

REVISTA
DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

S U M A R I O

EMILIO F. GONZÁLEZ DÍAZ, Superficies de erosión (abanicos rocosos) exhumadas en el flanco occidental de la sierra de Ambato, al sur de la <u>quebrada de la Cebila (La Rioja)</u>	5
GERARDO PARKER, Contactos discordantes entre los Pisos I y II de los <u>Estratos de Paganzo</u>	23
RODOLFO AMENGUAL Y JUAN CARLOS M. ZANETTINI, Geología de la <u>quebrada de Humahuaca entre Uquía y Purmamarca (Provincia de Jujuy)</u>	30
M. E. TERUGGI, J. O. KILMURRAY, C. W. RAPELA Y L. DALLA SALDA, <u>Diques básicos en las sierras de Tandil</u>	41
RICARDO MON Y JUAN CARLOS DINKEL, Geología de la comarca del cerro Remate (Provincias de Salta, Tucumán y Santiago del Estero) y nuevos <u>datos sobre la distribución del Paleozoico inferior en el noroeste argentino</u>	61
VICTOR A. RAMOS, Los Didymograptidos de la Formación Parcha en el <u>borde oriental de la Puna salteña</u>	73
R. R. ANDREIS, A. M. INIGUEZ RODRIGUEZ, J. J. LLUCH Y D. A. SABIO, Estudio sedimentológico de las formaciones del Cretácico superior del área del lago Pellegrini (Provincia de Río Negro, República Argentina)	85
V. ANGELELLI, I. SCHALAMUK Y J. CAGNONI, La rodocrosita del yacimiento <u>cuprífero de Capillitas, Dpto. Andalgalá, Prov. de Catamarca, Rep. Arg.</u>	105
MAGDALENA KOUKHARSKY Y JUAN CARLOS MIRRE, Nuevas evidencias de <u>vulcanismo ordovícico en la Puna</u>	128
NOTA BREVE:	
ENRIQUE LINARES Y EDUARDO J. LLAMBÍAS, Edad K-Ar de la <u>granodiorita de la quebrada de Tócuta, Departamento Iglesias, San Juan</u>	135
COMENTARIOS:	
MARTIN H. IRIONDO, Los ríos desajustados de Formosa. Una hipótesis <u>alternativa</u>	136
REPLICAS:	
RUBEN J. CUCCHI, Respuesta a una hipótesis alternativa sobre el origen <u>del desajuste de los ríos del este de Formosa</u>	138
<u>RAUL N. DESSANTI, Sobre el origen de los bajos sin desagüe</u>	140
<u>COMENTARIOS BIBLIOGRAFICOS</u>	141

BUENOS AIRES
REPUBLICA ARGENTINA

1974

REVISTA
DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

This One



Q079-PR3-WRYE

Imprenta Coni S. A. C. I. F. I., Perú 684, Buenos Aires

Inscripta en el Registro de la Propiedad Intelectual bajo el número 1.036.841

REVISTA

DE LA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

TOMO XXIX

BUENOS AIRES

REPÚBLICA ARGENTINA

1974

SUPERFICIES DE EROSION (ABANICOS ROCOSOS) EXHUMADAS EN EL FLANCO OCCIDENTAL DE LA SIERRA DE AMBATO, AL SUR DE LA QUEBRADA DE LA CEBILA (LA RIOJA)

Por EMILIO F. GONZALEZ DIAZ¹

RESUMEN

Los planos de erosión o pedimentos (abanicos rocosos) que festonean un tramo de la sierra de Ambato, han sido exhumados a causa de movimientos acaecidos en el Cuartario.

Son superficies de erosión labradas en "roca viva", similares a los "abanicos" o "pisos rocosos". La degradación posterior ha afectado en parte su superficie, que muestra las huellas de una renovada erosión linear; pese a ello, el plano imaginario de la otrora homogénea superficie, es aún diferenciable. Merced a su reconocimiento, ha sido posible señalar con bastante certeza la falla regional que margina la sierra de Ambato por el oeste, poniendo de manifiesto el retroceso que ha soportado el frente montañoso. Se supone que la planación lateral, es el mecanismo fundamental de su desarrollo.

ABSTRACT

There is a pedimented area at the south of quebrada de La Cébila on the occidental slope of sierra de Ambato in the NW of La Rioja province. It represents essentially an exhumed erosion surface. The individual pediments have the aspect of *rock fans*, with its surface almost bare; we can see some zones with patches of detritic mantle. We think that the pediment initially corresponded to a concealed pediment type, but it was exposed by an increase in linear erosion, resulting of a secondary and local tectonic deformation, such as tilting.

The form of the individual rock fans is similar to an alluvial fan (conic in horizontal projection) with an axial sector situated higher up; in a transversal profile those convex zones generally correspond to the pediment embayments or small reentrants at the mouths of the mountain valley's; the concavities correspond to the blunt segments to the tips of the spurs. Thus the surface of individual rock fans descends smoothly from the axial zone to the lateral margins. In this way, the transversal profile of the pedimented area is scarcely undulated. The longitudinal profile is concave and shows gradients between 5° and 3°. The litological environment of the pediment is assigned to Precambrian metamorphic complex and it is very monotonous; it is integrated by granitic migmatites, with an aspect of porphyritic igneous looking rocks. There is an abrupt change in the gradient between the mountainous area and the pediment; in plan the last show many regular embayments in opposition to the prevailing straight contour observed in others pedimented landscapes of arid environment.

The origin of the pedimented area is principally assigned to the lateral erosion (planation) realized by rivers at the mouths of quebradas and secondarily to the back-weathering, back-wearing and remotion of the desintegrated material by rill-wash and sheet-wash.

Others pedimented areas are signalated in the mouth of quebrada de La Cébila, and further to north, in the quebrada de Agua Escondida, both in the west flank of sierra de Ambato.

¹ Trabajo realizado por cuenta del Servicio Nacional Minero Geológico y publicado con la anuencia de sus autoridades.

INTRODUCCION

En relación con el levantamiento de la Hoja 15 c, Valle de Mazán (González Díaz, 1968), se observaron, en un sector de la sierra de Ambato, planos de erosión (pedimentos) con desarrollo restringido al sector inferior de las escarpas de falla de los bloques que lo integran. Salvo trabajos de Polanski (1963), Fidalgo (1963) y Fidalgo y Riggi (1965), dicho rasgo morfológico ha sido poco reconocido en nuestro medio. La estructura muestra un paisaje de bloques que se alternan con depresiones interpuestas, similar al "Basin and Range Landscape".

Estos rasgos son conocidos como *pedimentos*, término introducido por Bryan (1922), quien los designó como "pedimentos rocosos". En general, es considerado como el aspecto geomórfico más conspicuo de prolongada degradación (madurez), en una región bajo condiciones áridas a semiáridas.

Se tratará de describir sus rasgos sobresalientes e inferir los procesos de su desarrollo.

Estos planos erosivos, que exhiben las características de abanicos rocosos¹ ("rock-fans"; Davis, 1900; Johnson, 1932 a), están expuestos a la observación, por haber sido parcial o totalmente exhumados (ver foto 3). Se observó un plano similar algo al sur de la zona en estudio (Proserpio, 1967), pero ni en este caso, ni en los ya citados, se notan las características de un área pedimentada conformada por ver-

¹ Según Davis (1900) ... "cerca de la base del frente montañoso, casi todos los arroyos se expanden lateralmente y sus lechos se hacen convexos"... "imitando abanicos aluviales"... "una superficie erodada en roca sólida. Estos pisos convexos"... "serán denominados *abanicos rocosos* (rock-fans)".

Más tarde son redefinidos por Johnson (1932 a) como... "Formas que se asemejan a abanicos aluviales, pero desarrollados por erosión sobre el sustratum"... y... "una superficie del sustratum con la forma de un típico abanico (1932 b)".

daderos abanicos rocosos o las de una superficie labrada sobre rocas "duras", semejante a las descritas por Mc. Gee (1897), cuando analiza un plano erosivo, "cortado" en rocas "duras", que individualizó en la zona del desierto de Sonora, en el oeste de U.S.A.

Para algunos autores, el pedimento exige estar desarrollado sobre "rocas duras" (hasta meteorizadas), pero no sobre sedimentos inconsolidados, ni cubiertos por depósitos aluviales. Además sostienen que *pedimento* y *abanico rocoso* no son términos equivalentes, ya que el primero generalmente no tiene forma de abanico. Para otros, los abanicos rocosos coalescentes constituyen un tipo particular de pedimento, idea compartida por el autor. Es probable que los abanicos rocosos, representen una forma juvenil muy próxima al frente de montaña en la historia de la formación del pedimento, el que al desarrollarse regionalmente adoptaría las formas generales y típicas con que fue definido.

Con anterioridad (González Díaz, 1967) algo más al sur se observaron similares planos de erosión, cubiertos por una espesa agradación pleistocena, conformando así una variedad de pedimento denominada por Blackwelder (1931) *fan-topped-pediment*, cuyo significado se interpretó como: "*pedimento agrado*".

El reconocimiento de los mismos fue posible gracias a una fuerte disección en las bajadas o conos aluviales supra-yacentes, que permitió observar en sus profundos zanjones apicales, el plano de erosión. Este "zanjamiento" derivó del rejuvenecimiento a que estuvo sometida reiteradamente la zona pedemontana en el Cuartario.

Un evento tectónico condujo a la exhumación de la superficie erosiva considerada y un bloque "secundario" dentro de la estructura principal de la sierra de Ambato, sufrió un leve "vuelco" según un eje EW. Dicho bloque se ubica entre las quebradas de La Cé-

bila y del Bolsón; esta última situada sobre el flanco oeste del Ambato, al sur de la llamada "Angostura" que está entre aquél y la sierra de Mazán. La amplia línea estructural que originó la quebrada del Bolsón, se prolonga a través de la sierra con un rumbo general NNW-SSE, diagonalmente a la estructura principal de la sierra que en líneas generales es norte-sur. En la ladera oriental del Ambato aquella línea de debilidad coincide con la quebrada del Potrero, situada algo al norte del puesto del cerro Negro y de la localidad de Cebollar.

Al desplazamiento del área del Ambato por reactivación de sus líneas estructurales principales N-S, se sumó un movimiento menor, de vital interés para la actitud actual del sector estudiado y también para la exposición del pedimento. El bloque "secundario", con un movimiento basculante levantó levemente su sector norte (o en él se produjo el mayor desplazamiento), con un hundimiento relativo en el sector sur. Como prueba de ello está el hecho de que al sur de la quebrada de La Aguadita (al este de las lomas de la Angostura) las superficies de erosión que deben prolongarse hacia el sur, no asoman, pues no ha sido eliminada su cubierta aluvial.

Este estudio sólo incluye la zona comprendida entre la salida de la quebrada del Salto y la de La Aguadita; además se considerará muy superficialmente aquel *pedimento encubierto* (Bryan, 1922) y fuertemente disectado, individualizado más al norte de la quebrada de La Cébila, sobre la desembocadura de la de Agua Escondida en la provincia de Catamarca.

Entre la quebrada de La Cébila y la desembocadura de la del Salto, existe también un área pedimentada que ha perdido su anterior homogeneidad debido a la fuerte disección a que estuvo sometida; todavía puede reconstruirse la antigua superficie, que se halla

un poco más elevada que el sector estudiado.

En ella aún pueden verse zonas muy reducidas, con aspecto de interfluvios delgados, que muestran la cubierta aluvial del material en tránsito, de un metro escaso de espesor, que anteriormente sepultaba al pedimento rocoso. Se infiere que un nuevo pedimento más joven, desarrollado a menor altura, se distingue a lo largo de la quebrada del Saladito. Esta nace en el abrupto paredón del Ambato, que margina la quebrada de La Cébila por el norte y atraviesa la estructura del bloquecito del Filo del Cortadillo. Esa superficie de erosión aparece también cubierta y es visible a ambos lados de la quebrada mencionada, que se ubica al norte del área pedimentada de La Cébila.

Una buena base topográfica, permitiría el reconocimiento de ese tramo del pedimento que orla la falda occidental del Ambato.

El emplazamiento a mayor altura de la zona de La Cébila, es consecuencia de un fracturamiento y de un desplazamiento de menor jerarquía del citado bloque secundario, en la estructura mayor de la sierra de Ambato.

UBICACION DEL AREA ESTUDIADA Y ESQUEMA GEOLOGICO GENERAL

Corresponde al flanco oeste de la sierra de Ambato, al norte del valle intermontano que se extiende entre aquélla y la parte septentrional del Velasco oriental, o sierra de Mazán, en el NE de la provincia de La Rioja; se llega a la misma por la ruta nacional N° 38. En el límite con Catamarca se toma la ruta nacional N° 60, saliendo al oeste a la altura de Mazán, desde donde se puede alcanzar el área pedimentada. La fig. 1, ilustra al respecto.

A lo largo del valle se desplaza el río Salado, que luego de cruzar el umbral que se forma entre la parte austral del Ambato y el Velasco oriental, vuelca sus aguas en los Llanos de La Rioja (desagüe de los Colorados).

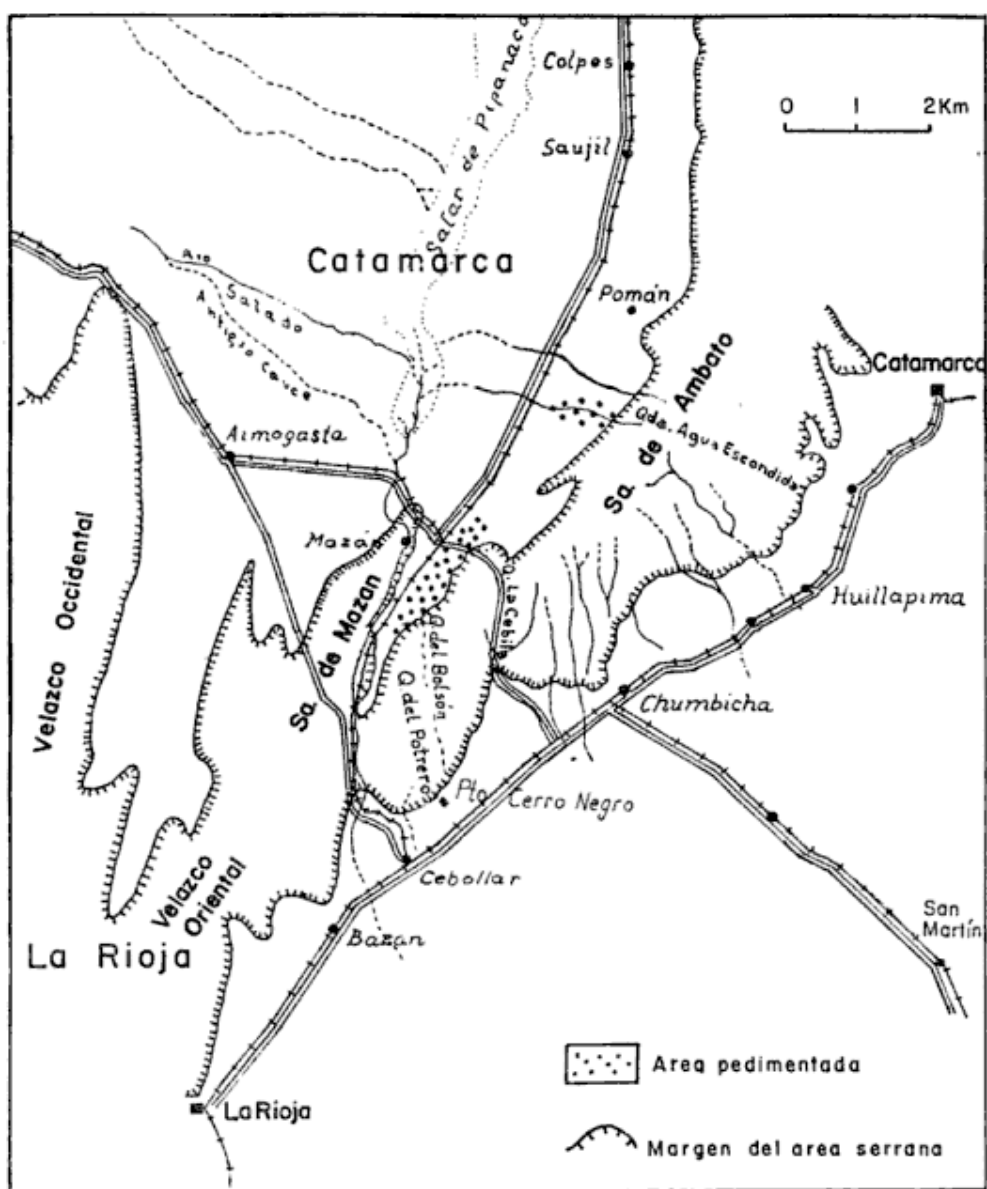


Fig. 1. — Plano de ubicación del área de pedimentos

La gran mayoría de los bloques que constituyen los alargados cordones montañosos de esa zona, muestran regularmente un abrupto flanco oriental y una suave inclinación al oeste. Representan, respectivamente, la escarpa de falla y la pendiente de inclinación del bloque. Algunos se elevaron, en forma vertical, sin inclinación. A este tipo pertenecería el Ambato. Su ladera occidental era entonces una escarpa de falla que paulatinamente fue degradada por la erosión retrocedente, mostrándose hoy muy modificada.

Al norte de La Cébila, en la parte

alta, aún puede verse la antigua penneplanicie preterciaria en posición casi horizontal, salvo en algunos bloques menores de aquella estructura mayor, donde, como consecuencia de una ulterior acomodación, han sufrido desplazamientos.

Entonces, la sierra de Ambato estaría limitada por dos fallas regionales que marginarían sus dos vertientes, que probablemente fueran reactivadas en diversas épocas. Sus características estructurales iniciales se han perdido, principalmente por la migración de las di-

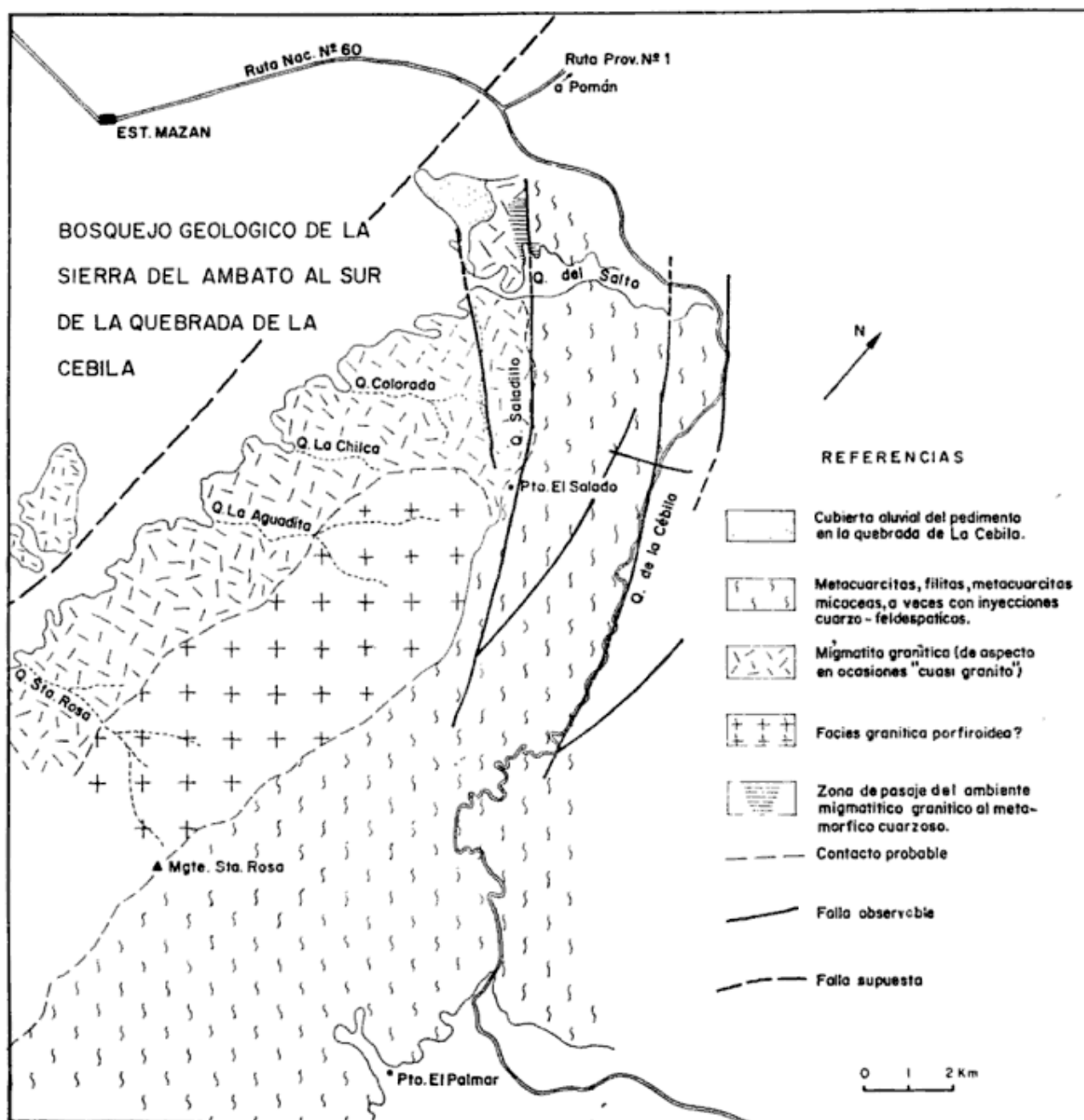


Fig. 2. — Bosquejo geológico

visorias. Esto le da a la sierra una configuración asimétrica, con sus altas cumbres desplazadas hacia el oeste y una máxima altura de 1.930 m en el Mogote Santa Rosa. El bloque pierde altura hacia las quebradas de La Cébila y del Bolsón. Hacia el norte, más allá de la primera citada, la serranía se hace más ancha y menos disectada, apareciendo la gran superficie de erosión regional (peneplanicie), bastante conservada, aunque algo desmembrada por

desplazamientos diferenciales de bloques menores.

