedad de colores, que van del amarillo pálido con tonalidades verdes hasta pardo oscuro.

El espesor de las arcilitas es de 18 m como mínimo, estando la pared nordes-



Fotogr. 1. — Se observa el techo de las cuarcitas superiores sobre el cual están apoyadas las arcilitas (Ar). Hacia la derecha el afloramiento se interrumpe por una falla, alcanzándose ver el «escalón», al fondo las arcilitas que se superponen a las cuarcitas superiores.

te de la cantera determinada por un plano de falla. En este caso, la pared está constituida por las cuarcitas superiores, anteriormente descriptas.

Debe destacarse que si se mantiene la inclinación de los estratos como puede observarse en la entrada de la cantera, el espesor mínimo de las arcilitas llegará a los 30 m en la parte central de la misma.

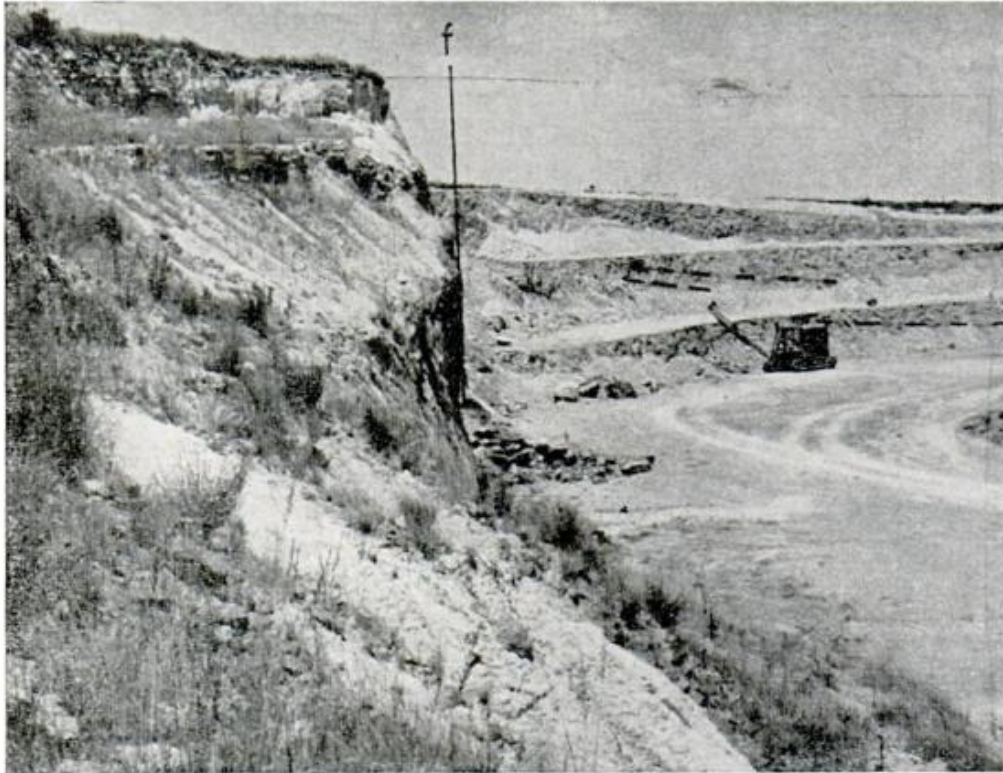
En su base las arcilitas tienen una

estratificación notable, debido a que alternan con bancos psamíticos de 1 a 7 cm de espesor.

Entre 1 y 2 m de la base, existe la alternancia de psamitas y pelitas, pero a su vez los bancos psamíticos presentan una alternancia de color, ya que hay estratos de arcilitas de coloración amarillo limón, seguidas por bancos de

ros metros, el sedimento se hace decididamente pelítico.

Intercalados aparecen grupos de bancos arcillosos psamíticos con un espesor de unos 20 cm que se diferencian de las claras arcillas que constituyen el 95 % de la masa pelítica; estos bancos que poseen una coloración pardo rojiza pueden apreciarse en la fotografía 2.



Fotogr. 2 — Se observa a la izquierda el «escalón» producido por la falla de rumbo este-oeste (no llega a apreciarse en la fotografía), y la falla de rumbo N 45° O que se aprecia en el centro. Al fondo remarcados los bancos de concreciones.

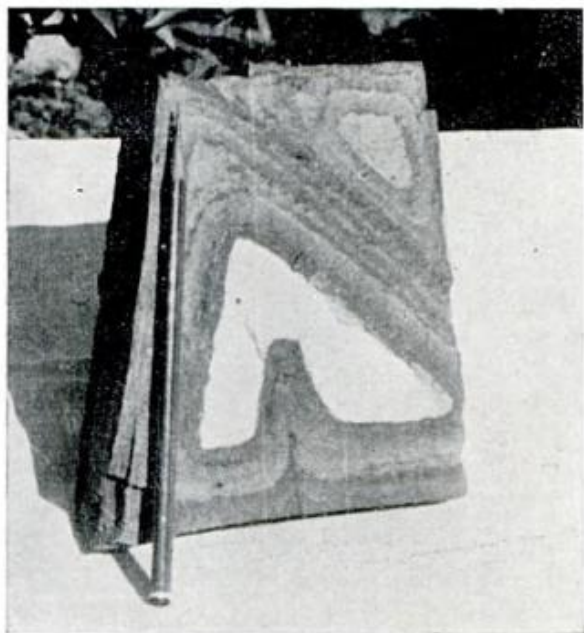
material psamítico de color pardo rojizo, al que sucede otro estrato pelítico similar al anterior y así sucesivamente.

El espesor de las areniscas varía de 7 a 10 cm a microbancos, que a veces están constituidos por una sola capa o “hilera” de granos de arena. Esta alternancia entre el material psamítico y pelítico sólo se encuentra en los primeros dos metros; a pesar de lo cual el pasaje de las cuarcitas superiores a las arcilitas es notable, pues ocurre en unos 10 cm. Pasando estos dos prime-

Existen tres bancos de este tipo y cada uno de ellos tiene unos 20 cm de espesor estando constituidos por *concreciones* que adoptan formas muy curiosas, que van desde cúbicas a cilíndricas, encontrándose de hábito prismático, piramidal, etc. Además las hay también no geométricas (fotografías 3 y 4).

Si bien existen concreciones de todos los tamaños y de todas las formas, en general no sobrepasan los 20 cm, estableciéndose dos tipos generales, cada uno de los cuales es típico o propio de un banco.

El primer tipo (fotografía 3), está constituido de adentro hacia afuera, por un núcleo de arcilla de color amarillo limón, similar a la de las arcillitas en que se encuentran las concreciones, luego sigue separado por un borde de discontinuidad neta, una banda de coloración pardo-rojiza relativamente dura; esta banda varía poco a poco ha-



Fotografía 3

ciéndose más clara y blanda, no llegando nunca a ser exactamente igual al núcleo central. Luego se repite el borde neto de material duro y así sucesivamente según un bandeo concéntrico.

Las concreciones del segundo tipo están constituidas por un núcleo de coloración borra de vino, el cual puede hendirse fácilmente con la uña, estando constituido aparentemente por partículas pertenecientes a la fracción arcilla-limo; a continuación sigue una pared homogénea dura, de coloración pardo oscuro, no existiendo el típico bandeo propio del primer grupo.

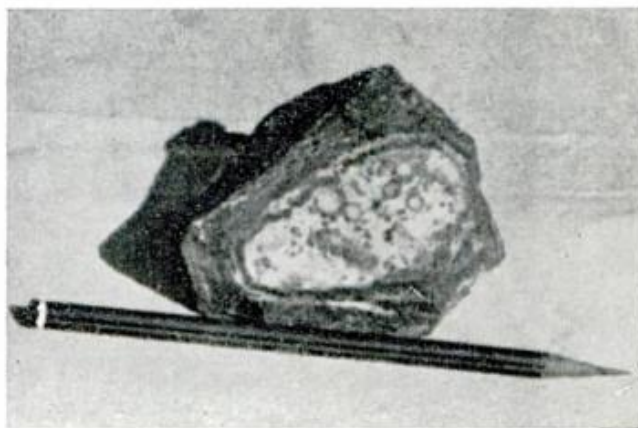
Existen además algunas concreciones que son intermedias entre ambos tipos, encontrándose éstas en menor proporción. Entre las concreciones halladas

se encuentra una muy interesante en la cual se observa que en su núcleo posee *oolitas* y *pisolitas*. Siguiendo luego un borde neto de coloración pardo rojiza que pasa a amarillento rojizo, para repetirse nuevamente esta secuencia tres veces más, siendo su sección de forma exagonal (fotografía 4).

El análisis químico de las concreciones da un porcentaje de óxido férrico del 57,50 %.

El análisis por rayos X determinó la existencia de illita con cuarzo como impureza para la fracción arcillosa, (análisis realizado en la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales; U.B.A.).

La composición química de esta concreción demuestra que el proceso de crecimiento, ha conducido hacia la concentración del óxido de hierro, originalmente disperso en forma más homogénea en la roca pelítica. Esto da la pauta, de la posibilidad de concentraciones epigénicas de hierro, que puede alcanzar eventualmente un valor económico, como ha ocurrido con las concentraciones ferríferas de la comarca de Barker, en relación con arcillas. Sobre aspectos de esta fuente sobre concentración de hierro dentro de la Formación La Tinta se ha referido Maisterrena (1967), quien asimismo, ha destacado la presencia de pequeños núcleos ferruginosos aún dentro de la caliza.



Fotogr. 4. — Concreción, en el interior de la cual, se aprecian oolitas y pisolitas

CALIZAS

Las calizas se encuentran al sudeste de Las Tres Lomas, están cubiertas por sedimentos modernos que han sido removidos por labores.

Estas calizas de la Cantera Bugl'one, presentan diaclasas horizontales y verticales. Son muy homogéneas, de grano microscópico (2 a 8 micrones), de coloración gris negruzca con tonos negros grisáceos.

Al microscopio pueden verse pequeñas bandas no concordantes con la estratificación que están constituidas por granos de calcita de mayor tamaño respecto del resto de la masa, que pasan a venillas de cuarzo y el material arcilloso se dispone generalmente en planos concordantes a la estratificación.

DIQUE DE ARENISCA

En la entrada nordeste de la cantera de caliza, existe un *dique de arenisca* de rumbo este-oeste aparentemente vertical, que posee un espesor de 10 cm. El mismo se observa tanto en el piso, como en la pared este; está constituido por granos de cuarzo de tamaño promedio 0,5 mm de elevada redondez, trozos de caliza y arcilla cuyos tamaños no sobrepasan el medio centímetro.

Los granos del tamaño arena, que están constituidos por cuarzo en un 90 % presentan inclusiones y en algunos casos, crecimiento secundario con esqueleto quebrado y cementado por carbonato de calcio.

El centro calizo en algunos casos ha recristalizado, formando cristales de calcita de gran tamaño respecto de la caliza que constituye la roca de caja. La cementación ha sido pues, en el dique silicea y carbonática repetidamente, por crecimiento secundario y relleno intergranular. Esta asociación de cuarzo y calcita ha llegado a ser muy íntima cuando núcleos cristalinos de calcita se encuentran entre carbonato más fino y pulverulento formándose en adosamiento con el cuarzo.

ESTRUCTURA

La cubierta de suelos predomina en toda la sierra incluyendo el sector estudiado (Las Tres Lomas), excepto parte de las cuarcitas superiores y del basamento. Sólo es posible en consecuencia observar la estructura en las labores de las canteras (figs. 3 y 4).

Las conclusiones de allí extraídas ponen de relieve, que los sistemas de falla son más abundantes que los que sugieren el maduro relieve de la serranía.

En el basamento se observan diaclasas de rumbo norte-sur y foliación o bandeado con rumbo este-oeste. Tanto las diaclasas como la foliación son aparentemente verticales. Es importante tener en cuenta estos datos para poder establecer su posible relación con las fallas que afectan a los bancos de la Formación La Tinta.

En el sector estudiado se han detectado dos sistemas de fallas: 1º) de rumbo este-oeste, y 2º) de rumbo norte 45-50º oeste. *Ejemplo del primero* es la falla vertical ubicada en el sector nordeste de la cantera de caliza, como se aprecia en la figura 3.

Siguiendo el plano de falla hay abundante jaboncillo y neomineralización, responsable de la formación de cristales de calcita de aspecto lechoso. Paralelamente a la falla a unos tres metros al norte se encuentra el dique de areniscas ya mencionado. Otra falla de rumbo que va de este-oeste a N 85º oeste, puede verse en la entrada central (abandonada), de la cantera de arcilla (LOSA) (fotografía 1). Esta falla (α en la fig. 4) afecta a las cuarcitas superiores, y a las arcilitas, inclinando el plano de falla 80º al norte.

Dado el contacto cuarcitas superiores arcilitas, y teniendo en cuenta que la secuencia es cuarcitas superiores y sobre ellas las arcilitas queda determinado que el bloque bajo es el ubicado al norte.

Esta falla aparentemente es la misma que la que afecta a las cuarcitas superiores más al este (falla β , fig. 4). Puede verse esta falla como un pequeño escalón (fotografía 2). El conjunto es una falla *en tijera* porque del lado norte se encuentra el bloque bajo, falla α , y el bloque alto al norte en la falla β (véase el bloque diagrama de la figura 6).

Esta falla es vertical, perfil A-B (fig. 5) no siendo posible determinar con exactitud el rechazo, por la imposibilidad de ubicar el techo y la base de las dolomitas y las cuarcitas superiores respectivamente, y por no poder determinarse a que profundidad la pared de cuarcitas superiores pasa a las dolomitas. Es posible de todos modos establecer un rechazo mínimo: teniendo en

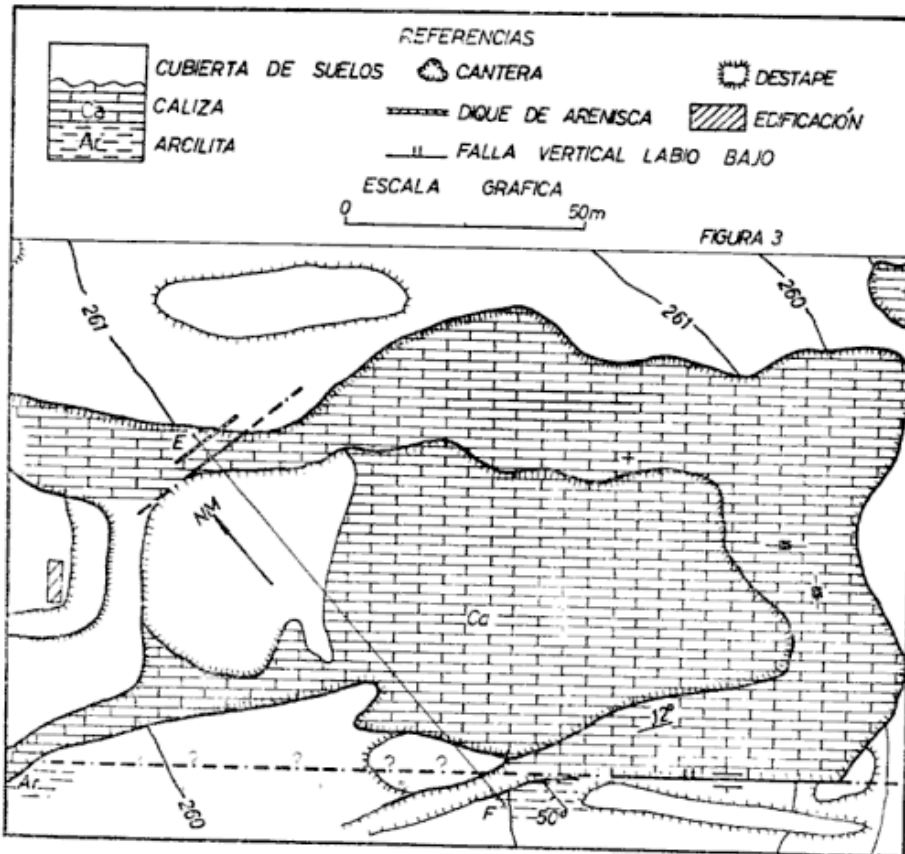


Fig. 3. — Mapa geológico de la cantera Buglione de caliza (Ca)

2º) Con respecto al sistema N. 45º O se observan tres fallas: la primera está ubicada en la cantera de dolomita (fig. 4) (LOSA). En la pared nordeste, el frente de falla posee unos 10 m de largo, aunque puede observarse que se prolonga hacia ambos lados. La pared está constituida por cuarcitas superiores¹, que por otra parte es el bloque bajo.

cuenta los 12 m que tiene la pared de la cantera (plano de falla), y sumándole aproximadamente unos 5 m, a contar desde el borde superior de la cantera hasta el techo inferido de las dolomitas, se llega a 17 m de rechazo mínimo.

Otra falla con el mismo rumbo es la que determina el límite nordeste de la cantera de arcilla (LOSA) (fig. 4, foto-

¹ Esta falla es la que ha obligado a la empresa a abandonar la cantera y abrir una nueva más hacia el nordeste, ya que la prosecución de los trabajos hacia el sur y el sudoeste,

está impedido por el rápido aumento de estériles que se encuentran sobre las dolomitas, especialmente por los bloques desprendidos de las cuarcitas superiores.

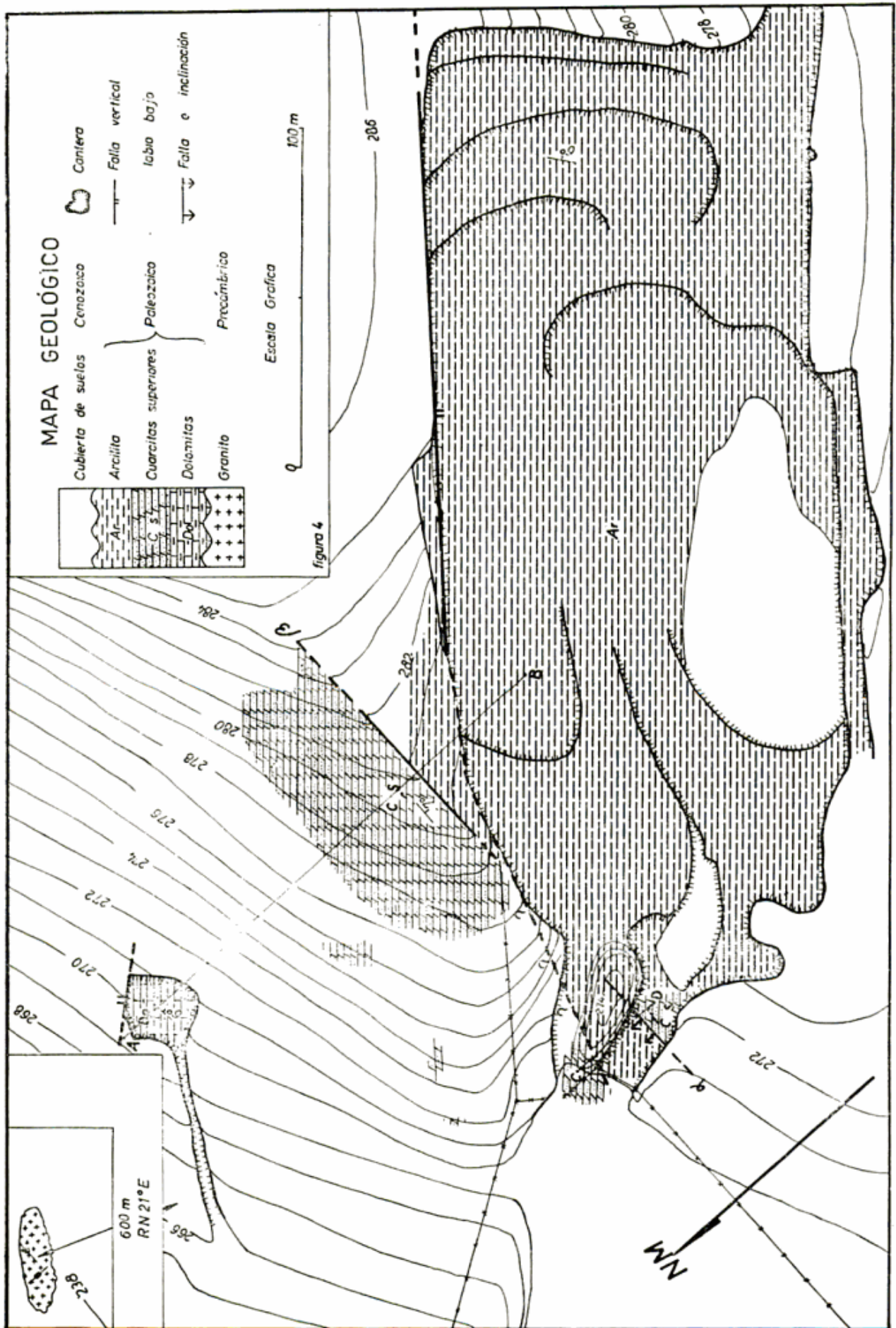


figura 4

Figura 4

grafía 2), está integrada por las cuarcitas superiores. El rumbo norte 45° oeste del plano de falla no es constante, sino que hacia el noroeste cambia levemente adoptando el rumbo norte 50° oeste. Cerca de la entrada nordeste ya no es posible seguir el rumbo y por ello se pierde la continuación exacta de la falla. Pero teniendo en cuenta la existencia de

de las cuarcitas superiores al descubrirlo. Así pues, el núcleo central constituido por las arcilitas, es un bloque hundido, con respecto a los bloques de las cuarcitas superiores que lo limitan (perfil C-D, figura 5).

