

REVISTA
DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

SUMARIO

FREDERIC R. SIEGEL, J. PETER MILLS Y JACK W. PIERCE, Aspectos petrográficos y geoquímicos de espeleotemas de ópalo y calcita de La Cueva de La Bruja, Mendoza, República Argentina.....	5
EGRESO DE GEÓLOGOS.....	20
JOSÉ MARÍA COSENTINO, Contribución al conocimiento geológico del Cordón de Bonilla (Uspallata-Mendoza).....	21
COMENTARIO BIBLIOGRÁFICO.....	32
BERNABÉ J. QUARTINO Y JUAN P. SPIKERMANN, Modificaciones en diques graníticos por hibridación y exo-endomorfismo.....	33
CORRIGENDA.....	44
GERARDO E. BOSSI Y RAFAEL HERBST, Noticias sobre la geología de la zona de La Torre, provincia de La Rioja, República Argentina.....	45
ELSA ROSSI DE GARCÍA, Terminología de la morfología de los ostrácodos fósiles, para uso en lengua española.....	55
CRÓNICA DE LA ASOCIACIÓN.....	62

BUENOS AIRES
REPUBLICA ARGENTINA

—
1968

REVISTA
DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

This One



YRYS-JZ7-43PK

Imprenta y Casa Editora CONI, Perú 684, Buenos Aires

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

REVISTA

DE LA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

TOMO XXIII

BUENOS AIRES

REPÚBLICA ARGENTINA

1968

ASPECTOS PETROGRAFICOS Y GEOQUIMICOS
DE ESPELEOTEMAS DE OPALO Y CALCITA DE LA CUEVA
DE LA BRUJA, MENDOZA, REPUBLICA ARGENTINA

Por FREDERIC R. SIEGEL¹, J. PETER MILLS², y JACK W. PIERCE³

RESUMEN

Los Espeleotemas de La Cueva de La Bruja, provincia de Mendoza, República Argentina, se componen de calcita y ópalo. Este representa la primera ocurrencia de ópalo asociado con calcita en depósitos estalactíticos de cavernas. El ópalo tiene un índice de refracción de 1.429 a 1.459 y presenta un espectro de difracción con rayos-X característico, difuso y ancho, con una máxima de $22^\circ 2\theta$ (espaciamiento-*d* de 4.04 Å). El ópalo se encontró dentro de estalactitas y alrededor de ellas como conos completos o parciales. Otras espeleotemas de esta cueva tienen ópalo en forma de intercapas y sobrecrecimientos. La cantidad de ópalo de las espeleotemas es de una proporción de hasta 19,7 por ciento, en peso. La inspección petrográfica de las estalactitas, muestra caracteres como cavidades y estructuras triangulares bien formadas en los contactos entre la calcita y el ópalo, sobre la calcita. Las estructuras de forma piramidal, presentan bordes netos (un término medio de 22 micrones de ancho a través de la base, y de 28 micrones de altura de la base al ápice) y podrían representar áreas de solución en el carbonato orientado radialmente, las cuales se llenaron con ópalo. En secciones delgadas, cortadas perpendicularmente a los ejes largos de las estalactitas, se contaron hasta 12 bandas de ópalo por centímetro, cada una con espesores de 6 a 12 micrones.

Costras de ópalo alrededor de algunas espeleotemas pueden tener espesores hasta de 4 milímetros. La sílice de las aguas vadosas de las cuales precipitó el ópalo, se derivó probablemente de la caliza, en sí rica en cuarzo y silicatos detríticos, dentro de la cual se desarrolló la cueva. Los datos publicados sobre la solubilidad del carbonato de calcio y de la sílice amorfa de soluciones acuosas a temperaturas variables y de valores de pH variables, presentan la posibilidad que la deposición de ópalo está controlada por la temperatura y el pH. Las condiciones climatológicas de la zona de la cueva son tales, que los cambios de pH pueden ser influidos significativamente por cambios estacionales de temperatura y quizás, por la actividad biológica.

ABSTRACT

Speleothems from La Cueva de La Bruja, Province of Mendoza, Argentina, are composed of calcite and opal. This represents the first reported occurrence of opal associated with calcium carbonate in stalactitic cave deposits. The opal has an index of refraction ranging from 1.429-1.459 and gives a characteristic broad, diffuse X-ray diffraction spectrum with a maximum at $22^\circ 2\theta$ (*d*-spacing of 4.04 Å). It has been found in and enclosing calcite stalactites as complete or partial cones. Other speleothems from this cave have opal present as interbands and overgrowths. The quantity of opal in the speleothems analysed ranges

¹ Department of Geology, The George Washington University, Washington, D.C., U.S.A.

² Department of Geology, The University of Kansas, Lawrence, Kansas, U.S.A.

³ Division of Sedimentology, The Smithsonian Institution, Washington, D.C., U.S.A.

from a trace to 19.7 per cent, by weight. Metals detected by emission spectrograph techniques were Ca, Mg, Si, Sr, Cu, Fe, Al, and Mn. Petrographic examination of the stalactites shows features such as cavities and well-formed triangular structures at the interfaces between the calcite and the overlying opal. The pyramid-like structures are sharp in outline (averaging 22 microns wide across the base and 28 microns high from base to apex) and could represent areas of solution in the radially oriented carbonate which were filled by opal. As many as 12 bands of opal per centimeter, each 6 to 12 microns thick, have been counted in thin sections cut perpendicular to the long axes of the stalactites. Crusts of opal enclosing some speleothems may be up to 4 millimeters thick. The silica in the vadose waters from which the opal precipitated has probably been derived from the quartz— and detrital silicate— rich section of the limestone formation in which the cave has developed. Published solubility data on calcium carbonate an amorphous silica in aqueous solutions of varying temperature and pH suggest that the cone-like, interbanding, and overgrowth deposition of the opal is controlled by temperature and pH. Climatological conditions in the area of the cave are such that pH changes can be significantly influenced by seasonal temperature changes and perhaps biological activity.

INTRODUCCION

Las espeleotemas de La Cueva de La Bruja, provincia de Mendoza, Argentina, se componen de calcita y ópalo. El ópalo precipitó alternadamente con la calcita. Este representa el primer caso comunicado, donde se encontró ópalo asociado con carbonato de calcio en precipitados estalactíticos en cavernas (Siegel y Mills, 1964). Peterson y von der Borch (1965) comunicaron una situación análoga; ellos describieron el primer descubrimiento, en su conocimiento, de precipitación inorgánica de gel de sílice en un ambiente sedimentario moderno, de precipitación calcárea (en el sur de Australia). Recientemente, el señor F. A. Urbani P. (1967) de la Sociedad Venezolana de Espeleología, comunicó al Dr. Siegel que en La Cueva de Baruta, estado de Miranda, Venezuela, los residuos insolubles de espeleotemas de dolomita (asociada con calcita o aragonita) contenían ópalo. El cuarzo no se desarrolla en dichos ambientes a causa de su cinética lenta de cristalización, de modo que la fase amorfa metaestable de sílice, debe regular el límite superior del contenido disuelto de sílice de aguas naturales en la mayoría de los procesos de baja temperatura (Siever, 1962).

La cueva de Barda Blanca, conocida como "La Cueva de La Bruja" o "La Gruta del León", está ubicada aproxi-

madamente a 8 kilómetros al norte de la Ruta Nacional N° 40, que entra en la localidad de Barda Blanca (fig. 1).

La zona es relativamente árida, con una precipitación anual media de 235 milímetros. La temperatura media anual es de 12° a 14° C; pero la temperatura mínima anual media es de -10° a -15° C y la temperatura máxima anual media es de 35° a 40° C. Hay una diferencia anual media de 10° a 18° C. Las distribuciones de precipitación pluvial y de temperatura para los años 1921-1950, se consignan a continuación, según datos de la Estación Meteorológica de Malargüe, Mendoza y comunicados personalmente por el doctor Stipanovic (1967).

La caverna se ha desarrollado en un afloramiento de estratos jurásicos bastante apartado y tiene un techo relativamente delgado. Como consecuencia, la filtración de agua en la caverna desde la superficie, es algo rápida. Puesto que no hay un flujo permanente de agua en el área, la actividad acuosa en la caverna está generalmente restringida a las estaciones de precipitación pluvial.

La entrada de la cueva mide 1,8 m de altura y tiene un ancho de cerca de 8 m. Esta se abre en una sala grande de cerca de 30 metros de largo por 20 m de ancho y con una altura de 6 a 8 m. Al fondo de la sala y a los lados, hay aberturas a varias pequeñas gale-

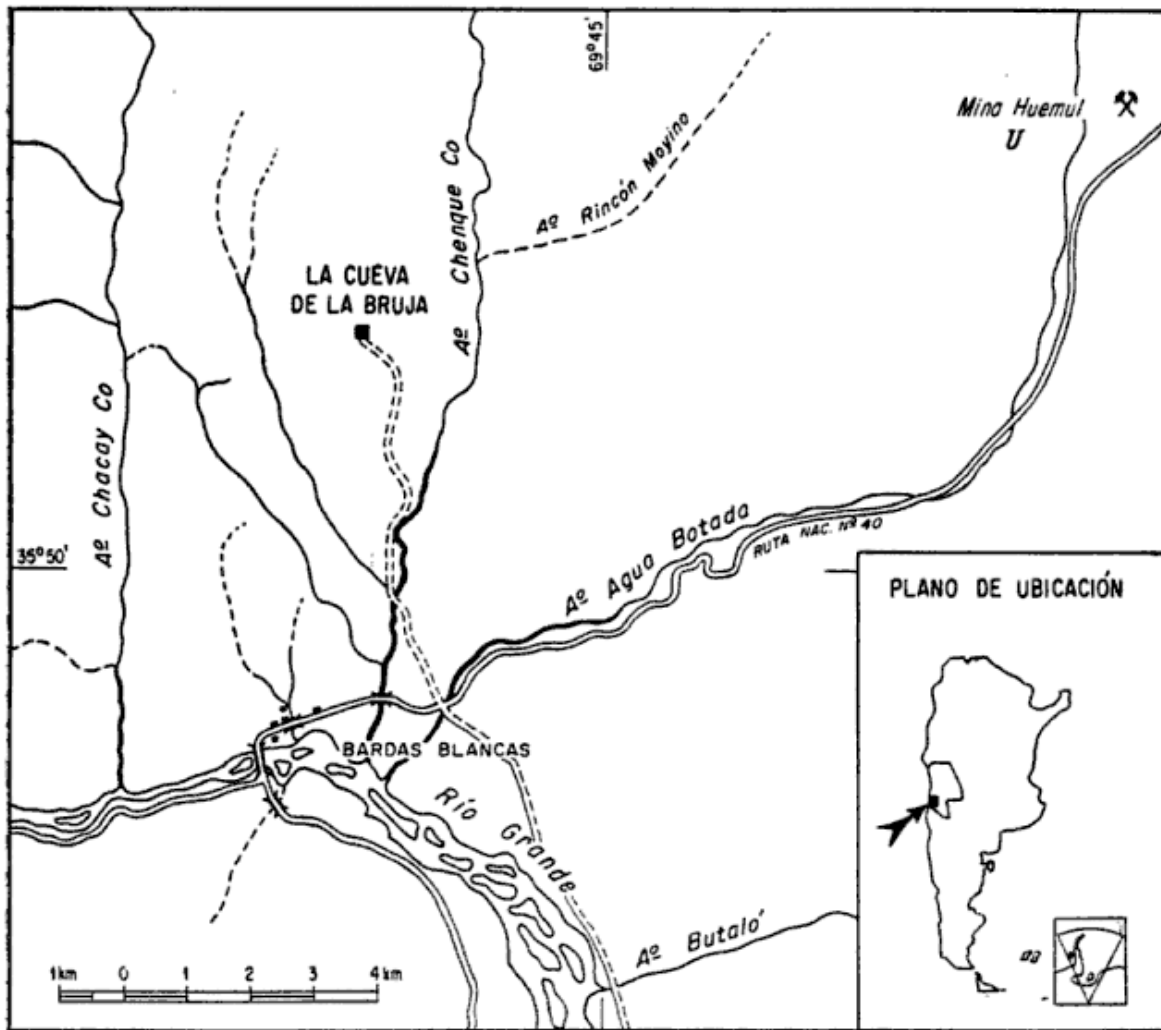


Fig. 1. — Plano de ubicación

Precipitaciones en milímetros

	Media	Máxima	Mínima	Temperaturas medias
Enero.....	28	124	0	de 20° a 22°C
Febrero.....	21	104	0	de 20° a 22°C
Marzo.....	21	196	0	de 16° a 18°C
Abril.....	14	64	0	12°C
Mayo.....	25	108	0	de 8° a 10°C
Junio.....	21	128	0	de 4° a 6°C
Julio.....	23	103	0	de 4° a 6°C
Agosto.....	20	99	0	de 6° a 8°C
Septiembre....	17	79	0	de 8° a 10°C
Octubre.....	22	83	0	de 12° a 14°C
Noviembre....	13	61	0	de 16° a 18°C
Diciembre....	10	110	0	de 18° a 20°C
Temperatura media anual.....				de 12° a 14°C
Temperatura mínima anual media.....				de -10° a -15°C
Temperatura máxima anual media.....				de 35° a 40°C
Temperatura mínima absoluta.....				de -15° a -20°C
Temperatura máxima absoluta.....				de 35° a 40°C

rías angostas, todas las cuales parecen dirigirse hacia abajo. Se siguió una de estas galerías por cerca de 40 metros. Las paredes y el techo de la sala mayor, están cubiertas con travertina (flows-tone) y estalactitas. Probablemente existe más de un orificio hacia el exterior, porque el aire adentro de la cueva, es totalmente fresco y oxigenado. Para explorar la caverna completamente, deben usarse cuerdas y equipo para seguridad (Herbst, comunicación personal, 1966).

La cueva se ha desarrollado en la Formación La Manga que ha sido descrita por Stipanice y Mingramm (1950, 1951, 1952). El Dr. Stipanice comunicó al Dr. Siegel que todas las cuevas o grutas de la zona, están entalladas en la Formación La Manga, con facies Vaca Muerta, es decir, en el Oxfordiano calcáreo, masivo, con abundante contenido arenoso y cuando presenta mucho espesor (80-100 metros). Según comunicación verbal del Dr. Stipanice (1966), la Formación La Manga es esencialmente oxfordiana y de acuerdo con sus desarrollos o potencias, puede comprender sólo el Oxfordiano superior (Argoviano) cuando acusa espesores de 8-20 metros, o bien puede incluir también el Oxfordiano inferior (sea parcial o totalmente; zonas de *cordatum* y *mariae*) cuando aparece con 80-100 metros y aun más de espesor. La misma se apoya en discordancia paralela sobre terrenos de distinta edad, según las localidades que pueden ser del Caloviano medio, Caloviano inferior y aun hasta del Bayociano medio. En Barda Blanca, la Formación La Manga se apoya en discordancia de leve ángulo sobre areniscas del Bayociano medio. En la facies Vaca Muerta, aparece generalmente bien espesa y potente, y se compone de calcáreos arenosos, a veces masivos y compactos, con abundantes restos de valvas de pelecípodos, que llegan a formar bancos lumachélicos. Hay también bancos coralígenos. En la Cueva de La Bruja,

sobre la Formación La Manga (con facies Vaca Muerta) se apoyan discordantemente margas bituminosas del Tintoniano y luego siguen margas, calcáreos, etc. del Neocomiano. Stipanice (1966) presentó una sección generalizada (la fig. 6, p. 428) y una columna estratigráfica generalizada (p. 430) de la zona de la caverna. Debe acentuarse que la facies calcárea, masiva, Vaca Muerta, contiene abundante cuarzo, especialmente en sus estratos de las partes superiores donde se ha desarrollado La Cueva de La Bruja.

El Dr. Stipanice, en comunicación verbal (1966) advierte que la sílice necesaria para la precipitación del ópalo, puede provenir de la misma formación en que la cueva está entallada. En caso contrario, habría que pensar en otras formaciones volcánicas más recientes, que abundan en los alrededores de Barda Blanca. Tanto en el Terciario como en el Cuartario, hay efusiones ácidas, mesosilíceas, y básicas, las primeras a veces acompañadas por abundantes tobas. Pero La Cueva de La Bruja está en una posición topográfica muy alta, ya que el Oxfordiano forma una especie de marco saliente, rodeando a un gran anticlinal y las únicas aguas que pudieron circular, lo hicieron a través del mismo Oxfordiano o a lo sumo, de las margas bituminosas del Tintoniano.

OBSERVACIONES DE LABORATORIO

Se puede disolver la fase carbonato de calcio con una solución fría diluida al 10 por ciento de ácido clorhídrico, dejando un residuo insoluble (fig. 2a). Se determinó por medio de análisis químico vía húmeda, que la fase insoluble era sílice. En las muestras estudiadas, la sílice compuso, en peso, una proporción de hasta 19.7 por ciento. Por medición de sus índices de refracción se hizo la identificación inicial de la sílice como ópalo amorfo; los

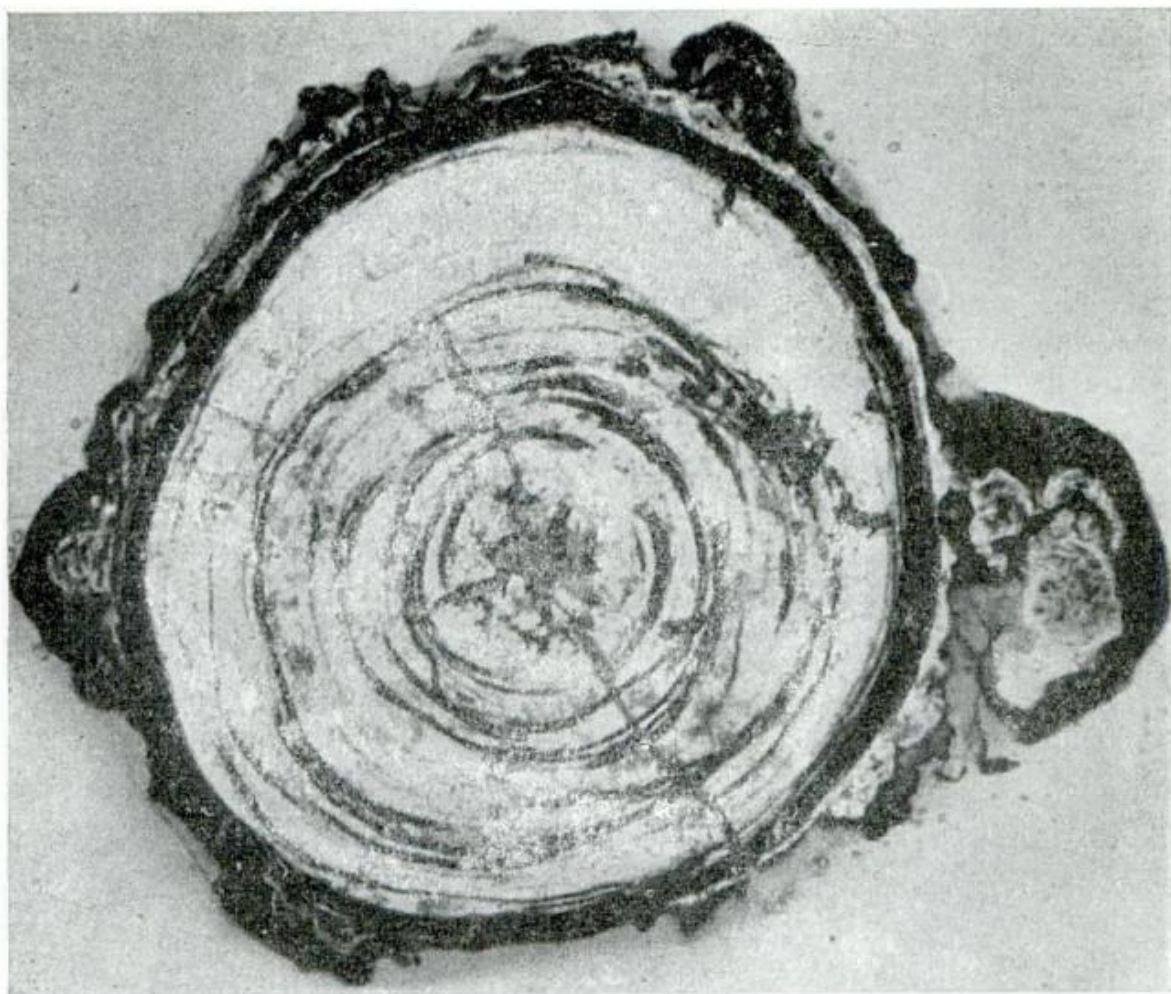


Fig. 2a. — Fotografía de una sección transversal de una estalactita de La Cueva de La Bruja, tomada de una sección delgada bajo el polariscopio. Esta estructura es la misma que está ilustrada en la figura 2b, pero se ha disuelto la calcita con ácido clorhídrico, y solamente queda un residuo insoluble de ópalo en la sección delgada. $\times 3,5$.

índices medidos eran de 1.429 a 1.459. Se confirmó la presencia del ópalo con rayos X; el difractograma (fig. 3) dio un pico difuso y ancho desde aproximadamente 17° a $28^\circ 2\theta$ (espaciamento- d de 4.04 Å); esto es característico del ópalo tipo diatómáceo descrito por Swineford y Franks (1959). Un pico pequeño de cuarzo se presentó en el difractograma. El carbonato de calcio dio un pico neto de difracción a $29.3^\circ 2\theta$ (espaciamento- d de 3.03 Å), lo que es característico del polimorfo calcita. El calentamiento del ópalo a 940°C durante 10 horas resultó en una fase de sílice que dio una reflexión deficiente de cristobalita a $21.9^\circ 2\theta$ (espaciamiento-

to- d de 4.05 Å), reflexiones deficientes de tridimita a 20.9 y $30.1^\circ 2\theta$ (espaciamientos- d de 4.25 y 2.96 Å respectivamente), y reflexiones netas de cuarzo a 20.9 y $26.7^\circ 2\theta$ (espaciamientos- d de 4.25 y 3.34 Å respectivamente). El análisis cualitativo de espectrografía vía emisión, mostró que las espeleotemas eran bastante puras en términos del contenido de las trazas de metales... se detectaron Ca, Mg, Si, Sr, Cu, Fe, Al y Mn. El análisis con el micróprobo electrónico a través de una preparación, demostró que el calcio y la sílice se presentan en bandas distintas en una muestra.

OBSERVACIONES PETROGRAFICAS DE ESPELEOTEMAS SELECCIONADOS

Las espeleotemas tienen una estructura interna muy variable (Mills, 1965) y todas las muestras estudiadas de La Cueva de La Bruja muestran bien las variaciones de textura y mineralógicas; por el volumen y el peso, la calcita es el mineral principal. La calcita se presenta en bandas relativamente anchas, que están separadas, muy a menudo,

por bandas continuas o discontinuas de sílice en forma de ópalo. Este desarrollo de bandas o capas da a las estructuras estudiadas un aspecto marcado, que sugiere un grado de periodicidad de las condiciones que controlan el crecimiento de las espeleotemas. Características significativas de solución se encontraron en algunas muestras.

Como se hizo notar antes, se identificó el ópalo por el análisis químico vía húmeda, por medición de su índice de refracción y con rayos X. En varias

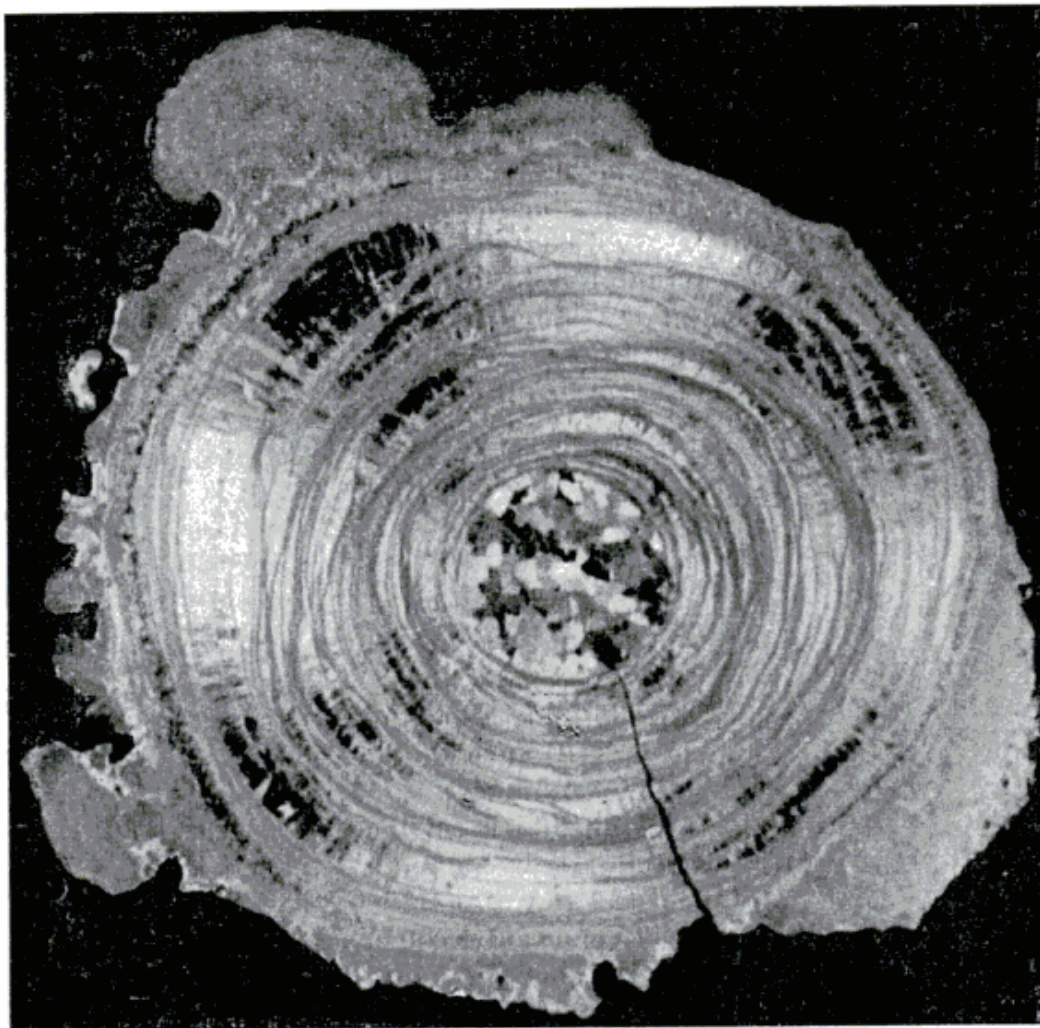


Fig. 2b. — Fotografía de una sección transversal de una estalactita de La Cueva de La Bruja, tomada de una sección delgada bajo el polariscopio en luz polarizada. Nótese la forma mosaica de los granos de calcita en el área del núcleo lo cual es en contraste marcado a la forma bandada de la parte exterior de la estructura. Las bandas de color gris y la naturaleza irregular se componen de ópalo. Las bandas más claras, con una orientación cristalina perpendicular a la tendencia de las bandas, son de calcita. La superficie exterior irregular está formada de ópalo. $\times 3$

secciones delgadas, el ópalo presenta bandas individuales diminutas, de espesores que varían entre 6 y 28 micrones. A veces numerosas bandas delgadas del ópalo pueden estar muy próximas y formar unidades distintas; una de estas unidades tiene un espesor de 112 micrones. Las capas individuales de ópalo pueden formar anillos completos o gradar en calcita; ellas pueden juntarse también con otras capas de ópalo y producir una serie sobrepuesta. En otras estalactitas las costras de ópalo pueden tener espesores de hasta 4.0 milímetros.