Una depresión del ángulo de falla (fault-angle depression), tan común en estructura de bloques inclinados, está ocupada por el río Salado. Esta resulta de la relación que mostraría el bloquecito de las lomas de La Angostura y la abrupta pared oriental que margina el bloque de la sierra de Mazán. Tal depresión es inferida, pues sus rasgos morfológicos han desaparecido bajo

las acumulaciones cuartarias. La figura 2, muestra un esbozo geológico de la zona.

En el área estudiada, la sierra de Ambato se halla integrada por dos ambientes metamórficos dispares referidos al Precámbrico (Groeber, 1942; González Bonorino, 1951). El oriental está compuesto por *metacuarcitas*, *metacuarcitas micáceas*, *esquistos cuarzo-micáceos* con invasión cuarzo-feldespática, *filitas cuarzosas* y rocas cuarzosas de aspecto gneísico por la participación de venas cuarzo-feldespáticas, que llegan a configurar *migmatitas*. La vertiente oeste en la zona del pedimento está casi exclusivamente integrada por *migmatitas graníticas*, de aspecto “cuasi granito” (González Díaz, 1967).

En algunas zonas, particularmente en las partes altas de las quebradas donde la roca aparece “lavada”, se ha difícil a simple vista su incorporación al complejo migmatítico. Cuando la meteorización ha sido intensa, su aspecto es más distintivo. El carácter de roca “podrida” con su tono castaño-oscuro, la presencia de grandes metablastos de microclino cuhedral (hasta 20 cm), una orientación relictica preferencial de los elementos micáceos, etc., elimina toda duda. Los fenoblastos de la roca migmatítica se encuentran envueltos en una gruesa base granulada integrada por cuarzo, biotita, plagioclasa, moscovita y escaso microclino, que como los porfiroblastos, estaría incorporado a la roca por procesos metasomáticos tardíos.

En las quebradas del lado occidental, hacia la línea de cumbres la roca pasa gradualmente a tener características similares a un granito porfiroideo de tonos grisáceos. Los feldespatos, microclino, no son tan grandes ni tan irregularmente distribuidos, siendo más numerosos con respecto a la base.

Hacia el sector norte del bloque “secundario”, cerca de la quebrada de La Cébila y pasando la del Saladillo, se presenta la facies particularmente cuar-

zosa (metacuarcitas) del ambiente metamórfico, de características similares a las de la ladera oriental de la sierra.

Al norte de la última mencionada, en su desembocadura aguas abajo de la unión de las quebradas de Las Cortaderas y Seca (provenientes de la región del abrupto paredón del norte de la quebrada La Cébila), se observa el pasaje o “área de transición” entre el ambiente metamórfico predominantemente cuarzoso y el migmatítico. Se caracteriza por la disposición alternante, en un corto trecho, de metacuarcitas con variada estructura y zonas de migmatitas porfiroideas idénticas a las señaladas para el sector de pedimento.

CLIMA-VEGETACION

El carácter de los cursos de agua a ambos lados de la divisoria del Ambato, exhibe llamativas diferencias, que también se observan en la vegetación. Son resultado directo de las influencias climáticas.

En la ladera oriental, los ríos son del tipo permanente e intermitente, llegando sus cabeceras hasta casi el mismo “filo” de la sierra, donde adoptan por convergencia, el clásico esquema “de embudo”. Los mogotes o “puntas” son los elementos dominantes del paisaje de formas más bien agudas, motivado por el carácter estructural litológico. Las laderas están cubiertas con exuberante vegetación del tipo “monte espinoso” y el suelo cubre los laterales de los valles hasta gran altura.

La falda occidental carece casi de suelo o de cubierta vegetal. Sus laterales exhiben la roca “pelada”, de color rosado. La escasa vegetación se observa en los fondos de los valles. Los cursos de agua son de tipo efímero, con numerosos resaltos que dificultan su recorridos. Las cabeceras no muestran formas muy definidas, son poco empinadas y los laterales tienden a ser con-

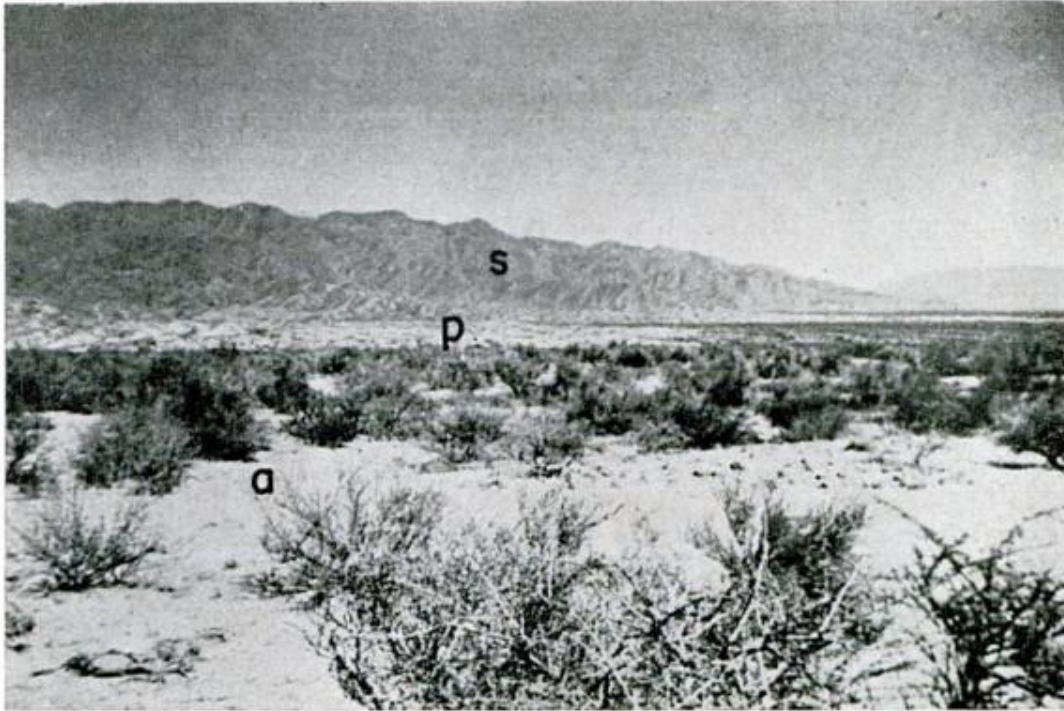


Foto 1. — Vista general del área pedimentada (p) situada al pie de la serranía del Ambato (s). Obsérvese la forma de abanico de uno de los « rock fans » individuales. En primer plano, la planicie de agradación (a) correspondiente al 2º nivel de la zona.



Foto 2. --- Aspecto que muestra la superficie algo disectada de uno de los abanicos rocosos. Al fondo, la sierra de Ambato

vexo-cóncavos. El desplazamiento del material de meteorización se dirige rápidamente hacia el fondo de los valles y en las porciones superiores la tarea de remoción por parte del escurrimiento superficial no encauzado, es libre.

Tales diferencias son el resultado de un dispar régimen de lluvias para ambas vertientes del Ambato, controlado por la acción condensadora del alto umbral del Ambato, o tipo orográfico. Los vientos cargados de humedad, provenientes del N y NE, ceden la misma en forma de lluvias sobre la ladera oriental de la sierra. El aire que su-

pera ese obstáculo, ya enfriado y seco en buen grado, desciende por el flanco occidental como consecuencia de su mayor densidad, se calienta adiabáticamente y absorbe la escasa humedad ambiente, desecando así el ámbito del valle intermontano vecino. Puede ascender al calentarse, originando algunas lluvias menores.

La mayor parte de las precipitaciones de esa inhóspita zona derivan del vecino Velasco occidental.

Esa disparidad ambiental se ve expresada en el Cuadro I.

CUADRO I
Precipitaciones en el Ambato austral

Ladera oriental				Ladera occidental			
Prom. anual (40 años)	Máx.	Mín.	Localidad	Prom. anual (40 años)	Máx.	Mín.	Localidad
356	524	107	Chumbicha	84,9	176	24	Mazán
227	448	68	Cebollar	66	130	2	Aimogasta

GENERALIDADES DEL AREA
PEDIMENTADA DEL FLANCO
OCCIDENTAL

Al ESE de Mazán, la sierra de Ambato se levanta en forma relativamente abrupta sobre su zona-pedemontana amplia y regular. La serranía llega a tener con respecto a ella un desnivel máximo en su relieve relativo, de unos 600-700 metros, que se alcanzan luego de 3.000 o 4.000 m de recorrido en sentido transversal a la sierra, a contar de la curva de nivel de los 1.000 m que aproximadamente señala la ubicación del pedimento. El valor del relieve relativo disminuye hacia la quebrada de La Cébila y aumenta hacia el área del Mogote Santa Rosa.

El margen occidental de la sierra de-

bió ser más abrupto aún es posible observar el brusco cambio de pendiente que existe entre la superficie del pedimento y la serranía. Tal inflexión en el perfil transversal señala el pasaje desde el empinado perfil serrano, a la suave inclinación del piedemonte.

El sector pedemontano más próximo al Ambato no está constituido por elementos de un ambiente de agradación (bajadas, conos aluviales). Aparece allí una amplia superficie de erosión labrada en roca "viva", denudada, con aislados retazos de cubierta detrítica. Está parcialmente degradada, en especial en los sectores donde los actuales cursos de agua vuelcan sus aguas al llano. Pese a la disección, todavía es fácil reconstruir su uniformidad como antiguo plano de erosión, más aún, si sólo se con-

sideran los "abanicos rocosos" en forma individual. (Ver fig 3 y foto 3).

El "zanjamiento" por reactivación de la erosión linear, muestra sus máximos en el sector apical de los abanicos rocosos, donde se miden entre 5 y 8 metros de exhondación. El mayor desnivel reconocido entre el fondo de los cauces del área pedimentada y la culminación de algunos aislados "nubbins", no supera los 12 metros.

El plano de erosión denudado abarca la mayor parte del área estudiada y va desapareciendo hacia el sur bajo una cubierta de aluvio. Allí la interpretación y reconocimiento de la superficie erosiva se realiza en los laterales redondeados y abruptos de los zanjones, antes que sobre los interfluvios.

El límite físico entre el área serrana y el pedimento, presenta un brusco cambio de pendiente. El frente montañoso no es rectilíneo; como se sugiere para la mayoría de los ejemplos de área pedimentadas, es definitivamente sinuoso, conformando una sucesión de engolfamientos más o menos agudos, verdaderas proyecciones del pedimento o de abanicos rocosos hacia la sierra.¹ Hacia el exterior se resuelven en verdaderos abanicos rocosos, de variado tamaño; el más importante está ubicado en la desembocadura de la quebrada La Chilca.

Bien alejada del borde de sierra se dispone una estrecha faja de material aluvial que aparece con tonos claros en las fotos aéreas.

La integran gravas o arenas muy gruesas con algunos rodados y se interrumpe bruscamente hacia las cercanías de La Cébila, ante un pequeño escalón morfológico. Más al oeste, se observa el segundo nivel de agradación pleistocena de la zona. La probable línea estructural que origina ese resalto, se prolongaría hacia el sur con la que

¹ Estos serían los "engolfamientos del frente montañoso" (mountain-front embayments) de Davis (1938).

margina las lomas de la Angostura por el este. Hacia el norte, se conectaría con alguna del área intensamente deformada de La Cébila.

Aisladas manchas de gravas y arenas, cubren algunos sectores del pedimento. Hacia La Cébila la cubierta aluvial se hace más espesa y continua, siendo visibles sus relaciones con la superficie de erosión y los procesos que originaron su remoción.

Una cubierta tal sobre semejante plano erosivo, podría facilitar la interpretación de la presencia de un *pedimento encubierto (concealed)*, cuyo manto detrítico fue eliminado (parcialmente en este caso), durante un epíclodo degradacional que permitió su denudación.

Según algunos autores (Rich, 1935, entre otros) la cubierta correspondería al material en tránsito desplazado desde la zona serrana hacia el área de acumulación.

Si bien llama la atención la suavidad de la pendiente que nace en el flanco de montaña en el punto de inflexión, manteniéndose a través del área degradada (pedimento) hasta la zona de agradación (bajada), la presencia hacia el sector de La Cébila del mencionado resalto morfológico, permite suponer un *pedimento exhumado por acciones diastróficas*.

En la desembocadura de algunas quebradas próximas a la de la Aguadita, se observan aisladas y pequeñas elevaciones separadas de la masa principal montañosa.

Son masas reducidas, aisladas, que interrumpen la superficie levemente inclinada del pedimento, similares a las denominadas "nubbins" por Bryan (1922), quien rechazaba la acepción de "inselbergs" para las mismas, que debe ser empleada para formas similares del área de la sabana africana.

Se elevan con suave pendiente convexa sobre el pedimento, mostrándose como verdaderos remanentes que por el retroceso del frente montañoso, apare-

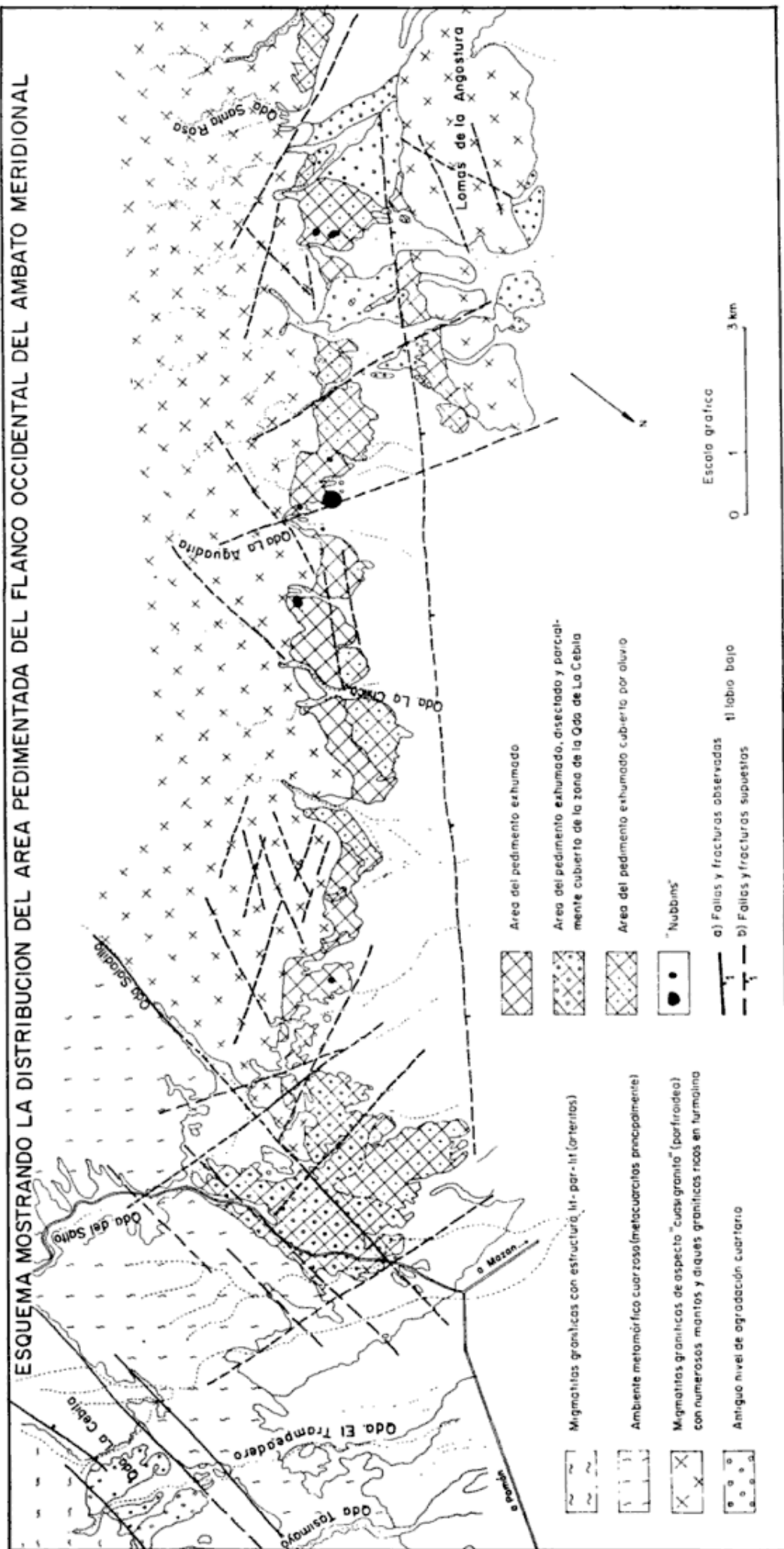


Fig. 3. — Características y distribución de los «abanicos rocosos»

cen ahora desconectados. Son como "islas rocosas" de pocos metros de altura, que se levantan abruptamente sobre el área pedimentada. Su permanencia debe interpretarse como la consecuencia de diferencias litológicas y/o estructurales, con respecto al resto del área pedimentada, o por coincidir con diques cuarzosos o aplíticos en el ambiente de la migmatita granítica, lo que demoró el proceso erosivo en sus adyacencias, haciendo esos lugares más resistentes a la erosión. Los mogotes que integran las lomas de la Angostura, constituirían un excepcional remanente, comprendido dentro del ambiente de un bloque menor, movido diferencialmente.

Ciertos sectores del área pedimentada, presentan entradas que lo disectan y acumulación de material aluvial, que se prolonga en los valles serranos. Son vías actuales de descarga de las efímeras aguas acumuladas en la sierra que alcanzan el valle del río Salado.

ASPECTO EN PLANTA Y PERFIL TRANSVERSAL DEL PEDIMENTO

Su trazado paralelo al frente de montaña, adopta una forma bastante similar a la que resulta de un conjunto de conos aluviales, que llegaron a coalescer ligeramente en sus partes marginales. La presencia de cubierta detrítica en las probables zonas de coalescencia de los abanicos rocosos, deja pendiente esa suposición. Un apretado sistema de fracturas con orientación general NS, confiere al límite sierra-pedimento una aparente rectitud que se pierde al observarla detalladamente.

Los "abanicos rocosos" están muy bien conservados y expuestos en el tramo entre las quebradas de La Chilca y de La Aguadita. La forma levemente cónica en planta de los mismos, como así también la convexidad que muestran lateralmente, es un carácter común.