Haciendo un perfil entre A y B (figs. 4 y 5) de rumbo norte-sur, se aprecia de izquierda a derecha, primero la fa-

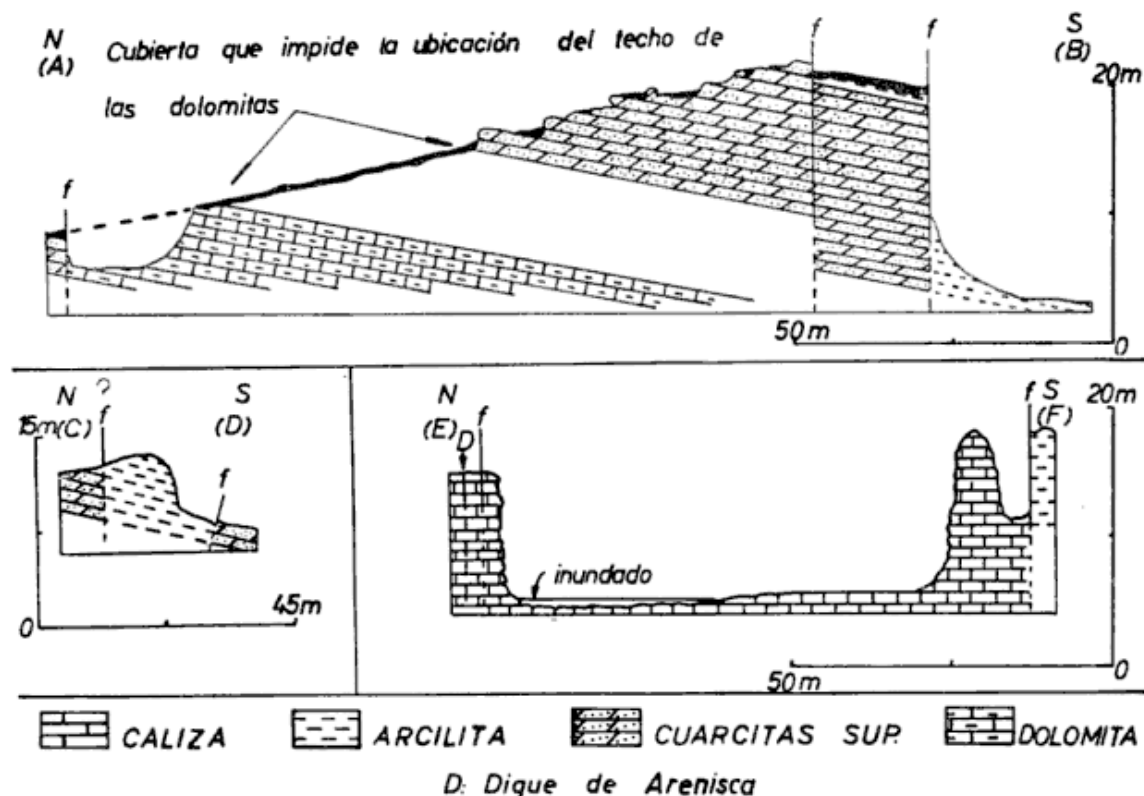


Fig. 5. — Perfiles correspondientes a los mapas de la figura 3 (D-E), y de la figura 4 (A-B, C-D)

cuarcitas superiores en la entrada nordeste (letra C en la figura 4), y su aparente discontinuidad hacia el sur, por estar en contacto con las arcilitas, puede inferirse la prolongación de la falla. El bloque bajo es el que se encuentra al sudoeste.

Con esto es posible trazar el perfil C-D (fig. 5), de rumbo norte-sur, donde se observa de norte a sur, primero las cuarcitas superiores en la entrada de la cantera, luego la posición dudosa de la falla de rumbo norte 45° - 50° oeste, a continuación las arcilitas y por último la falla descrita anteriormente de rumbo este-oeste (falla α) (fotografía 1). Esta última falla, deja hacia el sur el techo

lla ubicada en la cantera de dolomita que deja a la izquierda las cuarcitas superiores y a la derecha las dolomitas, luego está representada la falla que varía su rumbo de este-oeste 45° oeste, que muestra el bloque sur hundido respecto del bloque norte, y siguiendo hacia la derecha nos encontramos con la gran falla que constituye el límite nordeste de la cantera de arcilla (LOSA).

Por último en el perfil E-F (figs. 3 y 5), se aprecia, de izquierda a derecha el dique de arenisca (D) con rumbo este-oeste, tres metros más al sur, la falla de rumbo este-oeste, que afecta a las calizas, y por fin, la falla de rumbo norte 45° oeste, en la cual el bloque

bajo es el de la derecha. De tal modo a la derecha (sur), están las arcillitas y a las izquierda (norte), las calizas, reproduciendo de este modo, aunque en forma incompleta la estructura del perfil (AB).

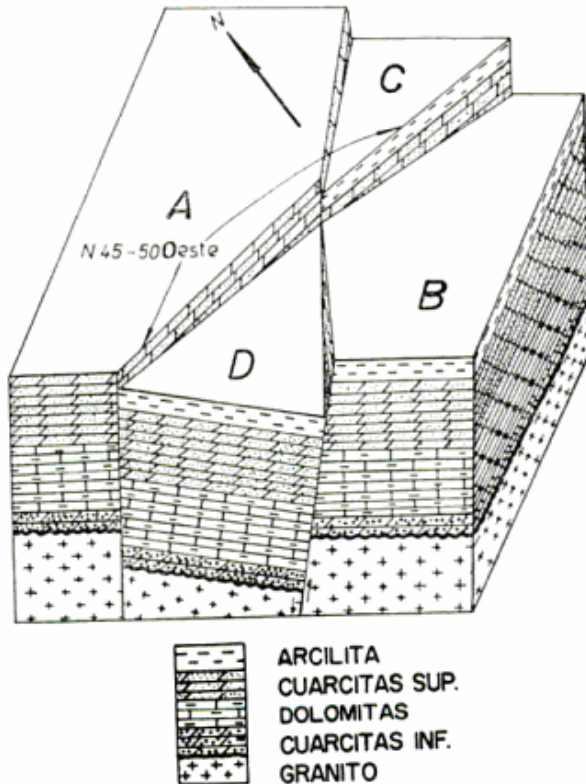


Fig. 6. — Bloque diagrama, que muestra esquemáticamente la disposición de las fallas en la cantera de arcilla (LOSA). Hacia el norte observamos el plano A, que muestra el afloramiento de las cuarcitas superiores que afloran en las Tres Lomas. El plano B, muestra la parte austral que corresponde a la ubicación de la cantera de arcilla. Hacia el este, el plano C muestra el « escalón » de arcilla (fotografía 2). Por último hacia el oeste el plano D, que corresponde aproximadamente a la entrada de la cantera, el cual muestra la ubicación de las arcillitas; bloque relativamente más hundido.

De lo anterior se desprende que existen cinco fallas siendo tres de rumbo norte 45° oeste y dos de rumbo este-oeste. Si recordamos que la foliación del granito aflorante tiene rumbo este-oeste, podemos inferir que la estructura suprayacente, responde en el caso de las fallas de rumbo este-oeste, a las líneas de debilidad representadas por la folia-

ción o bandeado. Además de esta correspondencia entre la estructura del basamento y la estructura de fallamiento de la cubierta paleozoica, hay una total identidad entre el sistema de falla de las canteras de arcilla y de la cantera de caliza, esta correspondencia que se encuentra separada 1.600 m aproximadamente, le da un sentido más extendido y un valor más regional a lo visto localmente.

SINTESIS DE LOS RESULTADOS

1. El hallazgo del afloramiento de granito al nordeste de la cantera de arcilla, ha permitido completar para el lugar el cuadro de la estratigrafía conocido en las Sierras Bayas, con la sola excepción de las cuarcitas inferiores.
2. Se ha comprobado la existencia de fallas con rumbos N 85° Oeste - este-oeste y N 45°-50° Oeste.
3. La estructura de falla es mucho más importante que lo previsto, encontrándose por primera vez para la región *escalones de falla*.
4. Uno de los sistemas de fallas es rigurosamente paralelo a la foliación o bandeado del granito deformado, lo cual concuerda con la idea de que la estructura del basamento regula la estructura del Paleozoico superpuesto.
5. La eliminación de arcilita por el laboreo dentro de la cantera ha permitido la excepcional *observación del techo* de las cuarcitas superiores (fotografía 1).
6. En cuanto a la litología, los aspectos más interesantes están constituidos por el dique de areniscas que corta a las calizas y la existencia de concreciones ricas en hierro dentro del nivel arcillas.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

- Codignotto, J. O., 1967. *Geología del sector ubicado dos kilómetros al sudoeste de Cerro Redondo*. Trabajo de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.
- Fuentes, J. C., 1967. *El Cerro Redondo. Contribución al estudio del basamento cristalino de Olavarría, provincia de Buenos Aires*. Trabajo de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.
- González Bonorino, F., 1954. *Geología de las Sierras Bayas*. L.E.M.I.T. Serie II, N° 55.
- Maisterrena, E., 1967. *Geología de la cantera El Infierno, partido de Necochea. S. E. de Barker (prov. Bs. As.)*. Trabajo de licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Bs. Aires.
- Nágera, J., 1919. *La Sierra Baya*. Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación. Sección Geología, Mineralogía y Minería. T. XIV, N° 1.

Recibido el 12 de diciembre 1968.

**SOBRE LA DENOMINADA « GEOCRONITA » DEL YACIMIENTO
PAN DE AZUCAR
PROVINCIA DE JUJUY, REPUBLICA ARGENTINA**

POR MILKA K. DE BRODTKORB
Comisión Nacional de Energía Atómica

RESUMEN

Se estudia la denominada "geocronita" del yacimiento Pan de Azúcar, provincia de Jujuy. Fue investigada mediante técnicas ópticas y de rayos X, comprobándose que la especie mineral corresponde a una semseyita, $Pb_9Sb_8S_{21}$.

ABSTRACT

The so called "geocronite" from Pan de Azucar deposit, Province of Jujuy is studied. Optical and X-ray techniques were used verifying that the mineral species correspond to a semseyite, $Pb_9Sb_8S_{21}$.

INTRODUCCION

Ahlfeld (1948) menciona la presencia de geocronita para este yacimiento, diciendo: "La geocronita, primeramente observada por el que suscribe, parece ser común en la zona primaria. Se presenta mezclada con galena y blenda en estado compacto, de color gris claro, metálico y de grano fino. El mineral es un sulfuro de Pb con Sb y As y contiene 68 % de Pb, 7 % de Sb y 4.5 % de As".

En recientes años, Péndola y luego el ingeniero Angelelli han facilitado a la autora diferentes trozos de mineral de veta para estudiar calco- y roentgenográficamente a esta especie. Al investigársela, se comprobó que no se trataba de geocronita, $Pb_5SbAsSg$, pero no pudo determinarse a cual de las sulfosales de plomo correspondía, por las dificultades que presentaba la obtención de un diagrama de rayos X legible. Recientemente y aplicando una técnica especial se comprobó que el mineral en cuestión es una semseyita, $Pb_9Sb_8S_{21}$.

MINERALIZACION

Según Angelelli (1950) el yacimiento argento-plumbífero Pan de Azúcar se ubica 40 km al oeste-noroeste de Abra Pampa (dep. de Rinconada). Está formado por tres vetas alojadas en intrusivos dacíticos, siendo la más importante la n° 1, que se extiende por más de 100 m y cuya potencia varía entre 0,5 y 1,5 metros.

La mineralización está formada, según Ahlfeld y Angelelli (1948) por cuarzo, pirita, blenda, galena muy argentífera, geocronita y marcasita.

En las muestras investigadas se han encontrado además casiterita, calcopirita, estannita, tetradrita y "minerales portadores de plata".

Las texturas observadas macroscópicamente son las siguientes: agregados macizos de semseyita atravesados por venillas de galena de grano grueso y bandas y texturas en cocarca formados por blenda y galena, algunas veces con centros de semseyita.

Pan de Azúcar *	Semseyita Kisbanya Rumania (ASTM)				Geocronita Park City, Utah EE. UU. de A. (ASTM)			
	d \bar{A}	I	d \bar{A}	I	d \bar{A}	I	d \bar{A}	I
—	—	6,61	5	6,91	10 D	2,03	38	
5,37	md	5,47	5	6,74	10	1,97	32	
4,50	md	4,57	5	6,36	18	1,98	50	
4,21	d	4,23	5	6,12	18	1,91	20	
3,85	m	3,85	50	5,49	22	1,89	40	
3,73	md	3,75	5	4,95	8 D	1,85	30	
3,56	md	3,59	20	4,84	10 D	1,83	80	
3,35	f	3,38	80	4,46	40	1,79	10	
3,25	f	3,27	100	4,33	8	1,76	70	
3,01	md	—	—	4,21	12	1,74	40	
2,94	f	2,98	90	4,13	12	más de 31 líneas		
2,85	m	2,87	40	3,93	18			
—	—	2,78	10	3,83	38			
2,69	m	2,71	40	3,71	60			
2,44	m	2,49	10	3,64	20			
2,36	md	2,38	5	3,54	100			
2,23	d	2,25	30	3,39	80			
2,14	m	2,16	30	3,18	80 D			
2,10	md	2,11	5	3,06	90			
2,04	md	2,06	10	2,98	70			
2,01	md	2,01	5	2,89	90			
1,96	md	1,98	5	2,80	50 D			
1,91	m	1,92	20	2,72	50			
1,89	md	1,90	5	2,63	20			
1,85	d	1,86	10	2,59	10			
1,80	d	1,81	10	2,55	8			
1,76	d	1,77	5	2,49	18 B			
1,72	d	1,72	10	2,44	10			
1,62	d	1,69	10	2,39	28			
1,57	d	—	—	2,33	12			
1,54	d	—	—	2,29	8			
1,48	d	1,40	10	2,23	90			
1,36	d	1,34	5	2,12	60			
1,28	d	1,28	5	2,08	30			
1,25	d	1,26	5	2,05	42			
—	d	1,24	5					
1,18	d	1,21	5					

* Cámara de 114,6 mm ; radiación de Cu y filtro de Ni

Al microscopio se observa que la blenda y la galena son generalmente de grano grueso y se presentan interrecicadas con semseyita; en ellas se encuen-

tran sólo escasos granos de pirita, calcopirita y asociaciones de calcopirita con tetraedrita y estannita. La estannita también aparece rodeando granos de ca-

siterita subidiomorfos, aislados, que están englobados en venillas de cuarzo. En algunas muestras se observa una zona entre galena y semseyita, a modo de barrera y de 1-2 mm de ancho, compuestos por asociaciones de numerosos pequeños granos de casiterita. La galena incluye pequeños (1-10 micrones) granos redondeados y vermiformes de alguno de los llamados "minerales portadores de plata" (*Silberträger*, Ramdohr, 1960) no determinables por su pequeño tamaño. La mineralización maciza de galena, blenda y semseyita se encuentra atravesada por escasas venillas de cuarzo, calcopirita y marcasita.

LA SEMSEYITA

Como se dijera anteriormente aparece acompañada fundamentalmente por galena y blenda. Se presenta en forma maciza, algo fibrosa, formando zonas compactas de varios centímetros cúbicos. Su color es gris plomo y su brillo metálico-sedoso, más bien apagado. Al microscopio se observa que el mineral es de fácil pulimento y de dureza similar o algo menor que la galena. El poder reflector y el color dependen — en inmersión de aceite — del pleocroísmo, que es fuerte, siendo la posición más clara similar a la galena y la posición oscura de color gris verdoso. La anisotropía es fuerte, de colores grises y no se han observado maclas.

Las sulfosales de plomo no tienen propiedades diagnósticas ópticas ni físicas para diferenciarlas entre sí. La autora comparó esta muestra con una semseyita del yacimiento Pirquitas, Jujuy, República Argentina, y con una de la mina Glendinning, Inglaterra? siendo sus propiedades ópticas equiparables; en cambio la geocronita de Sala, Suecia, es mucho menos anisótropa y presenta las típicas maclas de esa especie.

Para la identificación de la semseyita, se realizó un diagrama por difracción de rayos X, cuyos valores concuerdan con los citados por Nuffield y Peacock para Kisbanya, Rumania. Además

se transcriben los de la geocronita de Park City, que figura en el ASTM:

Un análisis espectrográfico semicuantitativo sobre una muestra de semseyita mostró la presencia de trazas de Cu, Ag, Fe y Sn correspondientes a pequeñas inclusiones de otros minerales, no habiéndose detectado ni As ni Bi.

La semseyita es una sulfosal de plomo de fórmula $Pb_9Sb_8S_{21}$ determinada sólo en escasos depósitos de tipo hidrotermal subvolcánico como por ejemplo los de Felsöbanya, Rumania y las vetas de Oruro, Bolivia (Ramdohr, 1960). Generalmente está asociada con galena y blenda y otras sulfosales de Pb y Sb. En la República Argentina se la conoce únicamente de Pirquitas (Malvicini, 1966), estando ligados ambos depósitos indudablemente a la provincia metalogénica boliviana de Ag-Sn-Pb-Zn.

Agradecimientos. — La autora agradece al ingeniero V. Angelelli y al licenciado H. J. Pédola por haberle facilitado las muestras y a la doctora Mary Mrose del Servicio Geológico de los Estados Unidos con sede en Washington, por haberle introducido en la técnica de la confección de preparados roentgenográficos especiales aplicables a sulfosales fibrosas.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ahlfeld, F., 1948. *Informe preliminar sobre el yacimiento argento-plumbífero de la mina "Pan de Azúcar", dpto. Rinconada.* Univ. Nac. de Tucumán. Inst. Geol. y Min. - Publicación N° 455, Yac. Min. N° 1, I Parte. Estudios geol. de yacimientos min. de la Prov. Jujuy N° VI, Jujuy.
- Ahlfeld, F. y V. Angelelli, 1948. *Las especies minerales de la República Argentina.* Univ. Nac. de Tucumán, Inst. de Geol. y Min. Jujuy.
- Angelelli, V., 1950. *Recursos minerales de la República Argentina.* Parte I, Yacimientos metalíferos. Rev. del Inst. Nac. de Invest. de Cs. Nat., Buenos Aires.
- Malvicini, L., 1966. *Comunicación verbal.*
- Ramdohr, P., 1960. *Die Erzminerale und ihre Verwachsungen.* Akademie Verlag, Berlín.

Recibido el 26 de diciembre 1968.

SOBRE LAS ASOCIACIONES MINERALES EN LAS ZONAS
DE OXIDACION DE YACIMIENTOS DE PLOMO
DISTRITO LAS AGUADAS
PROVINCIA DE SAN LUIS, REPUBLICA ARGENTINA

Por EVA CARMEN ARCIDIACONO

Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad
de Buenos Aires

RESUMEN

El motivo del presente trabajo ha sido el estudio detallado de la interesante rama mineralógica, resultante de procesos de oxidación, en algunos yacimientos de plomo del Distrito Las Aguadas (Prov. de San Luis).

Entre los minerales más frecuentemente hallados en las zonas de oxidación de los depósitos considerados han sido reconocidos: malaquita, crisocola, cerusita, anglesita, hematita, limonita. En tanto que de mayor interés resultan duftita, mottramita, descloizita, vanadinita, willemita, hemimorfita, calcosita y covelita.

Aportan datos complementarios a este trabajo la presencia de componentes relícticos de la mena primaria. Como resultado del estudio de la misma (principalmente en mina Las Perdices) se estableció la presencia de galena, blenda, pirita, calcopirita, poca tennantita y algo de casiterita (mina Las Perdices); todos en ganga predominante de cuarzo. Se describe también una interesante pseudomorfosis de calcosita según galena.

ABSTRACT

The mineral associations found in the oxidation zone of lead deposits are considered in this paper.

Oxidation processes has resulted in an interesting and varied mineralogical species, which have deserved here a detailed study.

The minerals most frequently found in this area are the following: malachite, chrysocola, cerusite, anglesite, hematite and limonite. However the most interesting are duftite, mottramite, descloizite, vanadinite, willemite, hemimorphite, chalcocite and covellite.

Complementary data has also been afforded by the presence of relic components of the primary ore. As a result of the studies carried out was possible to confirm the presence of the minerals galena, sphalerite, pyrite, chalcopyrite, small amount of tennantite and small amount of casiterite (Las Perdices Mine); all present in prevailing quartz gangue. Was also described an interesting pseudomorphosis of chalcocite replacing galena crystals.

INTRODUCCION

Los recursos minerales de valor geológico-económico muestran en la región correspondiente a las Sierras de San Luis amplia variedad, hallándose depósitos de wolframio, plomo, vanadio, estaño, uranio, columbio, tantalio, oro, cobre, berilio, fluorita, mica, márm-

les, cianita y sillimanita. Dentro de este conjunto los yacimientos de plomo ocupan un importante lugar.

Se consideran en este trabajo las asociaciones minerales halladas en la zona de oxidación de algunos depósitos del distrito plumbífero de Las Aguadas, provincia de San Luis.

El mencionado distrito de Las Aguadas está ubicado aproximadamente a 75 km al noroeste de la localidad de Concarán, en el partido Rincón del Carmen, departamento San Martín.

Desde el punto de vista geológico se sitúa en un ambiente de esquistos, mi-

1955-1957; Harrington y Rayces, 1944; Lapidus y Fernández Lima, 1953).

Los depósitos que conforman el mencionado distrito, se alojan en vetas cuarzosas de rumbo dominante este-oeste, con variaciones del mismo de hasta 30°. Han sido consideradas en este trabajo

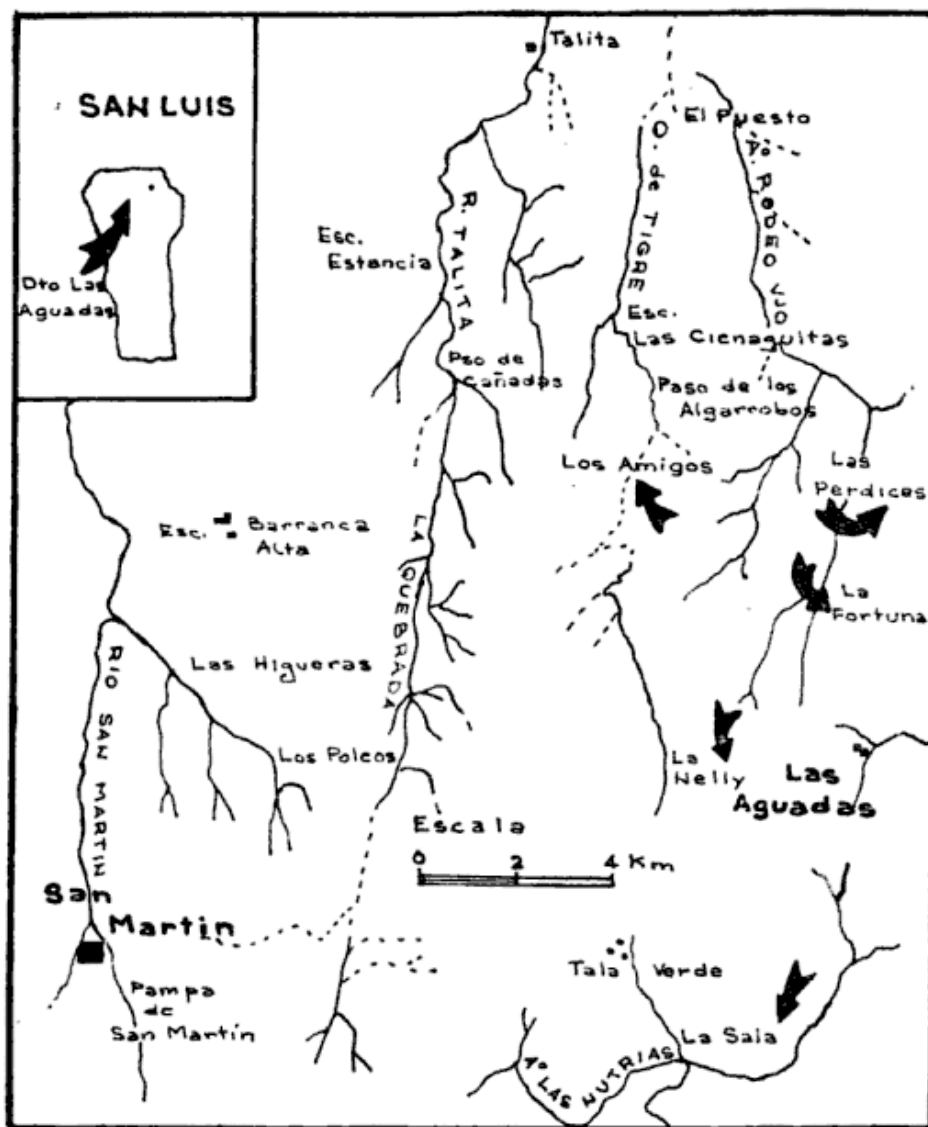


Fig. 1. — Plano de ubicación

cacitas cuarzosas, pegmatitas y aplitas de edad atribuida al Precámbrico, hallándose en las inmediatas vecindades asomos de cuerpos graníticos, a los cuales se los ha relacionado frecuentemente con la mineralización (R. González, 1957).