La sección transversal de un corte delgado de una estalactita típica con calcita y ópalo muestra un núcleo céntrico esférico, con un desarrollo mosaico de cristales equigranulares con porosidad de grados variables (fig. 2b). Aunque el núcleo de la muestra de la figura 2b tiene un desarrollo mosaico cristalino bien delimitado, los núcleos de otras muestras quizás no tengan el orificio esférico bien delimitado con el desarrollo mosaico o sin él. En un ejemplo mosaico, los cristales del mosaico se encuentran a lo largo de superficies derechas o un poco curvas (fig. 2b). Las bandas pueden estar distribuidas igualmente en la zona adyacente al núcleo. El ejemplo en la figura 2b presenta bandas que son de capas de color gris claro de material denso blanquizo (ópalo), alternando con bandas de cristales alargados de calcita, orientados perpendicularmente al rumbo de la banda. En este ejemplo particular la capa exterior de la estructura (ópalo) es muy irregular y presenta caracteres nodulares que consisten en delicadas bandas ondulantes y enredadas. La disolución de la fase calcítica de la estalactita en la figura 2b muestra que las capas de ópalo no se presentan siempre en forma de anillos continuos, sino que están más a menudo en la forma de arcos o anillos incompletos (fig. 2a). Además, los anillos o bandas pueden tener una gran variación de espesor y

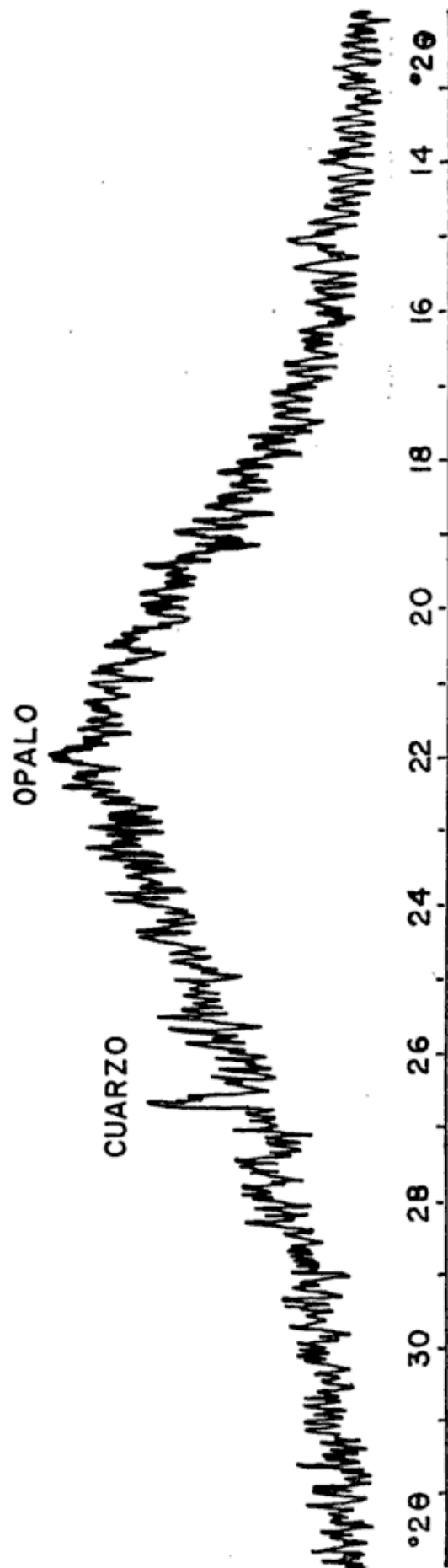


Fig. 3. — Diffractograma

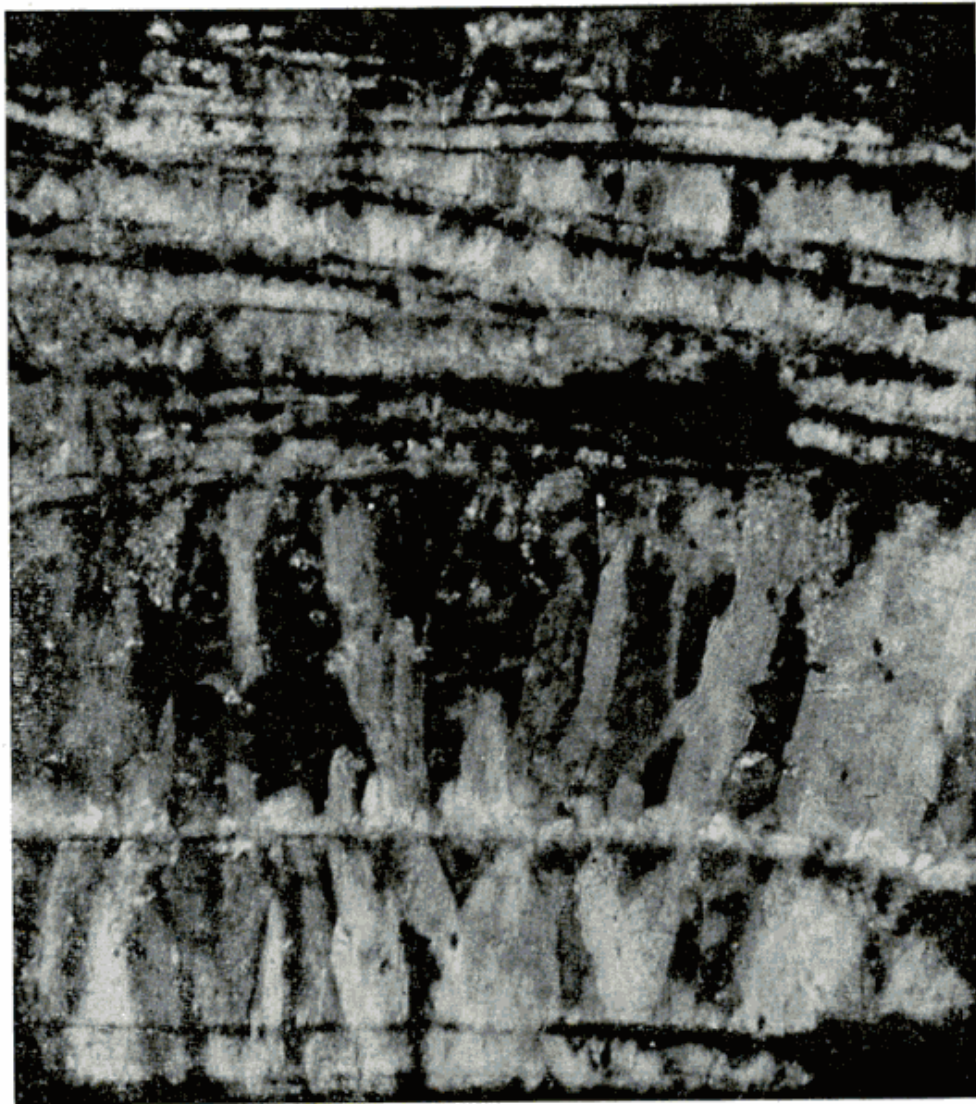


Fig. 4. — Fotografía de una sección transversal de una estalactita de La Cueva de La Bruja, tomada en una sección delgada con luz ordinaria. Nótese las bandas oscuras delgadas con proyecciones triangulares proyectándose del lado cóncavo de las bandas. Estas bandas oscuras delgadas y los caracteres triangulares relacionados son de ópalo. El material más claro es de calcita. $\times 60$.

pueden incluir lentes delgadas y pequeños de calcita.

Un rasgo muy prominente de las bandas de ópalo es el contraste entre la superficie exterior que se aleja del núcleo de la estructura y la superficie interior próxima al núcleo. Las superficies interiores de las muestras estudiadas presentan comúnmente alcajatas triangulares de ópalo en puntas que proyectan en la banda adyacente del carbonato (fig. 4). Una estructura tal, típica, se midió 28 micrones del ápice

a la base y 22 micrones a través de la base. Por otra parte, las superficies exteriores de las bandas de ópalo son invariablemente planas y carecen de estas características piramidales.

Las bandas de calcita relacionadas con las bandas de ópalo invariablemente presentan cristales orientados perpendicularmente al rumbo de la banda de ópalo (fig. 4). La parte de la banda calcítica adyacente al lado exterior de la banda de ópalo precedente tiene a menudo numerosos cristales peque-

ños, desarrollados con una transición gradual a cristales más grandes, pero menos numerosos fuera de esta zona. Existe una relación entre el tamaño del cristal y el ancho de la banda calcítica; las bandas más anchas de calcita tienen los cristales más grandes.

A veces la estructura bandeada de una estalactita es causada en parte por un desarrollo de cavidades de gas, en concentraciones que presentan la apariencia de una banda (fig. 5). Las bandas de concentraciones de cavidades de gas se han observado solamente en re-



Fig. 5. — Fotografía de material calcítico bandeado, bajo luz ordinaria, tomada de una sección delgada de la travertina de las paredes de La Cueva de La Bruja. Las bandas se forman de unidades oscuras compuestas por cavidades de gas, material detrítico y ópalo, interbandeado con material más claro de calcita. $\times 25$.

lación con los minerales de carbonato y han sido consideradas en detalle por Mills (1965).

El material detrítico de la travertina de La Cueva de La Bruja presenta caracteres similares a los de otras espeleotemas. Los granos detríticos varían de tamaño y presentan cantos e indentaciones irregulares y netas (fig. 6). Los granos más grandes (gruesos) que exhiben estos caracteres son de cuarzo. El contorno de la calcita de la travertina es muy interesante porque el carácter desarrollado es de naturaleza espática y los cristales individuales se desarrollan hacia afuera, en varias direcciones. Los contornos de los cristales de las distintas etapas de desarrollo pueden indicarse como bandas de detritus, de cavidades de gas y de ópalo (fig. 5).

DISCUSION

Es lamentable que los científicos que hicieron las colecciones de las espeleotemas no tuvieran disponible el equipo para medir los parámetros básicos físico-químicos necesarios para la determinación de las condiciones geoquímicas relacionadas con la génesis de las dos fases. No obstante, sobre la base de las observaciones petrográficas y los datos publicados sobre las solubilidades del carbonato de calcio y de la sílice amorfa, y con el conocimiento de las condiciones meteorológicas y climatológicas en el área de la cueva, se puede teorizar sobre los factores relacionados con la precipitación alternante de esta rara asociación de calcita y ópalo.

Los dos factores que influyen mucho en la solubilidad del carbonato de calcio y de la sílice amorfa son el pH y la temperatura, la cual por sí mismo puede afectar significativamente el pH de las aguas vadosas.

No hay datos disponibles todavía del pH de las aguas de la caverna, ni de las aguas de la superficie. Sin embargo, la inspección del cuarzo en la tra-

vertina (fig. 6) indica que las condiciones químicas de las aguas son tales, que podría tener lugar la disolución del cuarzo. Tales condiciones serían también apropiadas para la disolución de otros silicatos detríticos de la roca madre (Pickering, 1962; Davis, 1964; Polzer, en prensa). De este modo el cuarzo y la asociación relacionada de silicatos detríticos de la caliza madre podría servir como fuente de la sílice en solución, la cual precipitó después como una fase amorfa de sílice. Tales aguas, que pueden químicamente disolver y llevar cantidades significativas de sílice, podrían crear un ambiente químico apropiado para la solución, transporte y deposición de carbonato de calcio.

El afloramiento en que se desarrolló la cueva es una entidad en sí y está aislado. Es improbable (Stipanovic, comunicación verbal, 1966) que podría llevarse sílice disuelta a este espeleoambiente por medio del drenaje, dado los caracteres topográficos circunvecinos. Esto elimina como fuente de la sílice las efusiones básicas, mesosilícicas y ácidas del Terciario o del Cuartario, y permite inferir que la fuente sea la misma formación en que se desarrolló la caverna.

La solubilidad de la sílice amorfa fue determinada por varios científicos, y la cifra más reciente dada es de 115 partes por millón (ppm) (Morey, Fournier y Rowe, 1964). Según los datos de Alexander, Heston e Iler (1954), quienes dan la solubilidad de la sílice amorfa como 120 ppm, la solubilidad es virtualmente independiente del pH desde un pH de 2 a un pH de 9; pero aumenta rápidamente a valores más elevados, con un pH de 9 (fig. 7). Como hicieron notar Krauskopf (1959) y Siever (1962), varias sílices amorfas dan solubilidades variables que oscilan entre los límites de 100 a 140 ppm. Fluctuaciones posibles en el pH de aguas de la cueva podrían variar desde las condiciones en las cuales la sílice es ex-

tremadamente soluble (cerca de 350 ppm a un pH de 10) a las condiciones en las cuales se la sílice es relativamente insoluble (115-120 ppm), aunque son raras tales condiciones en ambientes sedimentarios de baja temperatura. Una ocurrencia natural de tales valores elevados de pH ha sido comunicada recientemente por Peterson y von der Borch (1965), quienes midieron valores de pH desde 9,5 hasta 10,2 en aguas de lagos; los sedimentos de estos lagos contenían un precipitado de ópalo-cristobalita gelatinoso, asociado con precipitados de carbonatos. Los valores elevados de pH comunicados por Peterson y von der Borch se atribuyeron a la fotosíntesis activa de *Ruppia maritima* Linn. Una disminución del pH resultó en una caída de la solubilidad de la sílice en las aguas de los lagos desde 400-500 ppm a 115-120 ppm con la precipitación resultante de la sílice casi amorfa; se piensa que los cambios de pH son estacionales en su naturaleza. Siever (1962) postuló que depósitos de lago de carbonato de sodio pueden contener cantidades significativas de sílice amorfa, debido a los cambios de pH que podrían ocurrir.

Las mismas soluciones que disuelven la sílice de la fracción detrítica de los silicatos de una serie calcárea disolverían también el carbonato de calcio a los valores de pH menos de 8, con el resultado que las soluciones que entran en el ambiente de la caverna serían de una composición química de bicarbonato de calcio y ácido silícico monomérico. Una vez que estas soluciones penetran en el espeleoambiente, una pérdida de CO₂ hacia la atmósfera, la evaporación y la posible muerte de bacterias y de hongos debido a la evaporación y la concentración de las aguas, causarían cambios rápidos del pH de las aguas, durante los cuales precipitaría el carbonato de calcio. La sílice de estas soluciones quedaría en solución y aumentaría su concentración. Si se logran valores de pH más de 9 durante

los procesos que terminan en la precipitación del carbonato de calcio, una cantidad relativamente elevada de sílice disuelta podría estar presente. Con la precipitación del carbonato de calcio el pH bajaría últimamente de este modo, alterando mucho la solubilidad de la sílice, y a un pH menos de 9 habría una precipitación resultante de sílice amorfa. Todos los procesos se relacionarían directamente con la evaporación, la pérdida de CO₂ de la solución y la concentración de las aguas vadosas. Son generalmente escasos los datos de los valores de pH de aguas

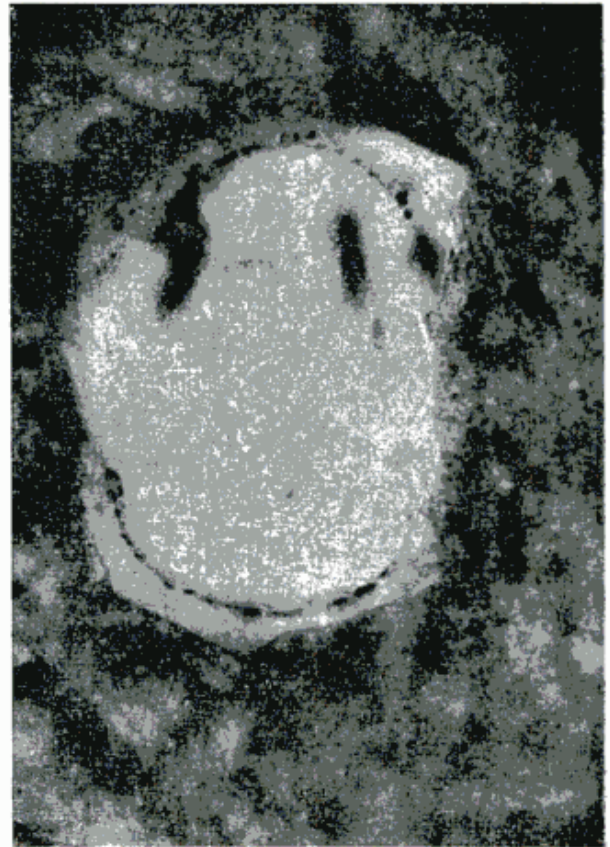
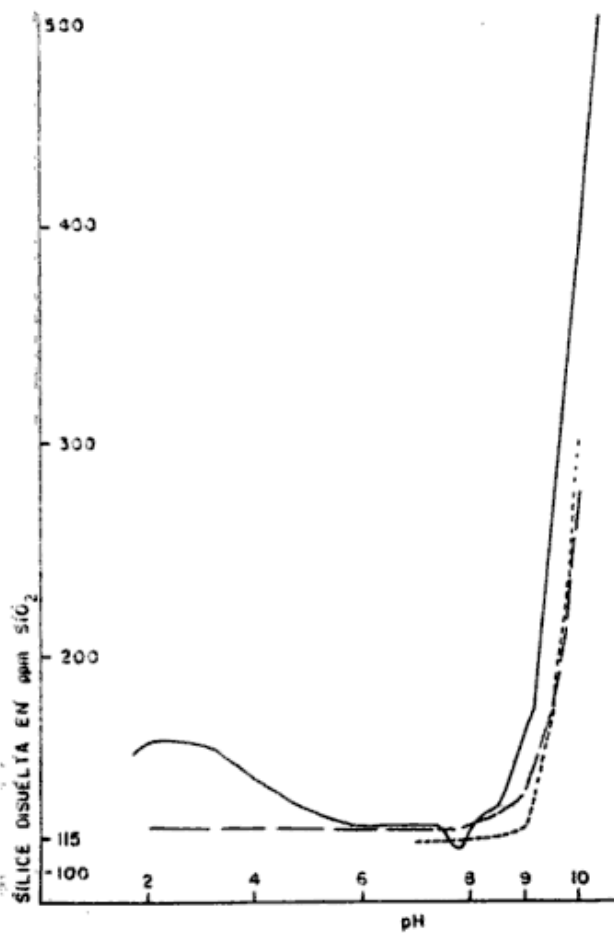


Fig. 6. — Microfotografía de un grano de cuarzo en una sección delgada, tomada de material de la pared de La Cueva de La Bruja. El grano ha sido redondeado, seguido esto por la solución y deposición de la sílice sobre la superficie redondeada. Nótese la forma oscura nítidamente curvada que ahora está dentro del límite del cristal. El acontecimiento más reciente ha sido de resorción parcial mostrada especialmente bien sobre el lado derecho donde el límite irregular corta el borde más viejo. $\times 157$.



— — — Datos de Pickering (1962)
 ······ Datos de Morey, Fournier y Rowe (1964)

Fig. 7. — Solubilidad de la sílice amorfa en relación con el pH 25° C

de cavernas; pero Siegel (1965) ha medido varios valores de pH hasta 8,7 de aguas que cayeron rápidamente de estalactitas calcíticas tubulares en La Cueva Great Onyx, Kentucky, EE. UU. Walker (1962) comunicó que las aguas naturales de pH elevado podrían ser más comunes de lo que indican los resultados publicados; él pensó que esto podría ser resultado de la inexactitud de los métodos analíticos y de la falta de mediciones *in situ*. Morey, Fournier, Hemley y Rowe (1961) obtuvieron mediciones de pH tan elevado como 9,7, de las aguas de géiseres y aguas termales en El Parque Nacional Yellowstone, Wyoming, EE. UU.

En su consideración sobre la acción de la sílice como un amortiguador de

pH de aguas naturales, Garrels (1965) escribió que una solución diluida de CaCO_3 en equilibrio con el CO_2 atmosférico tendría un pH cerca de 8; si una solución derivada como tal de un terreno de caliza pura es apartada y evaporada en equilibrio con el CO_2 atmosférico, esta solución mantendría su pH y su razón de calcio disuelto con bicarbonato constante mientras el CaCO_3 se precipita y el CO_2 se pierde en la atmósfera. Por otra parte, en soluciones derivadas de un terreno ígneo o de una serie de calizas ricas en cuarzo y otros silicatos detríticos, las condiciones de pH y las concentraciones de iones no permanecerían constantes. Como un ejemplo, Garrels expresa lo que tendría lugar si una solución diluida que resulta de la meteorización de albita es apartada del residuo de meteorización y es evaporada: la sílice precipitaría como sílice amorfa después de alcanzar una concentración de aproximadamente 120 ppm, se perdería el CO_2 en la atmósfera, el agua se concentraría con respecto al sodio y aumentaría el pH por arriba de 9. Con la acción amortiguadora del pH, lo que resultaría cuando se satura la solución con respecto a un mineral de carbonato de sodio, es que la sílice adicional en solución, a los valores de pH más elevados que 9, precipitaría cuando tiene lugar la acción amortiguadora de pH a los valores menos de 9. Si se piensa en términos de un terreno dominado por una plagioclasa cálcico-sódica (por ejemplo, andesina, $\text{Ab}_{60}\text{An}_{40}$), las aguas aisladas, cuando evaporan, darían CaCO_3 y SiO_2 amorfa como fases sólidas, pero tendrían un pH más elevado y menos de calcio disuelto que las aguas que provinieron del terreno de caliza pura. Siever (1962) hizo notar que no es probable que el cuarzo cristalice en tal ambiente, debido a su cinética lenta de cristalización con respecto a la cinética de cristalización de la sílice amorfa.

En La Cueva de La Bruja los cam-

bios de solubilidad inducidos por las diferencias de temperatura podrían ser un factor más importante que el pH en sí, en el control de la deposición alternante de calcita con ópalo. La zona de la caverna recibe un término medio de 235 milímetros de precipitación anual, con una máxima excepcional de 612 y una mínima de 102 milímetros, durante períodos en que hay diferencias notables de temperatura media. En el verano austral la temperatura media oscila entre 18° y 22°C, mientras que durante el invierno austral la temperatura media lo hace entre 4° y 8°C; por lo tanto, hay una diferencia anual de temperatura media de 10° a 18°C. Además, debe notarse que aunque hay una temperatura media anual de 12° a 14°C, la temperatura mínima anual media es de -10° a -15°C y la temperatura máxima anual media es de 35° a 40°C, mostrando de esta manera que pueden existir diferencias grandes de temperatura en la zona de la cueva durante el año. Las diferencias estacionales de temperatura pueden alterar significativamente las solubilidades de la sílice amorfa y el carbonato de calcio (Krauskopf, 1959; Siever, 1962; Lovering, 1962, y Miller, 1952).

La solubilidad de la sílice aumenta mucho con aumentos de temperatura; pero a la inversa pasa con el carbonato de calcio, que tiene solubilidades más bajas, a temperaturas más elevadas (fig. 8). La diferencia estacional de temperatura en la zona de la caverna es tal, que el pH de las aguas de la superficie y las aguas de la cueva serían alteradas significativamente también por la diferencia. Las aguas más frías disolverían más de CO₂ y por lo tanto tendrían valores de pH más bajos durante el invierno; con temperaturas elevadas, el CO₂ es menos soluble y las soluciones resultantes tendrán altos valores de pH.