La suma de los perfiles transversales de los abanicos rocosos individuales, ori-

gina un perfil general de relieve ondulado idéntico al resultante de una sucesión de conos aluviales, observados al transitar el área de agradación paralelamente a una montaña.

No se descarta la posibilidad de que la convexidad apuntada, sea producto de la posterior degradación a que se vio sometido el pedimento al ser ehumado y que previamente mostraba una superficie casi plana, como se reconoce en la mayoría de los ejemplos. Se interpreta sin embargo el citado "ondulamiento" del perfil transversal, como consecuencia de la integración del área pedimentada, por coalescencia lateral de los abanicos rocosos individuales.

PERFIL LONGITUDINAL DEL PEDIMENTO

El desarrollo máximo del perfil longitudinal en un pedimento individual del área estudiada, lo observamos en las cercanías de la quebrada de La Chilca; alcanza unos 800-1.000 metros. No tomamos en cuenta en estas consideraciones a la zona cercana a la salida de la quebrada de La Cébila, por sus particulares características.

La pendiente longitudinal de esa superficie de erosión, oscila entre los 5 y 8 grados (tomado con brújula en los lugares más apropiados). La ruptura de esta suave pendiente en el abrupto frente de los espolones marginales serranos es notable. Allí cambia bruscamente a valores de 30° y más. Este abrupto cambio en la inclinación origina el llamado "ángulo del piedemonte". Es interesante destacar que King (1949, 1953) establece como origen de tan dispares gradientes, a la influencia de dos procesos opuestos. Sobre la línea del frente montañoso o escarpa erosiva en retroceso tiene lugar un proceso erosivo producto de un flujo turbulento con erosión vertical o linear concentrada. Sobre el pedimento sólo tiene lugar un flujo laminar. El ángulo del piedemonte o pedemontano, señalaría el



Foto 3. — Estereopar del área pedimentada sobre el flanco oeste de la sierra de Ambato. *P*, sectores del pedimento exhumado ; — — — fallas (señalando labio hundido) ; — — — fracturas

pasaje de un tipo de flujo a otro. Este proceso no explica satisfactoriamente cómo se desarrolla el pedimento. Mas aun, queda la duda de pensar si el pedimento es obra del flujo laminar, o si este se debe a que recorre la superficie pedimentada. Algunos sostienen que de resultas de una selectiva meteorización y erosión se desarrolla el ángulo de piedemonte.

Los espolones serranos muestran escasa proyección sobre el área del pedimento, debiéndose los agudos engolfamientos, más bien a la prolongación del abanico rocoso quebrada arriba.

Los espolones pueden haber sido desbastados por el "desgaste retrocedente" (backwearing; Davis, 1938), el lavado de los canalículos no gradados (rill-wash; Bryan, 1922), etc.

Si bien los canales principales que atraviesan el pedimento, tienen sus cabeceras en el área serrana, la mayor parte de la red que lo disecta, tiene su nacimiento dentro del mismo o en las proximidades del límite sierra-pedimento. Aquéllos al entrar al área pedimentada, han erosionado profundamente el ápice de los abanicos recosos, de tal modo que en ocasiones, sólo quedan pequeños remanentes de la previa superficie de erosión, otrora continua. Ellos aparecen "colgados" a mayor altura del fondo actual de los ríos secos o arroyos, en las bocas de las quebradas.

El aspecto del perfil longitudinal aparece como levemente cóncavo, continuándose en la citada faja marginal detrítica. En este caso, adquiriría las características del plano subaluvial (subaluvial-bench) de Lawson (1915), mientras que el área superior sería el plano subaéreo (subaerial-bench) del mismo autor. Hacia el sector distal del área pedimentada, la constante "ondulación" del perfil transversal en la parte proximal del área montañosa (por coalescencia de los abanicos rocosos), se pierde progresivamente, pasando a una superficie que muestra un perfil transversal más o menos horizontal, haciendo abs-

tracción del modelado posterior de la zona pedimentada.

MICRORRELIEVE DEL PEDIMENTO

Así, el perfil general es monótono, levemente ondulado, a veces interrumpido por la presencia de alguna que otra elevación menor (nubbin). Su superficie muestra intensa meteorización de la roca. Esto se observa no sólo en la roca desnuda, sino también en aquellos lugares donde el área de erosión aún conserva una delgada cubierta aluvial. Aisladamente su superficie está sembrada por innumerable cantidad de individuos cuhedrales del feldespato alcalino (microclino), resultante de la meteorización de las migmatitas porfiroideas.

Normalmente el fondo de los canales que atraviesan el pedimento carece de acumulación; ésto sólo se hace presente en las vías que tienen su origen en la montaña. Sus interfluvios en las cercanías del frente montañoso aparecen desnudos, adoptando la forma de estrechas y largas divisorias, entre las que se observa notable concordancia de sus partes superiores.

El relieve relativo local del pedimento y la pendiente disminuyen hacia el sector externo. Las depresiones excavadas en él, cerca de la sierra, forman zanjones de 5 a 8 metros, con empinadas paredes.

En cambio hacia la faja externa, el relieve disminuye hasta pasar al homogéneo plano aluvial del segundo nivel, una vez superado el citado escalafón morfológico. En las zonas distales del pedimento, aún se mantiene la cubierta de material aluvial (¿anteriormente en tránsito?), que otrora cubriera como un tapiz al mismo, configurando así un *pedimento encubierto* (Thornbury, 1958). Ella es notable en zonas donde los interfluvios son más amplios, ya que la remoción del aluvio no ha sido total.

Llama la atención, aparte del brusco cambio de la pendiente, la diferencia observada en la red de drenaje cuando se comparan área de sierra y pedimento. En este último las divisorios son bajas y angostas, los canales se disponen muy cercanos entre sí, casi paralelos, contrastando con los profundos valles en V de la sierra, más espaciados, con altas y abruptas divisorias y la red de drenaje convergente.

A diferencia de lo observado en el perfil transversal (Yi-Fu-Tuan, 1959) las convexidades corresponden a las áreas de los abanicos rocosos individuales, más que a los sectores de espolones serranos. Ello puede ser reconocido pese a la disección que ha soportado el área pedimentada. Es normal hallar el mayor número de "nubbins" en las proximidades de esos espolones, pero casi siempre son coincidentes con el emplazamiento de algunos diques en el ambiente migmatítico, donde se elaboró esta superficie de erosión.

HIPOTESIS ACERCA DE SU ORIGEN

Son diversas las hipótesis en cuanto al origen de los pedimentos. Se elimina la consideración de aquéllas que se relacionan con la modificación de una superficie meteorizada, que a diversas profundidades debajo de ella, el "bed rock" es modelado por procesos de meteorización química. Estos conceptos han sido desarrollados por Büdell (en Fairbridge, 1968) a través de su hipótesis de "dobles superficies de nivelación". Tampoco se considera, la idea de Mabbutt y otros (en Fairbridge, 1968) en cuanto a la eliminación del regolito de una roca profundamente meteorizada, como resultado de un progresivo desecamiento del clima. La más antigua se refiere al tremendo trabajo erosivo de crecientes en forma de flujo laminar (sheetfloods), de desarrollo excepcional y cargadas de detritos "herramientas". Mc Gee (1897), las consideró como cau-

sales del desarrollo de las planicies rocosas que marginan las serranías en Sonora (U.S.A.). Las dimensiones de esas láminas de agua que se extienden sobre la superficie de derrame, las estimó en unas "5 pulgadas a 2 ó 3 pies de profundidad" y muchas millas de ancho.

Otra teoría es la *planación lateral*, de la que son defensores Johnson (1932 a y b), Blackwelder (1931) y Paige (1912). El primero atribuye el retroceso de los frentes montañosos al socavamiento lateral realizado por las corrientes de agua, que de tiempo en tiempo alcanzan el llano en las desembocaduras de las quebradas. Al mismo tiempo, rechaza las teorías de Lawson (1915) y Bryan (1922, 1924), quienes atribuyeron el retiro del frente montañoso a un fenómeno de retroceso por meteorización. Davis (1930), señala la importancia del desgaste retrocedente (backwearing), para el desarrollo de una superficie de erosión al pie del frente en retroceso; Rich (1933), refuerza la importancia del lavado en mantos.

Para conciliar estas últimas opiniones nace la llamada *teoría compuesta*, donde se acepta la acción múltiple de aquellos procesos, cuya participación es variada.

Lawson (1915), describe el frente de montaña como caracterizado por un contorno recto, produciéndose su retroceso merced a la desintegración y remoción, principalmente gravitacional, del material meteorizado. Sostiene que un frente montañoso con entradas y salientes (muescas) en relación con el pedimento, era debido a la disparidad de los valores de desintegración de una masa montañosa, litológicamente heterogénea.

La zona estudiada muestra un aspecto festoneado en el flanco montañoso, y homogeneidad litológica (migmatitas graníticas) a todo lo largo y ancho del flanco occidental y área del pedimento. Se debe explicar la referida forma festoneada del frente y el perfil transversal suavemente ondulado del área pedi-

mentada. Aparentemente, sólo la acción erosiva de los ríos que desembocan al llano a partir de un área montañosa, es capaz de modelar semejante forma, similar a la de un cono aluvial y cuya coalescencia lateral llegue a dar un perfil transversal ondulado. Todo ello, se lleva a cabo gracias a la posición cambiante de los cursos de agua en el área de descarga. Dicha forma está representada por el *abanico rocoso*.

A la acción erosiva lateral de los ríos, se sumaría un mecanismo de degradación (*down-wearing*), que sería similar al desgaste que realizarían un infinito número de bolillas sobre una superficie¹. Tal función estaría a cargo del material "herramientas" con que se "cargan" los ríos en el área serrana y que al desembocar al llano, transita hacia el área de agradación o bajada, de ubicación distal con respecto a la montaña.

Pese al constante desgaste de tales "herramientas", su acción cambiante y sostenida colabora para el desarrollo de una superficie de erosión, con un perfil longitudinal suavemente cóncavo. Por lo tanto, no sólo la acción erosiva lateral de los ríos es importante, sino que el mecanismo citado, aún no bien estudiado, es considerado de suma importancia en la evolución de esos planos de erosión.

Refuerza la importancia de esa función, que es compatible con la *teoría de la planación lateral*, la singular disposición de los abanicos rocosos individuales que integran el pedimento. El eje de los mismos y dorsal, desde la cual la pendiente individual descende lateralmente, coinciden con la actual desembocadura de los valles serranos a la llanura. De este modo, recorriendo transversalmente el pedimento, se observa una superficie suavemente ondulada, resultante de la aparente unión lateral de los abanicos rocosos.

¹ Sobre ese particular se intercambiaron opiniones con el Dr. Fidalgo.

Favorece la hipótesis de la planación, lo sinuoso o recortado del frente montañoso (aspecto que al no ser identificado por otros autores, es un argumento fundamental en contra del trabajo lateral de los ríos, o recortamiento basal de los espolones). La disposición general de estos abanicos rocosos, da un un número suficiente de ejemplos, como para ser considerado el rasgo típico de los mismos. Por último, las elevaciones residuales del pedimento (*nubbins*), aunque no son compatibles con la idea de la planación lateral, pueden ser explicados como un fenómeno de erosión diferencial. Existen innumerables ejemplos, donde ciertas características estructurales han salvado de la total eliminación a ambientes que estuvieron sometidos a la erosión lineal, lateral, meteorización, solución, lavado en mantos, etc.

Si bien la planación lateral ha sido el proceso dominante en un momento de la evolución del área pedimentada, su eficacia pudo ser aumentada por otros procesos. Si la planación lateral hubiera sido el único proceso actuante, los aspectos morfológicos de las proyecciones del pedimento hacia la sierra y la de los espolones serían muy distintos a los observados. Los engolfamientos serían más agudos y largos. Cuando las entradas son poco profundas y los espolones son normalmente romos, desbastados y a veces truncados, podrían ser explicados por un control estructural (fracturas), característico por la parte inferior del sector montañoso occidental del Ambato. El desbastamiento de los espolones serranos, podría ser el resultado de una combinación de la meteorización de la roca integrante, con el desplazamiento posterior del material desintegrado por efecto del lavado en mantos; por el lavado pluvial (*rain-wash*) o el trabajo de lavado de los pequeños canalículos no gradados o cavas (*rill-wash*), que normalmente se observan al pie del frente de montaña.

EXHUMACION DEL PEDIMENTO

El pedimento de la zona al sur de La Cébila, constituye una superficie de erosión exhumada. ¿Cuál ha sido la causa? Hay dos alternativas teóricas principales, una de ellas con mejores evidencias a su favor.

Se podría aceptar que un cambio climático, posibilitó el aumento del caudal en el troncal principal del valle (río Salado), motivando una reactivación de la erosión vertical en el mismo, que en "ondas" se fue transmitiendo a las vías menores. Ello dio origen a la denudación del área del pedimento, que quedó así expuesto a la observación directa. No hay ninguna evidencia en la región que apoye tal cambio climático. El resultado de un cambio en el gradiente del área pedemontana, sería otra explicación, siendo posible merced a una deformación local o regional, como la que resulta de un ascenso, "vuelco", o domamiento de la zona.

Se acepta que la disección y exposición de la superficie pedimentada, es consecuencia directa de la reactivación de la falla regional, principal, de rumbo general N-S, que margina el bloque de la sierra de Ambato por el poniente. Este proceso, sumado a movimientos basculantes de los bloques secundarios a favor de fallas diagonales anteriores, con respecto al sentido general N-S de la estructura principal, condujo a la reactivación de los procesos erosivos en este flanco, motivando la eliminación de la cubierta aluvial, la exhumación del pedimento y su posterior disección.

EL PEDIMENTO DE LA QUEBRADA AGUA ESCONDIDA, AL NORTE DE LA CEBILA

Aparece como una alargada proyección de unos 3 km con un ancho no mayor de 1.000 m, a partir de la desembocadura de la quebrada. Está profundamente disectada, pero la acción ero-

siva linear permite que el plano de erosión sea fácilmente reconocible.

La disección ha desarrollado profundos y estrechos zanjones, de paredes muy verticales. El área marginal septentrional se eleva algunos metros sobre la planicie de agradación adyacente, pleistocena. Por la parte distal del pedimento también se observa un hecho similar. Al parecer, una línea tectónica local, secundaria, condujo a la exposición de esta superficie; serían condiciones idénticas a las reconocidas para el área del pedimento al sur de La Cébila.

A diferencia de aquella zona, la cubierta de material aluvial de 0,60 a 1,00 m se mantiene prácticamente intacta. Está formada por arenas gruesas y gravas y en menor grado rodados mayores, extraídos de la vecina montaña integrada también por migmatitas graníticas con inyección del tipo lit-par-lit. Por debajo de la cubierta aparece el sustratum de igual composición litológica, que evidencia una fuerte meteorización.

Por las características apuntadas, correspondería al tipo de *pedimento encubierto*, sometido a fuerte disección posterior al ser exhumado.

Una masa de regulares proporciones aparece como un "nubbin" o remanente separado de la serranía; un verdadero islote contituido por rocas idénticas a las reconocidas para la sierra y el área pedimentada de este sector.

La superficie del pedimento choca contra las paredes del islote, y su pendiente es mucho menor que en la región al sur de La Cébila, ya que oscila entre los 3-4 grados.

Es muy probable que la línea estructural que lo margina por el oeste, fuera la prolongación hacia el norte de la falla señalada más al sur (lomas de la Angostura), que allí está señalada por un pequeño resalto.

Otra reducida zona pedimentada se ubica sobre el pie de unas bajas elevaciones ubicadas al sur de la quebrada

Agua Escondida. Su desarrollo sólo alcanza a unos 200-300 metros de su sentido longitudinal y muestra un ancho algo menor a los 1.000 metros. Aparece mucho menos cubierta que en el ejemplo anterior.

EDAD

La formación del pedimento de la zona adyacente a La Cébila es parte integrante de un proceso de extensión regional, cuyos resultados morfológicos han sido observados en otros puntos de La Rioja (Proserpio, 1967; Fidalgo com. verb., y por el autor de este trabajo en forma reiterada, en la parte occidental del Famatina y sobre el oeste del Ambato frente a Carrizal).

Su edad la correlacionamos con la indicada por Proserpio (1967), para el pedimento encubierto y muy disectado, que observara al oeste de Carrizal, en el pie oriental del Velasco oriental. Allí el plano de erosión "decapita" en algunos sectores a las capas plegadas y dislocadas de la Formación Salicas (¿Plioceno?) mientras que al este de la Loma Negra, coincide más o menos con la suave inclinación, de los casi horizontales sedimentos terciarios.

Frente a la zona de Carrizal, en el pie occidental del Ambato, una superficie de erosión similar labrada en el ambiente metamórfico, aparece cubierta por una acumulación correspondiente a una bajada local (¿Eopleistocena?), referida al primer nivel de agradación cuartaria (González Díaz, 1967). El plano de referencia se halla a mayor altura (desplazado por el ascenso del bloque del Ambato), con respecto a remanentes de una antigua planicie aluvial del río Salado, a la que se considera del pleistoceno más bajo, y relacionada con los procesos diastróficos iniciales del límite Terciario, que llevaron a la desorganización a la red de drenaje en esa región.

Al igual que Polanski (1963), se es-

tablece provisoriamente que el desarrollo de dicha unidad geomorfológica tuvo lugar durante el Plioceno más alto o en la llamada Calma Tectónica del inicio del Pleistoceno, señalada por ese autor, o más generalmente en el dudoso límite Terciario-Cuartario.

OTROS EJEMPLOS MUNDIALES

Los abanicos rocosos observados en el mundo son escasos. Todos ellos están labrados sobre rocas cristalinas (granitos, gneisses, etc.).

En Arizona (U.S.A.), se ubican en las Sierrita Mountains, Dragón Mountains, Little Ajo Mountains y Coyote Mountains.

En el continente africano se encuentran en Namaqualand, en el centro-este del Sudán y al norte de Ghana.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Blackwelder, E., 1931. *Desert Plains*. Jour. Geol., 39, 131-140.
- Bryan, K., 1922. *Erosion and sedimentation in the Papago County, Arizona*. Bull. Geol. Soc. Amer. 730, 19-90.
- 1924. *The Papago County, Arizona*, W. S. Paper 499, U. S. Geol. Survey.
- Davis, W. M., 1900. *Fault soap in the Lapini Mountains, Italy*. Bull. Geol. Soc. Amer., 11, 209-210.
- 1938. *Sheetfloods and Streamfloods*. Bull. Geol. Soc. Amer., 49, 1337-1416.
- Fairbride, R. W., 1968. *The Encyclopedie of Geomorphology* Vol. III. Reinhold Book Corporation N. Y.
- Fidalgo, F., 1963. *Algunos rasgos tectónicos y geomorfológicos de la Sierra de Sañogasta-Vilgo (Prov. de La Rioja)*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XVIII, Nº 3 y 4, 139-153.
- Fidalgo, F. y Riggi, J. C., 1965. *Los Rodados Patagónicos en la Meseta del Guenguel y alrededores (Santa Cruz)*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XX, Nº 3, 273-325.
- González Bonorino, F., 1951. *Sobre una nueva formación precámbrica en el noroeste argentino*. Com. Cient. Mus. La Plata, Nº 5, 4-6.
- González Díaz, E. F., 1967. *Informe geológico sobre el "ajuste" de los Mosaicos 43A, 43B,*

- 35B y 35C del NE de la provincia de La Rioja (Plan Cordillera Norte). Inf. Inéd. Inst. Nac. Geol. Minería.
- 1968. *Mapa geológico Hoja 15e (Valle de Mazán), provincia de La Rioja, en escala 1:100.000*. Inédito, Inst. Nac. Geol. Minería.
- Groeber, P., 1942. *Datos geológicos (provincia de La Rioja)*. Com. Nac. Climat. Arg. Min., VI, 17-29.
- Johnson, D. W., 1932 a. *Rock Fans of Arid Regions*. Amer. Jour. Sci., 5th. Series, 23, 389-410.
- 1932 b. *Rock planes of arid regions*. Geogr. Rev., 22, 658-659.
- King, L. C., 1949. *The pediment landform: some current problems*. Geol. Mag., 86, 245-250.
- 1953. *Carions of landscape evolution*. Bull. Geol. Soc. Amer., 64, 721-752.
- Lawson, A. C., 1915. *The epigene profile of the desert*. Univ. Calif. Public. Geol., 9, 23-48.
- Mc Gee, E. J., 1897. *Sheetflood Erosion*. Bull. Geol. Soc. Amer., 8, 92-100.
- Paige, S., 1912. *Rock-cut Surfaces in the Desert Ranges*. Jour. Geol., 20, 442-450.
- Polanski, J., 1963. *Estratigrafía, Neotectónica y Geomorfología del Pleistoceno Pedemontano entre los ríos Diamante y Mendoza (Provincia de Mendoza)*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XVII, Nº 3-4, 127-349.
- Proserpio, C. A., 1967. *Observaciones geológicas en la zona de Los Pozuelos-Carrizal (La Rioja)*. Inéd., Inst. Nac. Geol. Minería.
- Rich, J. L., 1935. *Origin and evolution of rock fans and pediments*. Bull. Soc. Amer., 46, 999-1024.
- Thornbury, W. D., 1958. *Principales of Geomorphology*. John Wiley Sons, N. Y. (Traducción al castellano por Turner, J. C. M., Ed. Kapeluz, Bs. As., 1960).
- Yi-Fu-Tuan, 1959. *Pediments in southeastern Arizona*. Univ. Calif. Publ. Geog., 13, 139.