El distrito de Las Aguadas ha sido explotado desde tiempo atrás, mereciendo sus yacimientos algunos estudios e informes geológicos mineros (Alessi,

las minas: La Fortuna, La Nelly o Tala, Los Amigos, La Sala (ex Lucy) y Las Perdices. Esta última mina es la única que está actualmente en explotación. Cuenta con un rajo a cielo abierto de aproximadamente 5-6 metros de longitud, con dos metros de profundidad promedio, y un pique de 1.5 metros de sección con cerca de 12 metros de profundidad.

De las minas citadas La Nelly y La

Sala han sido explotadas por vanadio, si bien lo fueron en un comienzo por plomo. La mina La Fortuna, es una de las más antiguas de la región y también la que tiene mayor número de labores. Al igual que casi la totalidad de las minas de plomo de la provincia de San Luis se encuentra inactiva.

Cabe señalar que, en la mayor parte de estos yacimientos, el acceso a las labores actualmente abandonadas es sumamente dificultoso, tornándose imposible en aquellas que están inundadas o cubiertas por derrumbes.

Resta destacar que el objeto de este trabajo es, como se dijo, el estudio de las asociaciones minerales restringidas a la zona de oxidación de los yacimientos. Se estimó que dichas asociaciones podrían aportar nuevos conocimientos acerca del carácter de la mineralización primaria, como asimismo indicar, en rasgos generales, el medio físico-químico presente durante la oxidación.

PRODUCTOS DE OXIDACION

Los procesos de oxidación han conducido a la formación de variadas especies mineralógicas, entre las cuales se hallan óxidos, carbonatos, silicatos, sulfuros, sulfatos, vanadatos y arseniatos. Algunos de los minerales correspondientes a estos grupos ya habían sido citados, para los yacimientos en consideración, por los autores antes mencionados; en tanto que otros tales como duftita, willemita y hemimorfita, son referidos por primera vez a estos depósitos.

La identificación de los minerales, productos de oxidación de sulfuros u otros constituyentes primarios, ha sido realizada completando las evidencias de campo con el estudio detallado de especies pulidas. Diagramas roentgenográficos y el análisis químico cualitativo ayudaron a complementar dichas determinaciones.

En lo referente a los datos logrados

por medio de las técnicas de estudio con rayos X, se presentan tan sólo los valores hallados para un mineral (duftita). Los datos obtenidos para los restantes minerales son coincidentes con los ya publicados, razón por la cual han sido excluidos.

No se hace aquí mayor referencia a los óxidos y carbonatos que, por su frecuente y común aparición en las zonas de oxidación de yacimientos, han sido considerados de poco interés. Pertenecen a este grupo minerales tales como malaquita, cerusita, hematita y limonita. Esta última se halla ampliamente distribuida y en moderada concentración formando en ocasiones boxworks de galena.

Los grupos a considerar en párrafos siguientes, comprenden minerales que, si bien no son extraños en zonas de oxidación, tienen una distribución menos generalizada que los anteriores. En parte esta razón fundamentó encarar su estudio.

a) *Arseniatos:*

El hallazgo del arseniato de cobre y plomo duftita [$(AsO_4OH)CuPb$] (mina Las Perdices) es de interés por cuanto no había sido citado en trabajos anteriores realizados sobre yacimientos de nuestro país (según Angelelli-Ahlfeld, 1948).

Este mineral, identificado por medio de Rayos X y análisis químico cualitativo comprobatorio, se encuentra sólo en cantidad moderada. Es de coloración amarillo-verdoso y aspecto pulverulento, tal que no fue posible determinar sus formas cristalinas. Se lo encuentra principalmente intercrecidos con malaquita y cuarzo o en forma de películas superficiales de hasta 5 mm de espesor.

Se tabulan a continuación en forma comparativa, con el propósito de precisar las diferencias existentes entre el mineral hallado y otros de su misma especie, datos de diagramas de Rayos X obtenidos para tres duftitas. De ellas

CUADRO I

Ojuela Mine		Las Perdices		Brandy Gill	
I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)
—	—	—	—	—	—
md	5.01	f	5.00	md	4.99
mmd	4.76	md	4.65	mmd	4.65
m	4.18	m	4.18	me d	4.16
mmd	4.00	d	3.98	—	—
—	—	—	—	—	—
md	3.78	mmd	3.76	mmd	3.76
md	3.51	d	3.53	—	—
md	3.32	mf	3.32	—	—
mmd	3.17	mmd	3.20	mmd	3.16
—	—	—	—	—	—
mmd	2.94	d	2.92	—	—
f	2.91	me f	2.85	mf g	2.87
mf g	2.63	mf g	2.63	mf g	2.63
md	2.52	me f	2.57	md	2.51
md	2.42	md	2.50	mmd	2.42
mmd	2.32	mmd	2.32	mmd	2.32
md	2.26	md	2.27	md	2.25
d	2.08	md	2.07	me g	2.08
me fg	1.86	dg	1.86	me	1.85
me	1.74	me	1.74	mef	1.74
fg	1.63	me dg	1.63	f	1.63

Orden de intensidad decreciente : mmf ; mf ; f ; me f ; me ; me d ; d ; md ; mmd ; (g : grueso).
Radiación Cu-K_α (λ = 1,542 Å)

una corresponde a la hallada en la mina Las Perdices y las otras dos a las dadas por Claringbull (1961) para Ojuela Mine, Mapini (México) y Brandy Gill, Caldbeck Fells (Cumberland).

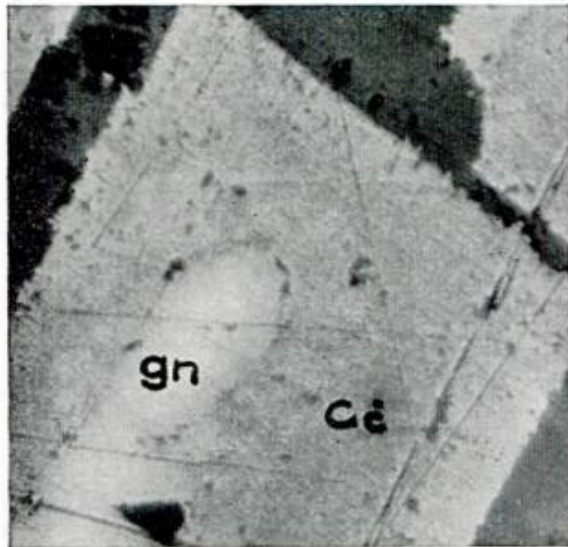
Puede verse en el cuadro I que los valores dados por la duftita identificada en Las Perdices, son similares a los de las otras dos muestras, hallándose la mayor diferencia en las intensidades de los mismos. El análisis químico reveló la existencia de una catión extraño (vanadio), presente en pequeña cantidad en el mineral en consideración, que se-

ría el responsable de la variación registrada en las intensidades.

Si bien la presencia de duftita podría indicar la existencia de algún mineral arsenical entre los constituyentes primarios de la mena, sólo fue posible hallar pequeñas cantidades de tennatita y de probable piritita arsenical. Se señala asimismo que este arseniato es común en comarcas de clima árido a semiárido, dada la solubilidad que presentan dichos minerales en climas que no sean de este tipo.

b) Vanadatos

Entre los minerales vanadiníferos han sido identificados (por medio de diagramas de Rayos X), mottramita $[PbVO_4OH(Cu,Zn)]$, descloizita $[PbVO_4OH(Zn,Cu)]$ y vanadinita $[Pb_5(VO_4)_3Cl]$. Como se dijo más arriba, los dos últimos minerales ya habían sido citados para estos yacimientos.



Fotogr. 1. — Reemplazo pseudomorfo de galena (gn) por calcosita (cc). (Nicoles cruzados ; 100 X).

Los vanadatos mencionados se hallan con frecuencia en zona de oxidación de yacimientos de plomo o cinc, llegando en ocasiones a conferir carácter económico a los mismos; tal como sucedió para las minas La Nelly y La Sala.

Si bien los minerales descloizita y mottramita constituyen los términos extremos de una serie, no ha sido determinado ningún mineral intermedio entre ambos (Kingsbury-Hartley, 1954). Estos extremos tienen diagramas roentgenográficos diferentes, aunque similares. De aquí que su identificación ofrece algunas dificultades.

En la zona de oxidación estudiada (minas La Nelly y La Sala), los minerales de vanadio forman agregados masivos o de muy pequeños cristales de color castaño oscuro con tonalidades ver-

des y rojizas. También se lo encuentra formando delgadas películas, principalmente sobre cuarzo.

El origen del vanadio en yacimientos es aún materia de conjeturas. Se puede postular que dicho elemento estaba presente en muy pequeño porcentaje en algunos de los sulfuros primarios, o bien constituyendo algún sulfuro o silicato vanadinífero, este último presente en la ganga o en la roca de caja. Además, algunos minerales de rocas ígneas pueden contener un notable porcentaje de vanadio constituyendo, en algunos casos, las fuentes de origen de dicho elemento.

Desafortunadamente no ha sido hallada ninguna evidencia que permita definirse por una de estas hipótesis para explicar satisfactoriamente la formación de los minerales vanadiníferos hallados.

c) Silicatos

Es sabido que el sulfato de cinc, resultante de la oxidación de blenda, es por su alta movilidad rápidamente transportado, dispersándose en aguas circulantes hasta perderse por completo. Pero, en la zona de oxidación de los depósitos en estudio (principalmente mina La Fortuna), el ambiente químico natural ha permitido que el cinc, derivado del mineral primario, sea retenido formando silicatos tales como willemita (SiO_4Zn_2) y hemimorfita $(SiO_6H_2Zn_2)$.

El primero de los minerales arriba nombrados, de coloración predominante amarillo-verdoso pálido, se halla en cuarzo constituyendo pequeñas masas informes diseminadas que fluorescen, con color verde intenso característico, a la luz ultravioleta.

La hemimorfita se encontró acompañando a la limonita en regular cantidad. Este silicato ha desarrollado pequeños cristales (aprox. 0.5 mm), incoloros, blancos o con tintes castaño, formando con frecuencia agregados radiales o grupos de cristales "estalactíticos".

d) Sulfuros secundarios

El estudio de secciones pulidas reveló reemplazo de sulfuro primario por otro secundario, tal el caso de una interesante pseudomorfosis de calcosita según galena (Mina Las Perdices).

La calcosita, que es en la zona de oxidación el mineral más conspicuo, tanto por su concentración como por sus relaciones texturales, presenta asimismo variación en su coloración, encontrándose una calcosita blanca fuertemente anisótropa y otra azul débilmente anisótropa, que admite muy posiblemente covellita en solución sólida.

El reemplazo de galena por calcosita ocurre a través de zonas de fisuras, planos de macla o a lo largo de los bordes entre granos. Este reemplazo avanza en forma tal que deja sólo pequeños núcleos relícticos de galena, dentro de un cristal de calcosita pseudomorfa de dicho sulfuro primario. En otros casos, el reemplazo es total. (Fotogr. 1.)

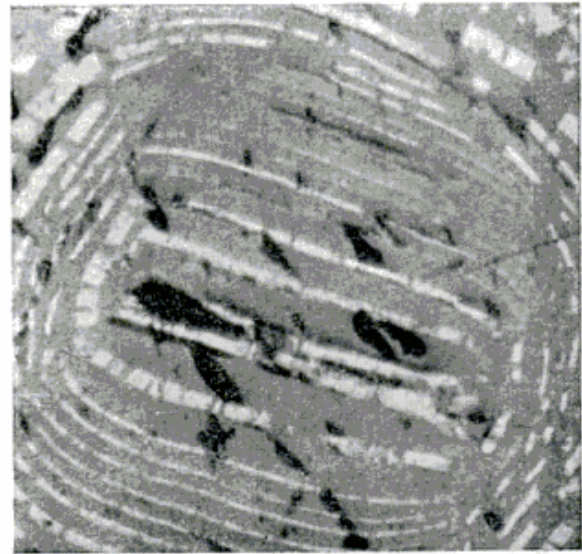
El primer cambio en la galena es generalmente a anglesita y cerusita. Ambos minerales de plomo son a su vez reemplazados por la calcosita, la que muestra cristales con nódulos residuales de éstos. (Fotogr. 2.)

Por lo dicho, resulta significativa la relación de calcosita con el sulfato y carbonato de plomo, por cuanto su interpretación textural indica que es posterior a ellos. Esto prueba el origen secundario de la calcosita que alcanza, en la zona de oxidación, considerable concentración.

Es posible diferenciar otra calcosita, de aquella que constituye reemplazo periférico o a través de fisuras, y es la que presenta textura concéntrica y origina formas esféricas y grietas de contracción semejantes a productos coloidales. (Fotogr. 3.)

Acompañando al sulfuro de cobre mencionado y asociado a él se encuentra covellita, originada posiblemente por oxidación de calcosita. Dicho mine-

ral se presente en forma esporádica y en pequeña cantidad, ya sea como agregados masivos o en pequeños cristales "lanciformes".



Fotogr. 2. — Textura zonal, resultante del completo reemplazo de galena, con bandas alternadas de anglesita y cerusita con calcosita. (Nicoles cruzados; 23 X).

CONSIDERACIONES FINALES

La presencia de componentes relícticos de la mena primaria, en la zona de oxidación, aporta datos complementarios a este trabajo. Estos relictos de mena han merecido un estudio de carácter general, por cuanto la transformación de ellos proporcionó los elementos iniciales a partir de los cuales evolucionó la zona de oxidación.

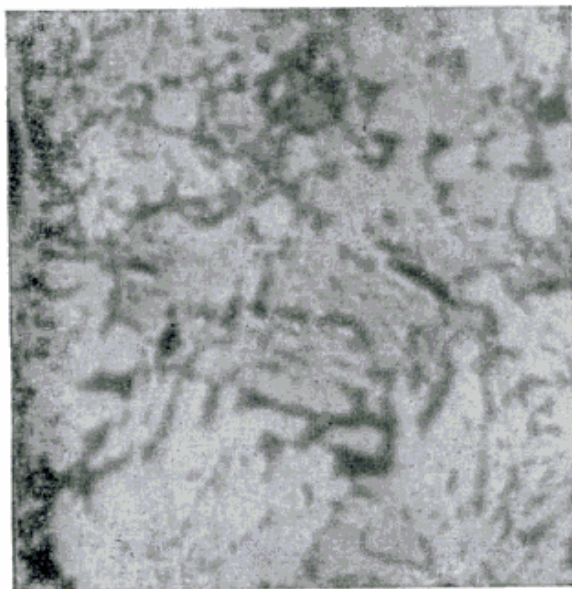
El estudio calcográfico permitió identificar como minerales primarios, en esta parte de la veta, galena (como mineral más conspicuo), blenda, calcopirita, pirita (posiblemente algo arsenical), poca tennantina y reducido porcentaje de casiterita (mina Las Perdices). Todos en ganga predominante de cuarzo.

La mineralización hallada, pobre en especies y sin mayor interés mineralógico, está no obstante indicando tempera-

turas medias a través de la asociación galena-blenda-calcopirita, por lo cual se confirma aquí la clasificación de *mesothermal* que fuera dada anteriormente para estos yacimientos.

En último término, se hace notar la influencia que ejerce una región de clima árido sobre el desarrollo de ciertos

recibidas como así también la lectura del manuscrito; a la doctora L. Malvincini de Llambías sus comentarios y observaciones en las determinaciones microscópicas; a la Lic. A. M. Heiseke su compañía durante el trabajo de campo, y al doctor J. Astarloa por la determinación química cualitativa de vanadio.



Fotogr. 3. — Calcosita que presenta grietas de contracción y formas esféricas, similares a productos de origen coloidal. (Nicoles cruzados: 100 X).

minerales de las zonas de oxidación de yacimientos. La formación de duftita, puede ser tomada como ejemplo de lo dicho.

Agradecimientos. — Se agradece al doctor R. Zardini por las sugerencias

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ahlfeld, F. y Angelelli, V., 1948. *Las especies minerales de la República Argentina*. Universidad Nacional de Tucumán.
- Alessi, V. R., 1955. *Estudio geológico económico. Reconocimiento expeditivo yacimientos varios, Prov. de San Luis*. Inst. Nac. Geol. Min. Informe inédito.
- 1957. *Estudios geológicos económicos de la mina de vanadio La Sala*. Inst. Nac. Geol. Min. Informe inédito.
- 1957. *Estudio geológico económico de la mina de vanadio La Nelly*. Inst. Nac. Geol. Min. Informe inédito.
- Claringbull, G. F., 1951. *New occurrence of duftite (As₂PbCuOH)*. Mineralogical Magazine XXIX, pág. 609.
- González, Rafael, 1957. *Hoja Geológica 22 g Quines*. Inst. Nac. Geol. Min. Boletín 87.
- Harrington, H. y Rayces, E. C., 1944. *Informe sobre la mina Nelly de mineral de vanadio, Dpto. San Martín*. Inst. Nac. Geol. Min. Informe inédito.
- Kingsbury, A. y Hartley, J., 1954. *New occurrences of vanadium minerals*. Mineral. Mag. Vol. XXXI, pág. 289.
- Lapidus, A. y Fernández Lima, J. C., 1953. *Yacimientos de Pb, Ag y Zn de las provincias de Córdoba y San Luis*. Inst. Nac. de Geol. y Min. Informe inédito.

Recibido el 14 de febrero 1969.

COMENTARIO BIBLIOGRAFICO

ERHART, H., *La genese des sols en tant que phénomene géologique. Esquisse d'une théorie géologique et géochimique. Biostasis et rhéxistasis. Exemples d'application.* 2ª ed. revisada, corregida y aumentada, 178 p. Col. "Evolution des Sciences", nº 8, Masson et Cie. ed. París, 1967.

La primera edición de esta obra, publicada en 1958 y que fuera traducida al castellano por quien esto escribe en 1965, despertó un gran interés entre geomorfólogos y edafólogos, generando grandes discusiones. No era para menos: el autor exponía allí una teoría nueva en la cual se asignaba al papel geoquímico de la selva el primer lugar en la génesis de los sedimentos continentales y marinos. Todo el mecanismo de la sedimentación era función del equilibrio biológico (biostasia) o de las rupturas de dicho equilibrio (rhexistasia), debidas a los cambios de clima.

Durante el período biostático, la cubierta vegetal lograba un desarrollo máximo y se producía una intensa alteración pedogenética que podía originar, en las regiones tropicales húmedas, la formación de espesos suelos lateríticos y la migración, hacia los mares, del calcio, sodio, magnesio y una parte de la sílice. Por su lado, durante los períodos rhexistáticos, desaparecía la cubierta vegetal, los mecanismos erosivos remocionaban la fase residual precedente y no tenía una sedimentación arcillosa y detritica considerable, mientras que los ríos casi no transportaban elementos disueltos.

Quedan todavía algunos hechos por explicar, como podría ser el caso de la ausencia de selvas en los 4.000 millones de años del Precámbrico, pero la teoría biorhexistásica ha proporcionado explicaciones satisfactorias referentes a la evolución de los sedimentos en las cuencas carboníferas, a la génesis de las lateritas y bauxitas, etc.

En la edición que comentamos se ha agregado una "Segunda Parte", sólo un poco menor que la primera, que encierra algunas respuestas a ciertas objeciones planteadas con motivo de la aparición de la primera edición, exponiéndose, al mismo tiempo, los perfeccionamientos y utilización de la teoría: importancia del balance geoquímico, aplicaciones posibles en el estudio de la génesis de numerosos yacimientos minerales de origen sedimentario.

En suma, mientras que la primera edición se había limitado casi exclusivamente a la exposición de los elementos científicos fundamentales que permiten comprender las relaciones existentes entre la evolución de la materia mineral y la evolución biológica, la segunda edición ofrece además ejemplos concretos de las aplicaciones de la teoría en el campo sedimentológico y geoquímico, destacando el papel extraordinario que ha desempeñado el bien continental y la pedogénesis en el desarrollo de la historia geológica. — *Prof. Dr. Augusto P. Calmels.*

LUZONITA PLUMBIFERA DE SAN FRANCISCO DE LOS ANDES PROVINCIA DE SAN JUAN, REPUBLICA ARGENTINA

Por LIDIA MALVICINI¹

RESUMEN

Se describe una luzonita plumbífera de San Francisco de los Andes, Departamento de Calingasta, San Juan. Es isoestructural con los minerales de la serie: luzonita-famatinita. Ópticamente es violeta rosado a anaranjado castaño rosado; fuertemente anisótropa, con maclas polisintéticas. La reflectividad con luz blanca es 25,7; microdureza Vickers: 464. La luzonita plumbífera está asociada a conicalcita, olivenita, calcocita gris y covellita. Es de origen supergénico, lo cual está apoyado por texturas coliformes, su paragénesis y su variación en la distribución vertical.

ABSTRACT

Plumbian luzonite occurs in Bi-Cu breccia-pipe San Francisco de los Andes, Department of Calingasta, San Juan, Argentina.

The qualitative chemical composition, using electron probe analysis, is Cu, Pb, As, S as essential constituents, Sb, Ge, Sn, Bi, were sought but not found. A qualitative survey of the distribution of the elements in the mineral was obtained by X-ray scanning pictures.

Pb-luzonite is essentially isoestructural with the minerals of the luzonite-famatinita, serie. Optically is pinkish violet to brownish pinkish orange and strongly anisotropic, with characteristic lamellar twinning. The reflectivity is in white light (air) 25.7; the Vickers microhardness 464.

The mineral is close associated with conicalcita, olivenite, grey chalcocite and covellite, and is of supergenic origin. Colloform textures, mineral paragenesis and a narrow range of vertical distribution support this idea.

I. INTRODUCCION

La luzonita plumbífera que se describe fue hallada durante el estudio de la génesis del yacimiento de Bi-Cu, San Francisco de los Andes, departamento de Calingasta, provincia de San Juan, mediante la observación al microscopio de secciones pulidas. La geología y génesis del yacimiento citado ha sido

descrita detalladamente por Llambías y Malvicini (1969).

La luzonita forma parte del grupo de la enargita y es considerada por su sistema cristalino tetragonal, como un dimorfo del mineral enargita ortorómbico. La serie luzonita (Cu_3AsS_4) - famatinita (Cu_3SbS_4) fue considerada por Gaines (1957) como una serie isomorfa continua. Posteriormente las investigaciones de Skinner (1960) revelaron que entre famatinita y luzonita existe un área de discontinuidad.

Los compuestos extremos de esta serie, es decir los que no presentan sustitución de As por Sb, o viceversa, no

¹ Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de Buenos Aires.

Miembro de la Carrera del del Investigador, del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

Nueva dirección: Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca.

han sido observados en la naturaleza y solamente fueron obtenidos mediante síntesis. Por otra parte, numerosos análisis mostraron que generalmente Bi, Pb y Ag se hallan en cantidades pequeñas (entre 0,1 - 0,01 %) estando espectrográficamente ausentes los elementos pesados, tales como Zn, Cd y Sn, que generalmente suelen hallarse en la mayoría de los llamados depósitos de metales básicos. Sobre estos datos Gaines (1957) concluyó que la cantidad y el tipo de sustitución de otros elementos en lugar del Cu, As y Sb debería ser muy limitado.