El efecto de la actividad de bacterias y de hongos, más la acción fotosintética, sobre las aguas de la superficie y

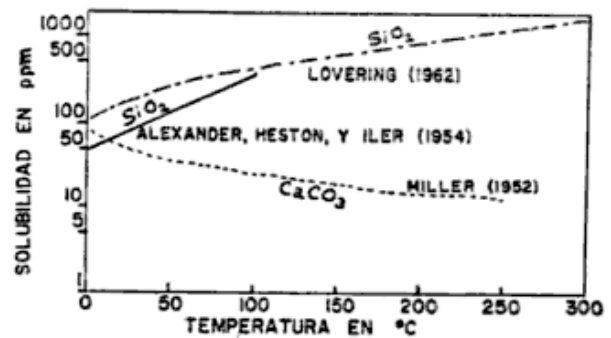


Fig. 8. — La solubilidad de SiO₂ y CaCO₃ en relación con la temperatura

de la caverna no ha sido cuantificado; pero se sabe que existe vida en ambientes espeleológicos. Si consideramos que la actividad máxima de vida existe durante el verano, el efecto de fotosíntesis en la superficie, agregado al aumento de temperatura media, se combinaría para reducir más el contenido de CO₂ de las aguas de afuera y de adentro de la caverna, con un resultante aumento máximo del pH y la capacidad de las aguas para disolver la sílice. De este modo la influencia independiente de la temperatura sobre la solubilidad, y su efecto directo sobre el pH (lo que en sí influye mucho en las solubilidades de los minerales de este estudio) pueden bien reflejarse en el tipo de mineral y quizás en la cantidad que se precipita sobre las estructuras espeleotémicas.

En este caso de deposición aparentemente alternante de la calcita y el ópalo, tratamos con dos problemas geoquímicos, separados pero relacionados. El primer problema está relacionado con las condiciones en que ocurrió la solución de la sílice y el carbonato de calcio; el segundo está relacionado con las condiciones que terminaron en la precipitación del carbonato de calcio o del ópalo. Desafortunadamente, las mediciones críticas no están disponibles para permitirnos definir la influencia relativa de cada uno. Se puede postular que durante el verano más sílice es llevada en solución debido al pH más alto. La solubilidad de la sílice amor-

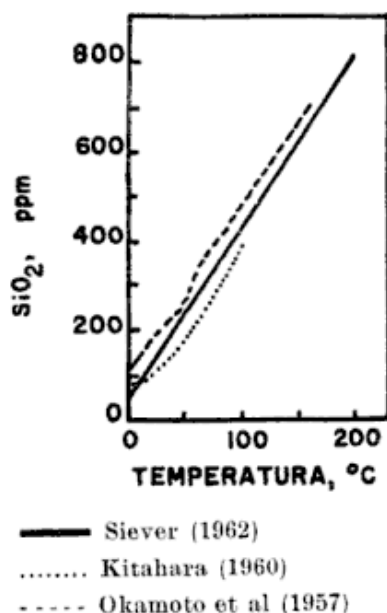


Fig. 9. — Solubilidad de la sílice amorfa en relación con la temperatura

fa es cerca de 60 ppm a 0° C, comparado con cerca de 115 a 140 ppm a 25° a 30°C (fig. 9); correspondientemente es llevado menos del bicarbonato de calcio. Se puede suponer que los precipitados formados (debido a la evaporación, la pérdida de CO₂ y la concentración de las aguas en la caverna) durante el verano contendrían menos carbonato de calcio (depositado a los pH aproximados a 9 o en exceso de 9), y más sílice amorfa (depositada cuando el pH bajó de 9), que los precipitados depositados durante el invierno, que se esperaría contendrían relativamente menos sílice amorfa y más carbonato de calcio.

El espesor de las bandas de las dos fases en una estalactita podría ser, pues, indicativo de una ritmicidad estacional en la solución, el transporte y los procesos de deposición, como están influidos por la temperatura y el pH de las aguas activas.

CONCLUSIONES

En este trabajo se comunica el primer caso conocido de una asociación de ópalo con calcita en estalactitas. Es-

ta asociación es probablemente el resultado de varios factores relacionados, tales como la mineralogía (composición química) de los estratos sobrepuestos encima de la cueva, la precipitación pluviosa estacional, la temperatura y el pH de las aguas vadasas, la actividad biológica y la cinética de introducción y evaporación de las soluciones de la caverna. En La Cueva de La Bruja existe un laboratorio natural para complementar los datos experimentales con las observaciones de campo y las conclusiones de otros científicos, y de tal manera resolver algunos problemas relacionados con la solución, el transporte y la deposición de la sílice en las condiciones actuales de la naturaleza. Nosotros pensamos que un programa continuado de campo y de laboratorio, llevado a cabo durante un período de dos años, permitiría una determinación válida de la fuente y modo de transporte de la sílice en solución y una evaluación de los factores que influyen en la precipitación alternante del carbonato de calcio y del ópalo en un ambiente vadoso, y asimismo proveería datos para evaluar los problemas relacionados con el reemplazo en el sistema chert-carbonato.

Agradecimientos: Queremos agradecer sinceramente a José F. Bonaparte, de la Fundación Miguel Lillo, San Miguel de Tucumán, y al doctor Rafael Herbst, de la Universidad del Noreste, Corrientes, República Argentina, quienes hicieron las colecciones de las muestras estudiadas. Es un placer agradecer al Dr. Pedro N. Stipanovic, de la Comisión Nacional de Energía Atómica Argentina, por revisar críticamente el manuscrito y por los datos que nos mandó. Nos dio mucha ayuda en la preparación del manuscrito en castellano la profesora Felisa M. Puszkin de Siegel.

Recibido el 4 de diciembre de 1967.

LISTA DE LOS TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

- Alexander, G. B., Heston, W. M. e Iler, R. K. (1954). The solubility of amorphous silica in water. — *Jour. Phys. Chem.*, T. 58, pp. 453-455.
- Davis, S. N. (1964). Silica in streams and groundwater. — *Amer. Jour. Sci.*, T. 262, pp. 870-891.
- Garrels, R. M. (1965). Silica: Role in the buffering of natural waters. — *Science*, T. 149, p. 69.
- Kitahara, S. (1960). The polymerization of silicic acid obtained by the hydrothermal treatment of quartz and the solubility of amorphous silica. — *Review Phys. Chem. Japan*, T. 30, pp. 131-137.
- Krauskopf, K. B. (1959). The chemistry of silica in sedimentary environments. — En *Silica in sediments* (H. A. Ireland, Ed). Soc. Econ. Pal. and Min., Publicación Especial n° 7, pp. 4-19.
- Lovering, T. G. (1962). The origin of jasperoid in limestone. — *Econ. Geol.* T. 57, pp. 861-889.
- Miller, J. P. (1952). A portion of the system calcium carbonate - carbon dioxide - water, with geologic implications. — *Amer. Jour. Sci.*, T. 250, pp. 161-203.
- Mills, J. P. (1965). Petrography of selected speleothems of carbonate caverns. — Tesis inédita, The Univ. of Kansas, 47 p.
- Morey, G. W., Fournier, R. O., Hemley, J. J. y Rowe, J. J. (1961). Field measurements of silica in water from hot springs and geysers in Yellowstone National Park. — *U. S. Geol. Survey, Prof. Paper* 424-C, pp. 333-336.
- Morey, G. W., Fournier, R. O. y Rowe, J. J. (1964). The solubility of amorphous silica at 25° C. — *Jour. Geophys. Res.*, T. 69, pp. 1995-2002.
- Peterson, M. N. A. y von der Borch, C. C. (1965). Chert: Modern inorganic deposition in a carbonate-precipitating locality. — *Science* T. 169, pp. 1501-1503.
- Pickering, R. I. (1962). Some leaching experiments on three quartz-free silicate rocks and their contribution to an understanding of laterization. — *Econ. Geol.*, T. 57, pp. 1185-1206.
- Polzer, W. L. (en prensa). Geochemical control of solubility of aqueous silica. — Conferencia presentada en el Rudolf Research Conference, 1965.
- Siegel, F. R. (1965). Aspects of calcium carbonate deposition in the Great Onyx Cave, Kentucky. — *Sedimentology*, T. 4, pp. 285-299.
- Siegel, F. R. y Mills, J. P. (1964). On the presence of opal in calcite speleothems from Argentina. — Resumen presentado por título en la reunión de la Geological Society of America.
- Siever, R. (1962). Silica solubility, 0° - 200° C, and the diagenesis of siliceous sediments. — *Jour. Geol.*, T. 70, pp. 127-150.
- Stipanovic, P. N. (1966). El Jurásico en Vega de la Veranada (Neuquén), El Oxfordense y El Diastrofismo Divesiano (Agassiz-Yaila) en Argentina. — *Rev. Asoc. Geol. Argentina*, Buenos Aires, T. 20, pp. 403-473.
- Stipanovic P. N. y Mingram, A. R. G. (1950). Nota preliminar sobre la presencia del Dogger superior y Malm inferior en la Vega de la Veranada (Neuquén septentrional). — *Disert. Reun. Comun. Asoc. Geol. Argentina*, 6 de julio 1950, Buenos Aires.
- Stipanovic, P. N. (1951). Sobre la presencia del Oxfordense superior en el arroyo de la Manga, provincia de Mendoza. — *Rev. Asoc. Geol. Argentina*, T. 4, pp. 213-239, Buenos Aires.
- Stipanovic, P. N. y Mingram, A. R. G. (1951). Informe preliminar sobre la presencia del Dogger superior y Malm inferior en la Vega de la Veranada (Neuquén septentrional), con breves consideraciones sobre la edad de las denominadas "calizas azules de Gryphaea" y del Yeso Principal (= Auquilcoense) en Mendoza y Neuquén. — *Inf. Ined. Ger. Explor. YPF*. Buenos Aires, pp. 1-15.
- (1952). Informe preliminar sobre la estratigrafía, cronología y distribución facial de los sedimentos del Dogger-Malm en el sector neuquino-mendocino de la cubeta mesozoica argentino-chilena. — *Inf. Ined. Ger. Explor. YPF*. Buenos Aires, pp. 1-134.
- Swineford, A. y Franks, P. C. (1959). Opal in the Ogallala Formation in Kansas. En *Silica in sediments* (H. A. Ireland, Ed.). Soc. Econ. Pal. and Mins., Publicación Especial n° 7, pp. 111-120.
- Urbani P., F. A. (1967). Notas geológicas de la Cueva de Baruta (Edo. Miranda, Venezuela). Resúmenes de los trabajos presentados en la XVII Convención Anual de la Asoc. Venezuela para el Avance de la Ciencia. Caracas, pp. 56-57.
- Walker, T. R. (1962). Resersible nature of chert-carbonate replacement in sedimentary rocks. — *Bull. Geol. Soc. America*, T. 73, pp. 237-242.

EGRESOS DE GEOLOGOS

Desde mediados del año 1967 y en el primer mes del presente año, han egresado de las universidades nacionales un número elevado de profesionales geólogos que han de colaborar eficazmente en la investigación y en el desarrollo de trabajos propios de la carrera. Entre los profesionales egresados, dos obtuvieron el título de doctor en Ciencias Naturales especialidad geología, correspondiendo uno a cada una de las universidades de Buenos Aires y de Córdoba.

Parte de los egresados, son miembros de la Asociación Geológica Argentina, la que se complace en formular los mejores augurios para una proficua actuación en favor de la investigación y de los servicios técnicos pertinentes.

Consignamos a continuación las listas de egresados, para cada universidad.

Universidad de Buenos Aires. Doctor Carlos María Urien; licenciados Carlos Azcuy, Juan P. Spikerman, Nina Mischkovsky, Jorge Osvaldo Codignotto, Gualter A. Chebli, Felisa Bercowski, Tomás C. Cané, Eva Archidiácono, Norberto Malumian, Carlos Reijenstein, José María Cosentino, Roberto Meyer, Miguel A. Leveratto, Salomón Bojarski, Federico H. Planas, Juan Carlos Fuentes, Eduardo Espisua, Enrique Maisterrena, Ana María Heisecke, Lidia Lustig, Alicia T. Spigelman, César A. Proserpio, Francisco Nullo, Graciela Blasco y Juan A. Lüters que rindieron antes de finalizar el año 1967. Los que se indican a continuación obtuvieron la licenciatura en el mes de enero de 1968: Jorge Morelli, Carlos Pucci.

Universidad de Córdoba. Doctora Juana Norma Rossi; geólogos Carlos S. Aguilera, Hernán C. Bustos Fierro, Alfredo E. A. Bernasconi, Alberto A. Cavillón, Honorio W. Greco, Carlos A. Giuliani, Juan A. Gorgas, Luis A. Gómez, Mario E. Jarrys, Pedro Kolomi, Samuel C. Luque, Eddy Onsar Lavandaio, Juan J. Lanfranco, José S. Martínez, Guillermo H. Mazziari, Claudio D. Manzollillo, Sergio L. Nemirovsky, Eduardo E. Pérez, Guillermo E. Piacenza, Domingo Rojas Tablares, Manuel Romero, José A. Sanguinetti, Carlos M. M. Sayago, Julia I. Sánchez Granel, Arnoldo S. Tenchini, Alejandro J. Toselli, Carlos H. Vendramini, Ricardo A. Velo, Alberto Valdiviezo Pereira, Eduardo J. B. Zelayeta, Juan C. M. Zanettini y Eduardo M. Zamora.

Universidad de Tucumán. Licenciado Fenelón M. Avila, Julio W. Gutiérrez Solís y Luis F. Coscio Maldonado.

Universidad del Sur. Bahía Blanca. Geólogos Federico R. Brown, Celia Epelman, Stela Espizua, Mario Fili, Wilfredo Lizasoian, Roberto Medori, Leoncio A. Montesarchio, Judith Najt, Juan Darío Paoloni, Nébel R. Rodríguez, Carlos Sheffield, María R. Taverna, Héctor M. Tonel y Carlos Villegas.

CONTRIBUCION AL CONOCIMIENTO GEOLOGICO DEL CORDON DE BONILLA (USPALLATA-MENDOZA)

Por JOSE MARIA COSENTINO

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

RESUMEN

Se describen cuerpos serpentínicos pertenecientes al Cordón de Bonilla, cerca de la localidad de Uspallata, provincia de Mendoza. Los mismos están alojados en rocas de bajo grado metamórfico, de posible edad Precámbrica. Las rocas de caja están integradas por calizas cuarzosas, filitas, esquistos clorítico-dolomíticos y esquistos albiticos. Se describe además una dolomita cuarzosa ferruginosa que se presenta bordeando a los cuerpos serpentínicos, como una faja discontinua y como tabiques dentro de los mismos. A esta roca se la considera relacionada íntimamente con los procesos que afectaron la evolución de los cuerpos ultrabásicos. El talco se aloja persistentemente en el contacto interno de los cuerpos serpentínicos, y su origen se atribuye a un proceso de diferenciación metamórfica relacionado con movimientos a lo largo del contacto entre las serpentinitas y sus rocas de caja. Se hace también referencia a una faja de actinolita alojada en el interior de los cuerpos, la cual está relacionada con zonas de fractura.

En el análisis de las estructuras mayores y menores que afectan a las serpentinitas y sus rocas de caja se hace incapié en la ubicación de la faja talcosa y su relación con el reborde dolomítico ferruginoso, notándose que donde éste está presente no aparecen zonas de talco.

La formación de los esquistos clorítico-dolomíticos se considera relacionada con los procesos de alteración de la serpentinita a talco, advirtiéndose una estrecha relación de campo entre ambas rocas.

ABSTRACT

Some serpentine bodies belonging to the "Cordón de Bonilla", near the locality of Uspallata, province of Mendoza, are described. These bodies are lodged in rocks of low metamorphic grade of possible Pre-Cambrian age. The country rocks are quartz limestones, phylites, chloritic dolomite schists, and albite schists. A quartzose ferrous dolomite, that is found surrounding the serpentine bodies in discontinuous bands and also crossing them is also described. These quartzose ferrous dolomite is considered intimately related to the processes that affected the evolution of the ultrabasic bodies. The talc is persistently lodged in the internal contact of the serpentine bodies, and its genesis is imputed to a process of metamorphic differentiation related with translation along the contact between the serpentine and the country rock. Reference is made to a band of actinolite lodged inside the bodies which is related to fracture zones.

In the analysis of mayor and minor structures that affect the serpentine bodies and its country rocks, special attention is given to the location of the talc band its relation with the ferruginous dolomitic border. It is noticeable that where it is present, no talc zones appear.

The origin of the chloritic dolomite schists is considered related with the processes of alteration of the serpentine to talc, an inimate field relation between both rocks being noticed.

INTRODUCCION

El presente trabajo es un resumen del presentado en la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, para optar al título de Licenciado en Ciencias Geológicas. Se consideró que el estudio detallado de una localidad aportaría nuevos datos al conocimiento geológico del Cordón de Bonilla y permitiría lograr una mejor caracterización de su litología, metamorfismo y aspectos estructurales.

El trabajo de campo fue realizado en febrero de 1967, con una duración aproximada de veintidós días.

Agradecimientos:

A la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, que proporcionó los medios económicos y materiales que hicieron posible la realización del trabajo. Al Dr. Raúl A. Zardini, director del mismo, por su ayuda tanto en campaña como durante los trabajos de laboratorio, así como por la lectura y revisión del manuscrito. A los Dres. Bernabé J. Quartino y Jorge Villar Fabre, por sus sugerencias durante la elaboración del trabajo. A mi compañero Ladislao Lanyi, por su eficaz colaboración en el desarrollo de la campaña. Al personal de la Mina Rivadavia, por su hospitalidad y ayuda.

UBICACION GEOGRAFICA Y LOCALIZACION GEOLOGICA

La Mina Rivadavia se encuentra ubicada al norte de la rama septentrional de la quebrada de Santa Elena, departamento de Uspallata, provincia de Mendoza. Se tiene acceso a la misma remontando la quebrada de Santa Ele-

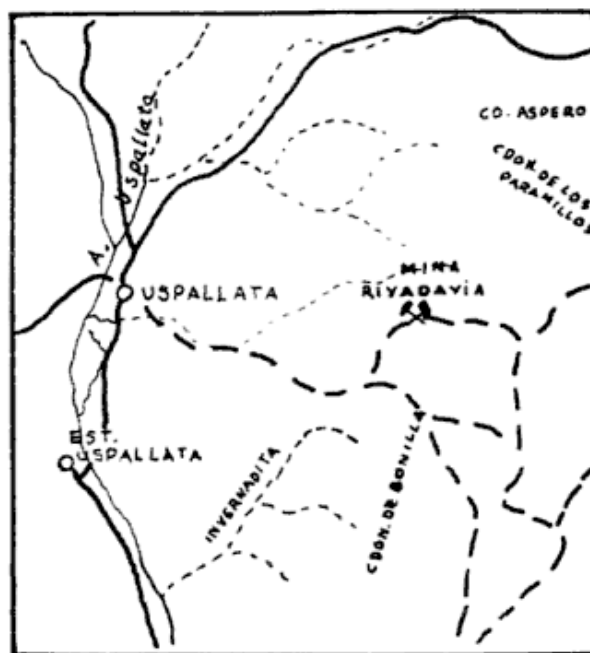


Fig. 1. — Plano de ubicación. Escala 1 : 500000

na unos 20 km, tomando siempre las bifurcaciones que salen hacia la izquierda.

La zona en cuestión pertenece al ambiente geológico del Cordón de Bonilla en el sector Sur de la Precordillera. Al conjunto de los cuerpos serpentínicos y las rocas de caja que los contienen, les ha sido atribuída una edad Precámbrica.

El primero en reconocer la zona fue Avé Lallement (1892) quien mapeó una amplia faja a la cual denominó "Formación Hurónica"; Keidel (1939) sugiere que no hay criterio fundado para evidenciar esta edad y supone que las rocas pueden ser Paleozoicas. Aparicio et al. (1956) provee información de tipo regional. Zardini (1961, 1962) realiza estudios más detallados describiendo la faja serpentínica de Mendoza y analizando algunos cuerpos serpentínicos y los fenómenos de metamorfismo de las rocas de caja. De Rómer (1964, 1965) encara el estudio de la zona desde el punto de vista estructural, abarcando el sector occidental de

la Precordillera en el área de Uspallata.

COMPLEJO METAMORFICO MINA RIVADAVIA

Bajo esta designación se agrupan los tipos litológicos que componen el área estudiada y que son:

I. Rocas ultrabásicas y productos de alteración

- a) Serpentinitas.
- b) Talco.
- c) Actinolita.

II. Rocas de caja

- d) Calizas cuarzosas.
- e) Filitas.
- f) Esquistos clorítico dolomíticos.
- g) Esquistos albíticos.

III. Borde dolomítico ferruginoso

Si bien el Borde Dolomítico Ferruginoso forma parte integrante de las rocas de caja, se lo describe separadamente por suponerlo, en este trabajo, íntimamente ligado con los procesos que afectaron la evolución de los cuerpos ultrabásicos.

I. ROCAS ULTRABÁSICAS Y PRODUCTOS DE ALTERACIÓN

a) Serpentinitas.

En la Mina Rivadavia se presentan como cuerpos de formas tabulares, elongados en dirección meridiana y concordantes con el rumbo general de las estructuras. Estos cuerpos se hallan separados entre sí por tabiques de rocas de caja a distancias que oscilan entre los 50 y 150 metros.

Son en general rocas de aspecto masivo y de coloración verdosa. Su mineralogía es monótona y se caracteriza por la presencia de antigorita, crisotilo y serpofita con cantidades subordinadas de carbonatos, clorita, magneti-

ta, talco, actinolita y escasos sulfuros. Presentan distintas tonalidades de verde, que en algunos casos pueden deberse a concentraciones locales de magnetita y en otros a manchones de antigorita que poseen la misma orientación óptica.

La antigorita es el mineral predominante y se presenta en dos variedades texturales diferentes, una laminar y la otra fibrosa. Esta última se dispone formando una trama caracterizada por la simetría de su ordenamiento, ya que las fibras tienden a orientarse según dos direcciones preferenciales aproximadamente perpendiculares entre sí. En las cercanías de los contactos con las rocas de caja, se nota un aumento en la proporción de antigorita laminar respecto a la fibrosa, encontrándose además que esta ya no se dispone regularmente, sino que lo hace sin ninguna simetría.

En cantidades reducidas se distinguen venillas de crisotilo, de ancho variable de 5 mm de promedio y de traza irregular, que presentan sinuosidades y estrangulamientos.

El carbonato, cuya composición no ha sido determinada, forma poco más del 5 % de la roca y se presenta en granos allotriomorfos aislados en la masa serpentínica. A veces reemplaza selectivamente a las venillas de crisotilo (figura 2).

La clorita, que por su grano extremadamente fino no ha podido ser identificada, se halla bajo la forma de manchones de color pardo verdoso y escaso pleocroísmo.

De los minerales opacos observados, la magnetita es el predominante. Se concentra en la parte central de los cuerpos, bajo la forma de agregados de variado tamaño (hasta 3 mm) y formas; de bordes irregulares, aserrados, con numerosas bahías y engolfamientos. A veces muestra una "textura de explosión"¹ en la cual los distintos fragmen-

¹ Traducción del autor. Tomado del inglés « explosion texture » ; Chidester, 1962.



Fotog. 2. — Carbonato reemplazando selectivamente a las venillas de crisotilo. Aumento $\times 80$, nicoles cruzados.

tos se encuentran separados entre sí, pero notándose que los mismos encajan perfectamente unos en otros (figura 3). Ocasionalmente pequeñas masas de magnetita no mayores de 0,2 mm, se encuentran alineadas a lo largo de direcciones paralelas entre sí, que po-



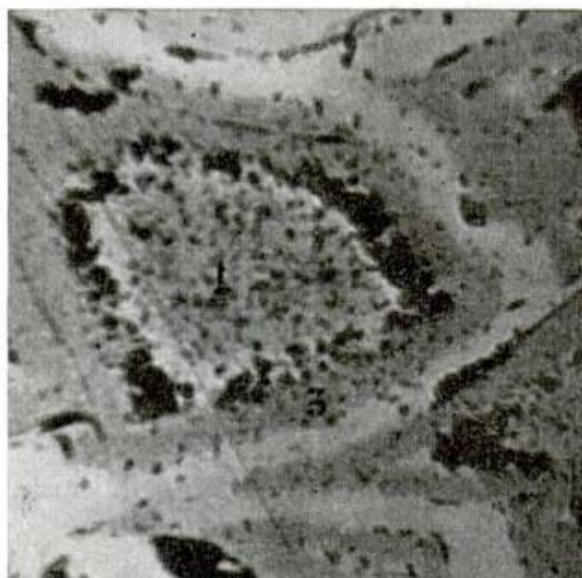
Fotog. 3. — Magnetita con «textura de explosión». Obsérvese como los distintos fragmentos encajan perfectamente entre sí. Sin analizador. $\times 26$.



Fotog. 4. — Magnetita orientada a lo largo de direcciones paralelas entre sí. Nicoles cruzados $\times 26$.

drían representar direcciones de clivaje relicticas de algún mineral primario (figura 4).

En cortes pulidos, es posible distinguir texturas de reemplazo de tipo centrífugo y zonal. Esta última está caracterizada por un núcleo de magne-



Fotog. 5. — Textura zonal en una masa de magnetita: 1, magnetita no alterada; 2, limonita; 3, magnetita nicoles cruzados, $\times 480$.

tita escasamente alterado, una zona intermedia formada por limonita y una externa y más ancha formada por magnetita (polimorfo de la hematita). Las zonas se hallan separadas entre sí por calles de magnetita de aspecto límpido y sin alterar (figura 5).

b) Talco.

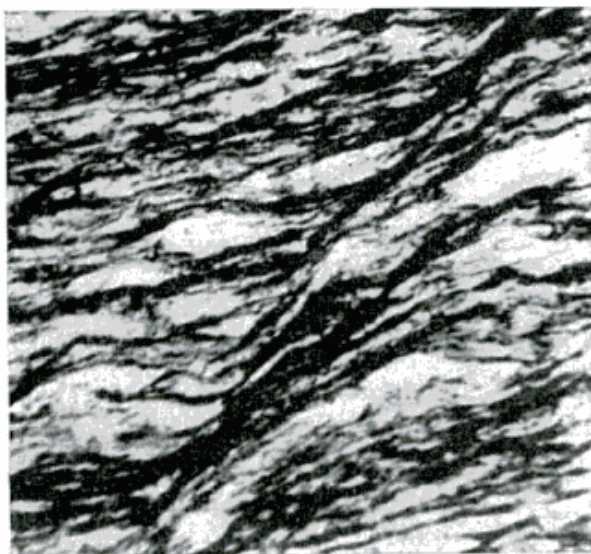
El talco se presenta característicamente ubicado en la parte interna del contacto, entre las serpentinitas y sus rocas de caja. Forma un reborde discontinuo puesto de manifiesto por las labores de explotación efectuadas. Hay dos variedades texturales bien diferenciables. La más abundante está representada por un esquistos carbonático talcoso de color grisáceo. La otra variedad es un talco masivo, también llamado esteatita. A la observación microscópica, la roca se define en un agregado de laminillas o pajuelas de talco, con cantidades menores de carbonatos, tablillas de muscovita y escasa actinolita reemplazada pseudomórficamente por talco.

c) Actinolita.