Recibido el 1 de marzo de 1973/6 de febrero de 1974.

CONTACTOS DISCORDANTES ENTRE LOS PISOS I Y II DE LOS ESTRATOS DE PAGANZO

Por GERARDO PARKER

RESUMEN

Se exponen argumentos geológicos tendientes a demostrar que las relaciones estratigráficas, entre los Pisos I y II de los Estratos de Paganzo, son discordantes.

ABSTRACT

Geological arguments are given, herein, tending to demonstrate that the stratigraphic relation between "Pisos I y II de los Estratos de Paganzo" is unconformable.

INTRODUCCION

La intención del autor es dar a conocer algunos detalles sobre las relaciones estratigráficas existentes entre los Pisos I y II de los Estratos de Paganzo observados en tres áreas diferentes y distantes entre sí (Parker, 1968 *a*, 1968 *b*). Algunos de estos detalles fueron tratados por autores anteriores, que hicieron notar la existencia de un contacto discordante. No obstante, hoy no se les da la importancia debida aun cuando, de comprobarse tal afirmación, cambiaría fundamentalmente la interpretación del Grupo Paganzo (Azcuy y Morelli, 1970) dentro del contexto geológico regional.

Como aporte tendiente a la solución de este interesante problema, se presentan tres planos geológicos en donde se señalan los detalles estructurales del contacto entre los Pisos I y II de Paganzo. Estos planos son reducciones de trabajos originales en escala 1:10.000, 1:5.000 y 1:2.500.

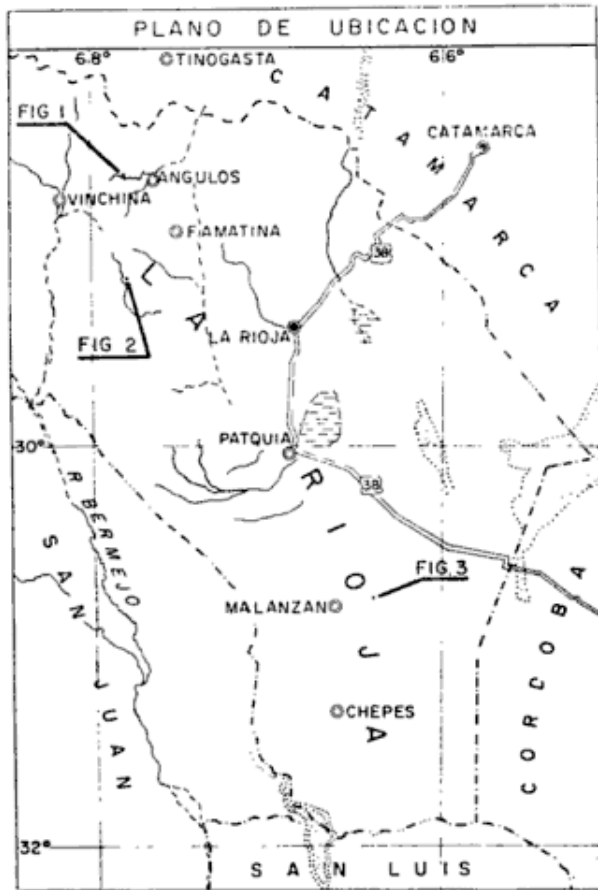
El tipo de contacto mostrado en algunas de las figuras incluidas en este tra-

bajo fue objeto de controversias por parte de investigadores destacados, de allí la intención de graficar el problema lo más concretamente posible con ajuste a los hechos, tal cual fueron vistos e interpretados.

DESCRIPCION GEOLOGICA

Río Cachiyuyo, entre el cerro Negro y Los Colorados; figura 1

En la descripción de la Hoja 15 *c*, Vinchina (Turner, 1964, pág. 39) se lee: "La base de la Formación de La Cuesta está expuesta en varias localidades, tales como Las Trancas (pie oriental de la Cuesta del Tocino), quebrada del Agua Hedionda (margen izquierda del Arroyo Cachiyuyo), puesto El Mudadero, etc. En la primera y en la última de estas localidades se observa muy bien la base de la Formación Agua Colorada. Ha sido mencionada por Groeber (1940, pág. 7) como una discordancia. En otras localidades se observó una pseudoconcordancia (discordancia de erosión). La



discordancia también se deduce del mapa geológico donde se nota que la Formación de la Cuesta se apoya directa y sucesivamente sobre elementos de las Formaciones Morado, Molles y Suri (de norte a sur) en la ladera oeste del cerro Negro y más al sur, en el declive oeste del cerro El Tocino, sin la presencia de la Formación Agua Colorada”.

La figura 1 corresponde precisamente al área en donde Groeber hace mención a la discordancia y donde, de acuerdo con Turner, la Formación de La Cuesta reposa sobre la Formación Agua Colorada, siendo ambas equivalentes a los Pisos II y I de los Estratos de Paganzo respectivamente.

Por la claridad con que está expuesta la relación discordante entre los Pisos I y II de Paganzo, no se considera necesario describir en detalle las relaciones estructurales existentes, entendiéndose que están claramente graficados en la figura adjunta.

Tal vez exista cierta resistencia en in-

terpretar esta relación como el efecto de una discordancia original, pretendiéndose atribuirle un origen puramente tectónico, que sería perfectamente comprensible teniendo en cuenta por un lado su ubicación dentro de un área fuertemente tectonizada, que bien pudo haber favorecido el corrimiento al oeste de la Formación de La Cuesta a lo largo de un plano de muy bajo ángulo a partir de la fractura que lo separa de la Formación del Crestón y por otro lado, el carácter de fenómeno aislado, sin repetición a lo largo de los tantos contactos observados. Tales consideraciones fueron tenidas en cuenta en el momento del relevamiento, dedicándose una buena parte de tiempo a la observación de ese plano, por cuanto se entendía que de ello dependía la resolución del problema.

Fueron dos los interrogantes que se consideraron definitivos:

1) Si se estaba frente a un fenómeno tectónico posterior a la depositación de la Formación Patquia, deberían observarse elementos estructurales menores característicos de todo plano de fractura, como así también la falta de relación en la litología observada, entre el substrato y el elemento alóctono que se le superpone.

2) En caso de corresponder a una discordancia angular original deberían encontrarse estructuras sedimentarias en la zona del plano, junto con elementos litológicos que demostraran la originalidad de tal superposición.

De la observación directa de los contactos no surgió ninguna evidencia de fractura; por el contrario, se encontró siempre que la superposición era normal y se manifestaba a lo largo de un plano irregular donde en muchos casos se observaban los efectos de la erosión diferencial entre capas duras y blandas.

La Formación Patquia se superpone a la Formación Agua Colorada mediante un conglomerado basal de espesor irregular, cuyas características litológi-

DETALLE GEOLOGICO DEL ALTO RIO CACHIYUYO

(HOJA 15C "VINCHINA" DIRECCION NACIONAL GEOLOGIA Y MINERIA)
PROVINCIA DE LA RIOJA

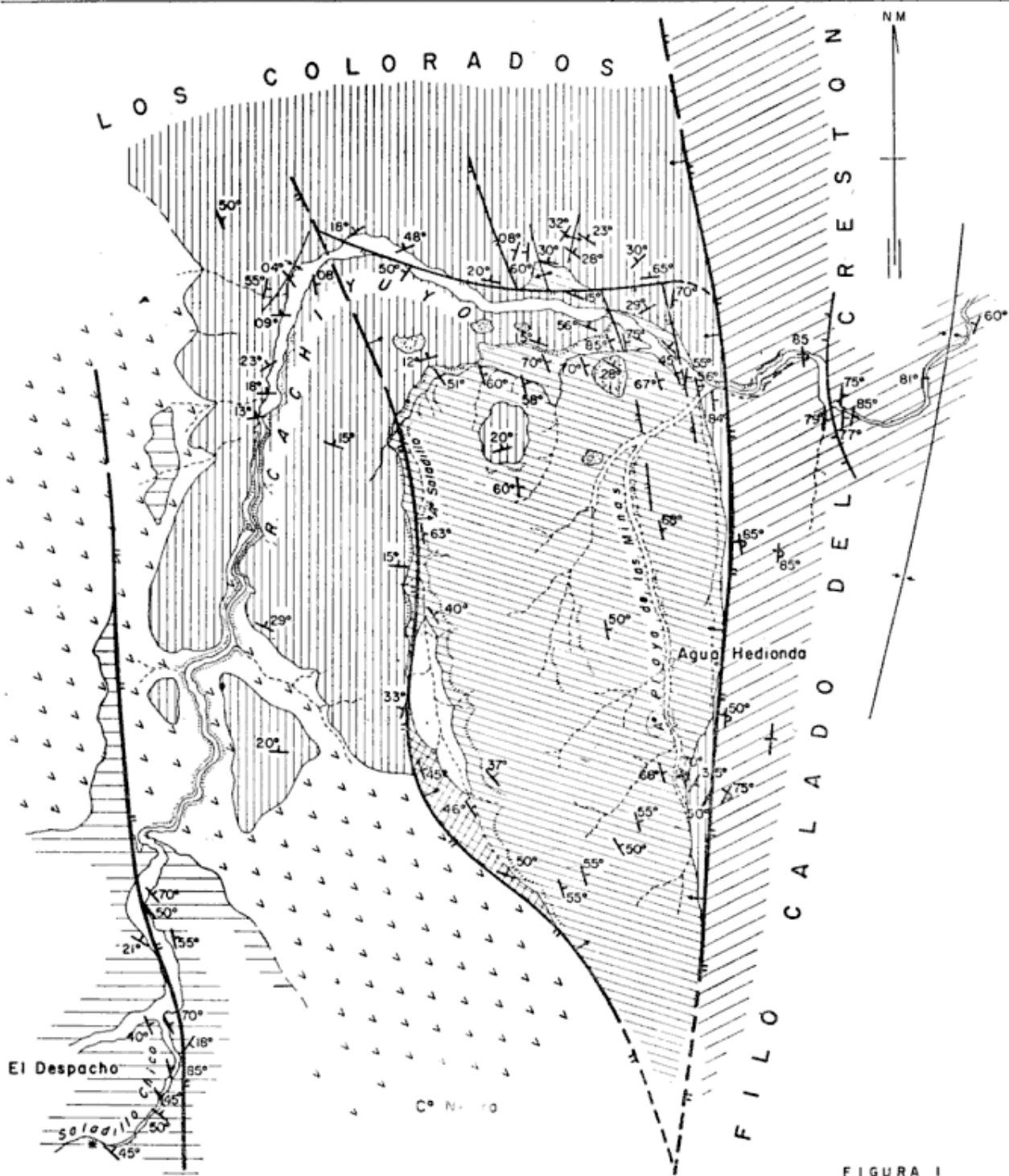
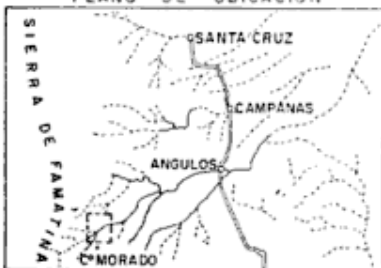


FIGURA I

PLANO DE UBICACION



TERCIARIO	
CRETACICO?	
PERMICO SUP	
CARBONICO SUP	
DEVONICO?	
DEVONICO INF?	
ORDOVICICO	
	FM DEL CRESTON
	FM DE LA CUESTA
	FM AGU. COLORADA
	TOBAS SILICIFICADAS
	FM MORADO
	FM SURI

NIVEL FOSILIFERO



REPUBLICA ARGENTINA
PROVINCIA DE LA RIOJA
PREPARÓ: DR G PARKER

1972

DIBUJO: N J ONESTI

cas son distintas cuando descansa sobre las riolacitas que cuando lo hace sobre la Formación Agua Colorada, poniéndose de manifiesto la participación clásica del substrato original por redepósito. A lo largo del recorrido N-S del río Cachiyuyo, donde la Formación de La Cuesta se apoya sobre la Formación Morado, el conglomerado basal es rojo, con clastos de hasta 50 cm de diámetro formados por riolacitas, cuarcitas verdes del Ordovícico, tobas metamorizadas y ópalo, unidos por una matriz areno-arcillosa roja. Los conglomerados se limitan a lentes de 1 a 2 m de espesor que alternan con areniscas arcillosas rojas.

Cuando la Formación de La Cuesta se apoya sobre la Formación Agua Colorada, el contacto se hace mediante bancos de areniscas moradas a rosado claro, a veces parcialmente conglomerádicas con clastos de riolacitas de 5 a 10 cm de diámetro. Lateralmente las areniscas pasan a conglomerados oscuros con intercalaciones lenticulares de areniscas arcóscicas rosadas a rojas.

Estos niveles areno-conglomerádicos morados son característicos de la base de la Formación Patquía en muchos de los afloramientos en que se encuentran superpuestos los Pisos I y II de Paganzo, como en la zona de Villa Unión - Guandacol y sierras de Paganzo y estas psefitas fueron identificadas por Fidalgo como "conglomerados de Sañogasta - Vilgo" (de Alba, 1972).

La Formación Agua Colorada, entre el río Cachiyuyo y el filo Calado del Crestón, tiene una potencia máxima de 490 m y es susceptible a ser dividida en dos miembros:

Miembro inferior

370 m

Areniscas blanco marfil a grisáceas, con intercalaciones delgadas de areniscas de grano fino castaño rojizo a verdosas.

Miembro superior

120 m

Lutitas gris verdosas, cemento calcáreo en parte, lajosas, contiene concreciones discoidales tipo "marleka". Hacia el techo pasan a lutitas negras carbonosas.

Por sus caracteres litológicos generales son correlacionables con la Formación Tupe. Turner las considera de edad carbónica desde el inferior al superior.

Río de la Pampa (Puesto Viejo, Alto Río Miranda); figura 2. El corte transversal representado en la fig. 2 representa un perfil idealizado a lo largo de la línea de proyección, respetándose únicamente la proyección de los puntos acotados.

Aguas arriba del puesto El Cosme está expuesto un borde de cuenca original de las Formaciones Guandacol - Tupe, donde se pueden observar conglomerados blanco amarillentos con intercalaciones de areniscas gruesas moradas (equivalentes a los conglomerados de Sañogasta - Vilgo) superpuestos y transgrediendo a areniscas finas arcillosas de color verde oliva, margosas, con concreciones tipo "marleka" de hasta 1 m de diámetro.

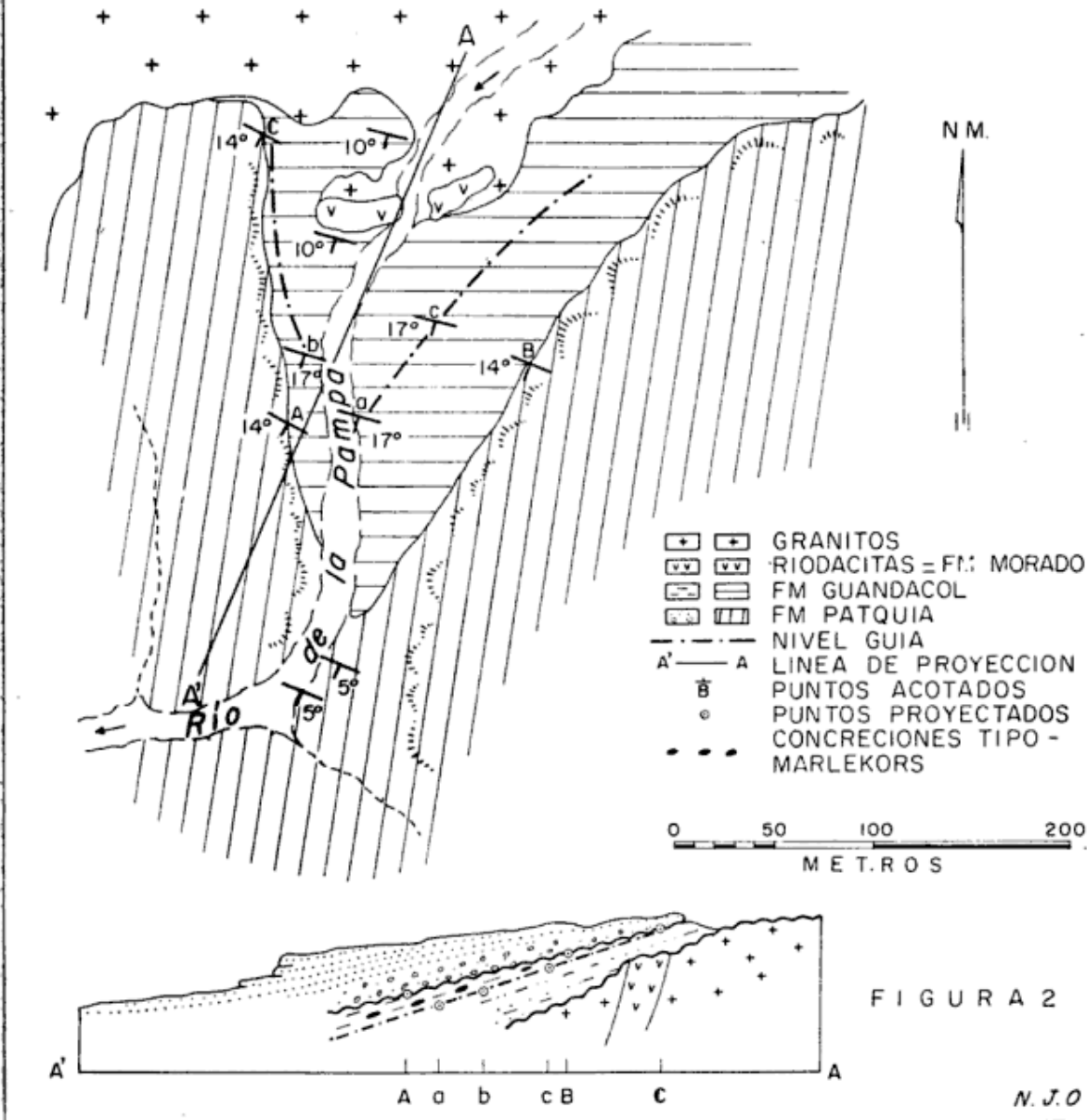
Por las características geométricas que los afloramientos guardan entre sí, como efecto del corte ofrecido por el río y el buzamiento de los estratos, fue posible determinar dos planos, uno que representa la base de la Formación Patquía y otro contenido en la base de un nivel con concreciones dentro de la Formación Guandacol.

Se comprobó mediante la proyección de los puntos acotados sobre una línea de corte transversal, que los planos determinados por tales puntos, convergen al norte, mientras que la planimetría graficada en la figura 2 nos indica que también convergen al oeste.

Aproximadamente 1500 metros aguas abajo del río Puesto Viejo, los niveles de areniscas finas margosas con concreciones incrementan su espesor hasta los 120 m sin observarse la base, interpretándose no sólo como efecto del traslape con su basamento, sino también como consecuencia del plano de la discordancia indicada en su techo divergente al sur.

Un argumento estratigráfico que avala

RIO DE LA PAMPA, LA RIOJA (DETALLE DEL CONTACTO ENTRE LOS PISOS I Y II DE LOS ESTR. DE PAGANZO).