El hallazgo de la luzonita plumbífera es de gran interés, porque se ha comprobado que tiene una ausencia total de Sb y una abundante proporción de Pb en su estructura, por lo cual puede ser considerada como una variedad nueva en el mundo.

También reviste importancia el hecho que este mineral ha sido determinado fehacientemente como supergénico, en contraposición con otros depósitos en donde al no poder ser diferenciada de los minerales hipogénicos, no se ha establecido por esta razón su verdadero origen.

II. MINERALOGIA

Método de trabajo: Para su determinación han sido empleados los siguientes métodos: estudio al microscopio de secciones pulidas, determinación de microdureza y reflectividad, diagramas de rayos-X y análisis químico por sonda electrónica.

Propiedades ópticas y físicas: Macroscópicamente es un mineral muy difícil de observar, dado el tamaño de grano muy fino de los agregados (menor que 0,5 mm). El color que presentan es bronce rosado, similar al de la pirrotina, con la cual puede ser confundido. Es además ligeramente magnético.

Microscópicamente se observa en agregados cristalinos y en masas de grano

fino que varían desde algunos micrones hasta 0,5 mm. El tamaño más común varía entre 0,1 a 0,05 mm. Observado a la luz natural es rosado crema con efectos de anisotropía, que son más nítidos que con inmersión en aceite.

Las características ópticas observadas en inmersión con aceite, son las siguientes:

color: naranja con tinte castaño rosado (posición más clara) a violeta rosado (posición más oscura). Con respecto a la "famatinita" de Sierra Famatina es más clara y más rosada. Con respecto a la germanita de Tsumeb, Africa, es menos violeta.

anisotropía: muy fuerte: roja púrpura, amarillo verdoso y rara vez azulado.

maclas: polisintéticas en dos direcciones perpendiculares entre sí.

forma de presentarse: en agregados coliformes (figs. 1 y 2) criptocristalinos a cristalinos con maclas bien desarrolladas. Raramente forma cristales tetragonales euhedrales.

reflectividad: fue medida con un fotómetro Leitz MPE adosado a un microscopio Dialux-Pol y dio el siguiente valor: para luz blanca en aire: 25,7 o sea que es ligeramente menor que el de la famatinita de Sierra Famatina en las mismas condiciones (26,2) Uytenbogaardt (1951).

dureza: fue determinada con un microdurómetro Durimet - Pol de Leitz y dio los siguientes resultados de dureza Vickers: para 25 g es de 464, o sea algo mayor que la dada para famatinita (Bowie y Taylor, 1958).

Propiedades cristalográficas: Tanto la luzonita como la famatinita son tetragonales y tienen una estructura cristalina muy similar con la de la calcopirita y la de la estannita y son básicamente del tipo de la blenda. Para la determinación por rayos-X se hicieron diagramas de polvo, en cámara Debye-Scherrer de 114,6 mm de diámetro y se

utilizó radiación de Cu/Ni. En el cuadro 1 se dan los valores obtenidos y para su comparación ver los datos por Berry y Thompson (1962) para famatinita y por Gaines (1957 para una luzonita sintética.

CUADRO I

Diagrama de rayos -X de Luzonita plumbífera de San Francisco de los Andes, San Juan. Cu/Ni, cámara 114,6 mm.

d (ods)	Int. (rel)
3,61	20
3,55	20
3,35	10
3,03	100
2,843	20
2,675	10
2,522	30
2,377	10
2,268	30
1,865	60
1,827	<10
1,745	10
1,594	50
1,540	10
1,403	10
1,209	20

Propiedades químicas: La composición química ha podido conocerse por medio de los análisis obtenidos con una microsonda electrónica "Cameca". (Comisión Nacional de Energía Atómica). Otros tipos de análisis químicos no pudieron ser realizados por las pequeñas dimensiones de los agregados cristalinos y las dificultades de concentrarlos en cantidades suficientes para el análisis. El análisis cualitativo de los elementos que siguen a continuación fueron realizados por los analistas Espejo y Palacios, quienes también obtuvieron las fotografías, de imagen electrónica positiva, que se dan en la lámina 1, fi-

gura 3 y de imagen de rayos-X de Cu As Pb (Lám. 1, figs. 4, 5 y 6). De la interpretación de las mismas es única responsable la autora del presente trabajo.

Los análisis efectuados dieron: positivos: S, Cu, As y Pb; no detectados pero investigados: Sb, Bi, Sn y Ge.

Con respecto a la fotografía de imagen electrónica positiva (fig. 3) el área negra de la derecha es $PbCO_3$ (cerusita), la gris oscura central es la luzonita plumbífera, la gris clara que limita las dos anteriores es $Cu(AsO_4)OH$ (olivenita) y la gris blanquecina de la izquierda es $CaCu(AsO_4)(OH)$ (conicalcita). En esta fotografía se destacan claramente con color más oscuro las áreas de pesos atómicos medios más altos.

En las figuras 5 y 6, es evidente el bajo contenido de As y el alto contenido de Pb respectivamente en el área correspondiente a la luzonita plumbífera. Además se puede observar claramente que donde el As no ha sido detectado, aumenta la concentración de Pb.

La concentración de Pb es muy alta en el área de la izquierda donde se halla el $PbCO_3$ y por comparación se ha podido apreciar que la concentración de Pb en la luzonita es cercana a un 15 %.

En la figura 4 puede observarse que el Cu se halla distribuido en forma bastante regular en el área del mineral analizado.

III. OCURRENCIA

El depósito de San Francisco de los Andes, donde se encuentra la luzonita plumbífera, es un breccia-pipe turmalínico que está en la terminación sur del batolito del Leoncito (Llambías y Malvicini, 1966). Los plutones, típicamente de epizona, son de granodioritas ricas en turmalina y a las cuales están asociados numerosos yacimientos de características xenotermales e hipotermales.

La mena primaria de San Francisco

de los Andes está constituida por arsenopirita, pirita, bismutinita, cosalita, emplectita, tetrahedrita, calcopirita, digenita, blenda, calcosina, covellina, en ganga de turmalina y cuarzo. La zona de oxidación está caracterizada por arseniatos de Bi., de Cu. de Pb y de Fe, carbonatos y sulfatos de Pb y de Cu, y limonitas.

La variación en la distribución vertical de la luzonita plumbífera en la parte explorada del depósito es marcada. En el nivel más alto (15 m debajo de la superficie), que está en la zona de oxidación, no ha sido observada. En el nivel intermedio (30 m debajo de la superficie) es muy abundante. Este nivel se halla donde la zona de sulfuros primarios está atravesada por fracturas y a ambo lados de la misma hay minerales secundarios. La luzonita plumbífera es muy escasa en el nivel más inferior (38 m debajo de la superficie). La variación vertical se destaca aun más porque los otros minerales tienen una distribución homogénea. Esto último se debe al tipo de depósito, xenotermal, donde los minerales se han depositado en forma de "dumping".

Se halla además íntimamente asociada a los arseniatos de Bi y de Cu más profundos, en forma de agregados coliformes (figs. 1-2) alternantes con dichos arseniatos o desarrollando sobre ellos meta-cristales bien formados. La luzonita reemplaza también a la digenita y calcosina gris, especialmente en el nivel inferior y muy rara vez se forma como un halo de reacción entre arsenopirita y digenita. Es reemplazada por covellina supergénica, en forma de venillas.

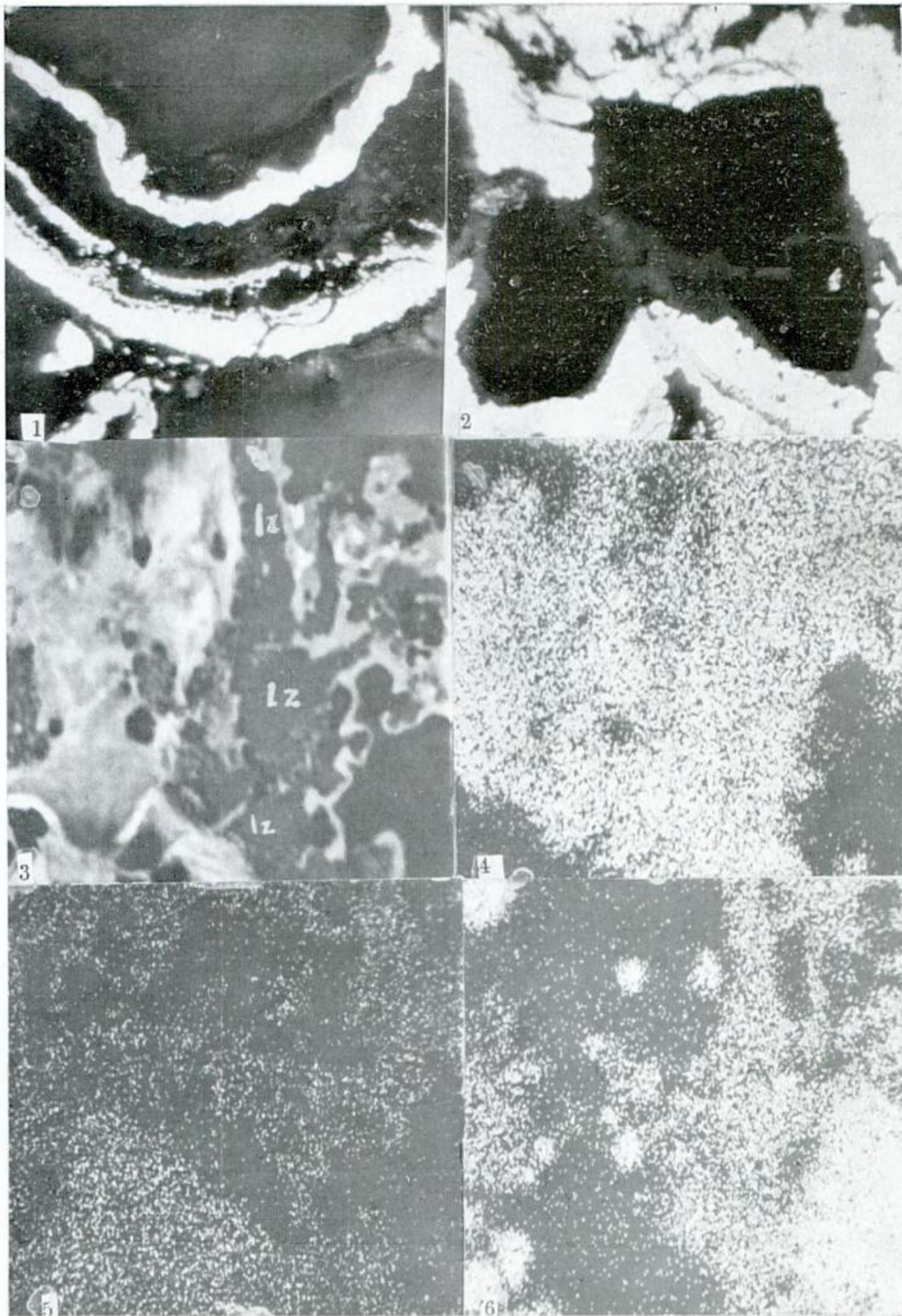
Este mineral es considerado por muchos autores como hipogénico y característico de depósitos meso y epitermales, hallándose también en las últimas manifestaciones de depósitos de alta temperatura (Tolman y Ambrose, 1934;

Gaines, 1957; Petersen U., 1965). Sin embargo, en San Francisco de los Andes es indudablemente supergénico, por las siguientes evidencias: 1º) textura: coliforme de grano muy fino, que contrastan con el resto de los minerales de mena, los que se hallan bien cristalizados; 2º) secuencia: es posterior a los arseniatos de Bi, de Cu, de Fe, y de Pb y a calcosina de baja temperatura; 3º) distribución vertical: no existe en la zona de oxidación, es abundante en el nivel intermedio, disminuyendo hasta desaparecer en el más profundo.

Su formación se debe a la disolución de minerales de cobre, migración de esas soluciones principalmente a lo largo de fracturas posminerales y deposición de un grupo de minerales supergénicos (calcosina gris, luzonita, covellina, malaquita y crisocolla) cuando las condiciones físico-químicas fueron favorables. En el caso de la luzonita plumbífera los agentes precipitantes han sido los arseniatos, que se han formado por oxidación "in situ" y por lo tanto no migraron (Bedlivy y Llam-bías, 1969).

AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mi agradecimiento a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires y al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, por haberme brindado la oportunidad de ejecutar el presente trabajo; a la Comisión Nacional de Energía Atómica, en cuyo Departamento de Metalurgia fueron obtenidos los análisis con la microsonda electrónica; al doctor C. Libanati por permitir dichos análisis y a los analistas Sres. Palacios y Espejo, por la realización de los mismos. A la Lic. E. C. Arcidiacono por la medición de reflectividad con el fotómetro Leitz.



1, Agregados coliformes de luzonita plumbífera rodeando a un cristal de cuarzo y alternante con conicalcita. Inmersión en aceite, $\times 480$. Nícoles paralelos; 2, Cristales de turmalina rodeados por conicalcita y luzonita plumbífera. $\times 400$. Nícoles paralelos; 3, Imagen electrónica positiva de luzonita plumbífera (Lz), cerusita y conicalcita $100 \times 100 \mu$; 4, Imagen de rayos-X de la fig. 3. Radiación CuK α ; 5, Imagen de rayos-X de la fig. 3. Radiación AsK α ; 6, Imagen de rayos-X de la fig. 3. Radiación PbL α .

LISTA DE TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

- Bedlivi, D. y Llambías, E. J., 1969. *Arseniatos de Cu, de Fe y de Pb de San Francisco de los Andes, provincia de San Juan, República Argentina*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXIV, 1-29-40.
- Berry, G. L. y Thompson, R. M., 1962. *X-ray powder data of ore minerals. The Peacock Atlas*. Geol. Soc. Amer., Mem. 85, pp. 281.
- Bowie, S. H. V. y Taylor, K., 1958. *A system of ore mineral identification*. Miner. Magazine, 96: 265-267 y 337-345.
- Gaines, R., 1957. *Luzonite, famatinite and some related minerals*. Amer. Min., 52: 767-779.
- Llambías, E. J. y Malvicini, L., 1966. *Metalogénesis asociada a los plutones graníticos de la Cordillera Frontal, entre quebrada de Agua Negra y río Castaño, San Juan*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXI, 239-261.
- 1969. *The geology and genesis of the Bi-Cu mineralized breccia-pipe San Francisco de los Andes, San Juan, Argentina*. Econ. Geol., en prensa.
- Petersen, U., 1965. *Regional geology and major ore deposits of Central Perú*. Econ. Geol. 60: 407-476.
- Skinner, B. J., 1960. *Assemblage enargite-famatinite as a possible geologic thermometer (abs.)*, Geol. Soc. Am., Bull., 71, p. 1676.
- Tolman, S. F. y Ambrose, V., 1934. *The rich ores of Goldfield, Nevada*. Econ. Geol. 29: 255-279.
- Uytenbogaardt, W., 1951. *Tables for microscopic identification of ore minerals*. Princeton Univ. Press, pp. 242.

Recibido el 21 de marzo de 1969.

EL ANTICLINORIO DE LAS CABECERAS: ESTRUCTURA Y SIGNIFICADO DE SU LITOLOGIA

(ESTANCIA EL LEONCITO) BARREAL, PROV. DE SAN JUAN, REPÚBLICA ARGENTINA

POR J. SCALABRINI ORTIZ¹, A. J. AMOS¹ Y B. J. QUARTINO²

RESUMEN

Se describe la litología y estructura del anticlinorio situado al sur del arroyo de Las Cabeceras, destacando especialmente la presencia de rocas espiliticas. Se interpreta que el área de las Cabeceras es un claro ejemplo de una estructura anticlinoria con leptometamorfismo dinámico regional, de muy bajo grado, e ilustrativa de un ambiente litológico propio de sedimentación eugeosinclinal acompañada de magmatismo básico, espilitico.

ABSTRACT

The structure and lithology of the Arroyo de Las Cabeceras anticlinorium is described emphasizing the presence of spilitic rocks. The area is a clear example of an anticlinorium with dynamic regional leptometamorphism, of very low grade, characterizing an environment of eugeosinclinal sedimentation with spilitic magmatism.

INTRODUCCION

El examen detallado de ciertas áreas en el borde occidental de la Precordillera entre Rodeo y Uspallata ha permitido definir, mediante el aporte de información bioestratigráfica, petrológica y estructural, el ambiente de sedimentación apuntando hacia su ubicación dentro del esquema geotectónico. En 1963 uno de los autores (J. Scalabrini Ortiz) realizó el estudio de una estructura anticlinoria al este de la Estancia Leoncito - Barreal, en escala 1 : 2.500, (fig. 1, rayado vertical) como parte de un trabajo regional en mayor escala en ejecución, en el borde occidental de la Precordillera entre Barreal y la Pampa de Yalguaráz (Amos, en preparación). Este estudio se llevó a

cabo a raíz del aporte estratigráfico estructural realizado en escala 1 : 25.000 por Csaky (1963), que permitió establecer la sucesión estratigráfica de rocas "prelíticas" de la Formación Cabeceras que afloran al norte del Cordón del Naranjo, en la intersección de éste con el arroyo de las Cabeceras. Entre las sedimentitas clásticas leptometamórficas que constituyen el anticlinorio, se han hallado tres intercalaciones relativamente delgadas de rocas con afinidades espiliticas, cuya naturaleza y ubicación ha permitido darla a conocer en esta breve nota.

Nuestro agradecimiento a los Lic. Ricardo Mon y Héctor García por la valiosa ayuda durante los trabajos de campo. Se agradece también a las autoridades del Instituto Nacional de Geología y Minería, la financiación de parte de este trabajo mediante un convenio entre el mismo y la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de Buenos Aires.

¹ Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Univ. Nac. de La Plata.

² Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Univ. Nac. de Buenos Aires.

ESTRATIGRAFIA

La sucesión estratigráfica al sur del arroyo de las Cabeceras comprende una serie de rocas clásticas generalmente de

grano fino en la que se intercalan tres niveles de rocas de afinidades espiliticas, cuyas relaciones se dan en el cuadro que sigue:

Cuadro estratigráfico general

Carbónico	Formación Ansilta	Conglomerados, areniscas y limolitas verdes
~~~~~ discordancia ~~~~~		
Paleozoico inferior	Formación Cabeceras	diques básicos Lutitas verdes superiores intercalac. espilitica Grauvacas superiores      82 m intercalac. espilitica Lutitas verdes inferiores      325 m intercalac. espilitica Grauvacas inferiores      540 m base ; desconocida

A: *Formación Cabeceras*

Fue establecida por Csaky (1963) como una unidad con características distinguibles del Grupo Ciénaga del Medio (Baldis 1963, Amos y Rolleri 1964), que aflora en el Cordón situado al oeste de la Ciénaga del Medio. La sucesión aflorante desde los términos inferiores es la siguiente:

1) *Grauvacas inferiores*. Son grauvacas cuarzosas, de color gris verdoso oscuro, exteriormente pardo amarillento, muy compactas. Se intercalan, separando bancos, capas pelíticas de hasta 2 ó 3 cm. Las grauvacas se caracterizan por el predominio de cuarzo con granos con extinción ondulosa, con bordes irregulares y excepcionalmente subredondeados. En menor cantidad se hallan albita-oligoclasa ácida, agregados de cuarzo pollicristalina y fragmentos de metamorfitas de bajo grado. La dimensión mayor de los clastos coincide con la esquistosidad mimética.

La matriz, que alcanza hasta el 50 a 60 % del total de la roca, está constituida por sericita, clorita y cuarzo fino.

El espesor de esta unidad es de 540 m.

2) *Lutitas verde inferiores*: Conjunto de leptometamorfitas de bajo grado, de tonalidades verdosas grisáceas, verde oliva y violáceas, de brillo satinado. Abundan micropliegues (corrugaciones) y "Kink bands". Se intercalan areniscas de hasta 1,5 m de espesor.

El espesor se ha calculado en 325 m.

3) *Grauvacas superiores*: Las características litológicas coinciden con las homólogas inferiores.

El espesor aproximado del miembro es de 82 m.

4) *Lutitas verdes superiores*: Las características coinciden con los niveles verde y verde oliva de las *Lutitas verdes inferiores*, aunque son más esquistosas. No se observan intercalaciones samíticas.

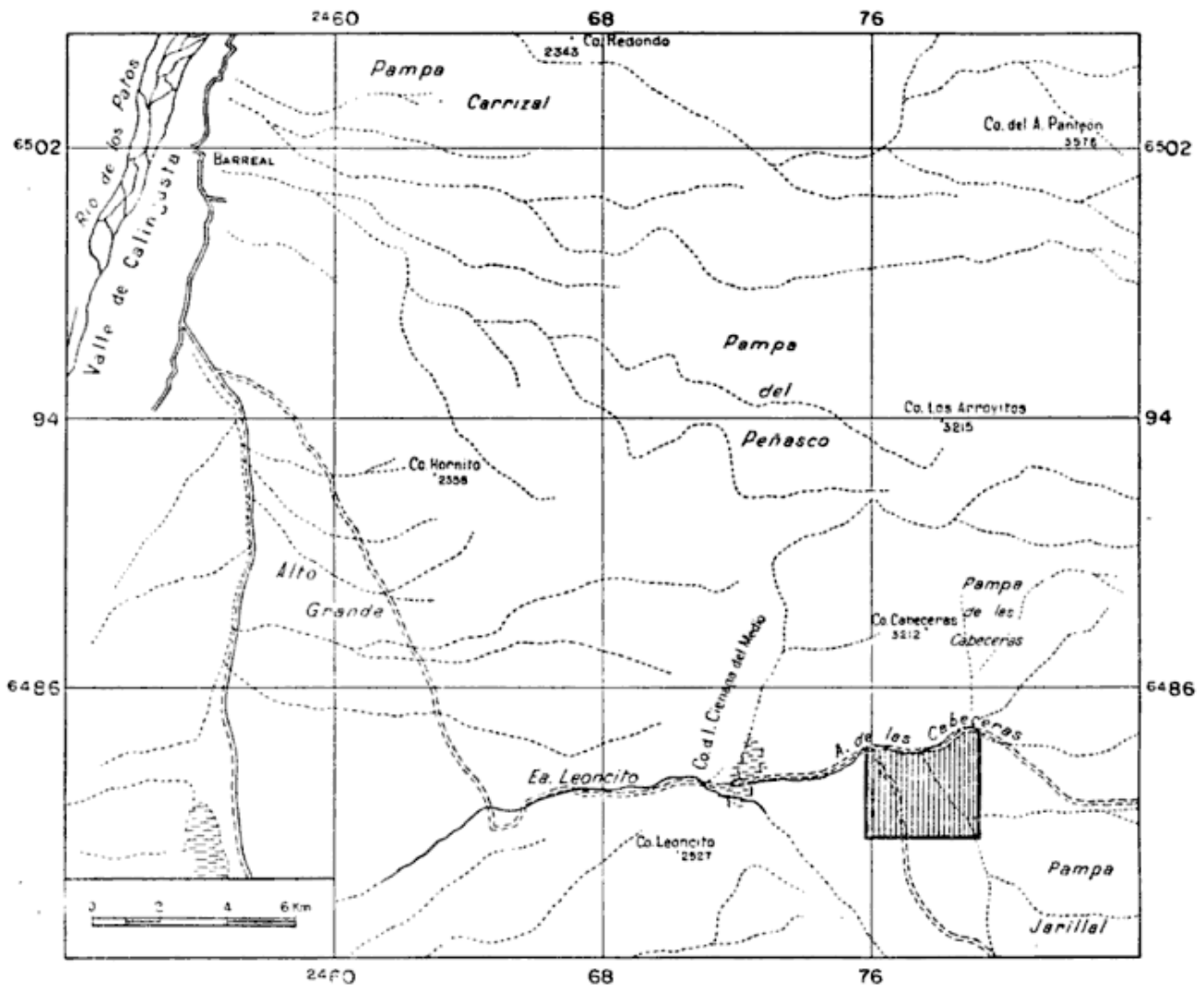


Figura 1

5) *Intercalaciones de rocas espiliticas*: Son tres mantos discontinuos, compactos y masivos, de espesores variables entre 3 y 20 metros. La roca tipo es de color gris verdoso oscuro, de grano fino con abundantes amígdalas y venillas carbonáticas.

Las rocas examinadas tienen una microestructura porfírica con pasta hialopilitica, intersecetal e intergranular. La característica principal es el carácter albítico de la plagioclasa y la importancia de los minerales secundarios: calcita, óxidos de hierro, clorita. Los porcentajes de clinopiroxeno y de albita son variables. Esta última en las variedades más leucocráticas alcanza al 65 %.

Análisis químicos * efectuados sobre dos muestras, han revelado una alta proporción de carbonato de 27 y 33 % respectivamente. En la parte insoluble resulta de interés el alto contenido sódico, de 3,1 a 4,9 % y un bajo contenido de Ca : 7,7 - 1,0. Correspondientemente con ello es bajo el contenido de Al, respecto a los basaltos comunes, ya que han dado valores menores al 10 %. El porcentaje de sílice de estas rocas es elevado pues alcanza al 60 %. La explicación estaría dada por las venillas de cuarzo de origen secundario. Estos

* En el Laboratorio de Análisis de rocas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de Buenos Aires. Analista: doctora Kotelnikov.

datos analíticos, si bien concuerdan con un proceso de albitización, no alcanzan a aclarar realmente el problema del origen de estas rocas.

6) *Diques básicos*: Tres diques sub-verticales cortan perpendicularmente al eje primario de la estructura. El mayor de estos tiene un espesor de 3 metros; los otros dos tienen espesores inferiores a un metro. La roca tipo se compone en lo esencial de labradorita, clinopiroxeno y magnetita, según una estructura ofítica a subofítica como es común en las diabasas.

Es interesante destacar que estos diques no cortan la Formación Ansilta, que yace en discordancia sobre la Formación Cabeceras.

7) *Venillas de cuarzo*: Cuarzo lechoso que se presenta en las sedimentitas como venillas, venas y reventones. Las venas son paralelas a SS. Otras veces las atraviesan y también están replegadas.

## B. Formación Ansilta

Esta formación designada por Harrington (1954), constituye la masa principal de la sierra homónima que se continúa al sur del Cordón del Naranjo. Sus afloramientos, aquí descriptos, corresponden a los más septentrionales de dicha formación, y al miembro inferior.

Se apoya discordantemente sobre la Formación Cabeceras. Su base está constituida por conglomerados. Csaky (1963) menciona rodados bien redondeados de rocas metamórficas, a veces de rocas básicas muy alteradas, como noritas y anfibolitas, rocas ultrabásicas —hornblendita— y rocas graníticas y pórfidos graníticos y cuarcíferos. Se observan los mismos tipos de rocas que constituyen el “pretilítico”, principalmente esquistos verdosos y grauvacas. Quartino y Zardini (1964) mencionan bloques de sienita de hasta 20 metros de diámetro. Hacia arriba se observan are-

niscas conglomerádicas, lutitas y areniscas compactas, verdes y gris verdosas, que constituyen los miembros superiores y que obviamente no serán descriptos aquí.

## ESTRUCTURA

La estructura está definida por un anticlinorio asimétrico, compuesto por pliegues de hasta por lo menos tres órdenes de plegamiento. La zona mapeada constituye el cierre sur de dicho anticlinorio. El rumbo del eje primario es N 25° E, con un buzamiento hacia el sud-sudoeste de aproximadamente 20° a 40°. El plano axial inclina hacia de este-sudeste. (Fig. 2).

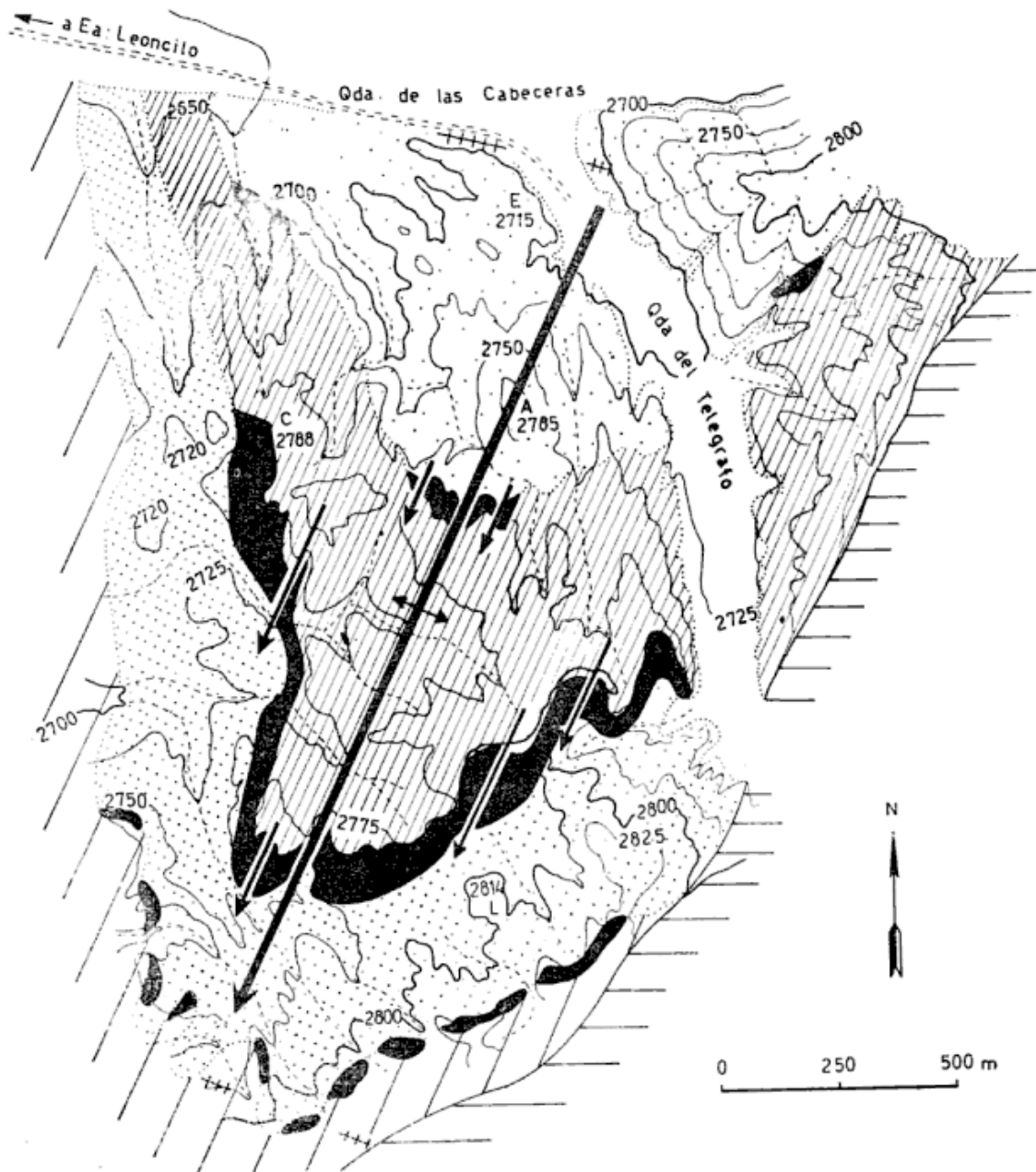
Los pliegues de segundo orden son simétricos, asimétricos y, excepcionalmente, volcados. Sus longitudes de onda varían entre 20 y 100 metros. Los valores más frecuentes están comprendidos entre 20 y 40 metros. Los pliegues situados sobre o en las proximidades del eje de la estructura primaria, tienden a ser simétricos, mientras que los situados en los flancos son más comúnmente asimétricos y también volcados. Sus planos axiales inclinan en general, al este en el flanco oriental de la estructura, y al oeste en el flanco occidental.

El plegamiento del tercer orden se presenta sobreimpuesto en los pliegues de segundo orden. Sus longitudes varían entre 3 y 7 metros. El rumbo y buzamiento del eje de estos pliegues coinciden con los de 2° orden.

El plegamiento de 4° orden está representado por micropliegues de longitudes variables entre 0,30 y 0,50 metros, cuyos rumbos y buzamientos son en general paralelos a los anteriores.

En muchos de ellos se observan pequeñas fracturas de charnela. Los pliegues de 2°, 3° y 4° orden son claramente observables en las grauvacas. En las rocas espilíticas se observaron únicamente pliegues de 2° orden.

Las rocas semimetamórficas han desa-



REFERENCIAS

CARBÓNICO	FORMACION ANSILTA	Conglomerados y Areniscas	Espilitas	
	PALEÓZOICO INF.	FORMACION CABECERAS		Lutitas verdes superiores
Grauvascas superiores			Anticlinal primario	
Lutitas verdes y moradas				Pliegues de Orden Superior
Grauvascas inferiores			2700 Cotas	

Fig. 2. — Anticlinorio de las Cabeceras, San Juan

rollado un intenso clivaje y también diaclasamiento que oscurece la geometría del plegamiento. Sólo en algunos lugares se alcanza a apreciar pliegues que por sus características, se asemejan a pliegues de 2º orden. Es característico en estas rocas el desarrollo de corrugamiento (chevron folds) de aproximadamente 15 cm de longitud de onda como máximo, determinando una lineación de ejes de corrugamiento en los planes SS., que inclina en el mismo sentido que el buzamiento de los pliegues de orden superior. Por otra parte son también muy frecuentes en estas rocas "kink bands" de mayores dimensiones.

Otra característica de estas rocas, en especial en las de tono morado o violáceo, es la presencia de una estructura "en lápiz" notablemente desarrollada, causada por la intersección de dos juegos de diaclasas. Esta lineación posee idéntico rumbo e inclinación que la estructura mayor.

Los diques básicos son posttectónicos y emplazados antes del ciclo sedimentario Carbónico. Rellenan fracturas de extensión, pues su rumbo es casi normal a la estructura primaria, es decir noroeste-sudeste e inclinando 70° a 80° al sud-sudoeste.

### *Significado de la litología*

La litología del complejo Paleozoico Inferior, deformado en anticlinorio, es muy clara para la definición de un ambiente de sedimentación y la evolución del ciclo tectónico. La presencia de grauvacas y de lavas albíticas asociadas está indicando una asociación de eugeosinclinal en sus facies típicas. La extrema localización del hallazgo aquí descrito se complementa en su extensión regional con las referencias dadas por Borrello (1963) al sur de Uspallata y la presencia de rocas homólogas en los Caracoles, entre Gualilán y Villanueva. Esto está indicando la localización de la facie eugeosinclinal del Paleozoico Inferior a lo largo de una importante

extensión geográfica. El cuadro del magmatismo en el ciclo sedimentario-tectónico, puede ampliarse aún más en este sector de la Precordillera, ya que puede añadirse al magmatismo eugeosinclinal la faja de rocas ultrabásicas aflorantes más al sur, en la región de Uspallata (Zardini, 1962a y 1962b). Además, en las serranías de la Alumbreira, al norte y sur de la quebrada homónima, y cubriendo un área de extensión regional, el magmatismo básico del Paleozoico Inferior está siendo estudiado por dos de los autores de esta nota (B. J. Quartino y A. J. Amos) conjuntamente con R. A. Zardini. La eruptividad posterior a la etapa de sedimentación geosinclinal, podría estar sugerida en las vecindades del anticlinorio por las rocas originarias de los rodados de sienita hallada por Csaky (1963) y luego estudiada por Quartino y Zardini (1963) a pocos km al sur de esta área. La atribución de esta plutonita al magmatismo sin o tardío tectónico del Paleozoico Inferior es sin embargo dudosa, por cuanto la sienita se encuentra solamente como bloques en el conglomerado de la Formación Ansilta.

Una etapa magmática del mismo ciclo sedimentario diastrófico del Paleozoico Inferior, estaría representada por los diques diabásicos que son indudablemente posttectónicos respecto de la deformación del anticlinorio y cuya edad estaría limitada por el hecho que no intruyen al Carbónico.

Respecto al metamorfismo de las rocas del Paleozoico Inferior, cabe hacer una advertencia, por cuanto ha sido extensivamente usada una nomenclatura litológica que alude exclusivamente a características sedimentarias, tal el caso de las lutitas verdes. En rigor de verdad la litología de dicha formación es el resultado de un proceso kineto-leptometamórfico de bajo grado térmico. Realmente son pizarras lustrosas y eventualmente filitas, por razones de granulometría. En la facie samítica, el metamorfismo es menos aparente, por sus

condiciones de mayor rigidez respecto de la facie pelítica. Sin embargo, por las características microscópicas, es posible advertir una recristalización en las escamas de clorita. El grado térmico de este metamorfismo cae en la zona de clorita, como es característico de las formaciones precarbónicas de la Precordillera, altamente deformadas y carentes de efectos de contacto.

En síntesis, la región de las Cabeceras es un claro ejemplo de estructura de anticlinorio, con metamorfismo dinámico regional de muy bajo grado, e ilustrativa de un ambiente litológico propio de sedimentación eugeosinclinal, acompañada de magmatismo básico espilitico.

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Amos, A. J. — *Estructura del Paleozoico entre Barreal y la Pampa de Yalguaraz*. (En preparación).
- Amos, A. J. y Rolleri, E. O., 1964. *El Carbónico marino del Valle de Calingasta-Uspallata (San Juan-Mendoza)*. Bol. Inf. Petroleras, n° 368, pp. 50-71.
- Baldis, B. A., 1963. *Nota sobre la estratigrafía y estructura al Sur del Arroyo de Las Cabeceras. Estancia Leoncito*. Bol. Inf. Petrol., n° 365.
- Borrello, A. V., 1963. *Elementos del Magmatismo Simaico en la correlación de la secuencia Geosinclinal de la Precordillera*. Comunic. del Museo Arg. Cien. Nat. B. Rivadavia. Ciencias Geol., t. 1, n° 19, Buenos Aires.
- Csaky, A., 1963. *Geología de la zona situada al N. del cordón del Naranjo y al sur del Cerro Cabeceras. Dto. Calingasta-San Juan*. Tesis Licenciatura. Universidad de Buenos Aires (inédita).
- Harrington, H. J., 1954. *Informe geológico de la Hoja 22 Ramblon*. Inst. Nac. Geol. y Minería (inédito).
- Quartino, B. y Zardini, R. A., 1963. *Significado geológico del conglomerado Carbónico del Rincón de la Aguadita (zona norte del cordón del Naranjo) San Juan*. Segundas Jornadas Geológicas Argentinas, Salta. Bol. Inf. Petroleras, n° 365, pp. 21-27 (1964).
- Scalabrini Ortiz, J., 1963. *Sobre una estructura anticlinoria en el llamado "pretilítico" al sur de la quebrada del arroyo de Las Cabeceras. Estancia Leoncito-Dpto. Calingasta. San Juan*. Tesis de Licenciatura (inédita), Univ. Nac. de Buenos Aires.
- Zardini, R. A. 1962 a. *Significado geológico de las Serpentinitas de Mendoza*. Anales Ias Jornadas Geológicas Argentinas. San Juan 1960, t. II, pp. 437-442.
- Zardini, R. A., 1962 b. *Serpentinitas de la Mina La Mendocina, Uspallata, Mendoza*. Rev. Asoc. Geol. Arg., t. XV, n° 1-2, pp. 43-51.

Recibido el 31 de marzo 1969.



## DISTRIBUCION ESTADISTICA DE ELEMENTOS EN ROCAS GRANITICAS

Por HUGO B. NICOLLI *

*"La géologie du granite en est à un stade encore élémentaire, ainsi qu'on l'a vu chemin faisant par toutes les questions soulevées comportant peu de réponses précises. Pourtant elle a un puissant intérêt. Nous avons le sentiment qu'elle se trouve à la base de deux autres sciences géologiques importantes: l'orogénie et la géochimie de l'écorce."*

E. RAGUIN (1957)

### RESUMEN

Se han considerado algunas características de la distribución estadística de los óxidos de los elementos abundantes y del uranio, en 164 muestras de rocas graníticas de afloramientos españoles.

La distribución del  $\text{SiO}_2$  muestra una marcada asimetría negativa, similar a la del  $\text{K}_2\text{O}$ . Las distribuciones de  $\text{MnO}$  y  $\text{Na}_2\text{O}$  se aproximan a una distribución gaussiana. Todo el resto de los constituyentes ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{TiO}_2$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) tienen asimetrías positivas en grados diversos, mostrando la misma tendencia de muchos oligoelementos (por ejemplo el U).

Se destacan ciertas discontinuidades de las distribuciones en los diagramas de frecuencia acumulada (escala lineal), lo que nos lleva a considerar a la distribución estadística de cada elemento como normal-doble (la gran mayoría) o normal-múltiple ( $\text{K}_2\text{O}$ ). La distribución del U se aproxima a la lognormal.

### ABSTRACT

The general statistical nature of the distribution of the oxides of the common elements and uranium in 164 granitic rocks from Spain are considered.

The distribution of  $\text{SiO}_2$  shows decided negative skewness;  $\text{K}_2\text{O}$  is also negative skewed;  $\text{Na}_2\text{O}$  and  $\text{MnO}$  appears to approach normality. All other constituents ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{TiO}_2$  and  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) show, in varying degrees, positive skewness, with the same tendency shown by many trace elements like U.