Se presenta en venillas de variada potencia en el interior de los cuerpos serpentínicos. Se manifiesta en los afloramientos como manchones blanquecinos de hasta 2 metros de potencia. Como surge de la observación del mapa estos afloramientos se encuentran alineados en una faja de rumbo N 40 E, es decir con un rumbo aproximadamente coincidente con la esquistosidad de las rocas de caja. A la observación macroscópica, la actinolita se presenta en agregados fibrosos de color verde pálido, cubiertos a veces por una delgada película blanquecina de aspecto pulverulento. Estos agregados fibrosos están por lo general fracturados y cementados por venillas de un material parduzco no identificable.

II. ROCAS DE CAJA

En general las rocas de caja muestran claros indicios de deformación y en algunos casos de intensa recristalización. Si bien la observación de los bancos individuales no permite distinguir la estratificación primaria, ella se hace evidente al considerar el conjunto, ya que las calizas con intercalaciones filíticas indican leves variaciones faciales durante la sedimentación.



Fotog. 6. — Clivaje de transposición S_2 sobrepuesto a la esquistosidad S_1 . Sin analizador

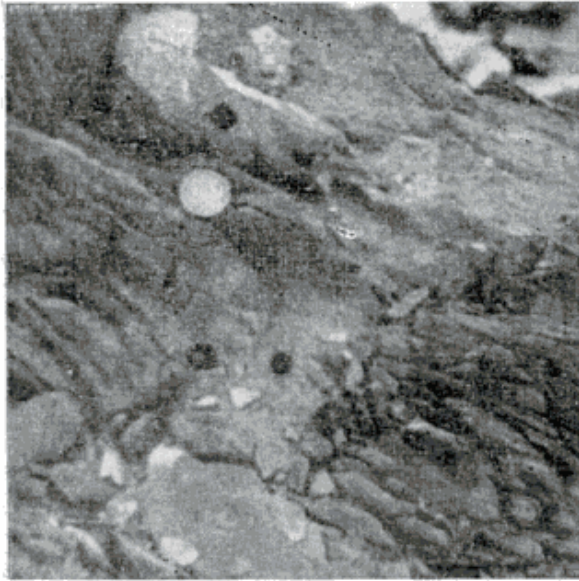
En el campo se observó una esquistosidad predominante S_1^* de rumbo general NNE. Sobrepuesta a ella y débilmente marcada se identifica una segunda esquistosidad S_2 que en las muestras de mano se manifiesta como una incipiente corrugación y en los cortes delgados como el típico clivaje de transposición (figura 6).

* Para evitar confusiones al referirse en el desarrollo del texto a los rasgos estructurales, se adoptó en este trabajo la siguiente nomenclatura:

SS: estratificación primaria.

S_1 : esquistosidad principal (la indicada en el mapa).

S_2 : clivaje de transposición (strain slip cleavage).



Fotog. 7. — Cubos de pirita en los esquistos clorítico dolomíticos



Fotog. 8. — Plegamientos secundarios que afectan visiblemente a las calizas cuarzosas

Concordantemente con la esquistosidad y distribuidas en forma irregular se disponen venillas de cuarzo y carbonato de variada potencia y extensión. La piritización de las cajas es muy abundante, llegando los cubos de este mineral a alcanzar dimensiones de hasta 2 cm. Si bien la piritización afecta a todas las rocas de caja, parece ser particularmente intensa en los esquistos clorítico dolomíticos (figura 7).

Los replegamientos que afectan a las rocas de caja son particularmente visibles en las calizas cuarzosas (figura 8).

d) Calizas cuarzosas

Se presentan en bancos de potencias variables. Son rocas de grano fino y de colores grises oscuros a pardo rojizos. Estas últimas muestran un bandeamiento dado por la alternancia de capas de tonos más claros, que al microscopio indican una alta concentración de óxidos de hierro. En su composición mineralógica predomina la calcita, con cantidades algo menores de cuarzo y escasa muscovita, óxidos de hierro y plagioclasa. En algunos lugares estas rocas

pasan a verdaderos esquistos calcáreos cuarzosos, que muestran una recristalización sincinemática del componente cuarzoso, que se dispone bajo la forma de delgadas capas o lentes paralelos a la esquistosidad S_1 , llegando en raras ocasiones a cortarla.

e) Filitas

Se hallan generalmente intercaladas en pequeños espesores dentro de los bancos de caliza. En las cercanías de los cuerpos serpentínicos y de los esquistos albíticos y clorítico dolomíticos la facies filítica aumenta considerablemente, alcanzando espesores de hasta 15 metros. Se destaca la composición predominantemente carbonática, con pequeños agregados lenticulares de cuarzo y escasa muscovita.

f) Esquistos clorítico-dolomíticos

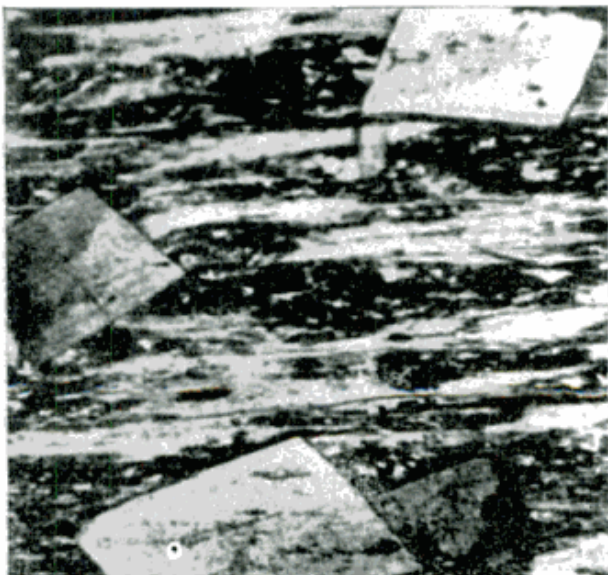
Estos cuerpos lenticulares han sido hallados solamente en la sección del área ubicada al sur de la quebrada principal. Sus formas son elongadas, con contornos algo sinuosos y con leves an-

gostamientos y ensanchamientos. Hay tres afloramientos mayores que se encuentran algo alejados de los cuerpos serpentínicos y algunos menores que afloran en el contacto con éstos, marginados a veces por sendas fajas de talco.

El color de la roca tipo es verde oscuro, su brillo mate, el grano mediano a fino y la fractura irregular. La textura es típicamente porfiroblástica y su mineralogía consiste en: clorita, dolomita, cuarzo y cantidades subordinadas de zircón.

La dolomita se presenta en porfiroblastos de variado tamaño (entre 0,2 y 1,4 mm), engarzados en una masa clorítico-cuarzosa. El hábito de los cristales es casi siempre romboedral, observándose que el eje mayor del rombohedro se dispone persistentemente en forma paralela a la esquistosidad S_1 (fig. 9). Los porfiroblastos están frecuentemente marginados por un delgado reborde ferruginoso.

La relación textural existente entre los porfiroblastos de dolomita y la matrix clorítico-cuarzosa indica que los mismos crecieron contemporáneamente



Fotog. 9. — Porfiroblastos de dolomita engarzados en la matrix clorítico cuarzosa. Obsérvese el eje mayor del romboedro paralelo a la esquistosidad. Nicoles cruzados $\times 26$.

con la deformación. En la figura 9 se observa que los individuos de dolomita se hallan alojados cortando las fibras de clorita. Si su crecimiento hubiera sido posdeformacional, el agregado clorítico cuarzoso se hubiera abierto en el proceso de crecimiento de los porfiroblastos. Por el contrario, si su crecimiento hubiera sido anterior al desarrollo de la esquistosidad, la fuerza deformativa habría fracturado notablemente los cristales. La observación del contacto entre los cristales de dolomita y la matrix clorítico cuarzosa, indica que esta última se encuentra ligeramente curvada y desflecada. Ello indicaría una rotación de los porfiroblastos con posterioridad a su formación. En posible relación con esta observación, se distingue en algunos lugares el desarrollo de un débil clivaje de transposición.

La clorita, cuya especie no ha sido determinada, tiene una coloración parvo verdosa y un débil pleocroísmo.

El cuarzo se halla bajo la forma de agregados lenticulares, dispuestos subparalelamente a las láminas de clorita. El único mineral accesorio observado es el zircón.

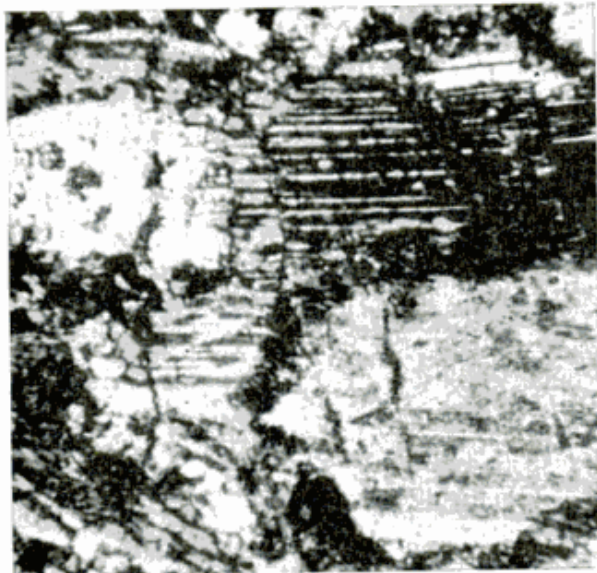
g) Esquistos albíticos

Afloran en el extremo occidental del área, formando una franja discontinua, compuesta por cuerpos de dimensiones reducidas y elongados en dirección NNE. El afloramiento más austral presenta una especie de zonación determinada por un núcleo de unos 25 metros cuadrados, formado por una roca masiva de grano grueso y coloración verdosa, en la cual se distinguen macroscópicamente grandes cristales de plagioclasa de hasta medio centímetro de longitud, engarzados en una masa de grano más fino. La zona intermedia, que engloba totalmente a la anterior, está representada por un esquistoso claro de grano más fino y estructura foliada. Estas folias están determi-

nadas por delgadas capas cloríticas paralelas a la esquistosidad dominante. Lateralmente este esquistoso verdoso pasa gradualmente a la caliza cuarzosa que caracteriza a las rocas de caja, pero que en estos casos se presenta ligeramente albitizada.

El estudio microscópico de muestras tomadas a lo largo de un perfil indica una gradual disminución en el contenido de plagioclasa desde el núcleo central, a las calizas marginales. La plagioclasa es una albita oligoclasa que se presenta en metacrístales de bordes irregulares y moderadamente alterados a material arcilloso. Los individuos tienen extinción ondulosa y el trazado de las maclas es poco definido y frecuentemente curvado.

La roca muestra los efectos de una intensa deformación, puesta de manifiesto por direcciones de intensa cataclasis formadas por clorita y tabillas de plagioclasa abundantemente fracturadas y deformadas, que contienen bandas o lentes formadas por metacrístales de plagioclasa levemente fracturados. La presencia de estos grandes cristales en una roca que ha sufrido una intensa



Fotog. 10. — Metacrístales de plagioclasa levemente fracturados marginados hacia ambos lados por zonas de intensa deformación. nicoles cruzados $\times 26$.

deformación pone de manifiesto la resistencia de la plagioclasa sódica ante la acción de fuerzas deformativas. (Harker, 1939) (fig. 10).

La clorita se presenta en dos especies distintas, diferenciables sobre la base de sus características ópticas. La más abundante tiene colores verdoso amarillentos, hábito fibroso a laminar y escaso pleocroísmo. Sus colores de birrefringencia son pardo amarillentos. La segunda especie se diferencia de la anterior por sus colores de birrefringencia azul oscuros, característica que la define como una penninita.

El epidoto, en cantidades poco abundantes, está localizado exclusivamente en la roca masiva, que ocupa la parte central o núcleo del afloramiento más austral. Se identificaron dos variedades que responden a colores de birrefringencia rojizo amarillentos de segundo orden y azul oscuro respectivamente.

De los minerales accesorios, la titanita es el más importante; se presenta en cristales subidiomorfos de hasta 1 mm. En cantidades menores se hallan algunos relictos de actinolita inmersos en la masa clorítica y muy poco carbonato y cuarzo en cristales allotriomorfos.

III. BORDE DOLOMÍTICO FERRUGINOSO

Se presenta como un reborde discontinuo ubicado en el contacto entre la serpentinita y sus rocas de caja, o bien formando tabiques dentro de los cuerpos. A veces se lo halla intercalado como delgados bancos de pocos metros de potencia, entre las calizas y filitas. Esta roca carbonática ferruginosa ha sido brevemente descrita por Zardini (1961). La observación microscópica indica que la roca está compuesta por un agregado de cristales allotriomorfos de carbonato de variado tamaño (entre 0,03 y 0,15 mm), de bordes irregulares y con abundante contenido de óxido de hierro. En los lugares donde este último es más abundante suelen observar-

se algunos individuos de dolomita de hábito romboedral, con la parte central compuesta por óxido de hierro, que en algunos casos fue totalmente eliminado. Algunos cortes delgados mostraron la presencia de delgadas bandas o lentes de antigorita. En cantidades menores hay pequeños agregados cristalinicos de cuarzo.

INTERPRETACION Y CONCLUSIONES

Intentaremos aquí analizar, sobre la base de las observaciones de campo y de laboratorio, los procesos que afectaron a las rocas objeto de este estudio.

Serpentinitas

Las rocas estudiadas son serpentinitas puras, es decir, que están compuestas por minerales del grupo de la serpentina, con cantidades menores de magnetita, carbonatos, talco, actinolita y escasos sulfuros.

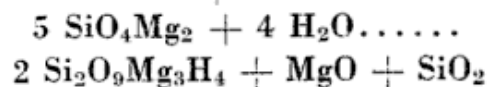
Resumiremos brevemente aquellas características que han surgido del estudio precedente y que están relacionadas con la evolución de los cuerpos ultrabásicos.

1. Los cuerpos se caracterizan por su uniformidad y monotonía mineralógica.
2. Los cuerpos intrusivos son concordantes con las rocas de caja.
3. Existen masas de magnetita orientadas a lo largo de direcciones paralelas entre sí, que podrían representar direcciones de clivaje relicticas de un mineral primario.
4. La presencia de parches o manchones cloríticos que probablemente resulten de la alteración de minerales primarios.
5. Presencia en los contactos y como tabiques internos de una roca dolomítica ferruginosa.

No es objeto de este trabajo el discutir el problema del origen de las rocas serpentínicas; pero existen, sin embargo, algunas observaciones surgidas

en este estudio que deben ser consideradas.

La presencia del borde dolomítico ferruginoso indica una alta concentración de Mg y Fe. Por otro lado, la posición de campo del mismo en forma de tabiques concéntricos en el interior de los cuerpos o en el contacto con las rocas de caja parecerían indicar que éste se halla de alguna manera relacionado con la evolución de los cuerpos ultrabásicos. De acuerdo con lo expuesto por Turner y Verboogen (1963), el tipo de reacción más satisfactorio para explicar la serpentización de un magma peridotítico sería el siguiente:



De la ecuación precedente se deduce que la serpentización de un magma peridotítico produce la liberación de una cierta cantidad de MgO y seguramente de OFe, que, presente en el magma, no entra en la composición de los minerales serpentínicos. Estando el magma aún en estado plástico de fusión, estos elementos, en las cercanías de los contactos, migrarían hacia afuera, ya que forman una fase incompatible con la nueva mineralogía formada. Este podría ser entonces el origen del borde dolomítico ferruginoso y de los tabiques internos concéntricos paralelos a los contactos.

La orientación de masas de magnetita ilustradas en la figura 4 y la mayor concentración de este mineral en la parte central de los cuerpos, podrían indicar la presencia de cristales de los minerales ferromagnésicos primarios tardíamente serpentizados, que expulsaron el hierro de su composición, el cual no pudo migrar hacia los bordes por encontrarse el magma en estado avanzado de cristalización. En esta forma el hierro se alojaría a lo largo de superficies de debilidad, como por ejemplo el clivaje.

Sin embargo, cabe reconocer que los datos obtenidos son insuficientes como

para esbozar algo más que un intento de explicación de los fenómenos observados. A este respecto se hace necesario mencionar que Zardini (1961), en el estudio de un área ubicada poco más al norte que la abarcada por este trabajo, considera que no hay criterios fundados para deducir que las serpentinitas sean producto de alteración de otros minerales.

Talco

Este mineral está relacionado a procesos posteriores a la formación de la serpentinita. La formación de talco a partir de una roca serpentínica implica un proceso de "diferenciación metamórfica" en el sentido dado por Philip y Hess (1936), autores que consideran que el mismo implica una "redistribución de material previamente presente". Para un proceso de diferenciación metamórfica de baja temperatura, la transformación de serpentinita a talco significa la adición de SiO_2 a la serpentinita y la sustracción de MgO , FeO y H_2O que gana la roca de caja, formándose en ella zonas de clorita.

La esquistosidad del talco parecería indicar que la redistribución del material estuvo relacionada con movimientos a lo largo del contacto entre la serpentinita y las rocas de caja. Estos movimientos seguramente facilitaron la migración de soluciones hidrotermales hacia arriba, creando de esta manera las condiciones favorables para el intercambio de sustancias.

La ausencia de talco en las zonas donde se halla el borde dolomítico ferruginoso, sugiere la posibilidad que este reborde haya actuado como una especie de barrera impermeable a la migración de soluciones, no pudiéndose, por consiguiente, producir el intercambio de sustancias. Dado que todas las zonas de contacto entre las serpentinitas y la roca de caja son potencialmente favorables para la formación de talco, la ausencia de éste, asociado con el borde

dolomítico ferruginoso, nos inclinan a pensar en una explicación como la dada en el párrafo anterior.

Esta observación puede servir como guía de campo para la prospección de futuros yacimientos de talco en áreas que presenten características similares.

Actinolita

La presencia de actinolita relacionada con espejos de fricción dentro del cuerpo, indican condiciones de altas presiones dirigidas y relativamente bajas temperaturas.

En el extremo septentrional del cuerpo ubicado al norte de la quebrada principal, las labores de explotación pusieron de manifiesto la asociación talco-actinolita. La observación de los cortes delgados de muestras extraídas en las inmediaciones, pone de manifiesto la presencia de talco pseudomorfo de actinolita, lo cual sugiere la existencia de un proceso de baja temperatura como es la formación de talco, sobrimpuesto a un proceso de alta temperatura como es la formación de actinolita.

ROCAS DE CAJA

La asociación mineralógica de las rocas de caja: cuarzo-muscovita-clorita-albита indica la facies de los Esquistos Verdes, caracterizada por las bajas temperaturas y altas presiones dirigidas.

Esquistos clorítico-dolomíticos

Como surge de la observación del mapa, los esquistos clorítico-dolomíticos afloran en las cercanías del cuerpo ultrabásico ubicado en el extremo austral del área estudiada. En algunos casos afloran incluso en el contacto con el cuerpo ultrabásico. Este cuerpo presenta además, del lado de los esquistos clorítico-dolomíticos, una amplia faja discontinua de talco que alcanza potencias de hasta 8 metros. La formación

de clorita y dolomita significa el aporte de cantidades considerables de Mg.

Dada la relación de campo existente entre la faja talcosa y los esquistos en cuestión, se sugiere la posibilidad de que coincidentemente con la formación del talco y la liberación consiguiente de Mg según el mecanismo ya explicado, éste emigrara hacia las rocas de caja y fuera incorporado por algunos bancos favorables, formándose entonces clorita y dolomita.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aparicio, E. et al. 1956. Descripción geológica de la Hoja 23c, Mendoza. Informe inédito Dirección Nac. de Geología y Minería.
- Ave Lallement, G. 1892. Estudios mineros en la provincia de Mendoza. La parte septentrional de la Sierra de Uspallata. Bol. Acad. Nac. Ciencias, Córdoba, t. XII.
- Chidester, A. H. 1962. Petrology and Geochemistry of Selected Talc-Bearing Ultramafic Rocks and Adjacent Country Rocks in North-Central Vermont, Geological Survey Prof. Paper 345.
- Harker, A. 1939. Metamorphism. Methuen and Co. Ltd. London.
- Keidel, J. 1939. Las estructuras de corrimientos paleozoicos de la Sierra de Uspallata. Physis XIV, Buenos Aires.
- Phillips, A. H. y Hess, H. H. 1936. Metamorphic differentiation at contacts between serpentinite and siliceous country rocks. Am. Miner., vol. 21, n° 6.
- Romer, H. S. 1964. Sobre la geología de la zona de "El Choique" entre el Cordón de los Farallones y el Cordón de Bonilla, Rev. Asoc. Geol. Argentina, tomo XIX, 1, p. 9.
- 1965. Geology of the western part of the Precordillera in the area of Uspallata. Universidad de Buenos Aires, Fac. de Ciencias Exactas y Naturales. Inédito.
- Turner, F. J. y Verhoogen, J. 1963. Petrología Ignea y Metamórfica. Trad. de la segunda Ed. Norteamericana. Ed. Omega, Barcelona.
- Zardini, R. A. 1961. Serpentinitas de la Mina La Mendocina. Uspallata, Mendoza. Rev. Asoc. Geol. Argentina, tomo XV, 1-2, p. 43.
- 1962. Significado geológico de las serpentinitas de Mendoza. An. de las Primeras Jornadas Geol. Argentinas, tomo II, p. 437, Bs. As.

Recibido el 17 de octubre de 1967.

COMENTARIO BIBLIOGRAFICO

WINKLER, H. G., 1966. *La genèse des Roches métamorphiques*. Ediciones Ophrys, 188 p., 40 figs. París. (Traducido del alemán por J. P. Von Eller y M. Wolf).

Puesta al día de los variados y discutidos problemas que presenta el metamorfismo, lograda excelentemente por el Dr. Winkler, eminente profesor de la Universidad de Göttingen.

En ella se trata el proceso general de metamorfismo, como modificación mineralógica de las rocas, en su estado sólido, provocada por condiciones de naturaleza física y química diferentes de las que han reinado en el ambiente de su primitiva formación.

Luego de considerarse los procesos de metamorfismo de contacto, como fenómeno estrictamente localizado, se distinguen dos tipos de un metamorfismo mucho más extenso: el *termo-dinamo-metamorfismo*, ligado a la formación de las cadenas orográficas, generado por un suministro de energía térmica procedente del interior terrestre, que puede alcanzar unos 700° hacia los 15 km de profundidad; y el *metamorfismo de hundimiento*, llevado a cabo por movimientos subsidentes, que han conducido a los sedimentos a profundidades en las cuales reinan temperaturas de 400-500°C y presiones considerables. Por su parte, el dominio de los procesos metamórficos se extendería hasta la zona de contacto con el campo propio de los fenómenos de anatexis.

El autor se ocupa sucesivamente de las reacciones entre minerales a distintas temperaturas, del termo-dinamo-metamorfismo regional, de las diversas facies metamórficas, del metamorfismo por hundimiento, de la anatexis, de la migmatización y de la palingénesis de los magmas graníticos, para finalizar su obra con una nomenclatura de las rocas metamórficas comunes.

A fin de no perturbar el verdadero y completo sentido de las expresiones originales, la traducción francesa ha conservado algunas palabras del idioma de origen. De todos modos, resulta una obra provechosa para los geólogos, a quienes, normalmente, les resulta difícil encontrar compendiada en pocas páginas la historia evolutiva de algunos de los objetos naturales que integran su campo de estudio. — *Dr. Augusto P. Calmels*.

MODIFICACIONES EN DIQUES GRANITICOS POR HIBRIDACION Y EXO-ENDOMORFISMO

Por BERNABE J. QUARTINO y JUAN P. SPIKERMANN

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

RESUMEN

Dos diques respectivamente, granodiorítico y granítico-turmalinífero son estudiados particularmente debido a su zonalidad interna.

Asimismo es descripta la zonalidad exomórfica producida por el dique turmalinífero.

En ambos casos la zonalidad es muy acentuada, diferenciándose las zonas por su mineralogía y estructura.

La zonalidad del dique granítico-turmalinífero recuerda la de las pegmatitas. En el dique de granodiorita la zonalidad es interpretada como producto de los siguientes procesos: 1) asimilación de caja; 2) formación de un cumulado no gravitativo de plagioclasa; 3) diferenciación marginal responsable del reborde sienítico.

ABSTRACT

Two thin dikes respectively of granodioritic and granitic composition are described with emphasis in their internal zonal structure. The two dikes are intruded into the Carboniferous beds west of Colanguil Batholith, Province of San Juan, Argentina (fig. 1).

Granodiorite dike. The zonality is as follows:

Central zone (c): plagioclase, orthoclase, quartz, biotite. Marginal zone (m): plagioclase, biotite (quartz, orthoclase). Border (r): orthoclase, biotite (quartz). Figure 2 shows proportions of minerals, and fig. 3 is a sketch of microstructures. See also fig. 4.

Granitic dike. The zonality (see fig. 5 and 6) is evidenced by:

Central zone (c): quartz, tourmaline, albite. Marginal zone: m_2 : quartz, albite; m_1 : quartz, albite, orthoclase. Border (r): quartz, albite.

The zonality of the granitic dike is similar to the zonality of pegmatites. The exomorphic effect is marked by three zones of different mineralogy (fig. 5), being next to the contact a basic chloritic border. The external exomorphic zone is rich in muscovite (potassic metasomatism).