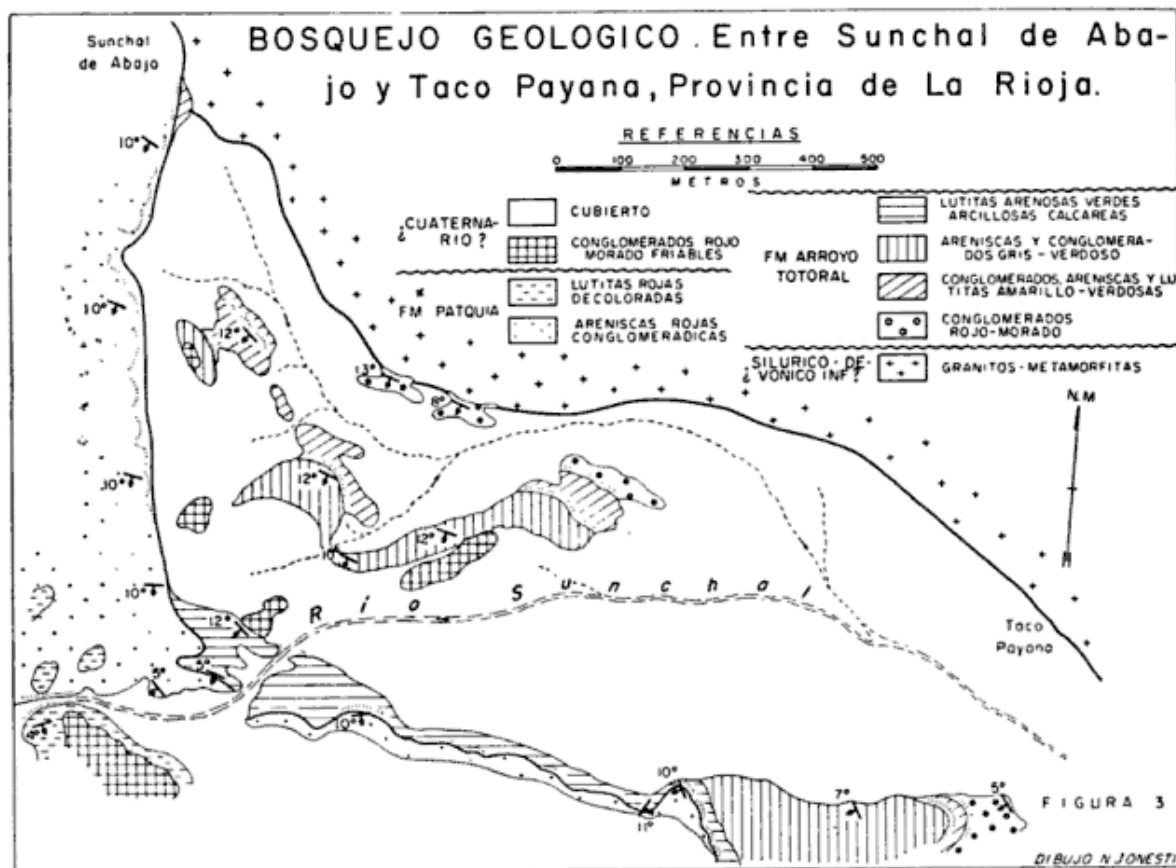
la discordancia demostrada geométricamente en el párrafo anterior, es la identidad litológica existente entre las areniscas finas verdes (wackes) con concreciones con sus similares ubicadas en la parte superior de la Formación Guandacol, las cuales mantienen una posición estratigráfica estable en todo el área del cerro Bola - cerro Guandacol y sierra de Maz.

Queda entonces demostrado para la zona de Puesto Viejo, la existencia de una suave discordancia angular entre los

Pisos I y II de los Estratos de Paganzo cuyos efectos erosivos produjeron la eliminación de la Formación Tupe.

Sunchal de Abajo y Taco Payana, sierra de los Llanos - La Rioja; figura 3.

En Braccini (1948), nota al pie de la página 80, al tratar el tema "El pase a las capas rojas entre Chimenea, La Arada, Sunchal, Taco Payana y Unquillar", es decir el pase entre los Pisos I y II de los Estratos de Paganzo en el



sentido original de Bodenbender y transcribiendo a Von Freyberg en lo que respecta a la disposición transgresiva de las capas rojas (equivalente a Formación Patquía) sobre las del arroyo Totoral, se lee: "La disposición transgresiva se evidencia únicamente en los morros de granito, cubiertos por las areniscas rojas que separa al mismo tiempo la zona de los conglomerados violáceos de los Estratos de Catuna". Braccini, a su vez, con una llamada al pie de página aclara que Von Freyberg está haciendo alusión al espolón granítico situado al sur del Sunchal de Abajo, cuyos detalles geológicos se indican en la figura 3 de este trabajo.

En dicha figura se muestran las relaciones estratigráficas entre los cuatro niveles que integran a la Formación Arroyo Totoral, con la Formación Patquía (areniscas rojas) y el basamento granítico, de donde claramente surge la disposición transgresiva de la Formación Arroyo Totoral sobre el granito y

de la Formación Patquía sobre la Formación Arroyo Totoral y granito. Esta disposición se infiere también al observar la lámina 3 de Braccini (1948) y al prolongar en el sentido del rumbo NW los afloramientos de la Formación Arroyo Totoral en Taco Payana donde, como ocurre en el bosquejo geológico aquí expuesto, las unidades litológicas que integran a la mencionada Formación pasarían a contactar lateralmente con los afloramientos de areniscas rojas, así como al comparar los contactos de las areniscas rojas con el subyacente, que en Solca y a 2 km al SE de ella, sobre el camino de Nacate, se apoyan sobre el conglomerado amarillo a violáceo, mientras que desde Chimenea a Taco Payana lo hacen sobre el Conglomerado Rojo primero y luego sobre las Areniscas y Arcillas de acuerdo con la nomenclatura de Braccini.

Los argumentos expuestos demuestran que las relaciones de yacencia entre los Pisos I y II de Paganzo presentan evi-

dencias conducentes a que se los interprete como discordantes.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

- Azcuy, C. L. y Morelli, J. R., 1970. *Geología de la comarca Paganzo - Amaná. El grupo Paganzo. Formaciones que lo componen y sus relaciones.* R.A.G.A., XXV, 4.
- Braccacini, O., 1948. *Sobre la presencia del Carbonífero Inferior en la Sierra de los Llanos.* Bol. Inf. Pet. Nº 281.
- De Alba, E., 1954. *Descripción Geológica de*

la Hoja 16 c, Villa Unión, (Provincia de La Rioja). Direc. Nac. de Geología y Minería, Boletín 82, Buenos Aires.

- Parker, G., 1968 a. *Relevamiento de perfiles sobre las Sierras de Córdoba.* Inf. Interno YPF.
- 1968 b. *Relevamiento de perfiles en ambos flancos de la Sierra de Famatina y faldeo oriental de la Sierra de Máz.* Inf. Interno YPF.
- Turner, J. C., 1964. *Descripción Geológica de la Hoja 15 c, Vinchina (Provincia de La Rioja).* Bol. Dir. Nac. Geología y Minería Nº 100, Buenos Aires.

Recibido el 5 de abril de 1973.

GEOLOGIA DE LA QUEBRADA DE HUMAHUACA ENTRE UQUIA Y PURMAMARCA (PROVINCIA DE JUJUY)

POR RODOLFO AMENGUAL * Y JUAN CARLOS M. ZANETTINI *

RESUMEN

La columna estratigráfica comprende rocas metamórficas y graníticas precámbricas, sedimentos marinos cámbricos y ordovícicos, continentales y marinos del Cretácico superior-Terciario inferior y terrestres del Terciario y Cuaternario. Fallas de alto ángulo determinan bloques ascendidos diferencialmente.

ABSTRACT

The stratigraphic column comprises Precambrian metamorphic and granitic rocks, Cambrian and Ordovician marine sediments, Upper Cretaceous-Lower Tertiary continental and marine sediments and Tertiary and Quaternary terrestrial sediments. The structure is characterized by fault blocks.

INTRODUCCION

Para la realización de este trabajo se han interpretado 130 fotografías aéreas a escala 1:35.000. Cumplida la verificación de campo se volcaron los datos a dos mosaicos a escala 1:50.000, que son la base del mapa fotogeológico y perfiles.

Ubicación de la comarca

La región se sitúa en la provincia de Jujuy, delimitada por los paralelos 23° 15' y 23° 45' de latitud sur y los meridianos 65° 15' y 65° 30' de longitud oeste.

La ruta nacional N° 9 y el ferrocarril General Belgrano la atraviesan de norte a sur, comunicando entre sí las poblaciones de Uquiá, Huacalera, Tilcara, Maimará y Purmamarca. El relieve

montañoso está definido por la sierra Alta, al oeste del río Grande, y la sierra de Tilcara y Altos de Tilcara al este del río nombrado.

Investigaciones anteriores

Estudios anteriores dentro de la comarca fueron realizados por Brackebusch (1883), Bonarelli (1921), Hausen (1925), Schlagintweit (1937), Herrero Ducloux (1940), de Ferrariis (1940), Daniel (1940), Sgrosso (1943), Groeber (1952), Harrington (1957), Ramos, Turic y Zuzek (1967), López y Nullo (1969), Amengual (1970) y Turner (1972).

GEOLOGIA

ESTRATIGRAFÍA

El cuadro estratigráfico sintetiza los rasgos de las unidades geológicas aflorantes en la comarca.

* Dirección General de Fabricaciones Militares.

PRECAMBRICO

Formación Puncoviscana (Turner, 1960)

Sus afloramientos se encuentran a ambos lados de la quebrada de Humahuaca, cubiertos en discordancia angular por las sedimentitas cámbricas del Grupo Mesón.

Se compone de pizarras, en ocasiones micáceas, de colores gris verdoso oscuro, verde azulado, violado y pardo rojizo, finamente estratificadas, con intercalaciones de grauvacas y areniscas cuarcíticas, compactas, de colores gris verdoso oscuro, pardo y verde oliva oscuro, dispuestas en bancos de 30-50 cm a 1,50 m de espesor.

El conjunto está afectado por metamorfismo regional de bajo grado y está atravesado por vetas de cuarzo blanco lechoso de 5 a 30 cm de espesor que rellenan fracturas y planos de estratificación. Sobre las superficies de los bancos de arenisca se observan ondulitas pronunciadas.

Por la litología observada se deduce que la entidad se depositó en ambiente miogeosinclinal.

Formación Fundición

Proponemos esta denominación para el cuerpo plutónico aflorante en el cerro Fundición, al noroeste de la localidad de Huacalera, con una superficie de 21 kilómetros cuadrados.

Es un stock tarditectogénico que intruye a la Formación Puncoviscana provocando una pequeña aureola de metamorfismo de contacto; se halla cubierto en discordancia por rocas del Grupo Mesón.

La roca es un granito calco-alcalino hornblendífero, de estructura granular mediana y color blanco rosado a blanco grisáceo; al microscopio se la observa formada por ortosa perítica, plagioclasa ácida zonal subordinada, cuarzo, hornblenda y escasa biotita.

Localmente pasa a sienita calco-alcalina hornblendífera y en los bordes del cuerpo varía a granodiorita hornblendífera, de estructura granular porfiroidea y color blanco crema.

En las zonas marginales se hallan numerosos xenolitos de cornubianita biotítica hornblendífera, de grano fino y colores verde oscuro y gris verdoso oscuro, de forma irregular y tamaño variable, pero no más de 50 cm de diámetro.

Edad. La superposición en discordancia del Grupo Mesón sobre las formaciones Puncoviscana y Fundición, señala para éstas edad precámbrica.

PALEOZOICO

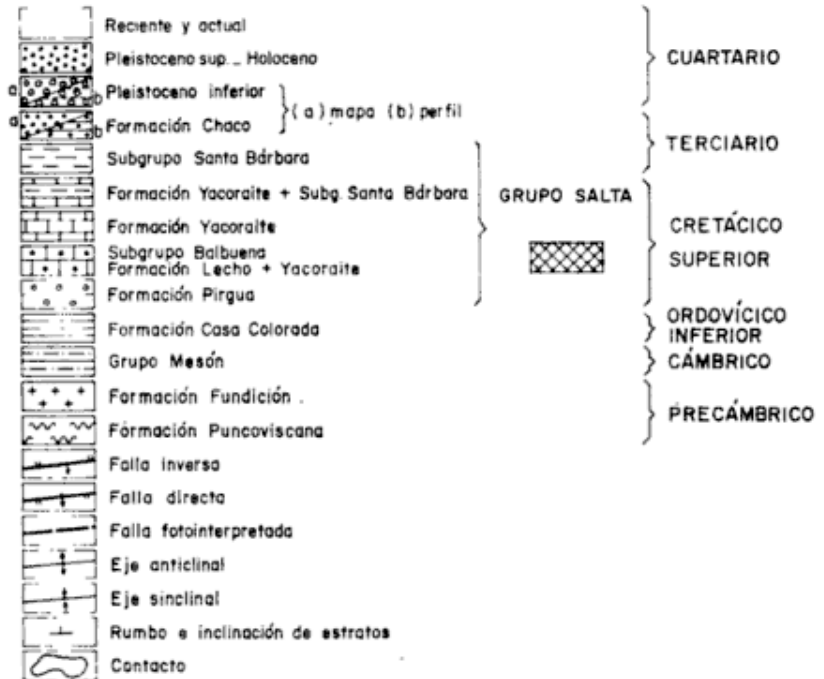
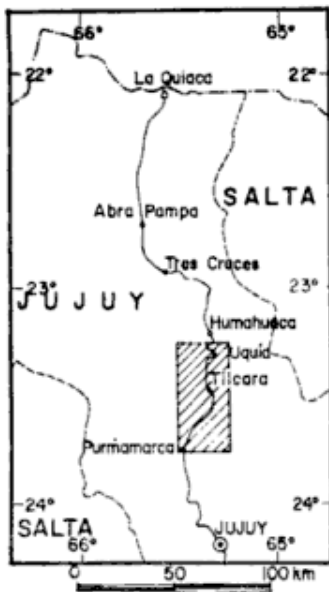
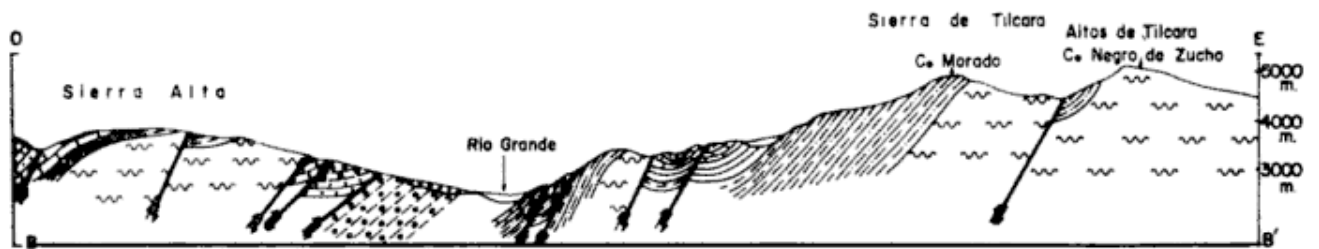
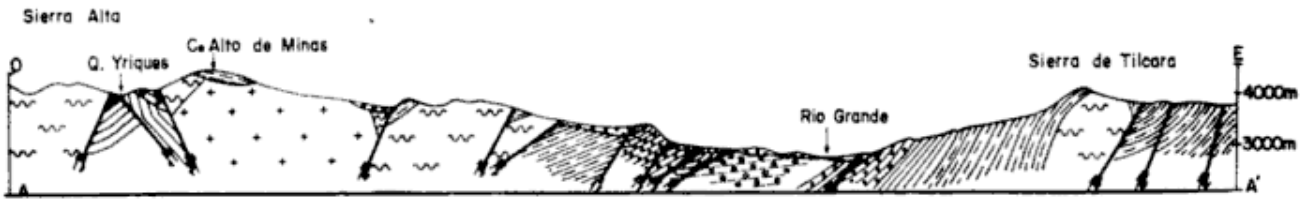
CÁMBRICO. *Grupo Mesón* (Turner, 1960).

Sus manifestaciones se distribuyen en toda la comarca. En el mapa fotogeológico no hemos diferenciado al Grupo en sus formaciones constitutivas porque la inaccesibilidad de algunos afloramientos no permite su reconocimiento; además, en parte, la cubierta de derrubios *in situ* y la igualdad de tonos fotográficos impide diferenciar las unidades en las fotografías aéreas. De cualquier manera daremos la descripción de las formaciones.

Formación Lizoite (Turner, 1960)

Se asienta en discordancia angular sobre las formaciones precámbricas, iniciándose con un conglomerado basal constituido por clastos de hasta 5-10 cm de diámetro, correspondientes a cuarzo, pizarras y cuarcitas; la matriz es una arenisca de grano fino a mediano, silicificada, de color pardo oscuro a violado. El espesor varía de 2 a 23 metros.

Le sobreyacen cuarcitas y areniscas cuarcíticas de color rosado claro y blanquecinas, de grano fino, dispuestas en bancos de 30-40 cm de espesor con laminación entrecruzada en ocasiones. Se intercalan algunos bancos conglomerádicos en la sección inferior.



Mapa fotogeológico y perfiles de la Quebrada de Humahuaca (Provincia de Jujuy)

CUADRO ESTRATIGRAFICO

Unidades tiempo		Unidades estratigráficas	Litología	Esesor en metros
CENOZOICO	Reciente y actual		Acarreos fluviales	
	Holoceno		Fanglomerados, arenas y arcillas	25
	Pleistoceno		Areniscas, arcillas, tobas y conglomerados	800
TERCIARIO	Plioceno	Formación Chaco	Areniscas, conglomerados y tobas	700
	Eoceno	? ? ? ? ? ? ? ? ? ?	? ? ? ? ? ? ? ? ? ?	
	Paleoceno	Subgrupo Sta. Bárbara	Arcillas y areniscas calcáreas	300
		Subgrupo Balbuena	Calizas, calizas oolíticas y areniscas calcáreas	350
MESOZOICO	Maestrichtiano	Grupo Salta	Areniscas	400
	Campaniano			
	? ? ? ? ? ?			
PALEOZOICO	Santoniano	Formación Pirgna		
	Coniaciano			
CAM-ORDO-BRICO VICICO	Tremadociano	Formación Casa Colorada	Areniscas y lutitas	1.500
	?	Grupo Mesón	Areniscas cuarcíticas y cuarcitas	2.000
			Formación Fundición	Granito
PRECAMBRIICO		Formación Puncoviscana	Pizarras y areniscas	

Formación Campanario (Turner, 1960)

Sigue en concordancia a la anterior y se compone de areniscas cuarcíticas y cuarcitas de grano fino, algunas micáceas, de colores rojizo, pardo oscuro, violado y gris verdoso, con tubos de *Skolithos*, estratificadas en bancos de 10 a 30 cm de potencia, a veces con laminación entrecruzada y óndulas.

Se interestratifican lutitas micáceas y areniscas de colores violado y verde olivo claro.

Formación Chalhualmayoc (Turner, 1963).

Se superpone concordantemente a la anterior y es cubierta en discordancia por sedimentos ordovícicos.

Se integra con areniscas cuarcíticas y cuarcitas, de grano fino a mediano, de colores rosado, blanquecino y gris verdoso claro, dispuestas en estratos de 50 cm a 1,50 m de espesor en los que hay laminación entrecruzada y ondulitas. Se intercalan bancos de lutitas color verde amarillento.

Las características litológicas del Grupo Mesón indican su deposición en ambiente epinerítico a nerítico.

Edad. La discordancia en el techo con sedimentos fosilíferos ordovícicos señalan para el grupo edad cámbrica.

ORDOVÍCIO INFERIOR

Harrington (*in* Harrington y Leanza, 1957), al considerar los sedimentos ordovícicos de la comarca separa en las formaciones Casa Colorada, Alfarcito, Huichaira y Purmamarca los correspondientes al Tremadociano inferior y en las Formaciones Rupasca y Pocoy a los del Tremadociano superior.