Discontinuities in the cumulative frequency diagrams are remarkable. So, the statistical distribution of each element is considered to be a bi-normal or a multi-normal, according to the number of discontinuities. In the case of U, the distribution is approximately lognormal.

### 1. INTRODUCCION

En 1922 W. A. Richardson y G. Sñeesby dan los primeros pasos para el estudio de la distribución de frecuen-

cias en Geología. Pero debieron pasar casi dos décadas para que N. K. Rasumovski (1940) se ocupara de la distribución de frecuencias de los elementos y escribiese los primeros fundamentos de la distribución lognormal en Geoquímica.

* Comisión Nacional de Energía Atómica.

A. N. Kolmogorov (1941) publica ciertos esquemas estocásticos de moderna concepción, pero recién en 1947 A. B. Vistelius y O. V. Sarmanov dan la fundamentación estadística de la experimentación en Geología, así como la técnica de aplicación de ciertas pruebas de la bondad del ajuste entre funciones calculadas y frecuencias observadas.

Pero es a partir de los trabajos de L. H. Ahrens (1953, 1954) cuando la distribución lognormal adquiere singular importancia en la investigación geoquímica, pues enuncia como ley fundamental: "la concentración de un elemento está lognormalmente distribuida en una roca ígnea específica", ya que, ante una dispersión grande de un elemento traza, la campana de frecuencias asume una asimetría decididamente positiva que invalida el ajuste a una distribución estadística gaussiana. Por esta época aparecen diversos artículos críticos (F. Chayes, 1954; R. L. Miller y E. D. Goldberg, 1955) destacando la importancia del conocimiento de los factores geológicos en juego así como la valoración de la incidencia de los errores experimentales sobre la dispersión del conjunto de valores numéricos. K. V. Aubrey (1954, 1956) llama la atención sobre la existencia de asimetrías negativas para ciertos elementos que deben "balancear" el comportamiento de los elementos que presentan asimetrías positivas.

L. H. Ahrens (1957) recoge y comenta estas objeciones, destacando que "asimetrías positivas en tipos de distribución lognormal son, en verdad, más comunes" y "si bien se encuentran ejemplos de asimetrías negativas indudables, su proporción es, probablemente, pequeña".

Z. V. Jizba (1959) considera más correcta la distribución de N. L. Johnson (1949) para elementos de un cuerpo intrusivo u otro que pueda considerarse como sistema cerrado, pero reconociendo, para elementos traza, que la

distribución se aproxima a la lognormal. S. Durovic (1959) hace una interesante discusión sobre la ecuación que expresa el comportamiento de la densidad de probabilidad en la distribución lognormal.

En 1960, A. B. Vistelius analiza sistemáticamente las distribuciones de frecuencia y estudia las asimetrías, y D. M. Shaw (1961) puntualiza la necesidad de una mayor atención a los aspectos geológicos del problema y a la valoración de errores de muestreo, comparación y análisis de las muestras.

L. H. Ahrens, en trabajos posteriores (1963 a, 1963 b, 1963 c y 1964) analiza la magnitud y significación de las asimetrías en la distribución de los elementos mayores de rocas ígneas, y publica una reseña de los principales trabajos sobre el tema con cuadros que incluyen el número de datos aportados por cada autor (L. H. Ahrens, 1966).

En el presente trabajo se incluye un estudio y discusión acerca de la naturaleza estadística de la distribución de los óxidos de los elementos más comunes y del uranio en rocas graníticas. Con el mencionado propósito se han analizado 164 muestras de afloramientos de rocas graníticas de España; el conjunto de observaciones sobre su composición aporta una población de referencia aceptable a los fines de hacer una estimación de la distribución real de tales constituyentes (H. B. Nicolli, 1966).

Es necesario aclarar que, bajo la denominación genérica de rocas graníticas, se ha considerado una cierta variedad de rocas plutónicas cuyo contenido de  $\text{SiO}_2$  oscila entre 55 y 77 %.

## 2. METODO EXPERIMENTAL

En toda la planificación y ejecución del muestreo, así como en las distintas fases de preparación previa de las muestras (selección, pulverización, etc.) se

han respetado los principios y normas dados por P. Gy (1954), P. Laffitte (1957) y D. M. Shaw (1961).

Las técnicas de análisis químico em-

pleadas están basadas, fundamentalmente, en los esquemas de J. P. Riley (1958) y M. Weibel (1961), de acuerdo a la reseña dada en el Cuadro I.

CUADRO I

Constituyente	Método de análisis	Bibliografía
SiO ₂ .....	Espectrofotometría	J. B. Mullin y J. P. Riley (1955), M. Weibel (1961 a)
Al ₂ O ₃ .....	Complexometría	M. Weibel (1961 b)
Fe ₂ O ₃ (Fe total).	Espectrofotometría	J. P. Riley (1958), M. Weibel (1961 a), G. Falchi y F. Tonani (1964)
MnO.....	Espectrofotometría	F. Nydahl (1949), J. P. Riley (1958) M. Weibel (1961 a)
MgO } CaO }	Complexometría	G. P. Hildebrand y C. N. Reilley (1957), H. A. Flaschka y A. J. Barnard Jr. (1960), M. Weibel (1961 a)
Na ₂ O } K ₂ O }	Fotometría de llama	E. A. Vincent (1960) y M. Weibel (1961 a)
TiO ₂ .....	Espectrofotometría	J. P. Riley (1958), M. Weibel (1961 a)
P ₂ O ₅ .....	Espectrofotometría	R. E. Kitson y M. G. Mellon (1944), L. Shapiro y W. W. Brannock (1952 y 1956), G. Charlot y D. Bezier (1955), M. Weibel (1961 a)
U.....	Fluorimetría	R. Coulomb y M. Goldstein (1956), P. Berthollet (1958)

El Cuadro II es estimativo de los errores de análisis químico para algunos elementos aquí considerados. Observando el mismo vemos que las dispersiones son aceptables, justificando la aplicación de estas técnicas en el estudio que nos ocupa. Por tanto, los valores obtenidos son estimaciones acepta-

bles de los contenidos de los elementos en las rocas estudiadas, los cuales se expresan, respetando la tradición, con dos cifras decimales, aunque para la consideración de las cifras exactas debe tenerse en cuenta la magnitud de los errores analíticos consignados en el mismo Cuadro.

CUADRO II

Determinación de	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (total)	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	U
Media aritmética obtenida (en %)	74,74	15,79	4,83	4,38	2,45	3,65	5,15	6,1*
Número de determinaciones	10	10	10	10	10	10	10	10
Varianza	0,0408	0,0118	0,0141	0,0150	0,0177	0,0086	0,0056	0,1567
Desviación típica	0,20	0,11	0,12	0,12	0,13	0,09	0,07	0,40
Desviación típica relativa (en %)	0,27	0,70	2,48	2,74	5,31	2,46	1,36	6,56
Error relativo máximo de una determinación aislada (en %)	0,5	1,4	5,0	5,5	10,6	4,9	2,7	13,1

* En ppm (partes por millón).

### 3. DISTRIBUCION ESTADISTICA DE ELEMENTOS

En los párrafos siguientes se hace una discusión general sobre la naturaleza estadística de la distribución de los elementos más abundantes y del uranio en rocas graníticas. A tal efecto se ha construido, para cada elemento, su histograma de frecuencias y se ha trazado su curva de densidad de probabilidad.

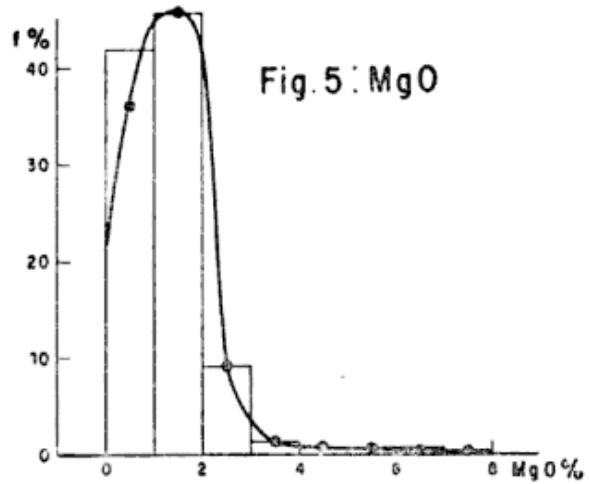
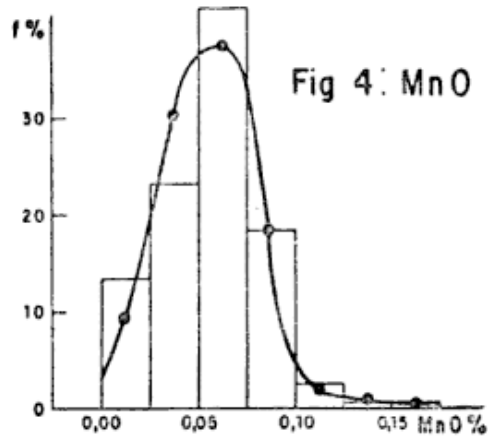
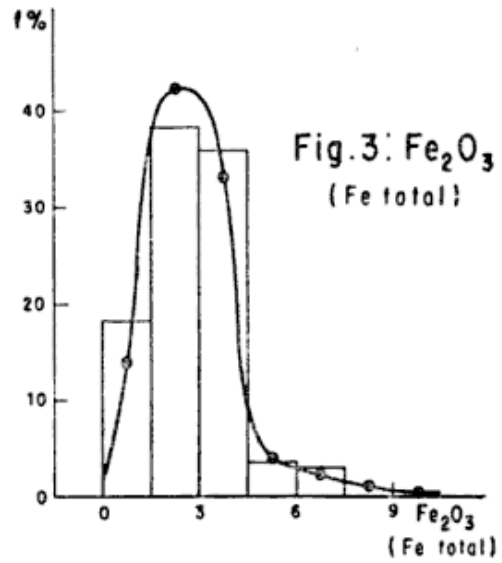
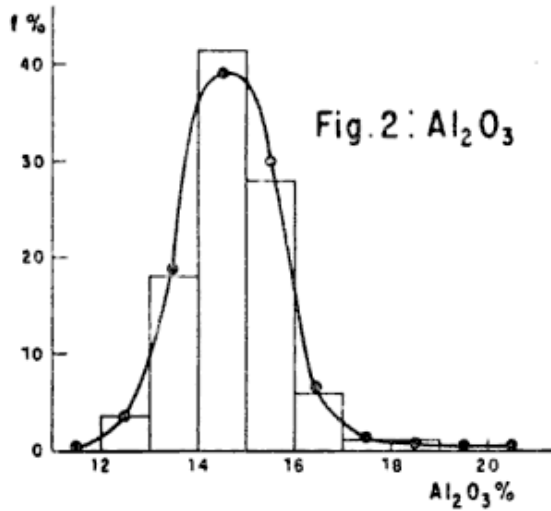
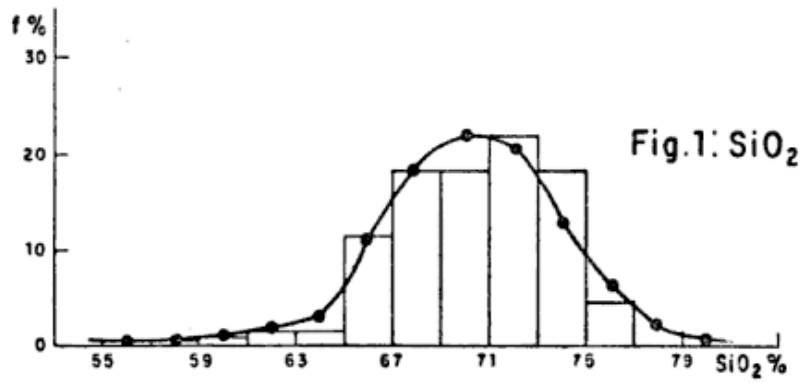
Con el objeto de efectuar el ajuste de valores de referencia a funciones sencillas (rectas) y facilitar el cálculo estadístico, se ha recurrido a diagramas de frecuencias acumuladas en papel de probabilidad. Para el uranio se empleó escala logarítmica y para el resto de los elementos, escala lineal. Sobre los mismos se han estudiado ciertas discontinuidades de la mayor parte de los elementos y se han observado sus dispersiones.

También se construyeron las curvas de densidad de probabilidad teórica para las distribuciones consideradas en cada caso.

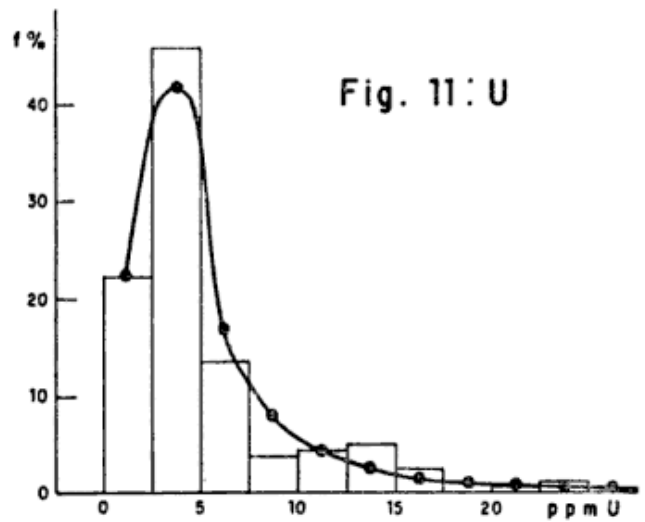
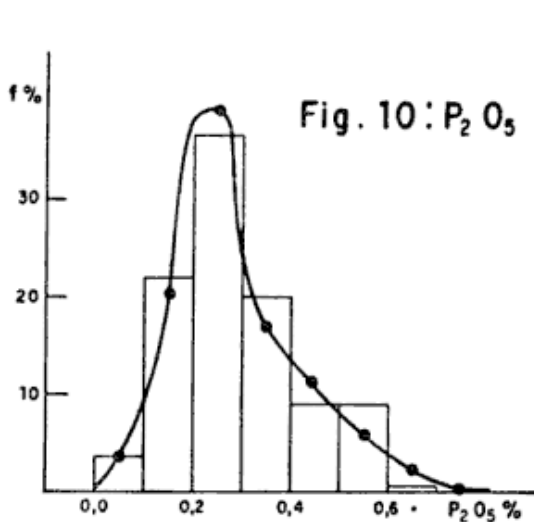
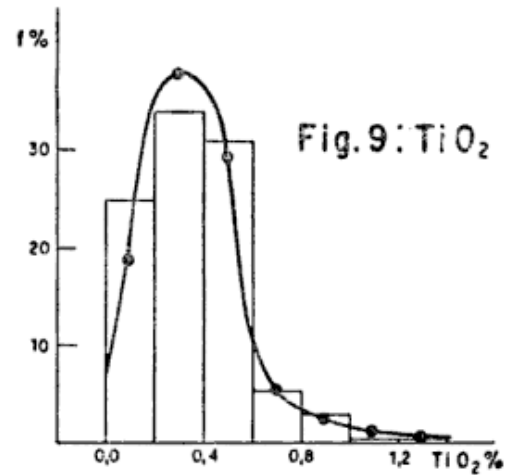
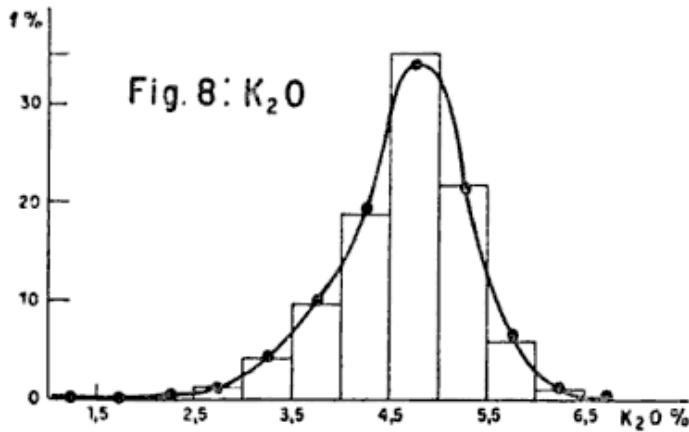
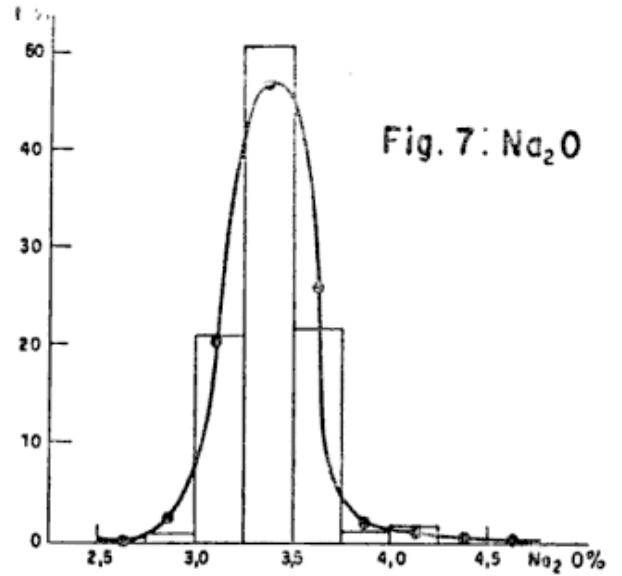
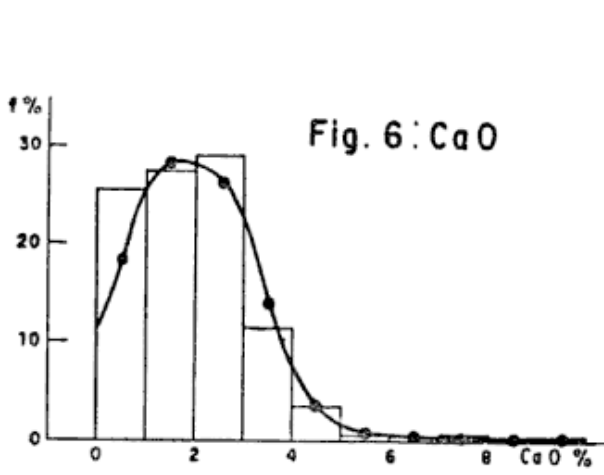
#### 3.1. SiO₂

Consignamos algunas características de la distribución estadística del SiO₂, el constituyente más abundante en las rocas graníticas. El valor medio de su contenido es 70,09 % con valores oscilantes entre 55,89 y 76,67 % que muestran claramente una asimetría negativa, fenómeno coincidente con lo señalado por L. H. Ahrens (1963 a, 1963 c, 1964). Por esta razón el valor medio (70,09 %) es menor que el modo (estimado en 70,5 % de SiO₂) que nos da la concentración prevalente (Fig. N° 1). Esta diferencia puede ser petroquímicamente de cierta significación, hecho que se debe tener muy en cuenta cuando se comparan los valores medios de SiO₂ para distintas áreas graníticas, ya que la magnitud de la diferencia entre valor medio y contenido más probable da una medida de la asimetría asumida por el constituyente en su distribución estadística en la roca.

Observando la Fig. N° 12 del diagrama de frecuencias acumuladas (escala li-



HISTOGRAMAS DE FRECUENCIA Y CURVAS DE DENSIDAD DE PROBABILIDAD PARA CONSTITUYENTES DE ROCAS GRANITICAS



HISTOGRAMAS DE FRECUENCIA Y CURVAS DE DENSIDAD DE PROBABILIDAD PARA CONSTITUYENTES DE ROCAS GRANITICAS

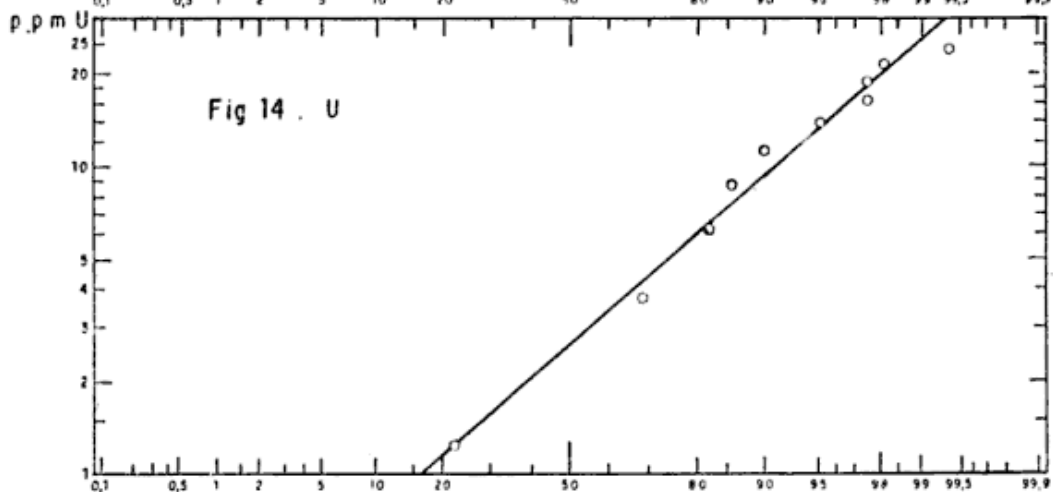
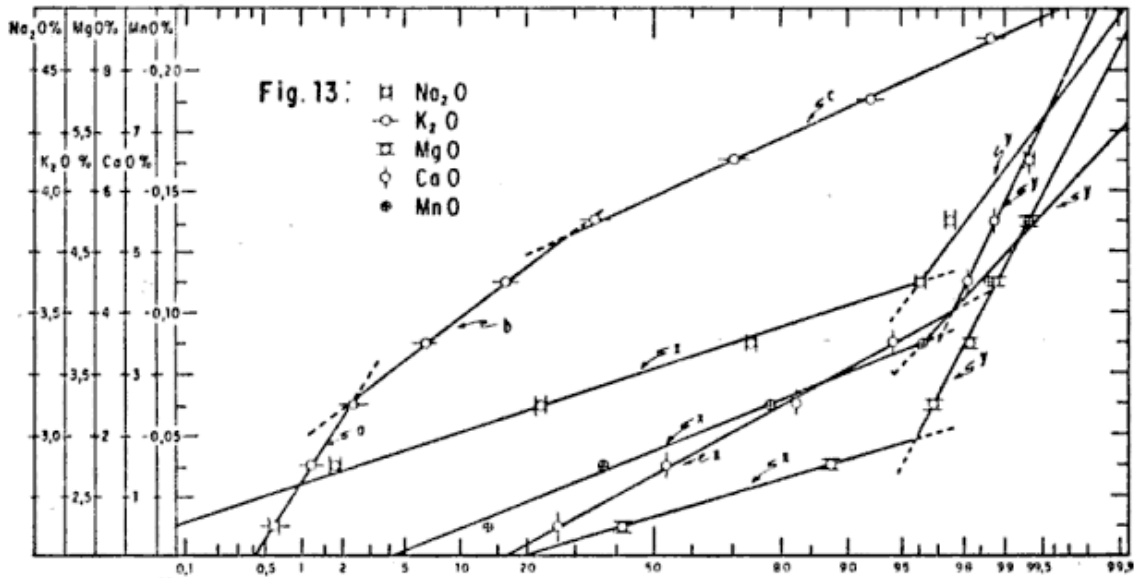
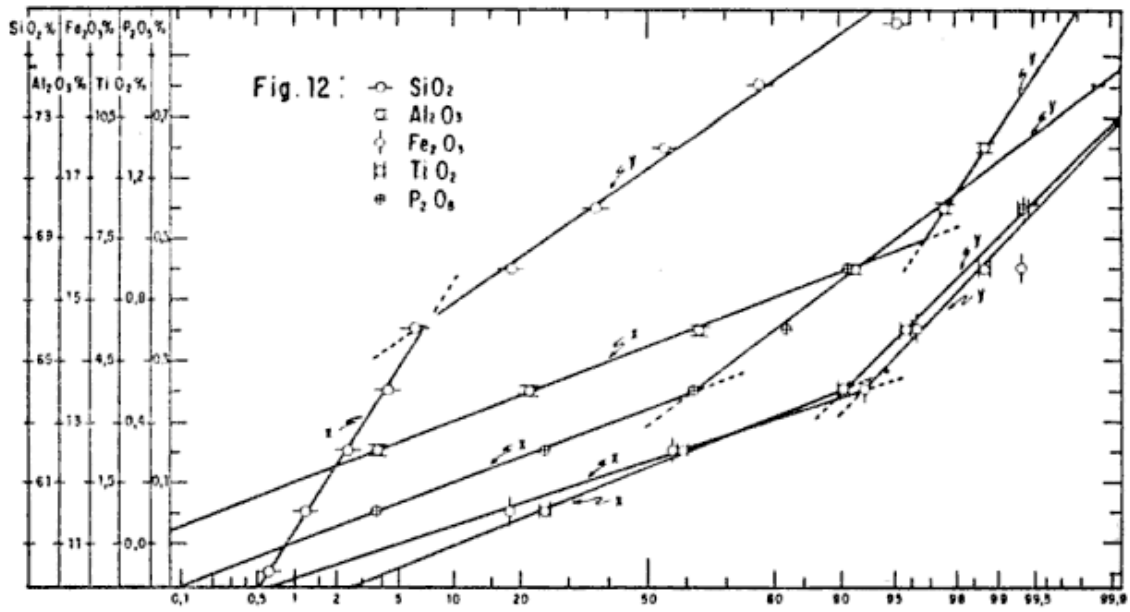
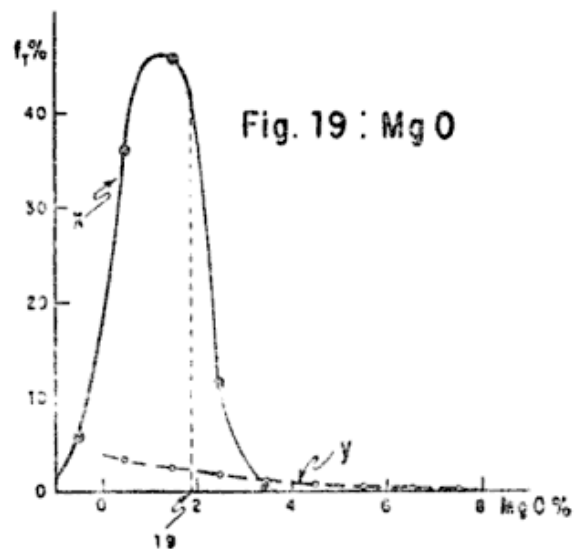
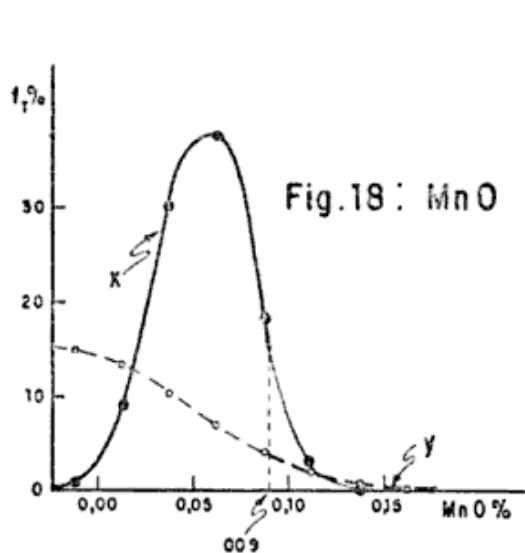
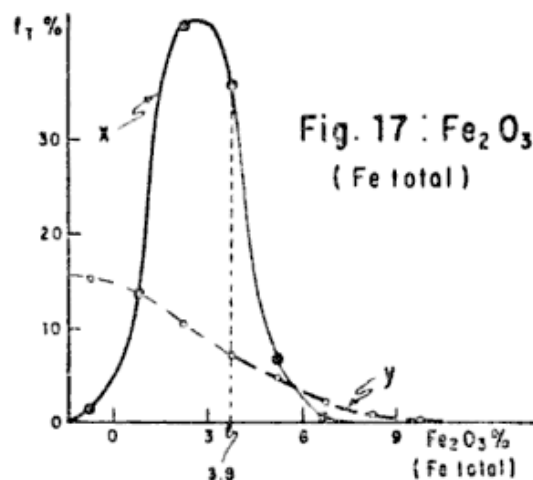
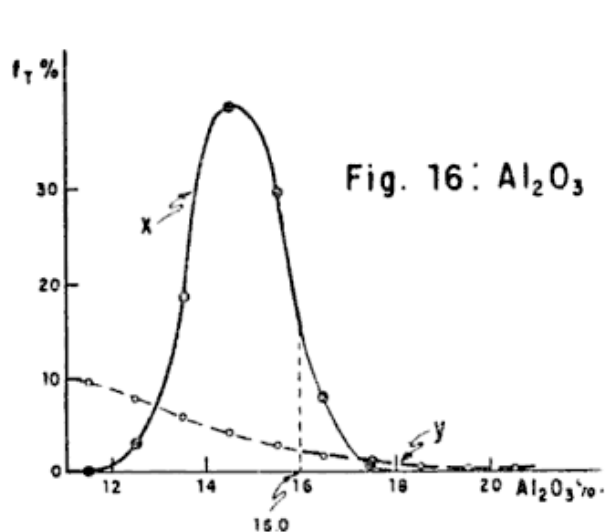
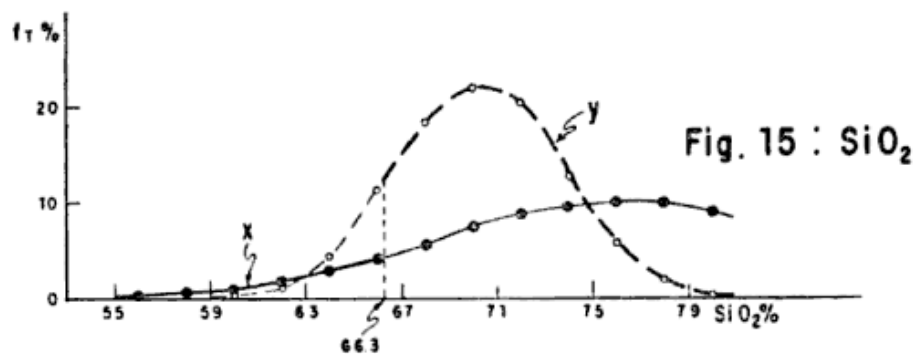


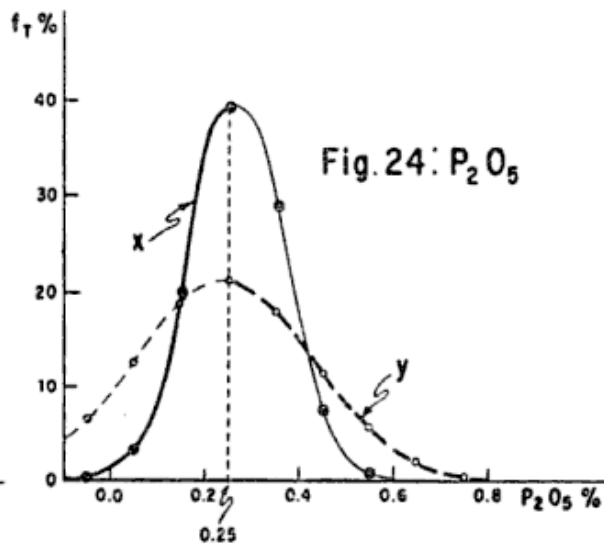
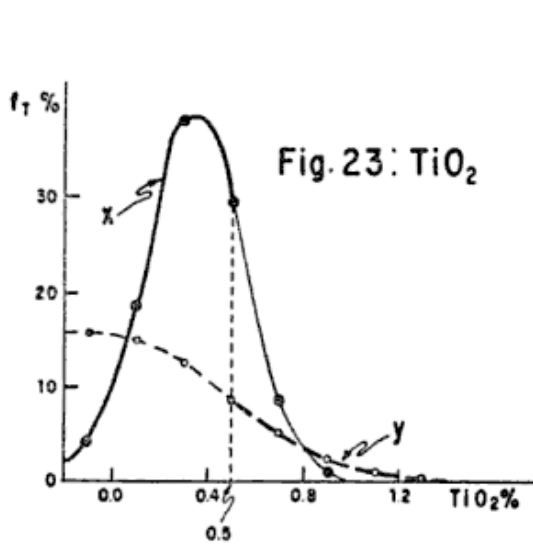
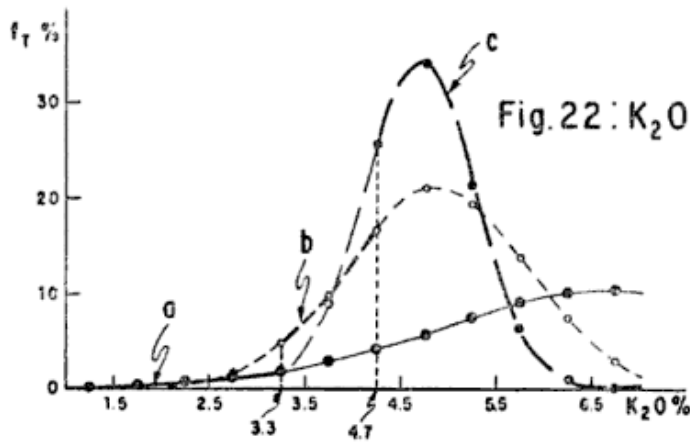
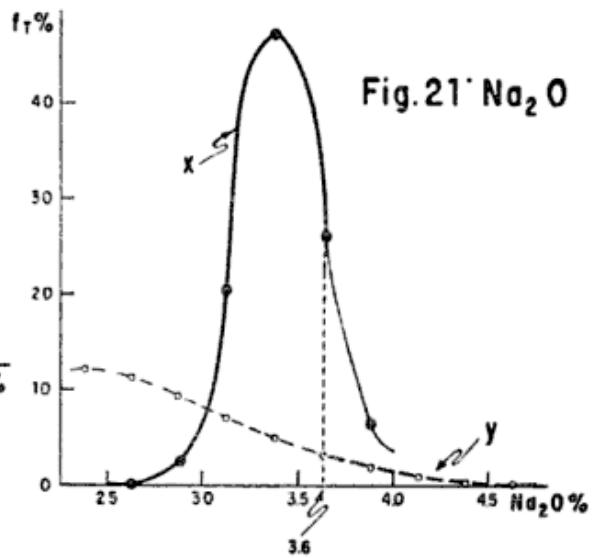
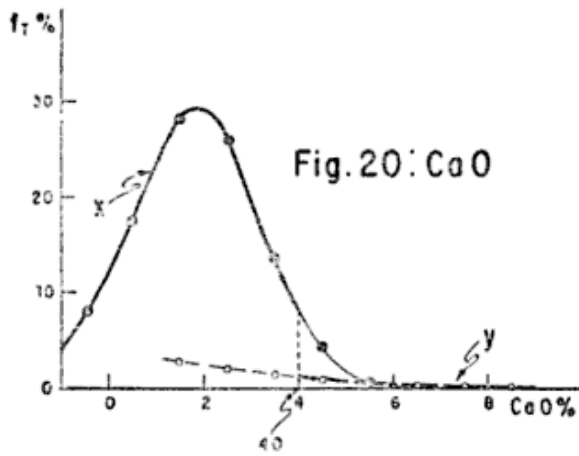
DIAGRAMA DE FRECUENCIAS ACUMULADAS

( Fig. 12 Y 13, EN ESCALA LINEAL ; Fig. 14 EN ESCALA LOGARITMICA )



CURVAS YUXTAPUESTAS DE DENSIDAD DE PROBABILIDAD  
TEORICA PARA CONSTITUYENTES DE ROCAS GRANITICAS





**CURVAS YUXTAPUESTAS DE DENSIDAD DE PROBABILIDAD  
TEORICA PARA CONSTITUYENTES DE ROCAS GRANITICAS**

neal) para diversos constituyentes, distinguimos una clara discontinuidad en el 7,5 % de la escala de frecuencias, correspondiente a un valor de  $\text{SiO}_2$  del 66,3 %. Esta misma discontinuidad, aunque en valores de  $\text{SiO}_2$  del 72,8 % para rocas graníticas de Japón, ha sido señalada por L. H. Ahrens (1963 b). Esta discontinuidad separa la población de valores en dos subpoblaciones que nos llevan a considerar la distribución del  $\text{SiO}_2$  como una resultante de dos distribuciones X e Y con un 7,5 y un 92,5 %, respectivamente, de la población total de referencia. Un rasgo llamativo observado en el diagrama de la Fig N° 12, es la regularidad de las dos distribuciones, en especial X, ya que los valores extremos de Y tienden a apartarse un poco. De tal manera, ambas pueden considerarse como distribuciones normales independientes (comprobar el buen ajuste de las dos rectas x e y a sus valores de referencia) y por lo tanto la distribución de  $\text{SiO}_2$  puede ser definida como *distribución normal-doble*.

Como la pendiente de x es mucho mayor que la de y, la dispersión de valores para la primera subpoblación es considerablemente mayor que para la segunda, relación que está claramente mostrada por la Fig. N° 15, en la que se han representado las curvas de densidad de probabilidad teórica correspondientes a cada una de las distribuciones. Es interesante destacar el hecho de que sólo un 7,5 % de la población tiene una fuerte dispersión geoquímica, en tanto que la mayor parte de la población de referencia (92,5 %) denota una dispersión más moderada. Si se considera sólo la distribución X, podría llegarse a concentraciones del 99-100 %  $\text{SiO}_2$ , lo que denotaría la *naturaleza anómala*, desde el punto de vista geoquímico, de la extrapolación de X. Por su parte, el límite de la distribución Y está dado por valores no superiores a  $\simeq 82$  %  $\text{SiO}_2$ , lo que comporta un hecho de indudable significación petrológica.

### 3.2. $\text{Al}_2\text{O}_3$

El segundo constituyente de las rocas graníticas en orden de abundancia,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , tiene un valor medio de 14,80 %, dado por contenidos oscilantes entre 12,01 % y 18,10 %, que asumen una asimetría positiva, no demasiado acentuada, pero distinguible en el histograma de la Fig. N° 2 (L. H. Ahrens, 1963a; J. M. Rooke, 1964).

En consecuencia, contrariamente a lo expresado para el  $\text{SiO}_2$ , el valor medio obtenido (14,80 %) es mayor que la concentración más frecuente (modo estimado  $\simeq 14,5$  %). Esta diferencia es del 2 % en valor relativo, hecho que debe ser tenido en cuenta, como en el caso del  $\text{SiO}_2$ , cuando se comparan sus valores medios en distintas áreas graníticas.

Observando el diagrama de frecuencias acumuladas de la Fig. N° 12 distinguimos, en este caso, una discontinuidad en el 97,7 % de la escala de frecuencias, correspondiente aproximadamente a un 16 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Pueden, entonces, separarse dos subpoblaciones como en el caso del  $\text{SiO}_2$ , y considerar la distribución estadística del  $\text{Al}_2\text{O}_3$  como la resultante de dos distribuciones X e Y, con un 97,7 % y un 2,3 % respectivamente, de la población total. Dado que la regularidad de las distribuciones es notable, como lo denota el ajuste de las rectas respectivas, también aquí cabe considerar a ambas como dos distribuciones normales independientes. Pero en este caso es probable que no se pueda hablar, en sentido estricto, de una distribución normal-doble, en razón de la menor probabilidad de la segunda subpoblación (2,3 %).

La pendiente de x es mucho menor que la de y, por lo tanto la dispersión de valores para la segunda es mucho mayor que para la primera. Esta relación está claramente definida en el diagrama de la Fig. N° 16, en donde se han trazado las curvas de densidad de probabilidad teórica correspondientes

a cada una de las distribuciones consideradas. Así, considerando sólo la distribución *Y*, por extrapolación podríamos llegar hasta valores próximos al 21 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , en tanto que el grueso de la población, representado por la distribución *X*, nos mostraría valores oscilantes entre 11 y 17 % (aproximadamente). Este hecho, desde el punto de vista geoquímico, nos lleva a considerar a la segunda subpoblación como anómala y a destacarlo como de significación petrológica.

### 3.3. $\text{Fe}_2\text{O}_3$ (*Fe total*)

El hierro total contenido en las rocas graníticas se expresa como  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Sus valores, que oscilan entre 0,35 y 9,19 %, nos dan un valor medio de 2,77 %, mayor que el correspondiente a la concentración más probable (modo estimado  $\simeq 2,5$  %). Esta diferencia, de casi un 10 % en valor relativo, puede tener significación petrológica. Por esta razón, en el estudio del contenido de hierro de una roca granítica hay que tener muy en cuenta la asimetría, definitivamente positiva (L. H. Ahrens, 1963a, 1963b; J. M. Rooke, 1964), que asume la distribución estadística del  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (Fig. N° 3).

En el diagrama de frecuencias acumuladas de la Fig. N° 12, reconocemos una discontinuidad en el 92,7 % de la escala de frecuencias, correspondiendo a un 3,8 % de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , aproximadamente. Tal discontinuidad nos separa la población de referencia en dos subpoblaciones que nos llevan a considerar la distribución del  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  en rocas graníticas, como la resultante de dos distribuciones, *X* e *Y*, con un 92,7 % y un 7,3 %, respectivamente, de la población total de valores. La regularidad de la distribución *X* es notable (véase el ajuste de la recta de probabilidad *x*, a sus puntos de referencia); no así la distribución *Y*, que manifiesta una tendencia al apartamiento de los valores extremos. Pese a esta contingencia, po-