The zonality of the granodioritic dike is explained by three processes: 1) assimilation of wall rock (biotitic hornfels); 2) formation of a non gravitative plagioclase cumulate in the marginal zone; and 3) border differentiation that has produced the sienitic aggregate (r). This dike, in contrast with the granitic one, has not promoted exomorphic zonality.

I. INTRODUCCION

Delgados diques de composición granítica alojados en la caja paleozoica del granito Los Puentes-El Salado, del com-

plejo plutónico del Colanguil, muestran interesantes efectos de modificaciones por hibridación o endomorfismo que han sido considerados merecedores de una descripción y análisis en esta contribución.

* Dirección: Perú 222, Bs. Aires, Argentina.

Estos diques han sido descritos por uno de los autores (Spikermann, J. P., 1967), siendo examinados con posterioridad juntamente con el otro autor. Las relaciones petrológicas mayores de vinculación de estos diques con la eruptividad de la Cordillera Frontal del NO de la provincia de San Juan a que pertenecen, pueden ser vistas en la descripción del Batolito del Colangüil (Quartino-Zardini, 1967) y en el trabajo más arriba citado.

Quede constancia del agradecimiento al Dr. Raúl Zardini por la lectura crítica del manuscrito.

Ubicación

Los diques granítico y granodiorítico respectivamente aquí tratados, afloran en las quebradas Los Cogotes y Las Pircas, las cuales dan nacimiento con su unión a la quebrada de Los Puentes, tributaria del río Blanco (Jáchal), aproximadamente a 3 km al S de la localidad de Malimán de Abajo. Esta población se encuentra situada en el Dto. Iglesia (provincia de San Juan), al N de la ciudad de Rodeo.

Sintéticamente, según datos obtenidos en los dos trabajos mencionados, los diques son derivaciones filónicas menores de la eruptividad plutónica. Esta, en las nacientes de la quebrada de Los Puentes, se manifiesta por un stock de granodiorita híbrida (granodiorita de Las Pircas), que aflora aproximadamente 3,5 km cuadrados en la vecindad inmediata del plutón principal (Granito Los Puentes-El Salado). Este granito de Los Puentes-El Salado es una de las unidades internas del Complejo Plutónico del Colangüil.

El dique granítico turmalinífero de la quebrada de Los Cogotes dista unos 300 m del contacto de la granodiorita, aguas arriba de la misma y el dique granodiorítico de la quebrada de Las Pircas se halla a unos 500 m de la junta Pircas-Cogotes. Ambos cortan al paleozoico (supuesto Carbónico), hallán-

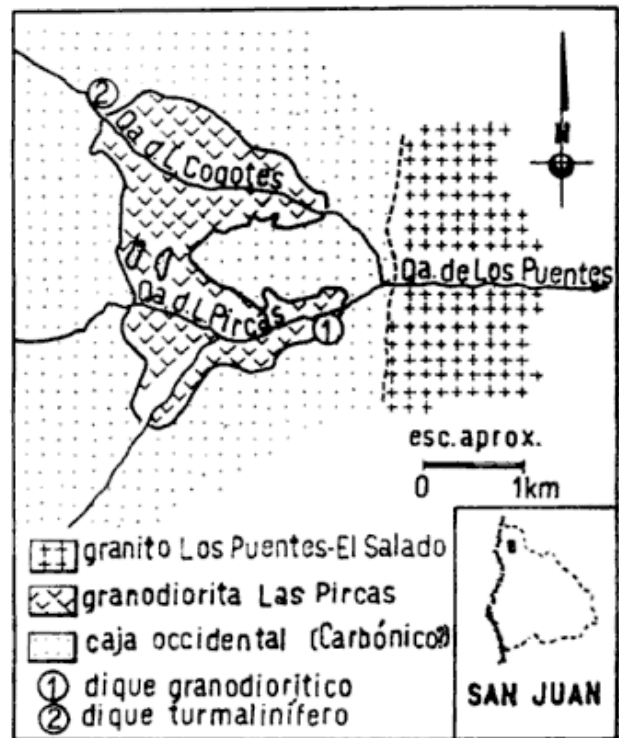


Fig. 1. — Croquis que indica la ubicación de los diques respecto de las unidades geológicas mayores del lugar. Croquis obtenido de Quartino-Zardini, 1967, pág. 20.

dose solamente conectado con la granodiorita Las Pircas, el dique de granodiorita.

El dique microgranítico turmalinífero no tiene conexión con ninguno de los plutones, siendo probable, como después se verá, que se relacione con el cuerpo mayor del granito (ver fig. 1).

II. EL DIQUE DE GRANODIORITA Y SU ZONALIDAD

Los bordes de este dique de granodiorita llaman la atención por la peculiar textura marginal, que va acompañada a su vez por un cambio de composición, que en la faja central es granodiorítica (véase figs. 2 y 4).

El dique tiene un espesor de 8 cm, que se mantiene constante a lo largo de 1,5 m de afloramiento. Su disposición es subvertical, de rumbo NS aproximadamente, no observándose, por la astillosa partición del hornfels, su relación respecto a la estructura de la caja.

El afloramiento se halla en la margen derecha de la quebrada de Las Pircas.

La textura megascópica en la *zona central (c)* es microgranosa (tamaño del grano 1 a 2 mm), que pasa en transición a equigranular por crecimiento de feldespatos de hasta 4 mm. Esta zona central de 3 cm de espesor aproximadamente es de color blanco grisáceo, algo rosado, con puntos negros. Hacia

definida, ya que no supera 1,0 cm de espesor.

En la zona marginal mayor se detectan a simple vista fragmentos de caja (hornfels) como xenolitos de 1 cm aproximadamente; la textura de estos xenolitos es más fina que la base oscura antes mencionada de esta zona, salvo en partes donde esta base es microgranosa muy fina, lo cual hace sos-

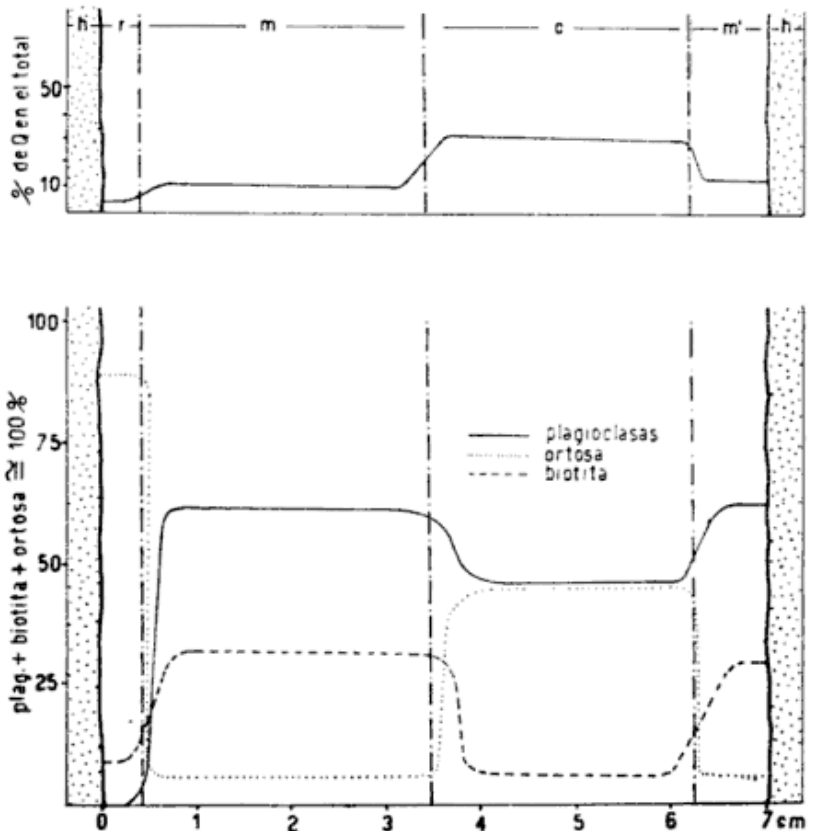


Fig. 2. — Diagrama que muestra la variación mineralógica transversal en el dique granodiorítico: h, caja; r, reborde; m y m', zonas marginales; c, zona central. Los porcentajes de los minerales son estimativos.

afuera la faja central pasa en transición a la *zona marginal*, de textura aparentemente porfírica:

Los cristales de plagioclasa subhedrales, tamaño promedio de 1,0 a 1,5 cm, se hallan en una base oscura, biotítica, la cual compone alrededor del 25 % de esta zona marginal.

Con la letra (m) en la figura 4, se indica la zona marginal de 3 cm de espesor aproximadamente. La letra (m') indica la *zona marginal opuesta*, mal

pechar que el material de la caja está en mayor cantidad.

El contacto de la zona (m') con el hornfels es algo irregular, no así el de la zona (m), el cual es neto. Junto a este *contacto* neto la zona marginal es pobre en los fenocristales de plagioclasa y con un *reborde* (r) algo azulado de 4 mm aproximadamente.

En síntesis, el dique es zonal pero no simétrico.

Detalles microscópicos

Zona central (c): Estructura granosa hipidiomorfa, porfírica (“porfiroide”) por el tamaño mayor de algunos cristales subhedrales a euhedrales de plagioclasa zonal. La composición es: plagioclasa (andesina media), ortosa, cuarzo, biotita (fig. 3). La alteración carece de importancia. Minerales accesorios: apatita y circón, este último in-

composición granodiorítica, y siendo así, llama la atención la falta de anfíbol, que es el mineral crítico de las granodioritas de la zona del Colangüil.

Zona marginal (m, m’): La diferencia con la zona central, en cuanto a composición es el aumento proporcional de biotita y plagioclasa, salvo el denominado reborde junto al contacto con la caja, el cual es casi puramen-

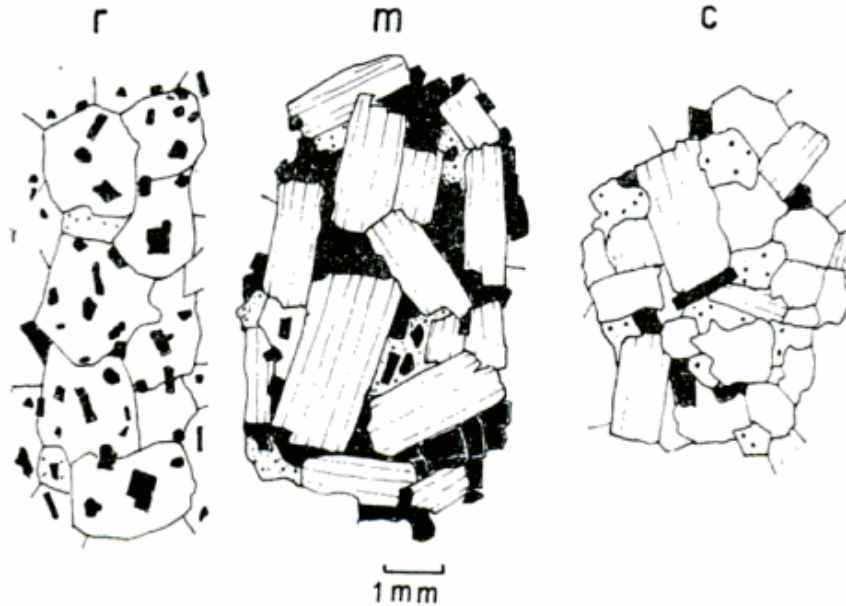


Fig. 3. — Esquema de las texturas de las zonas y reborde del dique granodiorítico: r, reborde; m, zona marginal; c, zona central. En los tres dibujos: rayado: plagioclasa; negro: biotita; punteado: cuarzo; blanco: ortosa.

cluido en biotita y rodeado por muy marcados halos pleocroicos. Esta parte de la roca no tiene, pues, características particulares, salvo la presencia de escasos agregados microgranosos, ricos en biotita, que pueden suponerse fragmentos de hornfels de la caja. Resulta peculiar sí, que algunos granos de plagioclasa y de ortosa tienen elevada cantidad de inclusiones de biotita mucho más pequeña que la biotita común del agregado granoso de la roca.

Respecto de la composición, en realidad es granítico-granodiorítica, porque las proporciones de plagioclasa son variables. Que la plagioclasa sea andesina media apunta más a la idea de la

te ortoclásico. La textura de esa parte principal de la zona marginal pobre en ortosa es hipidiomorfa, porque la plagioclasa es euhedral a subhedral, mientras que el cuarzo y la ortosa son anhedral e intersticiales. Esta zona se puede describir como una apretada agrupación de cristales de plagioclasa, entre los cuales se dispone esencialmente biotita muy rica en halos pleocroicos; sólo cuando este conjunto de plagioclasas es menos continuo, aparecen cuarzo y ortosa como una base entre los cristales de plagioclasa, ambos minerales corroyéndola. En términos de composición esta parte sería *diorítico-biotítica-granodiorítica*.

El reborde (r), en cambio, es, en términos petrográficos, francamente *sienítico*: se compone de un agregado panalotriomorfo de ortosa con una elevada cantidad de individuos pequeños de biotita de tamaño análogo a la biotita del hornfels de la caja, aunque también se hallan incluidas algunas láminas análogas a la biotita de la zona marginal y faja central. Quiere decir que la bio-

bandas es casi paralela al contacto del dique.

En los detalles microscópicos, la estructura es granoblástica, con desaparición total de los microcaracteres de la estructura sedimentaria.

La composición es muy simple: biotita-plagioclasa (oligoclasa)-cuarzo, en proporciones aproximadamente semejantes.

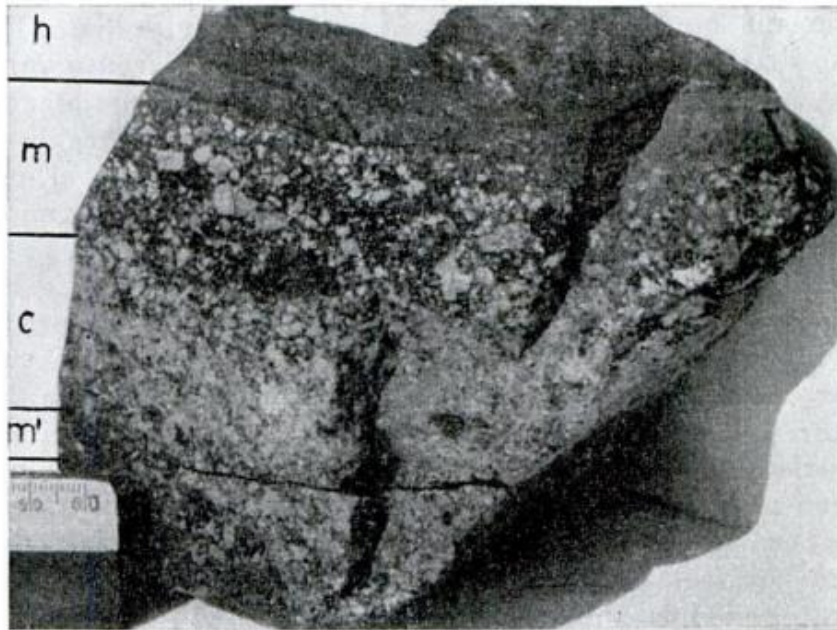


Fig. 4. — Fotografía de la muestra representativa del dique granodiorítico. c, zona central; m y m': zonas marginales; h, caja (hornfels)

tita es esencialmente intersticial en las zonas marginal y central, y casi puramente inclusión en el reborde ortoclásico (fig. 3).

Caja (hornfels h): La caja en los primeros 2 cm es un hornfels altamente recrystalizado. A ojo desnudo es una roca gris pardusca microcristalina, bandeada, por la alternancia de espesores del orden de pocos milímetros, microgranosos, que son más claros que las finas bandas biotíticas de 1 a 2 mm de espesor. Este bandeamiento puede ser relíctico, por la alternancia de capas psamíticas y pelíticas, no pudiéndose asegurar que así sea, debido a la gran recrystalización. La disposición de las

En la biotita es común el hábito alargado con orientación preferente paralela al bandeamiento; en esto difiere de los más comunes hornfels del Colangüil, que tienen estructura típica de "sal y pimienta". Esta biotita es fuertemente pleocroica y notablemente más escasa en inclusiones de circón y halos pleocroicos que en el dique. La plagioclasa es xenomorfa; pero algunos cristales son subhedrales con maclas polisintéticas o sin ellas. Parte de la biotita en láminas pequeñas constituye inclusiones, sea en cuarzo, sea en plagioclasa.

Algo más lejos del contacto, a 1 metro, la asociación mineralógica responde aproximadamente a la misma facies

arriba descripta, habiendo variaciones de composición (presencia de muscovita) cuyo origen puede deberse a variaciones de composición original no evaluables. La presencia de clorita apunta sin embargo hacia un metamorfismo menor. Lo que sin duda es distinto, es el grado de recristalización, ya que no alcanza a obliterar la textura clástica original.

De esto se deduce en primera instancia que localmente se observa en la caja del dique un metamorfismo de contacto propio de su intrusión.

III. EL DIQUE GRANÍTICO TURMALINÍFERO, SU ZONALIDAD Y SU EFECTO EXOMORFICO

Respecto de la vinculación de este dique turmalinífero con los plutones mayores (granodiorita Las Pircas y Granito Los Puentes-El Salado) no hay elementos estructurales que permitan subsanar con seguridad la falta de conexión directa con los mismos.

Por razones de afinidad litológica puede deducirse que el dique deriva del plutón granítico Los Puentes-El Salado: esto es así por la composición granítica rica en ortosa. En cambio la presencia de turmalina es mucho más dudosa al respecto, porque si bien este mineral es característico de las fases tardiograníticas-miarolíticas del granito Los Puentes-El Salado, también ha sido hallado en el stock de granodiorita.

El rumbo N-S que predomina en el conjunto de diques homólogos que aquí se describen, responde a la estructura mayor del emplazamiento del complejo plutónico del Colangüil. La inclinación de estos pequeños diques, apoya la idea de la vinculación con el granito, por cuanto se hallan inclinados hasta 30° al O, o bien en disposición subhorizontal. Esta última disposición es la que guardan las fases tardiograníticas de aplitas y microgranitos miarolíticos turmaliníferos dentro del batolito (Quartino y Zardini, 1967).

El dique que aquí se describe tiene un espesor de 30-50 cm. Su característica más sobresaliente es la concentración de turmalina en la faja central, en continuidad longitudinal o en nidos ensanchados de hasta 30 cm de diámetro (véase figs. 5 y 6).

Esta *zona central* se compone de una asociación microgranosa (del mismo tamaño de grano que la zona marginal microgranítica) de cuarzo y turmalina, en proporciones parecidas, con granos dispersos de feldespato. Hacia el centro se produce un acentuamiento en el tamaño del grano que alcanza a los 2 cm.

La figura 6 ilustra la sección transversal del dique y el espesor turmalinífero cuarzoso próximo a uno de los contactos con la caja.

La *zona marginal (m)* es de coloración rosada, de textura microgranosa muy homogénea, con un tamaño de grano promedio de 1 a 2 mm. El espesor de esta zona granítica es variable en razón de que la zona central (*c*) turmalinífera no siempre se encuentra en posición simétrica respecto de los contactos con la caja. Particularmente en la figura 6 se ilustra tal caso. La zona marginal (*m*) tiene 2 cm de espesor, mientras que la zona homóloga (*m'*) alcanza 30 cm de espesor.

El contacto de esta zona marginal microgranítica con la caja es muy neto y recto; el pasaje a la zona turmalinífera es algo más gradado.

Detalles microscópicos (fig. 5)

La típica asociación mineral es cuarzo-turmalina en estructura de implicación con mayor idiomorfismo en los granos de cuarzo. Esta implicación no es tan acentuada en el sentido de que se mantienen los contactos por adosamiento de granos entre cuarzo y turmalina. Donde predomina la turmalina, el cuarzo aparece como inclusión dentro de ella. El pleocroismo de la turmalina corresponde al de la schorlita, porque la mayor absorción da co-

lores castaño a castaño verdoso y azul. En una misma sección con igual orientación óptica se asocian dos colores (castaño y azul); pero el color azul se concentra preferentemente en los bordes.

En la parte axial de esta zona central, los cristales de albita son esporádicos, estando afectados por alteración arcillo-ferruginosa. Hacia los bordes, la zona central se va modificando gradualmente por la presencia constante de albita, en adición al cuarzo y turmalina.

de cuarzo es alargada, perpendicularmente al contacto con la caja, esbozando imperfectamente una empalizada.

m 1: El pasaje del reborde *r* a esta subzona se hace sin solución de continuidad por gradar la trabazón de los granos en implicación.

El cambio consiste en el aumento del tamaño de grano (implicación gruesa) y la aparición de ortoclasa. La biotita, esporádica, está cloritizada pero con menor intensidad que en el reborde *r*.

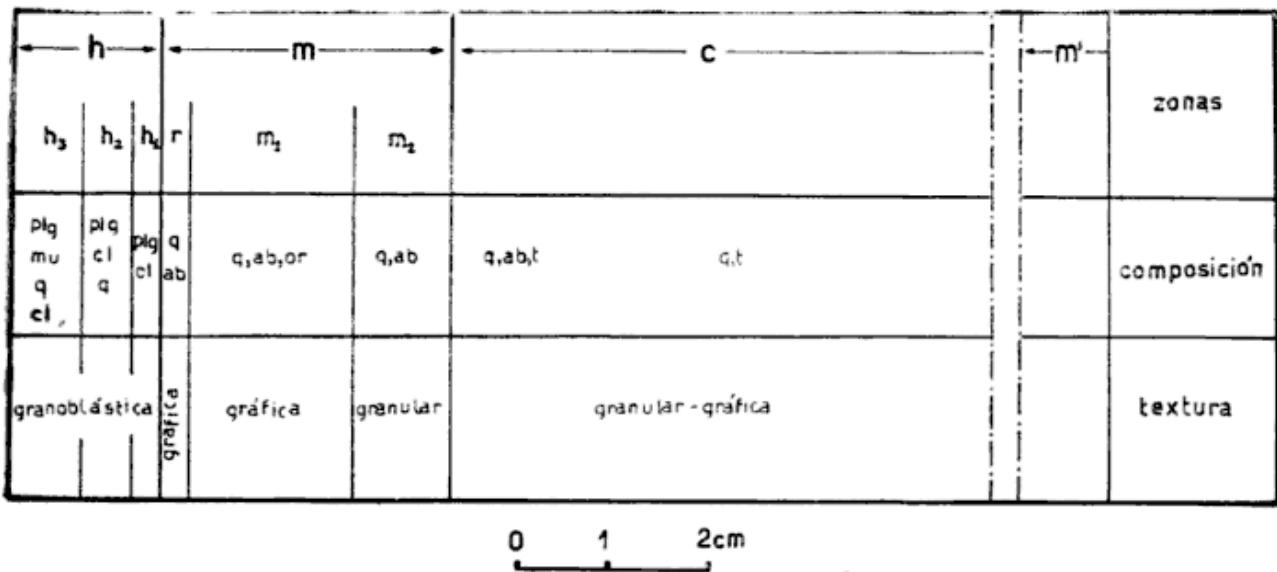


Fig. 5. — Diagrama mostrando la secuencia de zonas del dique turmalinífero y de zonas exomorfas en la caja. Se indica la composición mineralógica característica y las texturas: *plq*, plagioclasa; *mu*, muscovita; *cl*, clorita; *q*, cuarzo; *t*, tutmalina; *ab*, albita; *or*, ortosa.

lina y por disminución del tamaño de grano.

Esta zona tiene composición global granítica, exhibiendo una variación o zonalidad transversal por cambio de estructura y composición en las siguientes subzonas:

r: Rebord exterior, de 2 a 3 mm de espesor junto al contacto con el hornfels. La composición es cuarzo-albita con estructura de implicación a la cual se adiciona muy localmente contra el contacto biotita transformada en penninita. El tamaño de grano varía entre 0,2 y 0,4 mm. La albita tiene alteraciones arcillo-ferruginosas, sericita y algo de calcita. La forma de los individuos

La asociación gráfica está más desarrollada entre cuarzo y ortosa que entre cuarzo y albita. La alteración arcillo ferruginosa de los dos feldespatos es mucho más oscura en la ortosa. Esta tiene perfitas filiformes poco abundantes.

m 2: Hacia el interior, la zona marginal modifica su estructura y su composición, dando lugar a la subzona *m 2* que pasa en transición a la zona central.

Se compone de cuarzo, albita, muy escasa ortoclasa; la estructura es microgranosa panalotriomorfa, similar a la de las aplitas.

El cambio de composición hacia el

interior de la zona marginal es pues la desaparición de la ortosa. El espesor de esta subzona es de aproximadamente 1 cm.

Caja (h): Es un hornfels como los que se encuentran en área próxima, pero ha sido modificado por efecto de la intrusión del dique, de manera que tiene zonalidad por variación de compo-

ojo desnudo, apreciándose solamente leves cambios de tonalidad parda en la superficie de meteorización.

La zonalidad exomórfica es la siguiente: del borde hacia el interior de la caja:

h 1: Plagioclasa (sódica), clorita. El espesor de esta zona es aproximadamente 3 mm.