Las entidades del Tremadociano inferior son litológicamente semejantes entre sí, así también como su contenido fosilífero, ocurriendo otro tanto con las del Tremadociano superior. Por otra parte donde la sucesión es completa el

contacto entre las rocas de ambas edades es transicional y difícil de establecer. En consecuencia optamos por tratar el conjunto con la denominación de Formación Casa Colorada, debiéndose entender que este nombre formal tiene un sentido más amplio que el utilizado por Harrington, ya que incluye todas las formaciones antes nombradas y debidas a este investigador.

Formación Casa Colorada (Harrington, 1957, *enmend.*).

Sus afloramientos se encuentran tanto al este como al oeste del río Grande, sobreyaciendo en discordancia a la Formación Chalhualmayoc; al sudeste de La Banda traslapa esta unidad y se apoya sobre la Formación Campanario. Sedimentos del Grupo Salta la cubren discordantemente.

La unidad se presenta completa al sur de La Huerta, sobre la ladera occidental de la sierra de Tilcara y en la quebrada de Yriques.

En el primer lugar citado comienza con un conglomerado basal de 80 cm a 1,30 m de espesor, constituido por clastos subredondeados de hasta 8 cm de diámetro, correspondientes a cuarzo blanco, cuarcitas y pizarras distribuidos en matriz de arenisca de grano fino a mediano, color pardo verdoso.

En los restantes afloramientos la formación comienza con areniscas conglomerádicas o cuarcíticas de colores verde grisáceo y verde pardusco.

Por encima de aquél o de éstas continúan areniscas de grano mediano a grueso, de colores pardo verdoso, gris verdoso y verde amarillento, en bancos de 10 a 40 cm de espesor, con algunas intercalaciones delgadas de lutitas de iguales colores.

En la sección media se encuentran areniscas arcillosas y micáceas de grano fino a mediano, de colores gris, verde olivo y pardo verdoso, dispuestas en estratos de 5 a 15 cm de potencia, con intercalaciones de lutitas, areniscas

cuarcíticas y calcáreas con los mismos colores y calizas de colores gris oscuro y gris azulado.

La parte superior se compone de lutitas y lutitas arenosas finamente estratificadas, de colores verde olivo, gris verdoso y gris oscuro, con intercalaciones de areniscas de grano fino color verde olivo.

Sobre las superficies de estratificación suelen presentarse ondulitas.

Los restos fósiles hallados no difieren de los citados por Harrington y otros investigadores. Corresponden a *Parabolina argentina* (Kayser), *Kainella meridionalis* Kob., *Parabolinopsis mariana* Hoek, *Triarthrus tetragonalis* Harr., *Notopeltis orthometopa* (Harr.) y *Nanorthis* sp.

La litología descrita y su contenido fosilífero evidencian deposición en ambiente epinerítico a nerítico. El espesor de la unidad en La Huerta es de 1.500 metros.

Edad. Los restos de trilobites presentes en la formación atestiguan para ella edad tremadociana.

MESOZOICO SUPERIOR-CENOZOICO

CRETACICO SUPERIOR-TERCIARIO INFERIOR.

Grupo Salta (Brackebusch, 1891; *nom. subst.* Turner, 1958).

Formación Pirgua (Vilela, 1956).

Sus afloramientos se encuentran a occidente del río Grande, apoyados en discordancia angular sobre rocas ordovícicas. Es cubierta concordantemente por el Subgrupo Balbuena.

Se inicia con un conglomerado basal de espesor variable, constituido por clastos redondeados de cuarcitas y lutitas, en matriz de arenisca de grano fino, arcillosa en partes, de color rojo pardusco.

Siguen areniscas de grano mediano a grueso, compactas, color rojo de ladrillo, se intercalan conglomerados de igual

color los que, hacia el techo, disminuyen en cantidad y aparecen areniscas calcáreas y lutitas rojas de poco espesor.

La unidad se sedimentó en facies fluvial.

Subgrupo Balbuena (Moreno, 1970).

Por razones de escala figura como tal en el mapa fotogeológico, pero aparecen sus dos formaciones constitutivas.

La *Formación Lecho* (Turner, 1958) se manifiesta en los afloramientos del borde occidental de la comarca y entre las quebradas de Yacoraite y Perchel, a partir de la cual desaparecen hacia el sur por acuñaamiento; sigue en concordancia aparente a la Formación Pirgua.

Se compone de areniscas calcáreas de grano mediano a grueso, friables, de colores blanquecino, rosado y ocre claro, con algunas intercalaciones de conglomerados color blanquecino.

Esta unidad marca el paso de ambiente terrestre a marino, representados por las formaciones Pirgua y Yacoraite, respectivamente.

La *Formación Yacoraite* (Turner, 1958) dentro de la comarca tiene características de sedimentación en borde de cuenca, más notables en la sección basal, excepto en los afloramientos del límite oeste de la región.

Se superpone en concordancia a la Formación Lecho en las manifestaciones occidentales y entre las quebradas de Yacoraite y Perchel; de ésta al sur y en el cordón de Alfarcito asienta en discordancia sobre rocas precámbricas y cámbricas y de igual manera sobre sedimentos ordovícicos en la sierra de Tilcara. Concordantemente le sobreyace el Subgrupo Santa Bárbara.

Entre las quebradas de Yacoraite y de Perchel se inicia con areniscas calcáreas color rosado pálido con intercalaciones de igual naturaleza color verdoso y calizas blanquecinas.

Continúan calizas, calizas colíticas y dolomías de colores amarillento, blanquecino y gris claro, con intercalaciones de algunos conglomerados color blanquecino y bancos de *Pucalithus*.

Sobre las superficies de estratificación se presentan ondulitas y grietas de desecación.

Hacia el sur de la quebrada de Perchel y a oriente del río Grande la entidad toma un carácter más arenoso. Se inicia con un conglomerado basal de espesor variable constituido por clastos angulosos de cuarcitas, areniscas cuarcíticas y lutitas de 5 a 30 cm de diámetro, en matriz de arenisca calcárea compacta, color gris amarillento.

Le sobreyacen areniscas calcáreas friables, de colores gris, blanquecino, amarillento y rojizo, con intercalaciones de calizas arenosas y conglomerados finos de iguales coloraciones.

La sección superior se compone de calizas, calizas oolíticas y dolomías de colores amarillento, gris y rojizo, con intercalaciones de areniscas calcáreas rojizas y violadas, algunos conglomerados y bancos de *Pucalithus*. Se presentan, ondulitas y grietas de desecación.

En las manifestaciones a occidente se advierten caracteres de profundización de la cuenca. Allí se compone con calizas, calizas oolíticas y areniscas calcáreas de colores ocre amarillento, blanquecino y gris claro, entre las que alternan areniscas calcáreas verde y rojizas, bancos conglomerádicos y de *Pucalithus*.

El carácter marino de la Formación Yacoraite queda confirmado por el hallazgo de restos de peces (Leanza, 1969; Benedetto y Sánchez, 1972), en Tres Cruces y valle del Tonco.

Subgrupo Santa Bárbara (Vilela, 1956, nom. transl. Moreno, 1970).

El escaso espesor de esta entidad impide hacer la diferenciación de sus tres formaciones en el mapa fotogeológico.

Aflora en Alfarcito, entre Huichaira y la quebrada de Yacoraite y al noroeste de la quebrada de Yriques. En este último sitio es donde mejor se presentan las formaciones que lo integran.

La *Formación Mealla* (Moreno, 1970) sobreyace concordante a la Formación Yacoraite, componiéndose con arcillas calcáreas de colores rojo, violado y pardo, con delgadas intercalaciones de calizas y areniscas arcillosas y calcáreas, de grano fino a mediano, de colores rojo de ladrillo y blanquecino; se encuentran algunos bancos de *Pucalithus* y capitas de yeso de hasta tres centímetros de espesor. Se observan ondulitas en algunas superficies de estratificación.

La *Formación Maíz Gordo* (Moreno, 1970) le sigue en concordancia integrándose con arcillas calcáreas verdes y verde azulado, con interestratificaciones de areniscas calcáreas gris blanquecinas. Se encuentran bancos de *Pucalithus* y ondulitas.

La *Formación Lumbrera* (Moreno, 1970), que le sobreyace concordante, se compone de arcillas calcáreas y arenosas rojas y pardas, con intercalaciones de areniscas calcáreas de colores rojo, amarillento y gris. Hay laminación entrecruzada en algunos bancos de arenisca y venillas de yeso en toda la formación.

Entre la quebrada de Yacoraite y Huichaira el Subgrupo Santa Bárbara adquiere un carácter psamo-pelítico y es suprimido a diversos niveles por causas tectónicas. Si bien la Formación Mealla aparece en todos los afloramientos, la Formación Maíz Gordo, conteniendo restos de tortugas, aparece solamente en la quebrada de los Pajaritos y entre las quebradas del Rodeo y de Cruz; en el último lugar yace también parte de la Formación Lumbrera.

En Alfarcito el subgrupo se halla muy cubierto por sedimentos cuaternarios lo que impide una buena observación, por esto no es posible decir si la entidad está completa.

Se mantiene allí el carácter arenarcilloso de la unidad y se presentan además intercalaciones de conglomerados formados por rodados de cuarzo y arenisca, de cinco centímetros de diámetro, en matriz de arenisca de grano fino, compacta, color rojo. Hay bancos de *Pucalithus* color blanco verdoso y se observa laminación entrecruzada.

La sedimentación fue lacustre, en parte fluvial.

Edad del Grupo Salta. Los restos de anuros fósiles (Ibáñez, 1960) y de dinosaurios (Bonaparte y Bossi, 1967) hallados en la Formación Pirgua, la investigación del Grupo Puca de Bolivia por Russe y Rodrigo (*in* Yrigoyen, 1969), los restos de peces de la Formación Yacoraite (Leanza, 1969; Benedetto y Sánchez, 1972) y de un mamífero en la parte superior del Subgrupo Santa Bárbara (Pascual, 1969) y las conclusiones a que se arribaron en la Mesa Redonda sobre el Grupo Salta (Salta, 1972), indican para el Grupo Salta edad cretácica superior-terciaria inferior correspondiendo a la Formación Pirgua edad coniaciana-santoniana, al Subgrupo Balbuena edad campaniana-maestrichtiana y al Subgrupo Santa Bárbara edad maestrichtiana superior? - paleocena.

TERCIARIO-CUARTARIO

Formación Chaco (Schlagintweit, *in* Fossa Mancini, 1938).

Sus afloramientos se encuentran sobre la margen derecha del río Grande y, sobre la izquierda, entre Huacalera y el límite norte de la comarca.

Yace en discordancia sobre rocas cámblicas y ordovícicas. En regiones vecinas hemos observado una discordancia no muy marcada entre esta Formación y el Subgrupo Santa Bárbara, pero en la comarca este contacto es tectónico. En el techo es cubierta discordantemente (?) por sedimentos plio-pleistocenos.

En Huacalera, sobre la margen izquierda del río Grande, comienza con un conglomerado basal en el que predominan clastos subredondeados de areniscas cuarcíticas, en matriz de arenisca de grano mediano color rojo de ladrillo y rojo pardusco, con intercalaciones de conglomerados compuestos por clastos aplanados de 10 cm de largo, de areniscas cuarcíticas y feldespáticas color rojo, la matriz es arenisca calcárea de grano mediano, color rojo pálido y rojo de ladrillo.

Sobre la margen derecha de la quebrada de Humahuaca se integra con areniscas de grano fino a mediano, friables o compactas, en parte arcillosas y/o calcáreas, de color rojo de ladrillo. Alternan areniscas conglomerádicas de grano fino a mediano color rojo, areniscas varicolores de grano fino a mediano poco consolidadas y conglomerados de clastos subredondeados de cuarzo, esquistos y areniscas en matriz de arena mediana a gruesa.

Por encima se encuentran areniscas de grano mediano a grueso colores blanquecino, amarillento rojizo y pardo claro, semiconsolidadas y mal estratificadas, con intercalaciones de bancos tobáceos, arcillosos y conglomerádicos de colores gris, rojo de ladrillo y pardo.

En toda la sucesión se presentan venillas de calcita y yeso fibroso; la laminación entrecruzada es frecuente.

La sedimentación de esta unidad es de carácter fluvial. Según Yrigoyen (1969) su edad es pliocena, pero Mingramm y Russo (1972) creen que su acumulación comenzó en el Eoceno lo cual estaría corroborado por el hallazgo de restos fósiles de mamíferos en la comarca de Aguilar (Jujuy) (Mesa Redonda sobre ..., 1972).

Plioceno superior - Pleistoceno inferior

Sus manifestaciones se distribuyen sobre ambos márgenes de la quebrada de Humahuaca.

Se inicia con areniscas y arcillas poco consolidadas de colores blanquecino, rojizo y pardo amarillento, con intercalaciones calcáreas y tobíferas, que podrían corresponder a la Formación Uquía (Castellanos, 1950).

Por encima se encuentran conglomerados de rodados de hasta 60 cm de diámetro provenientes de entidades más antiguas, en matriz de arena color pardo, dispuestos en bancos mal estratificados de dos a varios metros de espesor. Alternan arenas mal seleccionadas y arcillas de colores pardo rojizo y pardo claro.

El conjunto se presenta inclinado al oeste.

Pleistoceno superior - Holoceno?

Son remanentes de conos aluviales depositados luego que concluyeron los movimientos del ciclo Andico; la leve inclinación que presentan se debe a la pendiente en que se sedimentaron.

Son fanglomerados gruesos de matriz arenosa que alternan con arenas, arenas arcillosas y arcillas. El color del conjunto va de pardo claro a oscuro; están prácticamente inconsolidados y son fácilmente erosionables.

Reciente y actual

Son sedimentos de granulometría variable que cubren los lechos actuales de ríos y arroyos.

ESTRUCTURA

La comarca se caracteriza por un intenso fracturamiento de rumbo submeridiano que determina bloques relativamente solevantados. Predominan las fallas inversas con superficies inclinadas al oeste, sobre aquellas que se inclinan al este. La intensidad de las inclinaciones varía entre 65° y 75°; el rechazo considerable es puesto de manifiesto por los grandes afloramientos de

rocas precámbricas y cámbricas elevadas a gran altura sobre el nivel de la quebrada de Humahuaca.

Entre Uquía y la quebrada de Hornillos, al oeste del río Grande, se presenta una serie de sobrecorrimientos que afectan a los sedimentos cretácico-terciarios y provocan repetición de formaciones; las superficies de estas fallas se inclinan al oeste con ángulos entre 10° y 40°.

Los sedimentos precámbricos son afectados por un plegamiento estrecho y asimétrico, mientras que las rocas cámbricas y ordovícicas presentan estructura homoclinal y sólo en el extremo noroeste de la comarca se observan en ellas pliegues suaves de rumbo meridiano.

Las formaciones cretácico-terciarias forman estructuras homoclinales y pliegues de mediana amplitud, cuyos planos axiales se inclinan al oeste.

HISTORIA GEOLOGICA

Comienza con la deposición de las lutitas y areniscas de la Formación Puncoviscana en un ambiente miogeosinclinal. Luego de su plegamiento y epimetamorfismo son intruidas por el stock granítico del cerro Fundición.

Los movimientos de la fase Cadomiánica (?) del ciclo Assyntico ascienden la comarca y se inicia un período de erosión que es interrumpido por la irrupción del mar cámbrico. En éste, de poca profundidad, se sedimentan las areniscas cuarcíticas del Grupo Mesón.

La acción de los movimientos sárdicos del ciclo Caledónico, dan lugar a una nueva superficie de discordancia sobre la que se depositan las areniscas y lutitas del Ordovícico inferior, en un ambiente miogeosinclinal bien definido.

Los movimientos de la fase Tacónica dan lugar a un nuevo ascenso de la región y sobreviene un extenso período de denudación que se prolonga hasta el

LISTA DE TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

Cretácico superior, aunque teniendo en cuenta que en regiones inmediatamente al este se hallan sedimentos silúrico-devónicos y carbónicos, es posible que ellos se hayan depositado, con limitado espesor, por lo menos en el sector oriental de la comarca y fueron posteriormente erosionados. Que la erosión fue intensa, queda demostrado por el hecho de que la Formación Yacoraite yace sobre ordovícico en la sierra de Tilcara y sobre precámbrico y cámbrico en el Cordón de Alfarcito y al oeste de la quebrada de Humahuaca.

Posiblemente los movimientos de la fase Nevádica del ciclo Cimérico provocan la deposición del Grupo Salta, que se inicia con los sedimentos fluviales de la Formación Pirgua; al transgredir el mar cretácico son cubiertos y trasladados por las areniscas calcáreas y calizas del Subgrupo Balbuena. Este mar de poca profundidad se retira a fines del Cretácico y permanece un ambiente lacustre, mejor definido hacia el oeste en las comarcas de Aguilar y Tres Cruces, en el que sedimentan las arcillas y areniscas calcáreas del Subgrupo Santa Bárbara.

Los primeros movimientos del ciclo Andico afectan a las rocas del Grupo Salta y crean cuencas intermontanas en las que se acumulan las areniscas de la Formación Chaco. La comarca continúa tectónicamente en actividad y se crea la fisonomía actual de ella; los sedimentos pliocenos son cubiertos por arenas y conglomerados del Pleistoceno inferior los que, a su vez, son dislocados por las últimas manifestaciones del ciclo Andico.

A continuación se acumulan los fanconglomerados del Pleistoceno superior-Holoceno? que son disecados a consecuencia de leves movimientos de ascenso o bien por un cambio en el régimen pluvial de la comarca.

Actualmente tiene lugar erosión retrocedente y sedimentación en valles.

- Amengual, R. E., 1970. *Informe geológico de la región de Tilcara, Purmamarca, Los Colorados (Provincia de Jujuy - República Argentina)*. Cent. Interam. Fotoint., Bogotá (Colombia), Trabajo Final inédito.
- Benedetto, J. L. y T. M. Sánchez, 1972. "*Coelodus Toncoensis*" nov. sp. (*Pisces, Holosteí, Pycnodontiformes*) de la Formación Yacoraite (Cretácico Superior) de la Provincia de Salta. *Ameghiniana, Rev. Asoc. Paleont. Arg.*, IX, 1 (Buenos Aires), págs. 59-71.
- Bonaparte, J. F. y G. Bossi, 1967. *Sobre la presencia de dinosaurios en la Formación Pirgua del Grupo Salta y su significado cronológico*. *Act. Geol. Lilloana*, IX (Tucumán), págs. 25-44.
- Bonarelli, G., 1921. *Tercera contribución al conocimiento geológico de las regiones petrolíferas subandinas del Norte (Prov. de Salta y Jujuy)*. *An. Min. Agric., Secc. Geol. Mineral. y Min.*, XV, 1 (Buenos Aires).
- Brackebusch, L., 1883. *Estudio sobre la Formación Petrolífera de Jujuy*. *Acad. Nac. Cienc. Córdoba, Bol. V* (Córdoba), págs. 137-252.
- 1891. *Mapa geológico del interior de la República Argentina*. Escala 1:1.000.000, Gótha, publicado por Acad. Nac. Cienc. Córdoba. (Córdoba).
- Castellanos, A., 1950. *El Uquiense, sedimentos neógenos de Uquía (Senador Pérez) de la Provincia de Jujuy*. *Fac. Cienc. Matem., Físico-quím. y Nat., Serie Técn. Cient.*, 36 (Rosario).
- Daniel, J., 1940. *Sobre la constitución, disposición transgresiva y tectónica de los estratos mesozoicos en Alfarcito (Dpto. Tilcara - Prov. de Jujuy)*. *Univ. Nac. La Plata, Tesis N° 3* (La Plata).
- De Ferrariis, C. I. C., 1940. *Corrimientos de bloques de montaña de los alrededores de Purmamarca (Dpto. Tumbaya - Prov. de Jujuy)*. *Univ. Nac. La Plata, Tesis N° 1* (La Plata).
- Fossa Mancini, E., 1938. *Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica*. *Inf. Petrol., Bol. 171* (Buenos Aires), págs. 31-95.
- Groeber, P., *Mesozoico, en Geografía de la Rep. Argentina II*, 1ª parte, *Soc. Arg. Est. Geog., GAEA* (Buenos Aires).
- Harrington, H. J. y A. F. Leanza, 1957. *Ordovician trilobites of Argentina*. *Univ. of Kansas, Dept. of Geology, Special Publication I*, Lawrence, Kansas.
- Hausen, J., 1925. *Sobre un perfil geológico del borde oriental de la Puna de Atacama*. *Acad. Nac. Cienc. Córdoba, Bol. XXVIII* (Córdoba), págs. 1-95.