dríamos considerar a la distribución estadística del  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  en rocas graníticas como una *distribución normal-doble*.

La pendiente de *x* es menor que la de *y*, en consecuencia la dispersión de valores para la segunda distribución es mayor que para la primera, relación que está claramente destacada por el trazado de las curvas de densidad de probabilidad teórica correspondientes a las dos distribuciones (Fig. N° 17). Así vemos como, a concentraciones de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  más altas corresponde una mayor dispersión y habiendo considerado la distribución como "doble-normal", nos explicamos la asimetría positiva de la distribución de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  en rocas graníticas.

Efectuando la extrapolación de valores correspondientes a la distribución *X* hasta un valor de 99,9 % de frecuencia acumulada, obtendríamos valores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  no superiores al 5,8 %, en tanto que la extrapolación de la distribución *Y* nos daría valores de hasta 10,1 % de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , para la misma frecuencia acumulada. Estos hechos tienen significación petrológica y nos autorizan a destacar, desde el punto de vista geoquímico, la *anomalía* e *irregularidad* de la segunda subpoblación.

### 3.4. *MnO*

De los constituyentes investigados en estas rocas graníticas, el *MnO* es el que nos presenta un valor medio menor, 0,05 %. Sus contenidos oscilan entre un valor inferior a 0,01 % (trazas) y 0,17 %. La concentración más frecuente está, como el valor medio, alrededor del 0,05 %. Por esta razón podríamos considerar que la distribución del *MnO* se aproxima a una distribución gaussiana, ya que no hay muestras de asimetría (Fig. N° 4), contrariamente a lo señalado por L. H. Ahrens (1963a) y J. M. Rooke (1964) para rocas graníticas de Japón y rocas ígneas ácidas de África, respectivamente, que dan una fuerte asimetría positiva.

Estudiando el diagrama de frecuencias acumuladas para el MnO (Fig. N° 13), vemos su remarcable similitud con el de Fe₂O₃ (Fig. N° 12). En efecto, hay una discontinuidad en el 96,3 % de la escala de frecuencias, correspondiente a un 0,09 % de MnO, que nos separa la población de valores en dos subpoblaciones definidas por las distribuciones X e Y, con un 96,3 % y un 3,7 %, respectivamente, de la población de referencia. La regularidad de las distribuciones consideradas (buen ajuste de las rectas de probabilidad,  $x$  e  $y$ , a sus valores de referencia) nos caracteriza la distribución estadística de MnO en rocas graníticas como una *distribución normal-doble*.

La pendiente de  $y$  es mayor que la de  $x$ , siendo en consecuencia la dispersión de valores para la segunda distribución, menor que para la primera. Esta relación se observa claramente en el diagrama de la Fig. N° 18, por el trazado de las curvas de densidad de probabilidad para las distribuciones X e Y.

Considerando sólo la distribución X, por extrapolación obtendríamos valores de MnO no mayores que 0,12 % para un 99,9 % de los casos, en tanto que la extrapolación de Y nos daría hasta un 0,18 % de MnO. Estos hechos tienen significación desde el punto de vista geoquímico y petrológico, ya que podríamos considerar como *anómalos* los valores extremos de la segunda distribución.

### 3.5. MgO

La distribución estadística del MgO en rocas graníticas muestra una fuerte asimetría positiva (ver histograma y curva de frecuencias de la Fig. N° 5). Sus valores, oscilantes entre 0,02 y 6,15 %, nos dan un valor medio de 1,25 % que es, en consecuencia, mayor que el valor más probable (modo estimado  $\simeq$  1,1 % MgO). La diferencia entre estos valores, de un 12 % en valor relativo, nos lleva a tenerla en cuenta

cuando se comparan valores medios de distintas áreas y por lo tanto a considerarla como un hecho de significación petrológica derivado de su fuerte asimetría (L. H. Ahrens, 1963a, 1963b; J. M. Rooke, 1964).

Observando en la Fig. N° 13, el diagrama de frecuencias acumuladas para el MgO, reconocemos una discontinuidad en el 94 % de la escala de frecuencias, correspondiente a un 1,9 % de MgO, aproximadamente, que nos separa la población de referencia en dos subpoblaciones definidas por las rectas  $x$  e  $y$ , y nos lleva a considerar la distribución del MgO como la resultante de otras dos distribuciones normales independientes, X e Y, con un 94 % y un 6 % respectivamente, de los valores de la población total de referencia. Así nos encontramos con otra *distribución normal-doble*, que destaca la notable regularidad de las dos distribuciones consideradas, a juzgar por el excelente ajuste de las rectas  $x$  e  $y$  a sus valores de referencia.

La pendiente de  $x$  es mucho menor que la de  $y$ , siendo en consecuencia la dispersión de la primera distribución considerablemente inferior a la de la segunda. (Véanse las curvas de densidad de probabilidad correspondientes a las dos distribuciones en la Fig. N° 19). De tal manera, a concentraciones más altas de MgO corresponde una dispersión mucho mayor. Considerando simultáneamente su distribución normal-doble, nos explicamos la fuerte asimetría positiva que asume la distribución del MgO en rocas graníticas.

Analizando la extrapolación de X e Y, se observa la diferencia entre sus dispersiones. En efecto, por extrapolación de X obtendríamos valores no superiores a un 3,0 % de MgO en el 99,9 % de los casos, en tanto que la extrapolación de Y nos daría valores de hasta 8,3 % de MgO, hecho que nos destaca, desde el punto de vista geoquímico, la *anomalía* de la segunda

subpoblación de valores y nos mueve a considerar su significación petrológica.

### 3.6. CaO

El CaO, con valores oscilantes entre 0,22 y 7,34 %, nos da un valor medio de 1,96 %. Muestra, como en el caso del MgO, una fuerte asimetría positiva (Fig. N° 6) que hace que el valor más probable (modo estimado  $\simeq$  1,7 % CaO) sea menor que el valor medio. La diferencia, de casi el 14 % en valor relativo, tiene significación petrológica y debe, por lo tanto, ser tenida en cuenta cuando se examinan los contenidos de CaO en distintas áreas graníticas.

En su diagrama de frecuencias acumuladas (Fig. N° 13), se destaca una discontinuidad en el 97,7 % de la escala de frecuencias, correspondiente a un 4,0 % de CaO, separando la población de referencia en dos subpoblaciones definidas por las rectas  $x$  e  $y$ . Por consiguiente, consideramos la distribución del CaO como resultante de dos distribuciones normales,  $X$  e  $Y$ , con 97,7 % y 2,3 %, respectivamente, de los valores de la población total y la definimos también como *normal-doble*, ya que se destaca la regularidad de las dos distribuciones a través del excelente ajuste de las rectas a sus puntos de referencia.

También en este caso la pendiente de  $y$ , similar a la correspondiente del MgO, es mayor que la de  $x$ , pero destacando que ésta es mayor para el CaO que para el MgO. De tal manera la población de valores del CaO tiene una dispersión mayor que la del MgO, hecho que tiene su significación geoquímica y la distribución  $Y$  del CaO tiene también mayor dispersión que  $X$ . Esta relación se observa claramente en el diagrama de la Fig. N° 20, por el trazado de sus respectivas curvas de densidad de probabilidad teórica.

De la extrapolación de  $X$  se obtendrían valores de CaO no superiores al

5,5 % para un 99,9 % de los casos, en tanto que de la extrapolación de  $Y$  llegaríamos a valores del 9,7 %, hechos que tienen similar significación petrológica que para el MgO.

### 3.7. Na₂O

De los elementos alcalinos investigados, el sodio es el que muestra alguna similitud en su distribución con el manganeso. En efecto, el valor medio de Na₂O es de 3,36 %, dado por valores oscilantes entre 2,89 % y 5,90 %. La concentración más frecuente se estima en un 3,35 %, siendo despreciable su diferencia con respecto al valor medio. Por esta razón en su curva de densidad de probabilidad (Fig. N° 7) no hay muestras evidentes de tendencia asimétrica y se puede considerar que la misma se aproxima a la distribución gaussiana. Este hecho es coincidente con lo señalado para rocas graníticas de Japón (L. H. Ahrens, 1963a) y para rocas ígneas ácidas de Africa (J. M. Rooke, 1964).

Por otra parte, en el diagrama de frecuencias acumuladas del Na₂O (Fig. N° 13) hay una discontinuidad también en el 96,3 % de la escala de frecuencias, que aquí corresponde a un 3,6 % de Na₂O y que nos separa esta población de valores en dos subpoblaciones definidas por las distribuciones  $X$  e  $Y$ , con un 96,3 % y un 3,7 %, respectivamente, de la población de referencia total. La regularidad de estas dos distribuciones, más notoria para  $X$ , ya que sólo los valores extremos tienden a apartarse, nos caracterizan la distribución de Na₂O en rocas graníticas como una *distribución normal-doble* (observar el ajuste de las rectas  $x$  e  $y$  a sus respectivos valores de referencia).

Dado que la pendiente de  $x$  es menor que la de  $y$ , la dispersión de la distribución  $X$  es menor que la de  $Y$ . En el diagrama de la Fig. N° 21 se define claramente esta relación en el trazado de

las respectivas curvas de densidad de probabilidad teórica.

Considerando sólo la distribución  $X$ , por extrapolación obtendríamos en un 99,9 % de los casos, valores de  $\text{Na}_2\text{O}$  no inferiores a 2,6 % ni mayores que un 3,9 %. La extrapolación de  $Y$  nos da en cambio, valores de  $\text{Na}_2\text{O}$  de hasta un 4,7 %. Estos hechos son dignos de tener en cuenta en los enfoques petrológicos y geoquímicos que plantea la distribución del sodio en rocas graníticas, para valorar su real significación.

### 3.8. $\text{K}_2\text{O}$

Las características de la distribución estadística del  $\text{K}_2\text{O}$  muestran una llamativa similitud con la del  $\text{SiO}_2$ . En efecto, la asimetría es decididamente negativa y de una magnitud equivalente (ver diagrama de la Fig. N° 8). En consecuencia, el valor medio (4,60 %) es menor que la concentración prevalente (modo estimado  $\simeq$  4,8 %). Esta diferencia tiene un valor relativo del 4,3 % (ver Cuadro III) y puede considerarse de cierta significación petrológica. Por lo tanto debe tenerse en cuenta en la comparación de valores medios correspondientes a distintas áreas graníticas.

Es necesario recalcar que, al igual que los contenidos de  $\text{SiO}_2$ , los de  $\text{K}_2\text{O}$  aumentan a medida que nos aproximamos a rocas de composición granítica ("sensu-stricto") y estas variaciones son como la del  $\text{Na}_2\text{O}$ , inversas a la del resto de los constituyentes principales que, normalmente, disminuyen sus contenidos.

Observando el diagrama de frecuencias acumuladas (Fig. N° 13) para el  $\text{K}_2\text{O}$ , nos llama fuertemente la atención la presencia de dos discontinuidades en el 2,5 % y el 30 % de la escala de frecuencias, correspondientes a contenidos aproximados de  $\text{K}_2\text{O}$  del 3,25 % y 4,7 %. Discontinuidades de similar carácter han sido señaladas por L. H. Ahrens (1963 b) en la distribución del

$\text{K}$  en rocas graníticas precámbricas de África del Sur, pero puntualiza la insuficiencia de sus 40 valores para analizar en detalle la significación de dichas discontinuidades. También denota la misma particularidad la distribución estadística del  $\text{K}$  en 80 granitos jóvenes del norte de Nigeria. En el caso que nos ocupa, ese hecho surge con la misma evidencia a través de los 164 valores de  $\text{K}_2\text{O}$  considerados.

Las discontinuidades señaladas nos separan la población de valores en tres subpoblaciones que nos llevan a considerar la distribución del  $\text{K}_2\text{O}$  como una resultante de otras tres distribuciones  $A$ ,  $B$  y  $C$ , con un 2,5 %, 27,5 % y 70 %, respectivamente, de la población de referencia. Como en el caso del  $\text{SiO}_2$  pero de una manera más clara todavía, la regularidad de cada una de las tres distribuciones es evidente observando el diagrama de frecuencias acumuladas de la Fig. N° 13 en donde prácticamente no existen apartamientos, ni aún en valores extremos de  $\text{K}_2\text{O}$ . De tal manera, se pueden considerar tres distribuciones normales independientes, y por lo tanto la distribución del  $\text{K}_2\text{O}$  en rocas graníticas puede definirse como una *distribución normal-múltiple*.

Destacamos el excelente ajuste de las rectas  $a$ ,  $b$  y  $c$  a los valores de referencia y la disminución de sus pendientes, en ese orden, siendo, por lo tanto, la dispersión de valores de  $\text{K}_2\text{O}$  menor a medida que crece su contenido. Así, una distribución normal múltiple dará lugar a una asimetría negativa en el histograma de frecuencias, si la distribución correspondiente al rango de concentraciones más alto tiene la dispersión menor.

Extrapolando hasta 0,1 % de la escala de frecuencias acumuladas, los valores de la distribución  $A$ , debido a su gran dispersión, son no inferiores a 1,1 %  $\text{K}_2\text{O}$ . Es llamativa su coincidencia con la distribución  $Y$  del  $\text{SiO}_2$  (ver Fig. N°s 12 y 13). La distribución  $A$  sólo representa el 2,5 % de la población to-

tal de referencia y es, desde el punto de vista geoquímico, una destacable anomalía.

La distribución *B*, representa el 27,5 % de la población total. De su extrapolación en ambos sentidos obtenemos contenidos variables entre 2,2 % y 8 % de  $K_2O$  para un 99,9 % de los casos.

La distribución *C* representa el grueso de la población de referencia (70 %) y su pendiente es menor que la anterior. De su extrapolación surge un mínimo (3,2 %  $K_2O$ ) y un máximo (6,7 %  $K_2O$ ). L. H. Ahrens (1963 b), señalando las características de las tres subpoblaciones resultantes de la distribución del K en rocas graníticas de Africa del Sur, interpreta a las dos primeras en conjunto, como una subpoblación y la tercera, independiente de las anteriores. Por nuestra parte nos vemos más inclinados a considerar independientemente las distribuciones *A* y *B*, en razón de la manifiesta diferencia en la magnitud de la dispersión, y admitir así a la segunda como una verdadera subpoblación de transición entre las dos extremas.

Ahrens obtiene, para las mismas rocas, la segunda discontinuidad en  $\sim 4,0$  % K que expresado como óxido representa  $\sim 4,8$  %  $K_2O$ , valor muy próximo a la discontinuidad entre *b* y *c* de nuestro caso, alrededor del 4,7 %  $K_2O$  (ver las curvas de densidad de probabilidad teórica de la Fig. N° 22).

### 3.9. $TiO_2$

La distribución estadística del  $TiO_2$  (Fig. N° 9) en rocas graníticas muestra una asimetría positiva bien marcada (L. H. Ahrens, 1963 a; J. M. Rooke, 1964). Sus valores oscilan entre 0,02 % y 1,35 %, con un valor medio de 0,36 %, mayor, en consecuencia, que el valor más probable (modo estimado  $\simeq 0,32$  %  $TiO_2$ ). Esta diferencia, superior al 11 % en valor relativo, tiene similar signifi-

cación petrológica y geoquímica que para los casos de  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $CaO$  y  $P_2O_5$ .