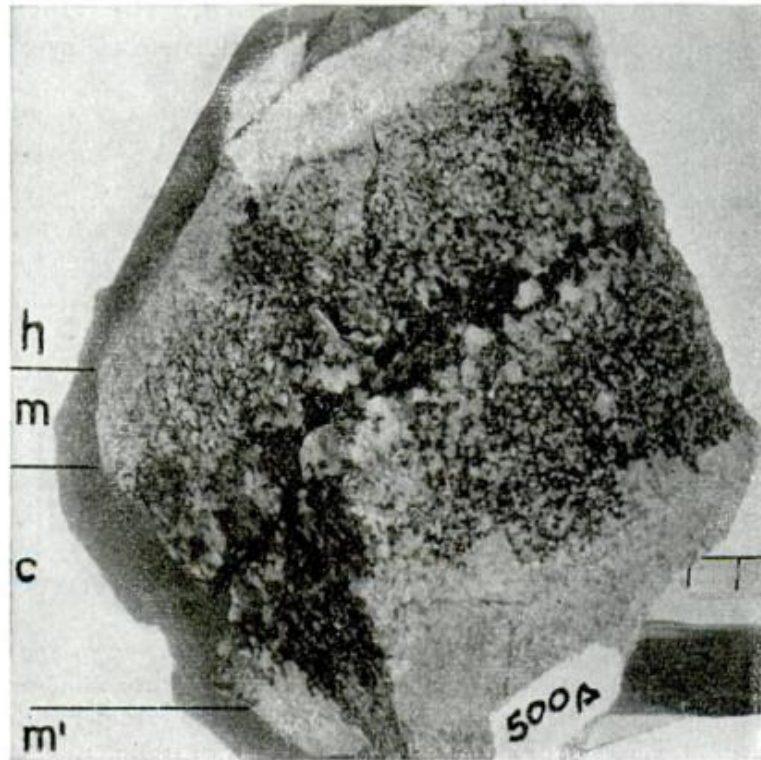


Fig. 6. — Fotografía de la muestra representativa del dique granítico turmalinífero (pegmatítico).
c, zona central; m y m': zonas marginales; h, caja (hornfels)

sición perpendicularmente al contacto con el dique.

Esta zonalidad exomórfica se comprueba que es tal, y no un relictio de estratificación, por cuanto se puede apreciar que cuando esta última está presente, la estratificación observada en el hornfels es casi perpendicular al dique.

La roca tiene un color gris plumizo que en fractura fresca permite ver las líneas más claras debidas a la estratificación relictica. La zonalidad exomórfica, en cambio, es menos perceptible a

h 2: Plagioclasa (sódica), clorita, cuarzo. El espesor aproximado es de 5 mm.

h 3: Plagioclasa (sódica), muscovita (sericita), clorita, cuarzo.

La distinción de las zonas se hace por la concentración de clorita (penninita) en h 1 y en menor cantidad en h 2; aparición de cuarzo en la zona h 2 y presencia de muscovita en h 3. Los límites son gradacionales y la muscovita se halla distribuida homogéneamente en h 3 o bien esboza concentraciones no-

dulares como es común en hornfels. Además de los minerales anteriores que caracterizan las 3 zonas, hay óxido de hierro más abundante en h 1 y h 2; grumos de titanita, sericita fina y turmalina en pequeños metacristales aislados.

La alteración de la plagioclasa con sericitización y opacidad arcillo-ferruginosa es muy marcada en h 1, estando casi ausente en h 3. La textura es granoblástica y el tamaño de grano promedio es de 0,2 a 0,4 mm.

Se deduce pues que se suma al metamorfismo propio del batolito granítico que produjo los hornfels biotíticos, una acción exomórfica, debida a la intrusión del dique.

IV. INTERPRETACION

Los dos diques estudiados tienen una llamativa zonalidad, y precisamente el interés del estudio comparativo radica en que la explicación de las respectivas zonalidades se halla en causas distintas, conclusión a la cual se llega por análisis conjunto de la estructura y la composición.

Igualmente distinto es el efecto exomórfico y precisamente éste ha sido más sensible en el dique más rico en mineralizadores, es decir, en el dique granítico-turmalinífero.

El uso del término *zona* para las fajas de distinta composición y estructura en ambos diques, tiene sentido lato y no específico, como referencia al término *zona* usado en la descripción de las pegmatitas (Cameron, *et al.*, 1949).

La comparación de la zonalidad del dique turmalinífero con las pegmatitas es sin embargo evidente, pero no es merecedora de que se haga una correspondencia con la nomenclatura de las mismas por tratarse de un dique de potencia muy reducida.

En resumen, la zonalidad del dique granodiorítico es el resultado de la conjunción de los procesos de formación

de reborde básico ortoclásico, concentración mecánica de cristales preformados de plagioclasa e incorporación de biotita de la caja.

En cambio, la zonalidad del dique granítico turmalinífero es más propia de la común zonalidad en pegmatitas.

Las figuras 2 y 5 son representaciones gráficas de estas zonalidades, mientras que la figura 3 muestra la aguda diferencia textural y composicional de las zonas que caracterizan al dique de granodiorita.

En el dique de granodiorita la variación de proporciones de plagioclasa, biotita y ortosa es muy sensible al cambiar de zona. La variación del porcentaje de cuarzo acompaña la variación de los otros minerales, pero esta correspondencia no tiene una estrictez propia de la diferenciación, en razón del ya mencionado proceso de concentración mecánica de plagioclasa y también de biotita. Esto puede verse muy bien en la figura 2.

La mayor concentración de ortosa se halla en el reborde donde su proporción justifica una calificación de sienítico; este reborde puede ser entendido como un margen básico de magma granítico, es decir, que no se trataría de una modificación sienítica marginal de un magma granodiorítico, lo cual sería difícil de explicar. El aceptar el reborde como una modificación básica, al implicar la existencia de un líquido granítico intruido supone que la plagioclasa se encontraba en su mayor parte en calidad de cristal preformado, llevado en suspensión por la intrusión. Es decir con una capacidad de formar eventualmente un *cumulato* (véase Wager *et al.*, 1960). Precisamente el *cumulato* no gravitativo está representado por la zona marginal *m* que ilustra en su textura la fig. 3. Esta zona marginal *m* a pesar de ser rica en plagioclasa acumulada es también anormalmente rica en biotita que por su disposición en los espacios interplagioclásicos resul-

ta ser así testigo de ese proceso de acumulación mecánica de plagioclasa, y, pasivamente respecto de ella, de biotita.

Esta explicación, avalada por la textura y comparación de las zonas, significa la actuación de un proceso harto común que no siempre se manifiesta tan claramente. La literatura abunda en la explicación de concentración de plagioclasa y uno de los autores (Quartino, 1959) ha referido en rocas argentinas la selectiva concentración de plagioclasa en distintos diques.

El reborde ortoclásico que encierra muy poco cuarzo contiene biotita incluida en la ortoclasa. Es decir que la biotita es intersticial en la estructura de la zona marginal, lo es también en cierto modo en la zona central en el agregado hipidiomorfo y en cambio es puramente inclusión en el reborde.

La explicación parcial de esto puede buscarse en el hecho de que la mayor parte de la biotita del reborde proviene de la incorporación de la biotita del hornfels, lo cual resulta apoyado por la comparación de tamaño de las laminillas. No puede evaluarse en cambio, la posibilidad de que buena parte de la biotita de la zona marginal provenga también de asimilación parcial de la caja; pero esto es factible dado que en la zona marginal *m'* se observaron xenolitos de hornfels.

En resumen quiere decir que la variación textural y de composición por zonas puede ser explicado por el aludido triple proceso de asimilación parcial de caja, diferenciación de borde y formación de cumulado no gravitativo.

La distribución de la proporción del cuarzo, que ha sido también indicada en la fig. 2 concuerda con esto, por cuanto, comparando las zonas central y marginal, se concentra en la primera al igual que la ortoclasa, y la divergencia más grande entre las proporciones de

cuarzo y ortoclasa se produce en el reborde donde operó precisamente el fenómeno de diferenciación.

La figura 5 representa esquemáticamente otro tipo de zonalidad muy distinta a la anterior, que se registra en el dique turmalinífero. Como se aprecia, la variación es también sensible en composición y textura. La ortosa se concentra en la zona marginal *m 1* mientras que la plagioclasa se halla en toda la zona *m*. Esto puede entenderse como resultado de la concentración del sodio hacia el centro del dique y la precipitación de plagioclasa en el borde a modo de reborde básico. Este criterio implicaría que la plagioclasa del reborde podría ser más cálcica que en la zona marginal *m 2* y en la zona central, hecho que no fue comprobado. El pasaje de la zona *m 1* a *m 2* es bastante crítico, porque a la desaparición de la plagioclasa hacia el centro del dique se suma la desaparición de la textura gráfica que es muy típica en la zona *m 1* y en la zona de reborde. La diferenciación hacia un tipo muy cuarzoso rico en mineralizadores, queda evidente, en la transición entre el borde externo de la zona central que todavía contiene albita y el núcleo de la misma que es ya puramente cuarzo y turmalina.

Ya fuera del interés específico de este trabajo de comparar la zonalidad de estos diques, se advierte que la zonalidad del hornfels *h 1*, *h 2* y *h 3*, que es indudablemente exomórfica por lo expuesto arriba, muestra como característica la concentración de clorita junto al contacto, posiblemente por meta somatismo ferromagnesiano, posterior a un metasomatismo potásico previo que se concentra en la zona más lejana *h 3*. La zona *h 1* por la concentración de clorita y la ausencia de cuarzo, tiene así la característica de un reborde exomórfico básico en íntimo contacto con el reborde endomórfico de cuarzo y albita.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

- Cameron, E. N.; Jahns, R.; McNair, A. N. and Page, L. R. 1949. Internal Structure of granitic Pegmatites. Econ. Geol. Monograph 2.
- Quartino, B. J. 1959. Rocas eruptivas de Caleta Armonía, Isla Nelson, Shetland del Sur. Contribución del Inst. Antártico Arg., n° 25. Bs. As.
- Quartino, B. J. y Zardini, R. A. 1967. Geología y petrología de la Cordillera del Cölangüil y las serranías de Santa Rosa y San Guillermo, Cordillera Frontal de San Juan. Rev. As. Geol. Arg., T. XXII, n° 1.
- Spikermann, J. P. 1967. Geología de la quebrada de Los Puentes, provincia de San Juan. Trabajo final de Lic. del Dpto. Cs. Geol. Fac. Cs. Ex. y Nat., Bs. As. Inédito, Biblioteca.
- Wager, L. R.; Brown, G. M. and Wadsworth, W. J. 1960. Types of igneous Comulates. Journal of Petrology. Vol. I, part. 1, pp. 73-85.

Recibido: enero 2 de 1968.

C O R R I G E N D A

En la Lista de Trabajos, Comentarios Bibliográficos e Informaciones incluida en el n° 4 del tomo XXII de la Revista, se ha cometido un error en la página 317, renglón 27, que dice:

- 1961. *Petrología de algunos Cuerpos Básicos de San Juan y las Granulitas asociadas*, XVI, 1-2, pág. 61-106 (1962), debe leerse: *Cuerpos Básicos de San Luis y las Granulitas*,

La cita que figura en el renglón 29 como trabajo perteneciente a González Bonorino, F. 1961, que dice: *La petrografía del Cerro Tupungato y de otras rocas efusivas de la región (provincia de Mendoza)*, XVI, 3-4, pp. 205-234 (1962), debe considerarse incluida entre los renglones 36 y 37, siendo su autor *González Díaz, E. F.*

La Dirección

NOTICIAS SOBRE LA GEOLOGIA DE LA ZONA DE LA TORRE PROVINCIA DE LA RIOJA, REPUBLICA ARGENTINA

POR GERARDO EL BOSSI¹ Y RAFAEL HERBST²

RESUMEN

Se describe la columna sedimentaria pre-cuaternaria que aflora en la localidad "La Torre" (antiguamente El Molle), La Rioja, Argentina. Además de las sedimentitas se incluyen descripciones petrográficas de la tonalita de la Sierra del Cerro Blanco y de diabasas y basaltos. Sobre la abase de sus caracteres litológicos y de otras consideraciones, se estima que la Formación La Torre (aquí propuesta) es equivalente a lo que se conoce como "Paganzo III" y/o Famatinense. Su edad es incierta; pero con mucha mayor probabilidad es Pérmica superior y no Triásica inferior. El Grupo Chiflón, con las formaciones Lomas Blancas y Río Chiflón (nombres propuestos aquí) es Triásico. Con la evidencia de las plantas fósiles contenidas en la primera, se considera que es equivalente, por lo menos en parte, a la Formación Los Rastros, mientras que la segunda se correlaciona, sin dudas, especialmente por la litología, con la Formación Los Colorados (estas dos formaciones son parte de la secuencia triásica típica del área de Ischigualasto). Sedimentos pertenecientes a la Formación Ischigualasto (entre Los Rastros y Los Colorados) no parecen estar presentes.

Las vulcanitas básicas son, sin duda, post-triásicas, pero de edad desconocida; quizás sean Terciarias.

ABSTRACT

A description of the general sedimentary column of La Torre (formerly known as El Molle) in La Rioja Province, Argentina, is given. A short petrographical description of the tonalite of Sierra del Cerro Blanco and of some basic vulcanites (diabase) are also included. On the basis of its lithological characteristics, La Torre Formation (here proposed) is concluded to be equivalent with the sediments known elsewhere as "Paganzo III" and/or Famatinense. The age is uncertain but believed to be Upper Permian or Lowermost Triassic (more probably the first). The Group Chiflón with Formations Lomas Blancas and Río Chiflón (also proposed here) is of Triassic age. On the evidence of its fossil plants the former is believed to be equivalent of part of Los Rastros Formation, while the latter is definitively correlated with Los Colorados Formation, in the base of its lithology; both these formations belong to the main sequence in the Ischigualasto area. Sediments belonging to Ischigualasto Formation (intermediate between Los Rastros and Los Colorados) do not seem to be present. The basic vulcanics, are surely post-Triassic but of unknown age, perhaps Tertiary.

¹ Investigador de la Fundación Miguel Lillo (Tucumán) y encargado de la cátedra de Mineralogía del Instituto Miguel Lillo (Univ. Nac. de Tucumán).

² Profesor de Paleontología de la Fac. de

Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Univ. Nac. del Nordeste (Corrientes) y miembro de la carrera del Investigador del Consejo Nac. de Invest. Cient. y Técnicas de la República Argentina.

Como parte integrante de un plan de trabajo de mayor extensión, cual es la investigación palinológica y sedimentológica de la cuenca triásica de Ischigualasto (La Rioja-SanJuan), visitamos en abril de 1967³, entre otras, la localidad de La Torre⁴, a la altura de los km. 70-76 del camino que une Patquía con Villa Unión.

La finalidad era estudiar la naturaleza y relaciones de los sedimentos allí aflorantes, cuya edad y posición estratigráfica no está bien establecida y que ha sido tratada muy brevemente en la literatura publicada. En efecto, solamente Bodenbender (1911) se refiere con cierta extensión a la zona; describe una secuencia litológica muy generalizada e incluye, al final, un perfil gráfico (el n° VII) en el que marca las distintas unidades observadas. Naturalmente, si bien la descripción de la columna concuerda en esencia con nuestras propias observaciones, la nomenclatura y la asignación de edades son, salvo en lo que respecta a Paganzo, distintas de nuestra interpretación.

Morfológicamente, los afloramientos de la zona están constituidos por una serie de lomas de paredes abruptas que, en general, están cubiertas en el tope por masas de vulcanitas (diabasas) *in situ*; esto, agregado a la coherencia de los sedimentos de la sección superior de la Formación La Torre, da por resultado un característico e impresionante paisaje.

La confección de un perfil detallado, a partir de los sedimentos más antiguos que se adosan a la tonalita de la Sierra del Cerro Blanco, y el hallazgo de al-

gunas plantas fósiles, han permitido lograr una aproximación a la dilucidación de las relaciones de las distintas unidades. Las muestras de este perfil fueron recogidas a intervalos irregulares, de acuerdo con la naturaleza del sedimento; tienen un espaciamiento mínimo de un metro y un máximo de 10-12 m, pero no más. Esto se explica por cuanto en algunas de las secciones los sedimentos tienen posibilidades de contener polen fósil, mientras que en otras predominan las areniscas, que revisten poco interés en ese sentido.

Los análisis sedimentológicos y palinológicos de estas muestras, que se realizarán más adelante, creemos que permitirán confirmar los primeros resultados geológicos que adelantamos en esta contribución.

Las unidades geológicas del flanco oriental y en la porción sur de la Sierra del Cerro Blanco, pueden esquematizarse (ver Cuadro I).

El perfil general que describiremos a continuación fue realizado en varios lugares del área. En todos los casos, salvo entre las secciones inferior y superior de la Formación La Torre, los contactos son visibles, de tal modo que las relaciones geológicas son perfectamente claras.

FORMACIÓN CERRO BLANCO. Está constituida por un plutón tonalítico de gran extensión y homogeneidad, con las siguientes características petrográficas:

Tonalita biotítica, fanerocristalina, allotriomorfa. La distribución de los minerales claros y oscuros es heterogénea, pues se observan agrupamientos de unos y otros en nidos. Los agrupamientos claros están constituidos (en orden de abundancia) por:

a) *Plagioclasa* (andesina ácida-oligoclasa) en cristales tabulares de composición homogénea, maclados en la ley albíta, bien desarrollada y regular. En algunos casos los cristales están constituidos por un mosaico de individuos menores, subparalelos. Las suturas en-

³ Viaje realizado con medios provistos por el Instituto-Fundación Miguel Lillo, Tucumán, y con el aporte financiero, mediante subsidio, del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

⁴ Esta localidad figura en la nomenclatura anterior (*vide* Bodenbender, 1911) como "El Molle"; a la sierra del Cerro Blanco también se la solía llamar Sierra del Molle; pero ambos términos aparentemente ya no son usados por los lugareños.

	Formación	Litología	Edad
	Formaciones cuartarias	Arenas, fanglomerados, etc. (niveles de pie de monte)	Cuartario
GRUPO CHIFLÓN	(Vulcanitas)	Dialbasa y basalto intrusivo	Pos-Triásico (Terciario ?)
	Río Chiflón	Areniscas y limolitas rojas y pardas, sin fósiles.	Triásico superior
	Lomas Blancas	Areniscas, tobas arenosas y limolitas, verdosas y amarillentas con plantas fósiles	Triásico superior
	La Torre	Areniscas y limolitas rojas y rosadas, sin fósiles	Paleozoico superior (Pérmico superior)
	Cerro Blanco	Tonalitas	Prepaleozoico

tre cristales de plagioclasa son muy irregulares, pero las de éstos con el cuarzo son regulares y a veces euhedrales. La sericitización es incipiente y homogéneamente distribuida; se manifiesta por la presencia de sericita muy fina, en gránulos y venillas, y también por la segregación de muscovita en cristales mayores que aparentan tener una relación de corrosión con la plagioclasa, pues rellena grietas de clivaje, en los que los bordes están redondeados.

b) *Cuarzo*, límpido, en cristales anhedrales grandes, con extinción ondulante que se acentúa cerca de los bordes del cristal. Las grietas entre granos vecinos están rellenas por un material indeterminable oscuro, que está acompañado por gránulos de muscovita, epidoto y biotita.

c) *Microclino*, es escaso y está distribuido irregularmente; aparece en huecos anhedrales, asociado a la plagioclasa; es siempre límpido y posee el maclado en enrejado que le es característico. Se observa isorientación de los granos microclínicos que están ubicados dentro de un mismo cristal de plagioclasa,

de tal manera que es evidente que se trata en realidad de un solo cristal de microclino penetrado irregularmente en el otro.

d) *Mirmequita*, aparece en el borde de un cristal de plagioclasa no relacionado con un contacto plagioclasa-microclino (contacto con minerales oscuros).

Los agrupamientos oscuros están constituidos por:

e) *Biotita*, anhedral, verde parduzca clara a verde oscura, que forma grupos de cristales, a veces con sus folias radiando de un centro, ocupado en varios casos por epidoto. Incluido en la biotita aparece circón con halos pleocroicos, óxido de hierro opaco, epidoto y apatita.

f) *Epidoto* (pistacita), incoloro a amarillo pálido, ligeramente pleocroico, constituye cristales importantes, subhedrales, ligeramente tabulares, y también gránulos pequeños. Está relacionado principalmente con la biotita y su posible origen como alteración de plagioclasa no es evidente.

g) *Hornblenda*, es escasa, verde azulada a verde amarillenta (pleocroica);

constituye unos pocos cristales tabulares, reemplazados parcialmente por biotita y algo de epidoto en un agregado grueso, anhedral. En algunos casos aún se puede advertir el reemplazo, pues los cristales de biotita están circunscritos a un contorno "hornblendífero" y quedan aún relictos de ésta.

h) *Clorita*, verde azulada clara a incolora, pleocroica, reemplaza a la biotita y está asociada a ella por entre sus folias.

i) *Apatita*, en agregados subesferoidales o cristales elongados de aspecto típico.

j) *Titanita*, escasa, en cristales de hábito romboidal típico, asociada o vecina al epidoto.

Se observan también venillas de calcita, asociadas en parte a cuarzo limpio. Tal asociación no está ligada a la mineralización previamente descrita y parece constituir una alteración hidrotermal posterior.

La composición mineralógica de esta tonalita es sumamente heterogénea; por un lado la presencia de hornblenda, mirmequita y plagioclasa de aspecto magmático, indica un posible origen magmático para la roca (Zardini, 1966), y por el otro, la abundancia de epidoto, biotita y la textura en nidos, de minerales claros y oscuros, parece indicar una participación metamórfica. Esta roca, aparentemente, participa de los mismos problemas petrológicos que describe Zardini (1966) y no nos es posible en esta descripción preliminar, determinar si se trata de una migmatita tonalítica (metamorfita con aporte magmático) o de una tonalita (magmatita) metamorfizada retrogresivamente con posterioridad a su consolidación.

FORMACIÓN LA TORRE. Esta Formación ha sido arbitrariamente dividida por nosotros en dos secciones, que están separadas, en la zona donde se levantó el perfil, por un dique de basal-

to, prácticamente vertical, de 3 a 10 m de ancho. Es posible que la presencia de este dique vaya aparejada con alguna falla; de ser así, debe ser de muy corto rechazo. A nuestro criterio la secuencia sigue normalmente por encima del mencionado dique, aunque naturalmente no tenemos la certeza absoluta. La secuencia litológica es la siguiente:

Sección superior

F) Areniscas de grano mediano, pardo claras, en parte pardo-rojizas, que alternan con otras gruesas, de color blanquecino, que hacia arriba pasan a areniscas de grano fino, algo lajosas, friables, pardo-rojizo oscuras a rojo ladrillo, micáceas, con intercalaciones de limolitas arenosas del mismo color y estratos de areniscas medianas, gris-verdosas. Lateralmente y hacia arriba, este conjunto de estratos limosos rojizos oscuros es reemplazado por areniscas de grano mediano, pardo-claras, similares a la sección E).

Espesor: 70 metros

E) Areniscas de grano mediano a fino, pardas a gris claras, friables, muy homogéneas, que alternan con unos pocos estratos de limolitas pardo-rojizo oscuras, especialmente cerca de la base, y numerosos lóbulos de areniscas medianas pardo claras, calcáreas, muy duras, con estratificación cruzada bien visible, que resaltan en las barrancas verticales formadas por el conjunto. Son también frecuentes las intercalaciones de camadas de conglomerados finos, cuarzosos.

Espesor: 65 metros

D) Areniscas de grano mediano, con intercalaciones subordinadas de areniscas más finas y más gruesas (hasta conglomerados finos, cuarzosos), blanco-verdosas a pardo claras, que alternan con limolitas arenosas rojo-parduscas oscuras, rojo ladrillo y pardo-violadas. La estratificación es paralela, poco visible, remarcada por intercalaciones de láminas de colores contrastantes. Las superficies de erosión son notablemente redondeadas, a veces con desarrollo de "tubos de órgano".

Espesor: 70 metros

Sección inferior

C) Areniscas de grano mediano a grueso, en parte conglomerádicas, estratificadas en bancos macizos y coherentes (de 2 a 5 m de espesor), parcialmente cementados por

calcita, que alternan con otros lajosos, más friables, de 1 a 3 m de espesor. La estratificación es cruzada, linguoide o laminar, de escala grande, en juegos de lóbulos similares, raramente aislados. El color es rosado muy claro en la porción inferior, haciéndose blanco-rosado a blanco-grisáceo hacia arriba. Las superficies en que se erosionan estas rocas son redondeadas y por su baja coherencia forman un relieve profundamente disecado y de altura general muy baja.

Espeor: 125 metros

B) Areniscas de grano fino a mediano, rosadas a blanquecinas verdosas, friables, en parte calcáreas y duras, estratificadas en capitas de 10 a 20 cm; alternan con limolitas pardo-rojizas oscuras y areniscas limosas morado-oscuras, también en capitas de espesor reducido. Todo este sector es considerablemente menos coherente que el que sigue.

Espeor: 70 metros

(Sigue aquí un espesor cubierto, de unos 60 metros).

A) Areniscas de grano mediano, rosadas a pardo-rojizas claras, con intercalaciones de areniscas de grano más fino y más grueso; también se intercalan limolitas arenosas, pardo-rojizas oscuras. La estratificación es paralela, a veces laminar, bien marcada, y en otros casos cruzada, planar o linguoide, de escala grande, en lóbulos solitarios o en juegos de tres a cuatro. Aunque los estratos son generalmente friables (sólo unos pocos bancos poseen cemento calcáreo), esta sección forma remanentes de erosión erguidos y abruptos. En la base, desde el contacto con la tonalita, se presenta un conglomerado gris, mediano, con rodados redondeados de 10 a 30 cm y matriz arcósica, gris violado oscura, bastante subordinada. La proporción de rodados y matriz es variable, pasando la roca, lateralmente a una arcosa constituida por material tonalítico poco o nada transportado. La mayoría de los rodados son de tonalita gris y algunos pocos de pegmatitas, areniscas rojas y cuarzo. La matriz es una arcosa gruesa residual, constituida por granos irregulares, angulosos o subangulosos (los mayores) de tonalita, similar a la descrita para la Formación Cerro Blanco. El cemento está constituido mayormente por calcita, que forma agregados de granos lípidos, allotriomorfos, separados de los clastos por una fina película de óxido de hierro. En otros casos falta la calcita y el cemento es sólo una fina banda de óxido de hierro pardo rojizo, casi

opaco. El feldespato de los clastos tonalíticos está profusamente sericitizado; el epidoto falta por completo y la biotita aparece (al menos en el corte) formando clastos aislados en folias grandes, replegadas profundamente por la presión de los clastos vecinos. Gran parte de la biotita está desferrizada y desflecada, advirtiéndose un reemplazo por lo que parece ser illita.