- Herrero Ducloux, A., 1940. *Sobre los fenómenos de corrimiento de ambos lados de la Quebrada de Juella (Dpto. Tilcara - Prov. de Jujuy)*. Univ. Nac. La Plata, Tesis N° 2 (La Plata).
- Ibáñez, M. A., 1960. *Informe preliminar sobre el hallazgo de anuros en las Areniscas Inferiores de la quebrada del río de Las Conchas (Prov. de Salta, Argentina)*. Acta Geol. Lilloana, III (Tucumán), págs. 173-180.
- Leanza, A. F., 1969. *Sistema de Salta. Su edad, sus peces voladores, su asincronismo con el Horizonte Calcáreo-Dolomítico y con las Calizas de Miraflores y la hibridez del Sistema Subandino*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIV, 4 (Buenos Aires), págs. 393-407.
- López, C. R. y F. E. Nullo, 1969. *Geología de la margen izquierda de la quebrada de Humahuaca, de Huacalera a Maimará (Dpto. Tilcara - Prov. de Jujuy)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIV, 3 (Buenos Aires), págs. 173-182.
- Mesa Redonda sobre nomenclatura, estratigrafía, paleontología y petrología del Grupo Salta*. 1972. Univ. Nac. Salta (Salta, en prensa).
- Moreno, J. A., 1970. *Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico Superior en la Cuenca del Noroeste Argentino, con especial mención de los subgrupos Balbuena y Santa Bárbara*. Asoc. Geol. Arg. Rev. XXI, 1 (Buenos Aires), págs. 9-44.
- Pascual, R., 1969. *Problemas estratigráficos del Terciario de Argentina, Ameghiniana*, Asoc. Paleont. Arg., Rev. VI, 4 (Buenos Aires), págs. 327-329.
- Ramos, V., M. A. Turic y A. B. Zuzek, 1967. *Geología de la quebradas de Huichaira-Pocoya, Purmamarca y Tumbaya Grande en la margen derecha de la quebrada de Humahuaca (Prov. de Jujuy)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXII, 3 (Buenos Aires), págs. 209-221.
- Sgrosso, P., 1943. *Contribución al conocimiento de la minería y geología del Noroeste Argentino*. Dir. Min. y Geol., Bol. 53 (Buenos Aires).
- Turner, J. C. M., 1958. *Estratigrafía del Cordón de Escaya y de la Sierra de Rinconada (Jujuy)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XIII, 1 (Buenos Aires), págs. 15-39.
- 1960. *Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria*. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, Bol. XLI (Córdoba), págs. 163-196.
- 1963. *The Cambrian of Northern Argentina*. Tulsa Geol. Soc. Digest, XXXI, Tulsa, 193-211.
- 1972. *Cordillera Oriental, en Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, págs. 117-142.
- Vilela, C. R., 1956. *Descripción geológica de la Hoja 7d, Rosario de Lerma (Prov. de Salta)*. Dir. Nac. Geol. y Min., Bol. 84 (Buenos Aires).
- Irigoyen, M. R., 1969. *Problemas estratigráficos del Terciario de Argentina*. Ameghiniana, Asoc. Paleont. Arg., Rev. VI, 4 (Buenos Aires), págs. 315-326.

Recibido el 14 de agosto de 1973.

DIQUES BASICOS EN LAS SIERRAS DE TANDIL

POR M. E. TERUGGI¹, J. O. KILMURRAY¹, C. W. RAPELA² Y L. DALLA SALDA¹

RESUMEN

Se da a conocer la existencia de diques básicos (diabásicos), de potencia apreciable (50 m de promedio) alojados en migmatitas y granitoides del basamento precámbrico de Tandil. Los diques están intruidos verticalmente en sistemas de fracturas vinculadas a las estructuras de los dominios tectónicos. Las diabasas están constituidas por labradorita ácida y clinopiroxeno augítico (augítico salítico). Las plagioclasas están normalmente alteradas en agregados grano-escamosos; los piroxenos están frescos o anfibolitizados y/o cloritizados. Como accesorio hay ilmenita transformada parcialmente en leucoxeno y rara apatita.

El análisis geoquímico, pone en evidencia que las diabasas tienen bajo contenido en S_iO_2 y relativa riqueza de álcalis, por lo que en los diagramas de Kuno quedan ubicados dentro de los basaltos alcalinos, con tendencia, a veces, a basaltos ricos en alúmina. Conclusiones similares se obtienen a partir de la catanorma de Barth-Niggli y utilizando la clasificación normativa de Irvine y Baragar. El análisis químico comprende también a cinco elementos minoritarios (Ni, Cr, Co, Cu, Zn).

En la parte petrológica, se consideran las transformaciones metamórficas o de otros orígenes sufridos por las diabasas, cuya naturaleza se discute. Por último, se trata la edad de las intrusiones y se las ubica en el esquema evolutivo del basamento Tandiliano, el que se confronta además con el de Guayania.

ABSTRACT

The occurrence of thick (50 m average) diabase dykes in the Precambrian migmatites and granitoids of the Tandil basement is here reported for the first time. The dykes have been intruded along vertical fractures connected to the structures of the tectonic domain. The diabases are made up of acid labradorite and augite or salitic augitic clinopyroxenes. Plagioclases are systematically transformed into a grain scaly aggregate, whilst pyroxenes may be fresh, amphibolitized and/or chloritized. Ilmenite partly replaced by leucoxene, and rare apatite, are found as accessories.

Geochemical analyses show that the diabases are somewhat low in their contents of S_iO_2 , while they are relatively rich in alkalis; consequently, in Kuno's diagrams they fall in the field of alkaline basalts, with occasional trends towards high alumina basalts. Similar results are obtained by calculating the Barth-Niggli katanorm and applying Irvine and Baragar's normative classification.

Chemical analyses of five trace elements (Ni, Co, Cu, Zn, Cr) are also given.

The petrological part of this paper deals with the metamorphic transformations that have affected the diabases, whose problematic nature is discussed. Finally, datings of the intrusives are presented and their position in the evolutive sequence of the Tandil basement is considered and compared with that of Guiana.

¹ Cátedra de Petrología, Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata.

² Cátedras de Geoquímica y Petrología, Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata.

I. INTRODUCCION

La presencia de diques básicos en basamentos precámbricos ha sido notada y estudiada en diversas partes del mundo. Basta una lectura de las descripciones e interpretaciones de los escudos cristalinos para verificar la ubicuidad de los diques básicos, que la mayoría de las veces son diabasas, pero los hay igualmente de gabros y lamprófiro. Así, por citar unos pocos ejemplos, se los registra en las áreas clásicas del precámbrico inglés (Anderson, 1965), norteamericano-canadiense (Wilson, 1965; Flawn y Muehlberger, 1970), del escudo fenoscándico (Barth y Reitan, 1963; Geijer, 1963; Eskola, 1963), de la India (Pichamuthu, 1967) y de Africa (Cahen y Lerpoune, 1967). En todos esos sitios se los encuentra bajo la forma típica de diques más o menos verticales, o en algunos casos como filones capas o mantos. Similares características geológicas y petrográficas poseen los diques de diabasas del escudo de Guayana (Hawkes, 1966; Choudhuri y Milner, 1971), que interesan particularmente a causa de sus posibles implicaciones en el magmatismo del basamento precámbrico de América del Sur.

Según todas las evidencias, entonces, es raro que los diques básicos falten en los cinturones orogénicos metamorfizados. Su intrusión puede ocurrir en el período preorogénico del geosinclinal o bien seguir a la etapa sinorogénica para alcanzar la postorogénica; inclusive, la intrusión puede ser muy tardía con respecto a los eventos metamórficos de los orógenos.

En los terrenos orogénicos del precámbrico, es normal que las diabasas y rocas afines hayan sido afectadas por metamorfismo, por lo que pasan a constituir metamorfitas que a menudo suelen alcanzar la facies de anfibolitas, clasificándolas como orto-anfibolitas o epidioritas (en Inglaterra solamente). En la última década se ha difundido el término metabasita con el que se denota,

simplemente, una roca básica metamorfoseada.

Las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires, o Tandilia, único basamento precámbrico indudable de la Argentina, no hacen excepción en lo que se refiere a la presencia de rocas básicas filonianas. Así, en el cerro Noceti, junto a la ciudad de Tandil, Teruggi (1951) encontró diques básicos verticales (presumiblemente espesartíticos), de espesor reducido (menos de 2 m) y de rumbo aproximado E-W. Para la región vecina de Azul, Villar Fabre (1954), cita en la falda oriental de Boca de la Sierra y el cerrito del parque de la estancia La Armonía "un filón diabásico que se extiende aproximadamente 3 km con rumbo 70°-80°"; el mismo autor menciona sin otros detalles, la presencia de filones de diabasa en la estancia San Arturo. Un filón diabásico en Boca de la Sierra es también descrito por González Bonorino *et al.* (1956), con rumbo 160° y buzamiento 85° E; el espesor de este dique es de un metro. Una visita efectuada al lugar por dos de los autores (Dalla Saldá y Rapela, W.) permitió corroborar estos datos, pudiéndose además agregar que la diabasa intruye discordantemente rocas gnéissicas de foliación 70°/70° S. Es de destacar que en un punto el dique se bifurca en dos ramas de 40-60 cm de espesor. Por último Quartino y Villar Fabre (1967) indican para un perfil a 3,1 km al oeste de la Estancia de Santamarina, al SW del cerro Centinela, Tandil, la presencia de tres diques básicos o lamprofíricos de 1,4 a 3 m de espesor con rumbo E-W. Finalmente, Quartino y Villar Fabre (1967), mencionan que Amos halló rocas básicas filonianas en la sierra de Los Barrientos, unos 60 km al sur de la ciudad de Tandil, intruidas en pelitas de la Serie de La Tinta.

Hasta ahora, todas las descripciones de rocas básicas o metabasitas se refirieron a cuerpos pequeños, de no más de 1 ó 2 m de espesor, a menudo menos.

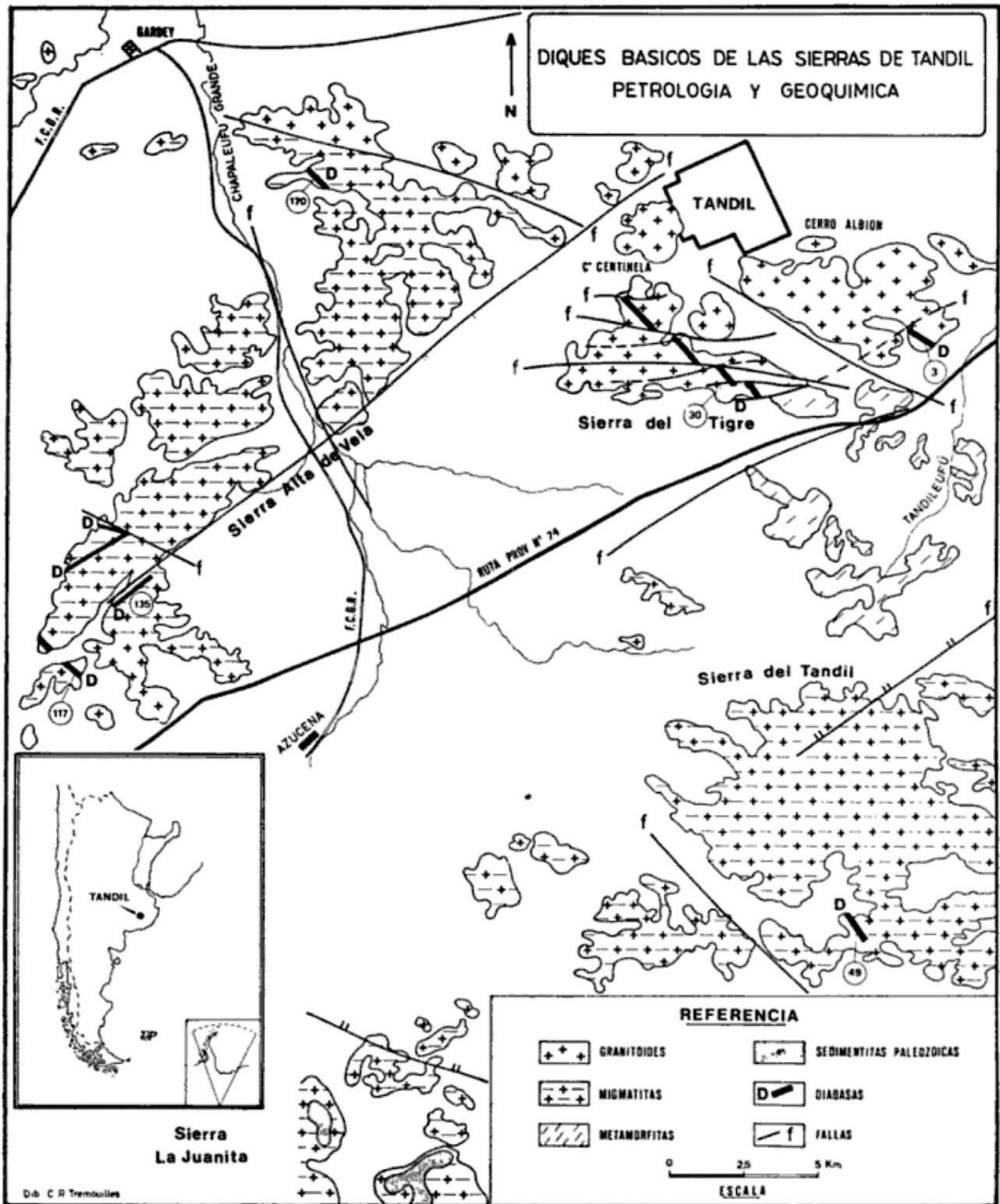


Figura 1

En el presente trabajo, a diferencia de dichas intrusiones, nos proponemos dar a conocer la existencia de diques de dimensiones considerables, de más de 30 m de potencia, que hemos podido de-

teectar a partir de fotointerpretación y luego confirmar en el campo. Los cuerpos intrusivos de esas dimensiones no han sido mencionados por ninguno de los autores que se ocuparon del área de

Tandilia, y constituyen una novedad petrológica de cierto interés, que se estudia en la presente contribución.

ASPECTOS GEOLOGICOS

Reseña geológica de la región. Según los estudios más recientes (Teruggi, Kil-murray y Dalla Salda, 1973), la región de Tandil está constituida por granitoides, migmatitas y metamorfitas de grano fino e inyectadas que se distribuyen en tres dominios estructurales. El denominado dominio A., de orientación E-W, está representado por una estructura planar marcada en rocas esquistosas de bajo grado, en forma de relictos dispersos independientes o asociados a otros dominios. El dominio B o de orientación NE-SW, con pliegues sinformes y antiformes de amplia longitud de onda, está caracterizado por migmatitas con una foliación bien definida y otras estructuras menores. El tercer dominio, o C, se desarrolla más típicamente en el sector del cerro La Ribulia y se caracteriza por estructuras mayores en forma de pliegues similares con orientación de ejes en la dirección de la foliación SE-NW. La tectónica de fallas ha dado la configuración final a las sierras de Tandil a través de movimientos de ajuste en tres direcciones coincidentes con estructuras del tipo anteriormente descrito. Así, se observan fallas NE-SW que delimitan bloques orientados en el sentido de las fracturas y con rechazos de varios kilómetros. El otro sistema es el NW-SE, normal al anterior y coincidente en su rumbo con la alineación regional de los diques de diabasa estudiados. Existe un tercer sistema, E-W que se pone de manifiesto especialmente en el sector sur de la ciudad de Tandil, donde se observaron fracturas con el consiguiente movimiento de los bloques menores, fig. 1, interrumpiendo la alineación de los diques.

Características de los diques

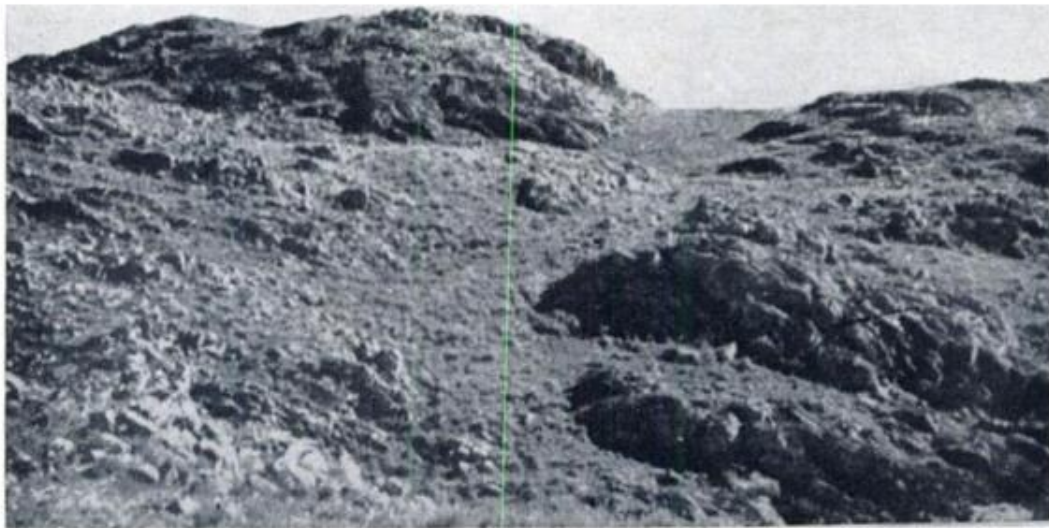
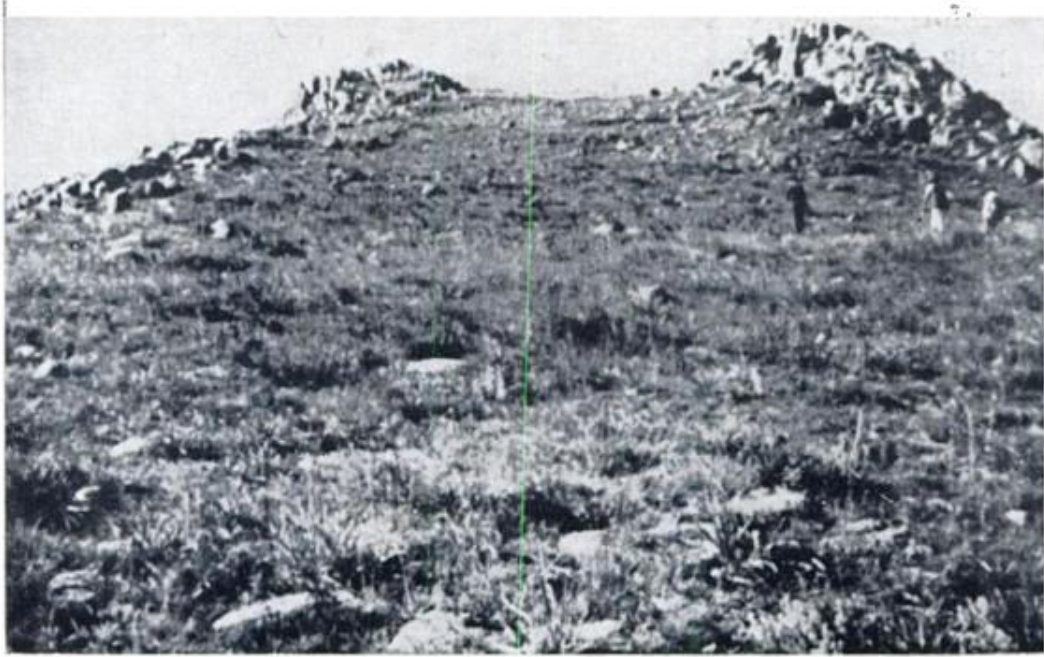
Los diques fueron primeramente reconocidos en base al estudio de las fotografías aéreas, en las que se aprecian como cintas grises más oscuras que los granitoides o migmatoides en los que están alojados.

En el campo, el reconocimiento sin previa información es difícil, dado que por su naturaleza los diques básicos se alteran más intensamente que la roca circundante y quedan cubiertos de suelo con vegetación herbácea.