En su diagrama de frecuencias acumuladas (Fig N° 12) se destaca una discontinuidad en el 90,8 % de la escala de frecuencias, correspondiente a un 0,51 % de  $TiO_2$ , que nos separa la población de referencia en dos subpoblaciones definidas por las rectas *x* e *y*. Consideramos así, a la distribución del  $TiO_2$  como la resultante de dos distribuciones normales independientes, *X* e *Y*, con un 90,8 % y un 9,2 %, respectivamente, de la población total. La definimos como *distribución normal-doble*, atento a la regularidad de las dos distribuciones, a través del excelente ajuste de las rectas *x* e *y*, en especial la primera, a sus respectivos valores de referencia.

La pendiente de *x* como la correspondiente a  $Fe_2O_3$ ,  $MnO$  y  $P_2O_5$ , es menor que la de *y*, lo que tiene una llamativa significación geoquímica ya que podemos considerar como *paralelo* el comportamiento geoquímico del hierro, manganeso y titanio en rocas graníticas. Estas similitudes se observan también en sus respectivas curvas de densidad de probabilidad teórica (Figs. N°s. 17, 18 y 23).

Volviendo al diagrama de la Fig. N° 12, de la extrapolación de *X* se obtendrían valores de  $TiO_2$  no superiores al 0,86 % para un 99,9 % de los casos, en tanto que la extrapolación de *Y* nos daría valores de hasta 1,4 %.

### 3.10. $P_2O_5$

La distribución estadística del  $P_2O_5$  (Fig. N° 10) tiene una definida asimetría positiva (L. H. Ahrens, 1957, 1963 a; J. M. Rooke, 1964). Sus valores, oscilantes entre 0,02 % y 0,63 % dan una media de 0,28 %, mayor que el valor más frecuente (modo estimado  $\simeq 0,24$  %  $P_2O_5$ ). Esta diferencia, de casi el 15 % en valor relativo, tiene significación y, por lo tanto, debe ser tenida en cuenta

cuando se comparan los contenidos de fósforo de distintas áreas graníticas.

Su diagrama de frecuencias acumuladas (Fig. N° 12) presenta una discontinuidad en el 62 % de la escala lineal de frecuencias, correspondiente a un 0,25% de  $P_2O_5$ , (valor muy próximo al modo estimado) y nos separa la población de referencia en dos subpoblaciones definidas en las rectas  $x$  e  $y$ . En consecuencia, consideramos la distribución del  $P_2O_5$  como la resultante de dos distribuciones normales,  $X$  e  $Y$ , con un 62 % y un 38 %, respectivamente, de la población total de referencia. Este hecho está en contraposición con los valores de más de 90 % y menos de 10 %, que aparecen en el resto de los elementos con asimetría positiva. En el caso de la distribución del  $P_2O_5$ , en consecuencia, podemos hablar con más propiedad de una *distribución normal-doble*, ya que la distribución  $Y$  adquiere singular importancia. La distribución  $X$  presenta una llamativa regularidad, mientras que la distribución  $Y$ , en sus valores extremos, se aparta de su recta de probabilidad.

Le pendiente de  $x$  es menor que la de  $y$ . Por consiguiente, a valores mayores de  $P_2O_5$  corresponde mayor dispersión, hecho que destacan las curvas de densidad de probabilidad teórica para las distribuciones  $X$  e  $Y$  en la Fig. N° 24.

La extrapolación de  $X$  nos dará valores no superiores a 0,53 % de  $P_2O_5$  para un 99,9 % de los casos. De la extrapolación de  $Y$  obtenemos valores de hasta 0,75 % de  $P_2O_5$ .

### 3.11. $U$

La distribución estadística del  $U$  en rocas graníticas (Fig. N° 11) presenta una fuerte asimetría positiva, similar a la de otros oligoelementos. (L. H. Ahrens, 1954a, 1954b, 1957, 1963a, 1963c y 1966; J. M. Rooke, 1964).

Sus valores, que oscilan entre 0,81 ppm y 25 ppm, dan un valor medio de 5,3 ppm mayor que el valor más fre-

cuente (modo estimado  $\simeq 3,5$  ppm  $U$ ). Esta diferencia, de un 34 % en valor relativo, tiene significación geoquímica y debe, por lo tanto, ser tenida en cuenta cuando se comparan contenidos uraníferos de distintas áreas graníticas.

El diagrama de frecuencias acumuladas (Fig. N° 14) está en este caso, en escala logarítmica. No se observa ninguna discontinuidad y, en consecuencia, la población de valores está definida por una recta (R. Coulomb, 1959). Si bien no hay una manifiesta regularidad en la población de referencia, el ajuste de esta recta de probabilidad a sus valores de referencia es aceptable y, por consiguiente, podemos considerar la distribución de  $U$  en rocas graníticas como una distribución gaussiana de sus valores logarítmicos (*distribución lognormal*).

De la extrapolación de esta distribución hasta 0,1 % y 99,9 % de la frecuencia acumulada, obtendremos valores oscilantes entre 0,12 ppm y 55 ppm de  $U$ . La mediana, estimada en 2,6 ppm de  $U$ , es menor que el valor medio y el modo calculados.

## 4. CONSIDERACIONES FINALES Y CONCLUSIONES

De la exposición precedente, cuyos resultados numéricos están resumidos en el Cuadro III, y efectuando oportunas comparaciones, podemos establecer algunos principios que rigen el comportamiento geoquímico de los elementos en rocas graníticas. Surgen las siguientes evidencias:

- 1ª Se han comprobado asimetrías negativas, de similar grado, para la distribución de frecuencias de  $SiO_2$  y  $K_2O$ , elementos que "balancean" el comportamiento del resto de los constituyentes cuyas distribuciones muestran asimetrías positivas. En orden creciente de grado de asimetría estos son:  $Al_2O_3$ ,  $P_2O_5$ ,  $TiO_2$ ,  $CaO$ ,  $Fe_2O_3$



CUADRO III

Valores extremos, valor medio y modo de distintos constituyentes de rocas graníticas

Constituyente	Valor más bajo ‰	Valor más alto ‰	Valor medio ‰	Modo estimado ‰	Difer. (V.m.-M)	Dif./V. m. ‰	Características de la distribución
SiO ₂ .....	55,89	76,67	70,09	~70,5	-0,41	-0,6	Asimetría negativa
K ₂ O.....	1,87	6,25	4,60	~ 4,8	-0,20	-4,3	
MnO.....	tr.	0,17	0,05	~ 0,05	—	—	Se aproxima a la gaussiana
Na ₂ O.....	2,89	5,90	3,36	~ 3,35	0,01	—	
Al ₂ O ₃ .....	12,01	18,10	14,80	~14,5	0,30	2,0	Asimetría positiva
Fe ₂ O ₃ (Fe total),.	0,35	9,19	2,77	~ 2,5	0,27	9,7	
MgO.....	0,02	6,15	1,25	~ 1,1	0,15	12,0	
CaO.....	0,22	7,34	1,96	~ 1,7	0,27	13,8	
TiO ₂ .....	0,02	1,35	0,36	~ 0,32	0,04	11,1	
P ₂ O ₅ .....	0,02	0,63	0,28	~ 0,24	0,04	14,3	
U.....	0,81*	25*	5,3*	~ 3,5*	1,8	34,0	Asimetría positiva

* En ppm (partes por millón).

- (Fe total) y MgO, elementos que muestran la misma tendencia presentada en grado extremo por la mayoría de los oligoelementos.
- 2ª La distribución del U se aproxima a la lognormal, y la del Na₂O a la normal. Llama la atención la similitud de la distribución del MnO con la del Na₂O, pues generalmente el MnO presenta distribución lognormal.
- 3ª *No es válida la comparación entre valores medios* de elementos de distintas áreas graníticas pues, en cada caso, deben tomarse en consideración las *características de su distribución estadística*. Esto obedece a que en una distribución asimétrica, el modo difiere siempre de la media aritméti-

- ca y la magnitud de la diferencia depende del grado de asimetría.
- 4ª Las discontinuidades que presentan los diagramas de frecuencias acumuladas de todos los elementos, excepto el uranio, separan las respectivas poblaciones de referencia en dos o más subpoblaciones, definidas por rectas.
- 5ª Es muy importante desde el punto de vista geoquímico el hecho casi general de una subpoblación principal con más de un 90 % de los valores numéricos y una subpoblación secundaria con menos del 10 %, de donde resulta imprescindible, cuando se estudia la distribución de un elemento en un área granítica, la obtención de valores experimentales que ca-

ractericen la distribución de la *subpoblación principal*. De allí que los criterios que evalúan la *representatividad* de una población de referencia en un "conjunto" o "sistema geológico", deban considerar *por separado* todo aquello que pueda representar una "singularidad" y que caracterice una *subpoblación secundaria*.

- 6^a En todos los casos la dispersión de valores para la subpoblación principal es menor que para la secundaria. Por esta razón, la extrapolación de valores para ésta nos lleva a considerarla, en la mayor parte de los casos, como *anómala* desde el punto de vista geoquímico. Así, las subpoblaciones principales de cada constituyente proporcionarían los "valores de fondo" (back-ground) para un área granítica considerada, mientras que las subpoblaciones secundarias darían las "anomalías" en la distribución de los elementos.
- 7^a Para todos los constituyentes con asimetrías positivas, a valores mayores de concentración corresponde mayor dispersión, viceversa, para los constituyentes con asimetría negativa, a valores mayores de concentración corresponde menor dispersión.
- 8^a Los elementos con dispersiones fuertes o muy fuertes (elementos traza) cuyas distribuciones empíricas se aproximan a la *lognormal* están, en general, fuertemente *concentrados en minerales accesorios* (por ejemplo el U en circón de rocas graníticas), en tanto que una distribución empírica que se aproxima a la *normal*, es característica de *elementos que están distribuidos entre varios minerales fundamentales* de una roca en concentraciones de similar orden (por ejemplo el SiO₂, distribuido entre el cuarzo, los feldespatos y los minerales félicos).

El autor quiere expresar su agradecimiento al Dr. D. Francisco de Pedro Herrera, Jefe del Servicio de Geoquímica y al personal de la Junta de Energía Nuclear española, en cuyos laboratorios se desarrolló toda la fase experimental del presente trabajo, y a la Gerencia de Materias Primas de la Comisión Nacional de Energía Atómica por haber posibilitado su conclusión.

LISTA DE TRABAJOS  
CITADOS EN EL TEXTO

- Ahrens, L. H. 1953. A fundamental law of geochemistry. *Nature* 172, 1148.
- 1954 a. The lognormal distribution of the elements. *Geochim. Cosmochim. Acta* 5, 49-73.
- 1954 b. The lognormal distribution of the elements, II. *Geochim. Cosmochim. Acta* 6, 121-131.
- 1957. Lognormal-type distributions, III. *Geochim. Cosmochim. Acta* 11, 205-212.
- 1963 a. Lognormal-type distributions in igneous rocks, IV. *Geochim. Cosmochim. Acta* 27, 333-343.
- 1963 b. Element distributions in igneous rocks, V. *Geochim. Cosmochim. Acta* 27, 877-890.
- 1963 c. Element distributions in igneous rocks, VI. Negative skewness of SiO₂ and K. *Geochim. Cosmochim. Acta* 27, 929-938.
- 1964. Element distributions in igneous rocks, VII. A reconnaissance survey of the distribution of SiO₂ in granitic and basaltic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta* 28, 271-290.
- 1966. Element distributions in specific igneous rocks, VIII. *Geochim. Cosmochim. Acta* 30, 109-122.
- Aubrey, K. V., 1954. Frequency distribution of the concentrations of elements in rocks. *Nature* 174, 141-142.
- 1956. Frequency distributions of elements in igneous rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta* 9, 83-89.
- Berthollet, P., 1958. Methodes d'Analyses utilisées par la section de Géochimie. *Note C.E.A.* n° 250, París.
- Charlot, G. et Bezier, D., 1955. Analyse quantitative minerale. *Masson*, París.
- Chayes, F., 1954. The lognormal distribution of the elements: a discussion. *Geochim. Cosmochim. Acta* 6, 119-120.
- Coulomb, R., 1959. Contribution à la géochimie de l'Uranium dans les granites intrusifs. (Tesis doct., Fac. Ciencias, Univ. París).

- Publ. *Comm. à l'Energie Atomique. Rapport C. E. A.* n° 1173.
- Coulomb, R. et Goldstein, M., 1956. Recueil de méthodes de dosage de l'Uranium utilisées en Géochimie. *Note C. E. A.* n° 156.
- Durovic, S., 1959. Contribution to the lognormal distribution of the elements. *Geochim. Cosmochim. Acta* 15, 330-366.
- Falchi, G. e Tonani, F., 1964. Procedura Rapida per l'Analisi delle Rocce. *Comitato Nazionale Energia Nucleare, RT/GEO* (64) 6. Roma.
- Flaschka, H. A. and Barnard Jr., A. J., 1960. Titrations with EDTA and Related Compounds. *Comprehensive Analytical Chemistry*, vol. 1B, pp. 288-385. (Ed. Wilson C. L. and Wilson D. W.). *Elsevier Publishing*, Amsterdam.
- Gy, P., 1954. L'échantillonnage des minéraux. Erreur commise dans le prélèvement d'un échantillon sur un lot de minéral. *Revue Ind. minér. Sect. A*, 35, 311-345.
- Hildebrand, G. P. and Reilley, C. N., 1957. New indicator (Calcon) for complexometric titration of calcium in presence of magnesium. *Analyt. Chem.* 29, 258-264.
- Jizba, J. V., 1959. Frequency distribution of elements in rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta* 16, 79-82.
- Johnson, N. L., 1949. Systems of frequency curves generated by methods of translation. *Biometrika* 36, 149-176.
- Kitson, R. E. and Mellon, M. G., 1944. Colorimetric determinations of phosphorus as molybdivanadophosphoric acid. *Ind. Engng. Chem. Analyt. Edn.* 16, 379-383.
- Kolmogorov, A. N., 1941. Logarithmically normal distribution law of the size of particles or granules. *Dokl. Akad. Nauk. SSSR* 31, (2).
- Laffitte, P., 1957. Introduction a l'Étude des Roches Métamorphiques et de Gîtes Métallifères. *Masson*. Paris.
- Miller, R. L. and Goldberg, E. D., 1955. The normal distribution in geochemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta* 8, 53-62.
- Mullin, J. B. and Riley, J. P., 1955. The colorimetric determination of silicate with special reference to sea and natural waters. *Analytica Chim. Acta* 12, 162-176.
- Nicolli, H. B., 1966. Estudio de la Geoquímica del Uranio en rocas graníticas españolas. Tesis doctoral, Fac. Ciencias, Univ. Salamanca.
- Nydahl, F., 1949. The determination of manganese by the peroxidisulphate method. *Analytica Chim. Acta* 3, 144-157.
- Raguin, E., 1957. Géologie du granite. *Masson*. Paris.
- Richardson, W. A. and Sneesby, G., 1922. The frequency distribution of igneous rocks. *Mineralog. Mag.* 19, 303-313.
- Riley, J. P., 1958. The rapid analysis of silicate rocks and minerals. *Analytica Chim. Acta* 19, 413-428.
- Rooke, J. M., 1964. Element distribution in some acid igneous rocks of Africa. *Geochim. Cosmochim. Acta* 28, 1187-1197.
- Shapiro, L. and Brannock, W. W., 1952. Rapid analysis of silicate rocks. *U. S. geol. Surv. Circ.* 165.
- 1956. Rapid Analysis of silicate rocks. *U. S. geol. Surv. Bull.* 1036 C.
- Shaw, D. M., 1961. Element distribution laws in geochemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 23, 116-134.
- Vincent, E. A., 1960. Analysis by Gravimetric and Volumetric Methods, Flame Photometry, Colorimetry and Related Techniques. (Methods in Geochemistry, A. A. Smales and L. R. Wager, ed., Cap. III, pp. 33-80) *Interscience*. N. York.
- Vistelius, A. B., 1960. The skew frequency distributions and the fundamental law of the geochemical processes. *J. Geol.* 68, 1-22.
- Vistelius, A. B. y Sarmanov, O. V., 1947. Un modelo estocástico de distribución de probabilidad geológicamente valiosa (en ruso). *Dokl. Akad. Nauk. S.S.S.R.* 58, 631-634.
- Weibel, M., 1961 a. Die Schnellmethoden der Gesteinsanalyse. *Schweiz. miner. petrogr. Mitt.* 41, 285-294.
- 1961 b. Die Aluminiumbestimmung in der chemischen Silicanalyse. *Z. analyt. Chem.* 184, 322-327.

Recibido el 14 de febrero de 1969.

ESTE NUMERO  
SE TERMINO DE IMPRIMIR EL 29 DE MAYO DE 1969  
EN LA IMPRENTA CONI S. A. C. I. F. I., PERU 684  
BUENOS AIRES, REPUBLICA ARGENTINA

---

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

---

# ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

---

COMISION DIRECTIVA: *Presidente:* DR. CARLOS D. STORNI; *Vicepresidente:* DR. PEDRO N. STIPANICIC; *Secretario:* DR. FÉLIX RODRIGO; *Tesorero:* DR. J. C. R. FERNÁNDEZ LIMA; *Vocales:* DR. PEDRO LESTA, DR. ENRIQUE DE ALBA y DR. ARTURO J. AMOS.

DIRECTOR DE LA REVISTA: DR. CARLOS D. STORNI.

COMISION DE LA REVISTA: DR. CARLOS D. STORNI, DR. JUAN C. M. TURNER y DR. HORACIO H. CAMACHO.

---

## 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 incluidas 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.

# 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 CERALES)  
BUENOS AIRES

T. E. 31 - 4368  
*Dirección Postal:*  
Casilla de Correo 5047