Espeor: 150 metros

Espeor total de la Formación: 610 m.

FORMACIÓN LOMAS BLANCAS. Está constituida principalmente por areniscas finas y limolitas, de colores predominantemente verdoso, gris y amarillento, en la siguiente sucesión:

3) Areniscas grises-blanquecinas a rosadas, medianas a finas, calcáreas, en bancos de 0,5 a 2 m, en general macizas, que constituyen dos niveles de gran espesor (10 a 30 m), con estratificación paralela y cruzada, de escala mediana a grande, que alternan con limolitas lajosas, en parte fragmentosas y friables, de colores verde-grisáceos oscuros y amarillos parduscos (cuando tufáceas) y en menor escala rojo-violadas. Contienen restos de plantas, en general fragmentarias e indeterminables, en gran profusión. Constituyen conjuntos muy homogéneos de 7 a 12 m de espesor. También aquí se observan ciclotemas de tipo similar a la sección 2), pero de mayor espesor individual cada uno de ellos.

Espeor: 65 metros

2) Limolitas gris-verdosas claras a verdenegruzcas, macizas a fragmentosas friables, con abundantes manchas de ócre en las fracturas. Forman bancos muy homogéneos (de 8 a 10 metros), con estratificación remarcada por láminas de areniscas finas, ferruginosas, rojo violadas, duras. Estas limolitas alternan con conjuntos de areniscas gris-verdosas, medianas a finas, macizas o lajosas, en bancos de 10 cm a un metro, que alternan a su vez con limolitas o lutitas arenosas, gris a gris-verdosas claras, también en bancos de 10 cm a un metro. Ambos conjuntos constituyen varios ciclotemas (Allen, 1954; De Raaf *et al.*, 1965) que comienzan con areniscas grises calcáreas, medianas, que pasan luego a limolitas fragmentosas verdes, cada vez más oscuras, para rematar en una alternancia fina de limolitas y lutitas grises, con areniscas verde-grisáceas, finas. Cada ciclotema posee un espesor variable de 10 a 25 m. En la parte me-

dia de esta sección se han localizado troncos fósiles silicificados (en areniscas finas) de hasta 60 cm de diámetro.

Espesor: 62 metros

- 1) Conglomerado gris, mediano, con rodados redondeados, de 1 a 30 cm (pero con media entre 5 y 10 cm), con cemento calcáreo y matriz arenosa gruesa. En algunos sectores el conglomerado pasa lateralmente a una arenisca gruesa, poco conglomerádica y menos consolidada. Los rodados reconocidos son de: cuarzo, cuarcitas, ágata, calcedonia, areniscas rojas, tobas grises-verdosas y vulcanitas riolíticas y andesíticas. De todos ellos los más abundantes son los dos primeros.

Espesor: 1 a 3 metros

Espesor total de la Formación: 130 m.

FORMACIÓN RÍO CHIFLÓN. Está constituida fundamentalmente por areniscas de grano fino a mediano, limolitas y algunas lutitas, de color predominantemente rojo ladrillo, pardo-rojizo y rojo-violado, en la siguiente sucesión:

- 6) Limolitas rojo-violadas oscuras, friables, arenosas, en bancos de 5 a 10 m, que alternan con areniscas limosas en bancos de 0,5 a 1 m, rojo-parduscas, calcáreas o simplemente más coherentes que las limolitas. Las areniscas se hacen más abundantes hacia el tope, hasta superar en proporción a las limolites.

Espesor: 97 metros

- 5) Areniscas finas y medianas, friables, en parte calcáreas, limolíticas, pardo-rojizo a violadas, rojo claras y pardo-rosadas, en bancos de espesor variable, con estratificación paralela o cruzada poco evidente; alternan con limolitas rojo-violadas friables, y rojo oscuras, con abundantes venillas de yeso. Se intercala en esta sección un nivel de lutitas violadas, muy característico, de 30 a 50 cm de espesor, que aflora con gran extensión, lateral, sin cambios evidentes. Aparecen también algunos bancos de conglomerados finos, de poco espesor, discontinuos.

Espesor: 53 metros

- 4) (Capas de transición de la formación Lomas Blancas): Limolitas verde olivamarillentas, friables, algo lajosas, que pasan hacia arriba a lutitas pardo-violadas, que alternan con otras de color gris-negruczo con concreciones rojo-violadas,

ferruginosas y con capas de areniscas medianas, gris violadas, en parte calcáreas. Cerca de la base de este sector se encontraron fragmentos de troncos silicificados y hematizados. El conjunto está recorrido por abundantes venillas de yeso.

Espesor: 30 metros

Espesor total de la Formación: 180 m.

VULCANITAS. Constituyen un grupo homogéneo de composición basáltica olivínica, que ha sido instruido en los sedimentos de la sucesión aflorante en la zona. Existen tres tipos de cuerpos ígneos por los que se verificó esta intrusión: *a*) "necks" basáltico-olivínicos (véase descripción de la muestra LT-32, abajo) subelongados en dirección norte-sur, que afloran formando cerritos aislados, rodeados de sedimentos cuartarios. *b*) diques verticales, de espesor variable, que han rellenado fallas aparentemente normales, que afectaron previamente a la sucesión sedimentaria. El único ejemplo bien reconocido atraviesa el camino entre los Km 74 y 75 y presenta una mineralización uranífera que fue explorada hace tiempo por C.N.E.A. El espesor de este dique, como se dijo, es variable entre 2 y 10 m, decreciendo hacia el norte; posee un rumbo N 10° E y contacta con bancos poco inclinados de la Formación La Torre. Junto al contacto se observan ligeras variaciones del color de los sedimentos y de la roca volcánica, y la mineralización parece concentrarse allí. Al parecer la falla que guió al basalto fue reactivada posteriormente, pues se observa una faja triturada entre ella y la roca de caja. *c*) dique cuasi-concordante (filón capa), constituido por diabasa olivínica, con bordes de contacto afaníticos. Este cuerpo corona las partes superiores de las Lomas Blanca, Negra y del Chiflón, y está afectado por la reactivación de la falla asociada al dique basáltico de *b*). El dique cuasi-concordante parece a primera vista un filón capa, pero intruye la porción basal de la Formación Lomas Blancas (en

el borde occidental de las lomas Blanca y Negra), mientras que está alojado en el sector medio a superior de la Formación Río Chiflón, en las lomadas más orientales de nuestro bosquejo. Estas relaciones estratigráficas con los bancos con que contacta indican que el cuerpo ígneo tiene una inclinación menor que las sedimentitas que lo alojan. Por lo que se ha podido inferir de los remanentes de este cuerpo, en las distintas lomas, se trata evidentemente de un solo acontecimiento intrusivo, que se atenua hacia el este (la parte más ancha de este dique, alcanza los 30 m en el borde oeste de la Loma Negra).

Los afloramientos de este cuerpo en el sector oriental de nuestro bosquejo, están constituidos por una facies basáltica afanítica, en parte amigdalóidea, con fuertes fenómenos de contacto con la caja (Formación Río Chiflón).

Tales fenómenos de contacto están evidenciados por una disminución en la coherencia, enrojecimiento de ambas rocas, profusión de venillas de calcita, contaminación de la roca volcánica y amígdalas rellenas de calcita.

La falla asociada al dique tipo b), interrumpe la continuidad de este dique cuasi concordante, en el borde oeste de la Loma Negra, fenómeno que es bien visible desde el camino. Los remanentes de este último dique ubicados al oeste de la falla, están topográficamente más bajos, de tal manera que se trataría del labio hundido.

Descripción del basalto (muestra LT-32). Basalto olivínico, con fenocristales de olivina equidimensionales, subhedrales, cloritizados (clorita verde amarillenta, con birrefringencia moderada, no pleocroica, en agregados hojosos radiados) en una pasta intergranular fanero cristalina, constituida por tablitas de plagioclasa, con numerosas agujitas de rutilo incluídas, y gránulos de piroxeno verde muy claro, óxido de

hierro opaco, parches de clorita verde microgranular y sericita.

Descripción de la diabasa (muestra LT-33). Diabasa olivínica, con olivina límpida, euhedral a subhedral, ligeramente grisáceo, ribeteado por un borde iddingsítico incipiente y ligeramente cloritizado (clorita verde) por las rajaduras. Matriz de piroxeno (augita titanífera) en relación ofítica con la plagioclasa. La plagioclasa (labradorita 56 por ciento anortita) es de hábito tabular largo, de contorno subhedral. La zonalidad es difusa o imperceptible y el maclado en ley Carlsbad-albita está bien desarrollado. Los cristales presentan una ligera sericitización y epidotización.

SEDIMENTOS CUARTARIOS. Los sedimentos cuartarios constituyen tres niveles de bajada de los cuales el más alto y más antiguo, aflora como remanente de poco espesor en la parte alta de algunas lomas subordinadas a las lomas mayores de la zona, especialmente (Loma Blanca y Loma Negra). Topográficamente el primer nivel se levanta a 25-30 m sobre el nivel de los ríos actuales.

El segundo nivel está desarrollado especialmente junto al borde occidental de la Loma Negra y está constituido, igual que el primer nivel, por gravas basálticas con matriz arenosa. Conforma un nivel de bajada bastante continuo, aunque en detalle está bastante disecado.

El tercer nivel está representado prácticamente por el piso actual de los sectores deprimidos entre las grandes lomas. Es mayormente arenoso grueso cerca de la Sierra del Cerro Blanco y gravoso fino a mediano en las proximidades de las lomas con topes basálticos. El lecho de los ríos actuales se encuentra muy poco por debajo de este tercer nivel, de tal manera que en muchas partes la relación entre ambos es casi transicional.

CONCLUSIONES

Si admitimos que la tonalita de la Formación Cerro Blanco es prepaleozoica, ya que no hay ninguna razón para pensar que no sea así, nuestro primer problema surge para la datación de la Formación La Torre. Bodenbender (1911) sostiene que el Paganzo III de El Molle (La Torre) es divisible en tres secciones (*a*, *b* y *c*) y que todas ellas están bien desarrolladas aquí. Considera que su edad es triásica (1911, pág. 84).

Freguelli (1946) sostiene que el Paganzo III (o su Famatinense), es, en parte Pérmico superior y, en parte, Triásico inferior, pero con mayor desarrollo en este último período.

Heim (1949) en cambio, opina que todo el Paganzo II, así como el III, corresponden íntegramente al Pérmico.

Es muy probable que los sedimentos de la Formación La Torre sean, por otra parte, equivalentes a los de la Formación Tarjados (Romer y Jensen, 1966), que aflora bien desarrollada en el Campo de Gualo (Río Gualo, Río Talampayá, etc.) y quizá también a la llamada "Formación de las Areniscas Bandeadas" de De la Mota (1946) del cerro Bola (al oeste de Villa Unión); ambas corresponderían al Paganzo III.

Ahora bien, si consideramos que los vertebrados encontrados en la Formación Chañares (equivalente lateral de la F. Ischichuca) por Romer (1966), que está por encima de Tarjados y "Areniscas Bandeadas", en algunos lugares mediando discordancia angular bien evidente, nos hablan de una edad mesotriásica muy baja o incluso intratriásica alta, habría un espacio de tiempo más corto para albergar el Paganzo III (solamente una parte del Triásico inferior), lo que agregado al enorme cambio litológico, con todas sus implicancias, haría más plausible la idea sustentada por Heim y parcialmente por Freguelli, idea que aquí compartimos. Vale decir, que consideramos todo el Paganzo III como Pérmico

co y, por ende, la F. La Torre, a la que lo asimilamos.

Sin embargo no podemos descartar totalmente la idea de que el Paganzo III pueda ser en parte Triásico más inferior, basados en la idea de que los límites del Paleozoico-Mesozoico local, no tienen porqué coincidir exactamente, *en tiempo*, con los de la escala internacional.

Hasta el momento no se han encontrado fósiles que permitan indicar algo concreto, en ninguna de las localidades donde aparecen estos sedimentos. Podemos citar a guisa de ejemplo, la presencia de pelecípodos (*Palaeonodonta*) y restos silicificados (*Dadoxylon*) en el cerro Colorado de La Antigua (La Rioja) (Freguelli, 1944) y los escasos y fragmentarios restos de dicinodontes (?) citados por Romer (1966) del Campo de Gualo.

Ya Bodenbender (1911) señala la importancia y el valor regional del poco espeso conglomerado que se presenta en la base de su "terreno rético" en El Molle (La Torre) (1911, pág. 52) separando a éste del Paganzo III. El cambio de litología que se aprecia entre las Formaciones La Torres y Lomas Blancas es realmente notable. Por fortuna, esta última presenta con mucha frecuencia restos de plantas, que si bien no en todos los niveles son determinables, es indudable que en conjunto contribuyen a dar idea de la composición florística total. Los restos fósiles determinados, hallados principalmente en un nivel con buena a regular conservación, a escasos 30-35 m por encima del conglomerado basal, sobre el Río Chiflón (en las Lomas del Chiflón), son los siguientes:

- Neocalamites cf. carrerei* (Zeill.) Halle
- Cladophlebis mendozaensis* (Gein.) Freguelli
- Cladophlebis* sp.
- Dicroidium elongatum* (Carr.) Archangel-sky⁶

⁶ Utilizamos ya esta nueva ubicación sistemática sobre la base de datos suministrados

Dicroidium lancifolium (Morris) Gothan
Dicroidium odontopteroides (Morris) Gothan
Podozamites cf. elongatus (Morris) Feist.
Yabeiella sp.
Taeniopteris sp.
Ginkgoites sp.

Resulta muy fácil demostrar que todos estos elementos son típicos de la Formación Los Rastros; ninguno de ellos es exclusivo, pero la asociación como tal, y ciertos elementos predominantes como *N. cf. carrerei* y *Cladophlebis mendozaensis* nos inclinan más a pensar en Los Rastros que, por ejemplo, F. Ischichuca o F. Ischigualasto.

En cuanto a la edad en sí, sabemos hoy, especialmente por las evidencias aportadas por los vertebrados de las Formaciones Ischigualasto y Chañares (como se dijo, esta última sería un equivalente lateral de Ischichuca), que con la mayor probabilidad la F. Los Rastros, que se intercala entre ellos, pertenecería al Triásico medio alto (Ladiniano).

Si tratamos de comparar la Formación Lomas Blancas de La Torre con la secuencia típica de la Hoyada de Ischigualasto, nos damos con que aquí no existen sedimentos que sean correlacionables tanto con la F. Ischichuca (o sus equivalentes), ni la F. Ischigualasto, ya que la sucesión litológica de esta área es totalmente distinta; solamente los ciclotemas de Lomas Blancas se parecen en alguna medida a los de la zona típica y a numerosas otras zonas: alrededores del cerro Bola (Villa Unión), Quebrada de Ischichuca, Campo de Gualo, etcétera.

por Archangelsky (trabajo en prensa). Este autor estudió recientemente las cutículas de algunas de las *Corystospermáceas*, y si bien en este caso no se han estudiado cutículas, creemos poder identificar las especies adecuadamente. (Véase también Bonetti, 1966).

La porción superior de la Formación Lomas Blancas pasa en perfecta transición a los sedimentos de la Formación Río Chiflón. Este pase es especialmente bien visible a unos tres kilómetros al sur del camino (véase bosquejo) cerca del río Chiflón. Esta última Formación, sobre la base de su composición litológica, y muy especialmente a su color y alto contenido de yeso, se puede correlacionar con la Formación Los Colorados. En este caso tampoco existen evidencias paleontológicas, pero para nosotros, los argumentos citados y su posición stratigráfica, son concluyentes.

Por las solas relaciones de los cuerpos basálticos con los sedimentos de la zona, no es posible determinar su edad relativa; es evidente, en principio que su edad mínima es pos-triásico.

Es muy probable que todas las intrusiones basálticas de la región comprendida entre el Cerro Morado, Mogote de Gualo, Cerro Rajado y La Torre, todos en la provincia de La Rioja, sean coetáneas, en cuyo caso la edad de estos basaltos no puede ser otra que Terciario (*sensu lato*) por cuanto, en el Cerro Rajado, estas vulcanitas intruyen a los sedimentos terciarios de la zona, además de los triásicos.

En resumen: basados en la edad de la Formación Chañares como intratriásico alto o mesotriásico bajo, tomando en cuenta la discordancia que la separa de su infrayacente, y admitiendo la equivalencia de las Formaciones Tardados y La Torre (Paganzo III), es muy probable que ambas pertenezcan al Pérmico superior antes que al Triásico inferior. Las Formaciones Lomas Blancas y Río Chiflón, son correlacionadas respectivamente con Formaciones Los Rastros y Los Colorados y tienen por ende su misma edad, es decir, Ladiniano y Carniano-Noriano.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

- Allen, J. R. L., 1964. *Studies in fluvial sedimentation: six cyclothems from the Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh Basin*. *Sedimentology*, III, n° 3, pp. 163-198.
- Bodenbender, G., 1911. *Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limitrofas (Rep. Arg.)*. *Bol. Acad. Cienc. Córdoba*, XIX, n° 1, pp. 1-220.
- Bonaparte, J. F., 1966. *Cronología de algunas formaciones triásicas argentinas, basada en restos de tetrápodos*. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, XXI, n° 1, pp. 20-33 .
- Bonetti, M. I. R., 1966. *Consideraciones sobre algunos representantes de la familia Corystospermaceae*. *Ameghiniana*, IV, n° 10, pp. 389-395.
- De la Mota, H., 1946. *Estudios geológicos en el C° Bola, al S de Villa Unión, Depto. Gral. Lavalle, prov. La Rioja*. Tesis inédita, Museo La Plata.
- De Raaf, J. F. M.; H. G. Reading y R. G. Walker, 1965. *Cyclic sedimentation in the Lower Westphalian of NW Devon, England*. *Sedimentology*, IV, n° 1-2, pp. 1-52.
- Frenguelli, J., 1944. *Apuntes acerca del Paleozoico superior del Noroeste Argentino*. *Rev. Mus. La Plata (N. S.)*, Secc. Geol. II: pp. 213-265.
- 1946. *Consideraciones acerca de la "Serie de Paganzo" en las provincias de San Juan y La Rioja*. *Rev. Mus. La Plata (N.S.)*, Secc. Geol. II, pp. 313-376.
- 1947. *El género "Cladophlebis" y sus representantes en la Argentina*. *An. Mus. La Plata (N.S.) Paleont. B*, 2, n° 2, pp. 1-74.
- Heim, A., 1949. *Estudio geológico del carbón "Retico" y del valle de la Peña (provincias San Juan y La Rioja)*. *Dir. Gen. Ind. Min.*; *Bol. n° 69*, pp. 1-31.
- Romer, A. S. y J. A. Jensen, 1966. *The Chañares (Argentina) Triassic reptile fauna. II. Sketch of the geology of the rio Chañares-rio Gualo, region*. *Breviora n° 252*.
- Zardini, R. A. y B. J. Quartino, 1963. *Las relaciones geológicas entre los estratos de Paganzo y el granito en Paso del Molle (Provincia de La Rioja)*. *Rev. Asoc. Geol. Arg. XVIII*, n° 3-4, pp. 20-209.

Recibido: julio 19 de 1967.

TERMINOLOGIA DE LA MORFOLOGIA DE LOS OSTRACODOS
FOSILES, PARA USO EN LENGUA ESPAÑOLA

POR ELSA ROSSI DE GARCIA

INTRODUCCION

La necesidad de unificar la terminología que se usa para describir ostrácodos fósiles y no habiendo ninguna de lengua española en uso, ha llevado a la autora a confeccionar la misma sobre la base de la terminología usada en los textos de lengua inglesa.

La autora agradece al doctor Juan C. M. Turner, por la colaboración y sugerencias que en todo momento le brindó; y al doctor Carlos D. Storni por la gentileza de haber leído el manuscrito.

PRINCIPIOS PARA LA DETERMINACION

El estudio de los ostrácodos fósiles se hace solamente por medio del caparazón o sus valvas, donde es de interés determinar todas las marcas dejadas por los órganos internos del animal. Estos son, por ejemplo, las impresiones dejadas por los músculos aductores, sobre la parte interna de las valvas; los canales de los poros perpendiculares y de los poros marginales, que es donde se alojan pelos sensitivos, etcétera.

Para poder iniciar el estudio de una valva, es necesario orientarla. Las valvas se diferencian en derecha e izquierda y se las determina según criterios que varían entre los autores; pero se puede tomar como tipo los siguientes:

- a) las impresiones de los músculos aductores, están situados, ligeramente hacia adelante.

- b) observando el caparazón en vista lateral, posee un extremo más agudo que el otro, es el extremo posterior.
- c) cuando el caparazón posee expansiones en formas de alas, éstas están dirigidas hacia la parte posterior.
- d) en vista lateral el margen anterior es más ancho que el posterior.
- e) la zona ventral es más aplanada que la dorsal, sobre todo en las formas bentónicas.
- f) los tubérculos y grandes espinas dirigen hacia la zona posterior.

PRINCIPIOS DE SISTEMATICA

Los ostrácodos actuales se clasifican, sobre la base de los caracteres de los órganos internos. En los fósiles según los caracteres de las valvas.

Según el *Treatise on Invertebrate Paleontology*, Parte Q (1961), se los clasifica en la forma siguiente:

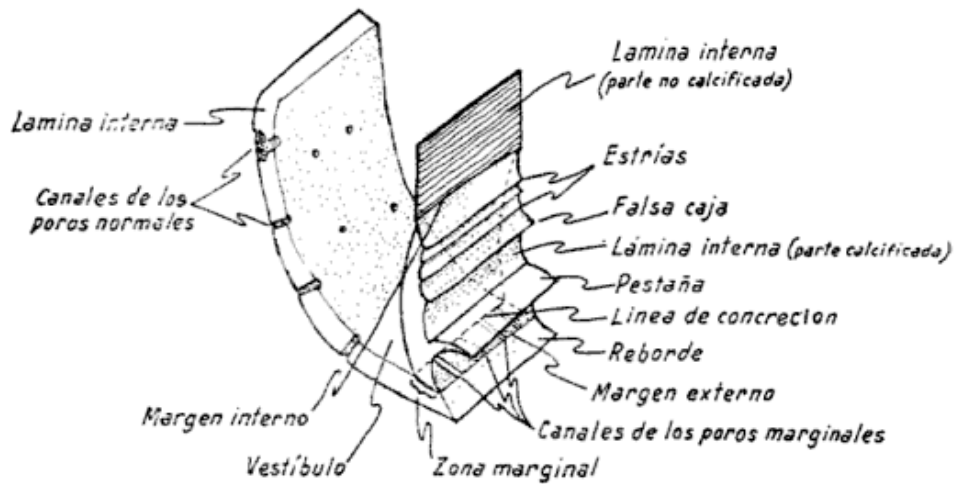
Orden: *Archaeocopida*
Leperditicopida
Palaeocopida

Suborden: *Berychiocopida*
Kloedenellocopida

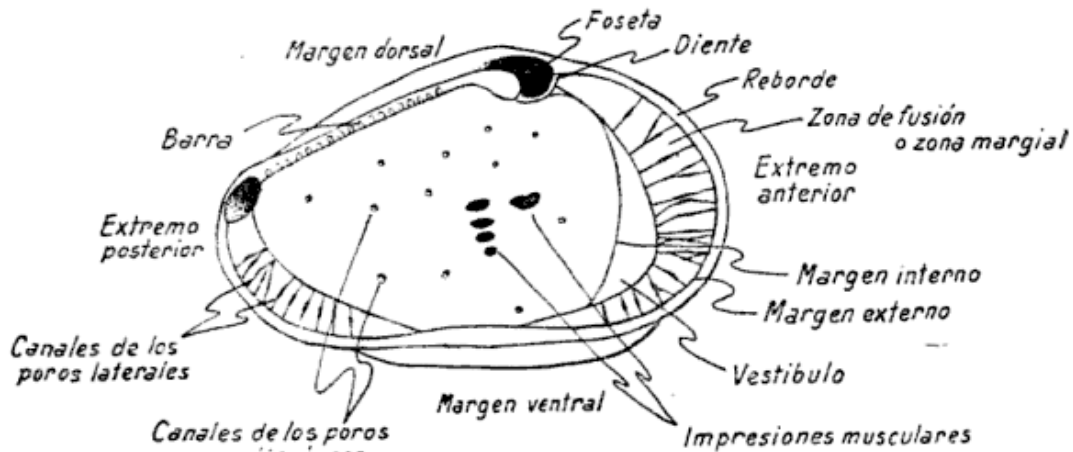
Orden: *Podocopida*
Suborden: *Podocopina*
Metacopina
Platycopina

Orden: *Mydocopida*
Suborden: *Mydocopina*
Cladocopina

CORTE ESQUEMATICO DE LA ZONA ANTERIOR DE LA VALVA
(SEGUN H. CAMACHO - AÑO 1965)



ESQUEMA IDEAL DE LA VISTA LATERAL DE UNA VALVA



TERMINOLOGIA

Angulo dorsal (I. Cardinal angles; A. Dorsalwinkel; F. angle dorsal). Es el ángulo formado por la intersección de la prolongación imaginaria del margen dorsal posterior con el margen externo y puede ser, ángulo dorsal posterior o ángulo dorsal anterior.

Barra (I. Bar; A. Schlossleiste; F. crete). Se le da el nombre de barra a una saliente recta, en la charnela, que une las partes distales de la

misma. Esta puede ser lisa o presentar crenulaciones.

Canales de los poros marginales (I. Marginal pore canals; A. rands-tändige Porenkanäle; F. canaux de pores marginaux). Son los canales radiales, ubicados paralelamente al plano de observación en la vista interna y se encuentran en la zona marginal.

Canales de los poros perpendiculares (I. Normal lateral pore; A. flächenständige Porenkanäle; F. canaux des pores normaux, latéraux). Son los canales normales,

ubicados perpendicularmente al plano de observación, en la vista interna y se encuentran en la superficie valvar.

Canales en forma de tamiz (I. Sieve-type; A. Siebförmige Porenkanäle; F. canaux de pores normaux en forme de tamis). Son canales de los poros perpendiculares que tienen forma tal, que vistos por la parte externa semejan un tamiz.

Caparazón (I. Carapace, Shell; A. Gehäuse, Schale; F. carapace, coquille). Esqueleto externo formado por dos valvas una izquierda y otra derecha, articuladas por una charnela y que encierra al animal.

Contorno (I. Outline; A. Umriß; F. contour). Es el contorno de la valva.

Crenulado (I. Crenulate; A. gekerbt, gezähnt; F. ciselé, dentelé). Se habla de barra crenulada o borde dentado cuando presentan pequeñas denticulaciones.

Charnela (I. Hinge; A. Schloss; F. charniere). Zona de articulación de las valvas, constituida por varias partes; la anterior, en la que pueden existir dientes y fosetas, la media, donde existe la barra o el surco y la posterior que lleva también dientes y fosetas.

Diente (I. Tooth; A. Schlosszahn, Zahn; F. dent.) En la charnela, se llama diente a una prominencia que sirve para la articulación de las valvas.

Extremo anterior (I. Anterior end; A. Vorderende; F. bord antérieur). El extremo anterior de las valvas es la parte de la valva que contiene: zona anterior, margen externo e interno, vestíbulo y zona marginal o zona de fusión.

Extremo posterior (I. Posterior end; A. Hinterrand; F. bord postérieur).

Es el que está ubicado en la zona posterior del ostrácodo y opuesta al extremo anterior.

Falsa ceja (I. List; A. Innenleiste; F. rebord interne). Pequeño reborde de la parte calcificada de la lámina interna más próximo a la línea interna y que es más pequeño que la pestaña.

Foseta (I. Socket; A. Zahngrube; F. fossette, alvéole). En la charnela se llama foseta al espacio donde penetra el diente de la valva opuesta.

Impresiones musculares (I. Muscle scars; A. Muskelnarben; F. empreintes musculaires). Son las impresiones que dejan los músculos al adherirse a la lámina externa.

Lámina externa (I. Outer lamella; A. Aussenlamella; F. lamelle externe). Es la lámina calcárea que constituye la valva y que se conserva al estado fósil.

Lámina interna (I. Inner lamella; A. Schlossrand; F. bord cardinal). Lámina quitinosa, cuya periferia se encuentra (en la mayoría de los ostrácodos) calcificada y que se puede soldar con la lámina externa o puede dejar entre ellas un espacio (véase *Vestíbulo*).

Línea de articulación (I. Accommodation groove; A. Ausweichfurch; F. sillon d'articulation). Línea por donde se articulan las dos valvas del caparazón.

Línea de concreción (I. Line of concretion; A. Verwachsungslinie, Verschmelzungslinie; F. ligne de suture, l. de concrétion). Es la línea que forma la lámina interna con la lámina externa cuando se encuentran soldadas; esta línea puede o no coincidir con el margen interno.

Margen anterior (I. Anterior margin; A. Vorderansicht; F. vue anté-

- rieur). Es la parte anterior de la valva limitada por el margen dorsal y el ventral.
- Margen charnelar* (I. Hinge margin; A. Scholossrand; F. bord cardinal; bord de la charniere). Es la línea que se forma con la intersección del plano de la charnela con el margen dorsal.
- Margen dorsal* (I. Dorsal margin; A. Rückenansicht, Dorsalansicht; F. vue dorsale). Es la parte que contiene la línea de articulación y el margen charnelar.
- Margen externo* (I. Outer margin; A. Aussenrand; F. bord externe). Es el margen más externo de la zona calcificada de la lámina interna.
- Margen interno* (I. Inner margin; A. Innenrand; F. bord interne). Es el margen más interior de la zona calcificada de la lámina interna.
- Margen posterior* (I. Posterior margin; A. Hinterrand; F. bord postérieur). Es la parte posterior de la valva limitada por el margen dorsal y el ventral.
- Margen ventral* (I. Ventral margin; A. Ventralrand; F. bord ventral). Es la parte limitada por el margen posterior y el anterior.
- Pestaña* (I. Selvage; A. Sum; F. repli). Reborde mayor de la parte calcificada de la lámina interna y de posición más externa que la falsa ceja.
- Prolongación alar* (I. Alar prolongation; A. flügelartige Erweiterung; F. expansion ailée). Apéndice ventral en forma de ala que poseen algunos grupos de ostrácodos que viven en zonas de fango y que les sirve de sostén.
- Reborde externo* (I. Flange; A. Aussenleiste; F. rebord externe). Reborde correspondiente a la lámina externa y que se ubica en la periferia de las valvas.
- Surco* (I. Groove; A. Schlossfurch; F. cannelure). En la charnela se llama surco a la zona que correspondería en la valva opuesta a la barra.
- Tubérculo* (I. Node; A. Höcker, Knote; F. node, tubercule, protubérance). Protuberancias, que pueden presentar las valvas y que forman parte de la ornamentación.
- Tubérculo ocular* (I. Eye tubercule, eye spot; A. Augenhöcker, Augenknoten; F. node oculaire, tubercle [tache] oculaire). Prominencia tubercular que se ubica en la zona ántero dorsal de la valva y que correspondería al ojo del animal.
- Vestíbulo* (I. Vestibulum; F. Vestibule). Espacio que a veces queda entre la lámina externa y la lámina interna, cuando no se encuentran soldadas.
- Vista dorsal* (I. Dorsal view; A. Rückenansicht, Dorsalansicht; F. vue dorsale). Se llama vista dorsal cuando se ve el ostrácodo por el borde dorsal.
- Vista externa* (I. External view; A. Aussenansicht; F. vue externe). Cuando se ven los caracteres externos de la valva.
- Vista interna* (I. Internal view; A. Innenansicht; F. vue interne). Cuando se ven los caracteres internos de la valva.
- Vista lateral* (I. Lateral view; A. Seitenansicht; F. vue latérale). Cuando se ve la valva lateralmente ya sea en vista externa o interna.
- Vista ventral* (I. Ventral view; A. Ventralansicht; F. vue ventrale). Cuando se ve el ostrácodo desde el borde ventral.
- Zona marginal* (I. Marginal zone, fused zone; A. verschmolzene Zone; F. zone marginale, zone de fusion). Es la zona soldada de la lámina interna con la lámina externa.
- Zona de fusión*: véase *Zona marginal*.

TERMINOLOGIA INGLES ESPAÑOL

Accommodation groove	surco de articulación
Alar prolongation	prolongación alar
Anterior end	extremo anterior
Anterior margin	margen anterior
Bar	barra
Carapace	caparazón
Cardinal angle	ángulo dorsal
Crenulate	crenulado
Dorsal margin	margen dorsal
Dorsal view	vista dorsal
External view	vista externa
Eye tubercule-eye spot	tubérculo ocular
Flange	reborde externo
Groove	surco
Hinge	charnela
Hinge margin	margen charnelar
Inner lamella	lámina interna
Inner margin	margen interno
Internal view	vista interna
Lateral view	vista lateral
Line of concrescence	línea de concreción
List	falsa ceja
Marginal pore canals	canales de los poros marginales
Marginal zone (fused zone)	zona marginal (zona de fusión)
Node	tubérculo
Normal lateral pore canals	canales de los poros perpendiculares
Outer lamella	lámina externa
Outer margin	margen externo
Outline	contorno
Overlap	recubrimiento
Posterior end	extremo posterior
Posterior margin	margen posterior
Selvage	pestaña
Sieve-type porecanals	canales en forma de tamiz
Socket	foseta
Tooth	diente
Ventral margin	margen ventral
Ventral view	vista ventral

TERMINOLOGIA ALEMAN ESPAÑOL

Augenhöcker, Augenknoten	tubérculo ocular
Aussennansicht	vista externa
Aussenlamelle	lámina externa
Aussenleiste	reborde externo
Aussenrand	margen externo
Ausweichfurche	línea de articulación
Dorsalansicht	vista dorsal
Dorsalrand	margen dorsal
Dorsalwinkel	ángulo dorsal
flächenständige Porenkanäle	canales de los poros marginales (perpendiculares)
Gehäuse	caparazón
gekerbt, gezähmelt	crenulado
Hinterende	extremo posterior
Hinterrand	margen posterior
Höcker	tubérculo
Innenansicht	vista interna
Innenlamelle	lámina interna

Innenleiste	falsa ceja
Innenrand	margen interno
Knote	tubérculo
Muskelnarben	impresiones musculares
randständige Porenkanäle	canales marginales de los poros marginales
Rückenansicht	vista dorsal
Saum	pestaña
Schale	caparazón
Schloss	charnela
Schlossfurche	surco (en la charnela)
Schlossleiste	barra (en la charnela)
Schlossrand	margen charnelar
Schlosszahn	diente
Seitenansicht	vista lateral
siebformige Porenkanäle	canales en forma de tamiz
Umriss	contorno
Ventralansicht	vista ventral
Ventralrand	margen ventral
Verschmelzungslinie	línea de concreción
Vorderende	extremo anterior
Vorderrand	margen anterior
Zahn	diente
Zahngrube	foseta

TERMINOLOGIA FRANCES ESPAÑOL

Alvéole	foseta
Angle dorsal	ángulo dorsal
Bord antérieur	margen anterior
Bord cardinal, bord de la charnière	margen charnelar
Bord dorsal	margen dorsal
Bord externe	margen externo
Bord interne	margen interno
Bord postérieur	margen posterior
Bord ventral	margen ventral
Canaux de pores marginaux normaux	canales de los poros perpendiculares
Canaux de pores marginaux, radies	canales de los poros marginales
Canaux de pores normaux en forme de tamis	canales en forma de tamiz
Cannelure	surco (en la charnela)
Carapace	caparazón
Charnière	charnela
Ciselé	crenulado
Contour	contorno
Coquille	caparazón
Crête	barra (en la charnela)
Dent	diente
Dentelé	crenulado
Empreintes musculaires	impresiones musculares
Extrémité antérieure	extremo anterior
Extrémité postérieure	extremo posterior
Fessette	foseta
Lamelle interne	lámina interna
Ligne de concrétion	línea de sutura
Ligne de jonction	
Ligne de suture	
Node	tubérculo
Node oculaire	tubérculo ocular
Rebord externe	reborde externo
Rebord interne	falsa ceja
Repli	pestaña
Sillon	surco
Tache oculaire	tubérculo ocular

Tubercule	tubérculo
Vue dorsale	vista dorsal
Vue externe	vista externa
Vue interne	vista interna
Vue latérale	vista lateral
Vue ventrale	vista ventral
Zone de fusion, zone marginale	zona de fusión, zona marginal

LISTA DE LOS TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Boltovskoy, E., 1964. *Diccionario de la terminología del plancton marino*. Servc. Hidrol. Naval. H. 1019. Buenos Aires.
- Camacho, H. H., 1966. *Invertebrados fósiles*. E.U.D.E.B.A., Buenos Aires.
- Grekkoff, N., 1956. *Guide pratique pour la détermination des Ostracodes post-Paléozoïques*, T.E.CHNIP., Paris.
- Moore, R. C., editor, 1961. *Treatise on Invertebrate Paleontology*. Parte Q, Geol. Univ. of Am. Univ. Kansas. Press.
- Van Morkhoven, F.P.C.M., 1962 *Post. Palaeozoic ostracoda*. I. Elsevier. Amsterdam.

Recibido el 16 de agosto de 1967.

CRONICA DE LA ASOCIACION

LAS GESTIONES PARA LA ADQUISICION DE LA SEDE PROPIA

Como se anunció en el n° 4 del tomo XXII de la Revista, en la Asamblea General de las III^{as} Jornadas Geológicas realizadas en Comodoro Rivadavia, se aprobó por unanimidad la ponencia que encomendaba que las entidades geológicas, comprendiendo al Consejo Superior Profesional de Geología, la Asociación Geológica Argentina, la Asociación Paleontológica Argentina y el Centro Argentino de Geólogos, iniciaran conjuntamente las gestiones para la adquisición de la Sede Social propia.

Con ese propósito las cuatro entidades designaron delegados para estudiar la faz económica de la cuestión, reunir antecedentes y aconsejar. Los doctores Carlos D. Storni y Horacio H. Camacho representaban al Consejo Superior Profesional y a la Asociación Geológica Argentina, el doctor Pedro N. Stipanovic al Consejo Superior Profesional, el doctor Carlos A. Menéndez y la doctora María I. R. Bonetti a la Asociación Paleontológica Argentina y los doctores Ubaldo Zuccolillo y Héctor J. Pédola al Centro Argentino de Geólogos.

El Consejo Superior Profesional, en conocimiento que se ofrecía en venta el primer piso del inmueble de la calle Maipú 645, realizó las averiguaciones previas y citó a una reunión a los delegados de las cuatro entidades, juntamente con un numeroso grupo de colegas que actúan en instituciones oficiales y privadas. Se informó sobre las condiciones del inmueble, el precio de \$ 11.000.000 y otros gastos inherentes a la operación de compra, así como las facilidades en cuanto a una hipoteca a dos años y otras condiciones normales en esta clase de operaciones. En la reunión conjunta, después de un detenido análisis de las condiciones exigidas y de las posibilidades de orden financiero, se estimó que debía concretarse la operación de compra del referido inmueble, por resultar muy conveniente y aceptarse que satisfará las necesidades de las cuatro entidades a reunirse, pues corresponde al primer piso y a partir desde la línea de la calle en sus amplios balcones hasta la parte posterior, comprende 375 metros cuadrados de superficie cubierta, comprendiendo doce habitaciones, cocina, pasillos y tres baños, ascensor y teléfono transferido en la compra, con conmutador para cinco aparatos internos, etc.

Después de tal decisión se reunieron separadamente las Comisiones Directivas de las cuatro entidades patrocinantes, resolviendo cada una de ellas participar en la compra del inmueble, acordar la suma a aportar inmediatamente para reunir los fondos indispensables para la firma del boleto de compra, debiendo pedir oportunamente a la Asamblea la ratificación de tales decisiones adoptadas por cada entidad. En virtud de estas resoluciones el Consejo Superior Profesional dispuso acordar \$ 600.000, la Asociación Geológica Argentina fijó asimismo su aporte en \$ 600.000, la Asociación Paleontológica Argentina \$ 200.000, y el Centro Argentino de Geólogos \$ 150.000, sumas que fueron pagadas inmediatamente a la Comisión Especial encargada de efectuar la operación de compra. En posteriores decisiones, las comisiones directivas de la Asociación Paleontológica Argentina y del Centro Argentino de Geólogos resolvieron elevar sus aportes a \$ 600.000 cada una, a integrar en fechas próximas. Las rápidas decisiones adoptadas permitieron concretar la operación de

compra del referido inmueble el día 7 de diciembre de 1967, pagándose en ese acto en concepto de seña a cuenta de precio, comisión y sellado, \$ 1.500.000.

Estimóse que era necesario constituir una comisión que con la designación de Comisión Directiva Pro Sede Propia, se encargara de planear la organización de todo lo relativo a la adquisición del inmueble, desde la obtención de los fondos, los pagos a efectuar, la escrituración y constitución de la hipoteca, la distribución y mejora de los locales, el amueblamiento y reglamentación interna y cuanto sea necesario para hacer de la Sede Social el ambiente adecuado para el funcionamiento de todas las entidades que reúnen a los geólogos argentinos. Con tales propósitos se designaron dos delegados por cada entidad y se constituyó la referida comisión en la siguiente forma:

<i>Presidente</i>	Dr. Pedro N. Stipanovic	por CSPG
<i>Vicepresidente</i>	Dr. Carlos D. Storni	por AGA
<i>Secretario</i>	Dr. Félix Rodrigo	por AGA
<i>Prosecretario</i>	Dr. Horacio H. Camacho	por CSPG
<i>Tesorero</i>	Dr. Walter Cefaly	por CAG
<i>Protesorera</i>	Dra. María I. R. Bonetti	por APA
<i>Vocal</i>	Dr. Carlos A. Menéndez	por APA
<i>Vocal</i>	Dr. Pedro H. Etchevehere	por CAG

Esta Comisión Directiva Pro Sede Propia ha efectuado una reunión con numerosos representantes de los distintos servicios oficiales y de empresas vinculadas de un modo u otro a las actividades geológicas, para organizar la obtención de los aportes que lógicamente se puede esperar de los profesionales de la carrera y de las instituciones de orden público y privado y se hallan preparadas las planillas para el uso de las Sub-Comisiones designadas con el objeto de hacer efectiva la acción proyectada, para conseguir los fondos, tanto en esta capital como en el interior del país, donde actúan núcleos bastante numerosos de geólogos dedicados a la atención de los más diversos asuntos que requieren la intervención de los miembros de nuestras entidades. Esas Subcomisiones son:

Subcomisiones asesoras:

I. Prensa y Propaganda	<i>Presidente:</i> Dr. Carlos A. Menéndez
II. Finanzas	Dr. Félix Rodrigo
III. Relaciones Públicas	Dr. Carlos D. Storni
IV. Arreglo Edificio y amueblamiento	Dr. Oscar L. Baulies
V. Secretaría e Información	Dr. Horacio Camacho
VI. Registro y Control de Aportes Personales ..	Dr. Edgardo O. Rolleri
VII. Registro y Control de Aportes de Terceros ..	Dr. Marcelo R. Irigoyen
VIII. Asesoría Letrada	
IX. Reglamento Interno	Dr. Eduardo Padula

Subcomisiones para aportes personales con sede en el Gran Buenos Aires y La Plata:

X. Empresas Privadas	<i>Presidente:</i> Dr. Marcelo R. Irigoyen
XI. Instituciones Varias	Dr. Walter Cefaly
XII. Agua y Energía Eléctrica	Dr. José C. Banchemo
XIII. Banco Industrial	Dr. Francisco Gancedo
XIV. Comisión Nacional de Energía Atómica ..	Dr. Carlos T. Friz
XV. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (Buenos Aires)	Dr. Horacio Camacho
XVI. INTA	Dr. Oscar Domínguez

XVII. Instituto Nacional de Geología y Minería	Presidente: Dr. Julián Fernández
XVIII. Museo Argentino de Ciencias Naturales "B. Rivadavia"	" Dr. Carlos A. Menéndez
XIX. Museo de La Plata y Lemit	" Dr. Rosendo Pascual
XX. Yacimientos Carboníferos Fiscales	" Dr. Federico Bergmann
XXI. Yacimientos Petrolíferos Fiscales	" Dr. Eduardo Padula

Subcomisiones regionales:

XXII. Patagonia	Presidente: Dr. Aristides Orlando
XXIII. Mendoza	" Dr. Emiliano Aparicio
XXIV. San Juan	" Dr. Bernardo Zakalik
XXV. Córdoba	" Dr. Telasco García Castellanos
XXVI. Neuquén	" Dr. Alberto Fort
XXVII. Bahía Blanca	" Dr. Augusto P. Camels
XXVIII. Tucumán	" Dr. Rafael González
XXIX. Santiago del Estero	" Dr. Alejandro Gamkosian
XXX. Santa Fe	" Dra. Pierina Passotti
XXXI. La Rioja	" Dr. Raúl Guillermo Sister
XXXII. Salta y Jujuy	" Dr. Carlos A. Parera

Subcomisiones para aportes de empresas e instituciones:

XXXIII. Reparticiones Oficiales	Presidente: Dr. Carlos D. Storni
XXXIV. Petroleras y Afines	" Dr. Osvaldo Bracaccini
XXXV. Mineras y Afines	" Dr. Julián Fernández
XXXVI. Proveedores de Automotores y neumáticos	" Dr. Carlos T. Friz
XXXVII. Proveedores de Equipamiento minero	" Ing. José A. Salas
XXXVIII. Proveedores de Equipos y Materiales para perforación	" Dr. Marcelo R. Yrigoyen
XXXIX. Proveedores de Instrumentos y afines ..	" Dr. Enrique Linares
XL. Proveedores de Materias Primas y Materiales varios	" Dr. Edgardo Menoyo

Fondos necesarios para adquisición, reacondicionamiento y amueblamiento del piso

Una estimación aproximada de los fondos totales necesarios para concretar la compra, pagar los intereses del saldo hipotecario, gastos de adecuamiento del local y amueblamiento del mismo, indica que se hace necesario llegar a la suma de m\$_n 20.000.000.

Por otra parte, se estima absolutamente necesario recaudar otros m\$_n 5.000.000 para colocarlos a plazo fijo, de manera que con los intereses puedan solventarse los gastos de mantenimiento, impuestos y sueldos de dos secretarías.

En consecuencia, el total de fondos asciende a la suma de m\$_n 25.000.000. Se espera que esta suma global ha de alcanzarse mediante el esfuerzo de todos y cada uno, utilizando los plazos acordados para hacer llegar los aportes.

Contribuciones.

La compra del inmueble destinado a Sede propia de las cuatro entidades se hace con los aportes societarios, los aportes particulares de los miembros de las distintas entidades,

con los fondos que se obtendrían de donaciones de empresas e instituciones vinculadas con las actividades geológicas, etc.

Recién en los primeros días de febrero de este año, se comenzó la campaña oficial de suscripciones de aportes y sin embargo, el entusiasmo despertado en el ambiente geológico de todo el país, en apoyo de esta empresa, se refleja en el hecho que las suscripciones de aportes personales ya comprometidos por 250 colegas, alcanzan la suma de m\$*n* 9.000.000, a integrar en los términos correspondientes a las fechas en que se convino efectuar los pagos del inmueble. Aproximadamente el 15 % de esa suma ya se ha hecho efectiva.

Los aportes individuales hasta ahora suscriptos oscilan entre m\$*n* 15.000 y 200.000.

Hasta la fecha se tienen comprometidos los siguientes aportes:

Consejo Superior Profesional de Geología	m\$ <i>n</i>	600.000 ya integrados.
Asociación Geológica Argentina	„	600.000 ya integrados.
Asociación Paleontológica Argentina	„	600.000 ya integrados.
Centro Argentino de Geólogos	„	600.000 ya integrados.
Aporte de 250 miembros	„	9.000.000 un 15 % integrado
		m\$ <i>n</i> 11.400.000

La campaña de suscripciones de aportes se hará extensiva a los colegas que están vinculados con las distintas instituciones y empresas y a aquéllas que residan en el interior y que aún no fueron consultados.

Lo mismo se hará con las empresas, instituciones, etc., vinculadas a las actividades geológicas, de las que se espera obtener un buen aporte. Las pocas firmas ya consultadas han manifestado su apoyo a nuestro programa y han asegurado su próxima contribución.

Forma de hacer llegar las contribuciones

Se han confeccionado planillas con tabulación de términos para los pagos personales, de acuerdo con las fechas en que deben efectuarse los pagos del inmuebles. Dichas fechas son:

31 de diciembre de 1967
 31 de marzo de 1968
 30 de junio de 1968
 31 de diciembre de 1968
 30 de junio de 1969
 31 de diciembre de 1969
 30 de junio de 1970

Es decir que la suma suscripta por cada contribuyente puede integrarse en cuotas a pagar en los términos citados, a los recaudadores de las respectivas subcomisiones o girarlas al:

CONSEJO SUPERIOR PROFESIONAL DE GEOLOGIA
 Maipú 645 - 3er. Piso
 Buenos Aires

a nombre de "COMISION SEDE PROPIA GEOLOGOS".

Si se desea integrar el aporte en cuotas mensuales, pueden hacerse efectivas al recaudador correspondiente, o bien comunicarlo y/o hacer los giros directamente a Buenos Aires, en la forma indicada.

Algunas de las ventajas de la Sede propia.

Son evidentes las ventajas que significa para cada asociación el contar con una sede propia donde pueda desarrollar sus actividades en forma continua y permanente, centralizar sus archivos, disponer de un adecuado lugar para su colección de libros y revistas, ofrecer un lugar de reunión para sus miembros, contar con su propia sala de conferencias y reuniones, etc., etc.

A estas ventajas debe agregársele, la que en el espíritu de las cuatro entidades ha privado al encarar esta empresa en conjunto y es la de brindar a sus miembros un ambiente adecuado para favorecer la reunión de los geólogos, paleontólogos y todo cultor de Ciencias de la Tierra, como medio para hacer posible la vinculación entre profesionales de distintas orientaciones y diversas empresas e instituciones; el trabajo en equipo para formar un Centro de Documentación Geológica con el total de la información existente sobre el país (publicada y/o inédita), especialmente para los geólogos del interior alejados de los centros de información; la creación de una biblioteca conjunta, hasta ahora imposible de mantener con el esfuerzo aislado de cada una de las entidades que se reúnen en una sede común; brindar un lugar adecuado y digno para reunión de los colegas del interior que viajen a la Capital y que deban cumplir misiones oficiales o particulares, etc.

COMISIÓN DIRECTIVA PRO SEDE PROPIA

ESTE NUMERO
SE TERMINO DE IMPRIMIR EL 15 DE MARZO DE 1968
EN LA IMPRENTA Y CASA EDITORA CONI, 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. RAÚL A. ZARDINI, DR. CASIMIRO GUTIÉRREZ; *Vocales Suplentes:* DR. ARTURO J. AMOS, DR. JORGE VILLAR FABRE, DR. ENRIQUE DE ALBA.

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

COMISION DE LA REVISTA: DR. CARLOS D. STORNI, DR. JORGE VILLAR FABRE, DR. RAÚL A. ZARDINI.

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 CEREALES)

BUENOS AIRES

T. E. 31 - 4368

Dirección Postal :

Casilla de Correo 5047