Con todo, y a causa de descomposición, suelen formar en el paisaje trincheras poco perceptibles (Lámina I, 1 y 2), que en las partes más altas de las serranías se presentan como portillos ligeramente marcados. Al intruirse, los diques parecen haber ejercido una acción térmica sobre las rocas de caja, pues en el paisaje las salbandas quedan a veces como ligeras crestas a ambos lados de ellos. Con todo, estas salbandas en resalto pueden estar ausentes.

La potencia de los diques, que son siempre aproximadamente verticales, varía entre 30 y 80 m, estando con frecuencia cercana a los 50 m. Los diques diabásicos mayores se han alojado preferentemente siguiendo fracturas de rumbo NW-SE y, según puede apreciarse en el mapa geológico (fig. 1) se presentan en varios puntos de las sierras. El conjunto de los afloramientos de diabasas del sur de Tandil podría ser alineado con los del norte de Vela, desplazando imaginariamente el bloque varios kilómetros hacia el SW; de esta manera, resultaría que la presencia de varios diques es sólo aparente y se trataría nada más de una o dos intrusiones separadas por efectos tectónicos. De igual modo, y por un desplazamiento similar el dique al sur de las sierras del Tandil quizá pudiera conectarse con el dique del sur de Vela.

La acción tectónica sobre los diques, en menor escala, se hace evidente en la sierra del Tigre, donde uno de ellos, de unos 80 m de potencia, muestra en su



Lám. I. — 1, Dique de diabasa al sur de la ciudad de Tandil. Se observa el paisaje de trincheras poco marcadas y la presencia de portillos algo notables. A ambos lados del dique se notan crestas formadas por material de la roca de caja (granitoides); 2, Dique de diabasa al sur de sierra de Vela. Presenta las mismas características que el afloramiento antes descripto. Las rocas de caja están compuestas por materiales graníticos

recorrido aflorante de unos 2.000 m varios desplazamientos de rumbo provocados por deformaciones menores y además, se halla interrumpido por fallas con desplazamiento de rumbo de hasta 600 m, que sería el máximo medido según plano de falla y observado en fotografía aérea.

Aparte de los diques potentes con orientación NW-SE, existen algunos menores, como los reconocidos al sur de Vela que son coincidentes con la foliación regional NE-SW. Finalmente, en las proximidades de la ciudad de Tandil se destacan diques básicos menores con rumbo E-W y con relaciones semejantes a los de Boca de la Sierra en Azul. Estos diques menores no serán tratados en el presente trabajo.

La obtención de las muestras está dificultada por la alteración y el desarrollo de suelo, por lo que se las debe extraer de bochones u otros relictos aflorantes. Buena posibilidad la brindan los frentes de canteras, pero para los diques en estudio el único que hemos hallado es el que se encuentra en el borde oriental del cerro Centinela, donde un pequeño corte para la extracción de material se ha efectuado a través de un dique (T. 30). En todos los casos observados, las diabasas muestran al alterarse, superficies castaño rojizas, en todo semejantes a las de la alteración de las rocas que las contienen, por lo que pasan fácilmente inadvertidas en un reconocimiento geológico.

PETROGRAFIA

Las rocas de los diques presentan algunas variaciones en su aspecto. Las hay granudas, con tamaño de grano mediano (3 a 4 mm), color verde-grisáceo en el que se destacan componentes verde oscuros. Otro tipo es de grano más fino (1-2 mm) y color gris verdoso. El tercer tipo es de aspecto también granudo y con tamaño de grano alrededor de 5 mm, color gris verdoso oscuro, con

fuerte aspecto plutónico en el que se reconocen individuos grises claros de feldespatos y grises oscuros de mafitos.

Estos tipos litológicos suelen poseer grano mayor y más aspecto plutónico que las diabasas y lamprófiro en diques menores descritos por González Bonorino, Villar Fabre y Quartino en Azul y Tandil respectivamente. Al microscopio se observa que la textura de las rocas es la típicamente ofítica a subofítica, que en varias muestras se halla bien preservada, como p.e. en las correspondientes a los afloramientos de la sierra del Tigre y sierra de Vela (lámina II, 1 y 2). El grano varía dentro de ciertos límites y en algunos casos, las plagioclasas son primas largas que se entrecruzan como en trabéculas (textura trabecular, Teruggi, 1964). La textura original puede estar enmascarada por la transformación de las plagioclasas y a veces también de los piroxenos. Incluso, en algunos casos, puede presentarse una fuerte cloritización, que a veces está acompañada de deformación (lámina II, 3). La composición mineralógica, basada en rocas de los diques principales, es la siguiente, según las modas obtenidas con platina contadora de puntos (tipo Swift):

CUADRO I
Análisis modal

	T. 30 Sierra del Tigre	T. 117 Sierra de Vela	T. 135 Sierra de Vela
Plagioclasa.....	38,7	47,2	44,4
Piroxeno.....	41,7	27,0	40,8
Hornblenda....	7,3	15,0	—
Hornblenda clo- ritizada.....	—	—	11,6
Clorita.....	7,0	6,8	—
Cuarzo.....	3,0	1,0	Tr.
Minerales opa- cos-apatita...	2,3	3,0	3,2

La plagioclasa aparece en tablillas y listones de 0,5 a 4 mm, dependiendo de las muestras, y están macladas según las leyes de albita y Carlsbad-albita, que son las más comunes. Se encuentran raramente frescas; en el mejor de los casos (T. 117), los cristales están agrietados e infiltrados por minerales escamosos, que dejan remanentes más o menos limpios. En el resto de las muestras, la plagioclasa está totalmente o casi totalmente reemplazada por un agregado granular escamoso, al parecer constituido por micas, cloritas, calcita y probablemente una plagioclasa ácida, sin que se distingan gránulos de epidoto o zoisita, aunque éstos pueden estar presentes, especialmente en porciones densas finamente granulares (lámina II, 1, 2 y 3).

La transformación de las plagioclasas oscurece o destruye las maclas que sólo son visibles a veces, y muy débilmente, en los bordes de los cristales. Por ello, es prácticamente imposible determinar, por la vía óptica, la naturaleza mineralógica. En un único caso (T. 117) la medición con platina universal dio como ángulo de extinción máximo: 28° , que corresponde a la composición An₅₃ (Tröger, 1959). Se supone que la composición de las otras rocas es similar a ésta.

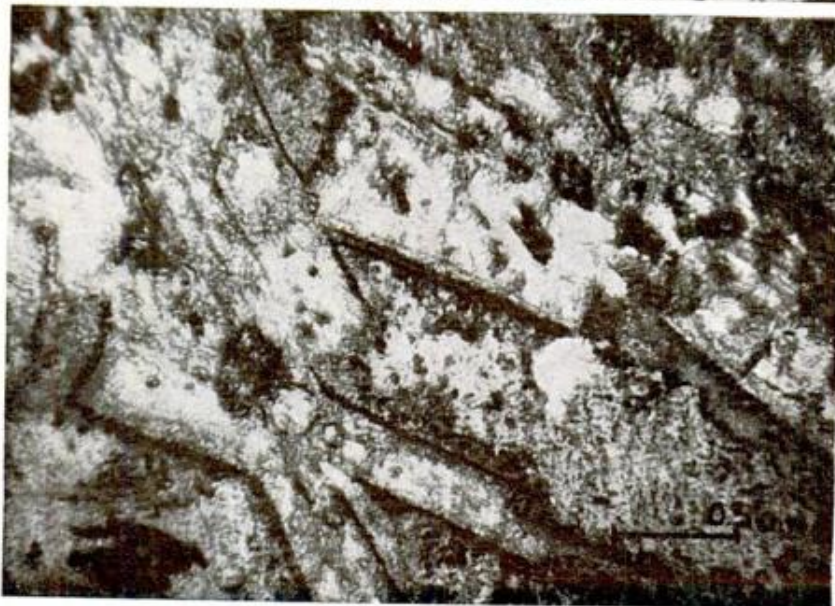
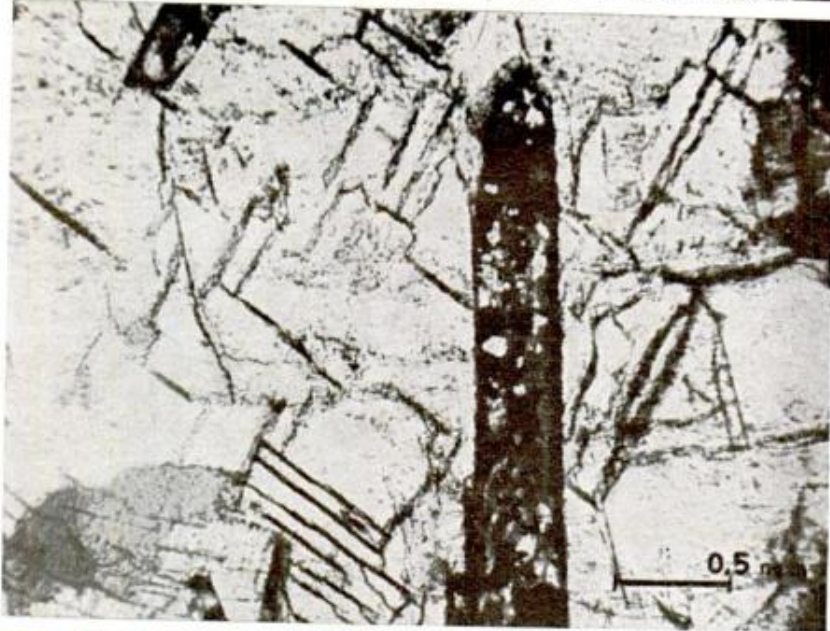
Las transformaciones afectan tanto a las tablillas entrecruzadas como a las que están incluidas totalmente en piroxeno (lámina II, 1 y 2). En algunas muestras (T. 30) parece haber una segunda generación de plagioclasa reconocible por su limpidez, fresca y relativa acidez (no ha sido posible determinarlas dadas sus características particulares), que sólo aparece en pequeños manchones o como rebordes o remanentes de plagioclasas mayores.

El piroxeno se presenta en grandes individuos o placas anedrales de 3 ó 5 mm de diámetro, o bien en prismas de tamaño variable hasta 0,5 mm. La zonalidad es poco frecuente al igual que el maclado, pero en ocasiones presen-

tan señales cataclásticas (T. 30, lámina II, 1 y 2), como extinción ondulante, granulación y planos de deslizamiento. Los cristales de piroxeno están típicamente frescos, más frescos que las plagioclasas en la mayoría de las muestras, aun cuando éstas están totalmente reemplazadas (lámina II, 1 y 3). En caso de transformación, el piroxeno puede ser reemplazado marginalmente por hornblenda o bien en forma total, especialmente en los cristales menores. También pueden ser cloritizados y se pueden seguir todas las fases en las muestras desde infiltración de clorita a lo largo de grietas hasta la cloritización (lám. II, 3), lo que origina pseudomorfosis de clorita y hornblenda o clorita sola. Cuando está fresco, el piroxeno es incoloro o neutro, y en un sólo caso (T. 49), se observaron reemplazos hornbléndicos que semejan exsoluciones. Según mediciones con platina universal, el ángulo de extinción Z:c es igual a $43-44^\circ$ y el 2Vz: 56° , pero a menudo existe un reborde de 2V: 43° . De acuerdo con esto, se tendría una augita con un 36 % de wollastonita, hasta una augita salítica con 46 % de Wo (Tröger, 1959). En ningún caso se observó ortopiroxeno.

Los anfíboles están representados por una hornblenda con un esquema de pleocroísmo: verde claro-verde amarillento-castaño verdoso, que en la mayor parte de los casos se ha formado a expensas del piroxeno, al que reemplaza en los bordes o en forma total. La determinación de la hornblenda y su porcentaje modal puede estar dificultada por el hecho que a menudo, está reemplazada, en forma parcial hasta total, por cloritas; o sea que, según el tipo de roca, se tiene: piroxeno fresco, piroxeno y hornblenda derivada, piroxeno-hornblenda-clorita, hornblenda-clorita o clorita solamente. Aparte de reemplazar a los mafitos, las cloritas se encuentran también en escamillas diseminadas en las plagioclasas.

Como mineral félsico muy raro, pue-



de mencionarse el cuarzo, que parece ser de generación tardía y se presenta intersticialmente, en pequeños manchones o en rebordes lípidos de plagioclasa; todo este cuarzo tiene extinción ondulante, por lo que evidentemente ha sido deformado con posterioridad a su cristalización. A veces, este mineral parece formar intercrecimientos con feldespatos.

Los minerales accesorios están representados por menas y apatita, ésta en agujas algo gruesas, muy poco abundantes, salvo en la muestra T. 30. Las menas parecen ser principalmente de ilmenita, que en algunos casos (T. 30 y T. 49) muestras a la luz reflejada su típica transformación en leucoxeno. Estas menas son intersticiales o están asociadas a cristales de piroxeno.

La composición de las rocas descritas puede ser comparada con las citadas por Quartino y Villar Fabre (1967), compuestas esencialmente por plagioclasa básica y anfíbol de origen secundario. Para la región de Azul, Villar Fabre (1954) indica un filón diabásico compuesto de labradorita, biotita, augita y anfíbol en relaciones porfíricas y ofíticas; el mismo autor, para las inmediaciones de la estancia San Arturo, encuentra filones con andesina básica y pigeonita y estructura micrográfica dada por el cuarzo. González Bonorino *et al.* (1956), por otra parte, cita para la misma región de Azul diabasas con textura integranular a subofítica, compuestas por plagioclasa alterada y piroxeno de tipo augita.

Se está en presencia, evidentemente, de diabasas normales en lo que se refiere a su composición mineralógica. En

esto no difieren mayormente de las diabasas descritas en diversos continentes (Walker y Poldervaart, 1949). Con todo, las transformaciones que con frecuencia sufren pueden modificar la composición mineralógica primitiva.

La transformación de la mineralogía original (plagioclasa-piroxeno) en otra distinta (cloritas, calcita, plagioclasa ácida, piroxeno, anfíbol y clorita) implica una acción metamórfica o de otro origen, que será tratada en la parte petrológica.

GEOQUIMICA

a) MÉTODOS ANALÍTICOS

Se analizaron tres muestras, en las que se investigaron los contenidos de 17 elementos entre mayoritarios y minoritarios. Los métodos y técnicas analíticas utilizados son los que fueron adaptados anteriormente por uno de los autores (Rapela, 1972).

El análisis químico de los elementos minoritarios, Cr, Ni, Co, Cu y Zn se realizó por el método de espectrofotometría de llama por absorción atómica. Las determinaciones fueron realizadas con el equipo Jarrell Ash Mod. 82/251 del Departamento de Química Analítica de la Facultad de Ciencias Exactas de la U.N.L.P. Los resultados obtenidos se muestran en los cuadros II y III.

Elementos mayoritarios. En el cuadro II se muestra la composición química en elementos mayoritarios de las tres muestras analizadas conjuntamente con los valores promedio de las mismas.

Lám. II. — 1, Muestra T. 30. Sierra del Tigre (sur). Diabasa. La roca presenta una textura francamente ofítica, mostrando cristales de plagioclasa en tablillas incluídas en un individuo mayor de piroxeno. Este mineral se encuentra sin evidencias de alteración, mientras que los feldespatos calcosódicos se hallan alterados en un agregado de individuos escamosos y granulosos. Fotomicrografía con nicoles cruzados; 2, detalle de la muestra anterior. Con nicoles cruzados; 3, Muestra T. 49 a. Diabasa alterada. Sur de sierra de Tandil. Se destaca un avanzado estado de alteración de los individuos félsicos y máficos en agregados de material clorítico-sericítico.

CUADRO II
Elementos mayoritarios

%	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
SiO ₂	47,76	47,84	47,00	47,53	47,1	48,3	45,86	48,08	51,9
TiO ₂	0,58	0,58	0,68	0,61	2,2	1,8	n-d	1,17	1,3
Al ₂ O ₃	18,95	16,52	18,40	17,95	15,7	16,0	17,23	17,22	15,1
Fe ₂ O ₃	1,67	0,18	0,64	0,83	3,4	2,8	2,33	1,32	1,3
FeO	6,49	11,04	9,98	9,17	7,8	8,3	9,42	8,44	9,0
MnO	0,17	0,21	0,20	0,19	0,16	0,17	n-d	0,16	0,2
MgO	6,08	5,10	5,70	5,62	7,10	6,50	9,28	8,62	6,6
CaO	12,90	11,90	11,90	12,23	10,1	9,8	9,62	11,38	10,0
Na ₂ O	2,28	2,88	2,80	2,65	3,3	3,3	3,85	2,37	2,1
K ₂ O	1,04	2,00	1,28	1,44	1,5	1,3	1,23	0,25	0,9
P ₂ O ₅	0,01	0,03	0,05	0,03	0,47	0,32	n-d	0,10	0,2
H ₂ O	2,09	1,97	2,22	2,09	1,1	1,4	0,91	1,01	0,9
H ₂ O	0,16	0,07	0,08	0,10	—	—	0,17	0,05	0,5
Total	100,18	100,32	100,93	100,44			99,90	100,17	100,0

Referencias : I. Diabasa de sierra del Tigre (T. 30); II. Diabasa de sierra de Vela, Tandil (T. 117); III. Diabasa sur de sierra de Vela (T. 135); IV. Promedio de diabasa de Tandil; V. Promedio de 567 basaltos alcalinos continentales (Manson, 1967); VI. Promedio de 84 doleritas alcalinas (Manson, *op. cit.*); VII. Promedio de 5 teschenitas de la región de Sarmiento (Teruggi, 1964); VIII. Promedio de basaltos con alto contenido en alúmina, intrusión de Skae-gaard, Groenlandia Oriental (Wager, 1960; Kuno, 1968); IX. Promedio de diabasas cuarcíferas de la asociación tholeiítica de cuatro provincias diferentes (Turner y Verhoogen, 1960).

CUADRO III
Elementos minoritarios

ppm	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Ni	93	93	78	88	80	75	2000	20	0,5
Cr	80	112	57	83	140	142	2000	20	4,0
Co	96	90	90	92	40	40	150	10	1
Cu	165	173	65	134	108	127	10	30	10
Zn	165	164	136	155	n-d	n-d	50	60	40

Referencias : I. Diabasa sierra del Tigre (T. 30); II. Diabasa sierra de Vela (T. 117); III. Diabasa sur de sierra de Vela (T. 135); IV. Promedio de diabasas Tandil; V. Promedio de basaltos alcalinos (Prinz, 1967); VI. Promedio de basaltos tholeiíticos (Prinz, 1967); VII. Promedio de rocas ultrabásicas (Taylor, 1965); VIII. Promedio de granodioritas (Taylor, 1965); IX. Promedio de granitos (Taylor, 1965).

Con fines comparativos, en la misma tabla figuran también promedios de basaltos y diabasas alcalinos, promedios de diques básicos alcalinos de la región de Sarmiento, promedio de basaltos con alto contenido en alúmina y promedio de diabasas cuarcíferas de la asociación tholeiítica.

La inspección de los valores, muestra la tendencia de las diabasas de Tandil de aproximarse a los valores promedio de las diferentes rocas alcalinas (cuadro II, columnas V, VI, VII). Rasgo distintivo de esta similitud es el bajo contenido en SiO_2 y la riqueza en álcalis ($\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$), características éstas que marcan las principales diferencias entre uas diabasas cuarcíferas tholeiíticas (cuadro II, columna IX) y las intrusiones basálticas alcalinas (Turner y Verhoogen, 1960). El alto contenido de Al_2O_3 y CaO se asemeja sin embargo al

valor promedio de los basaltos con alto contenido en alúmina (cuadro II, columna VIII). Este tipo de basalto reconocido por Kuno (1968) como magma basáltico primario presenta todas las transiciones posibles con los basaltos alcalinos.

Kuno (*op. cit.*) reconoce tres tipos de magmas basálticos primarios: tholeiítico, con alto contenido en alúmina y olivínico alcalino, empleando para diferenciar los criterios químicos y mineralógicos. Para ello, construye dos tipos de diagramas químico-composicionales; $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 y $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ vs. Al_2O_3 , en los que se separa, mediante líneas necesariamente arbitrarias, los campos de composición que corresponden a cada uno de los tres tipos de basaltos. Con fines de comparación se han volcado los resultados de las diabasas de Tandil en los gráficos mencionados.

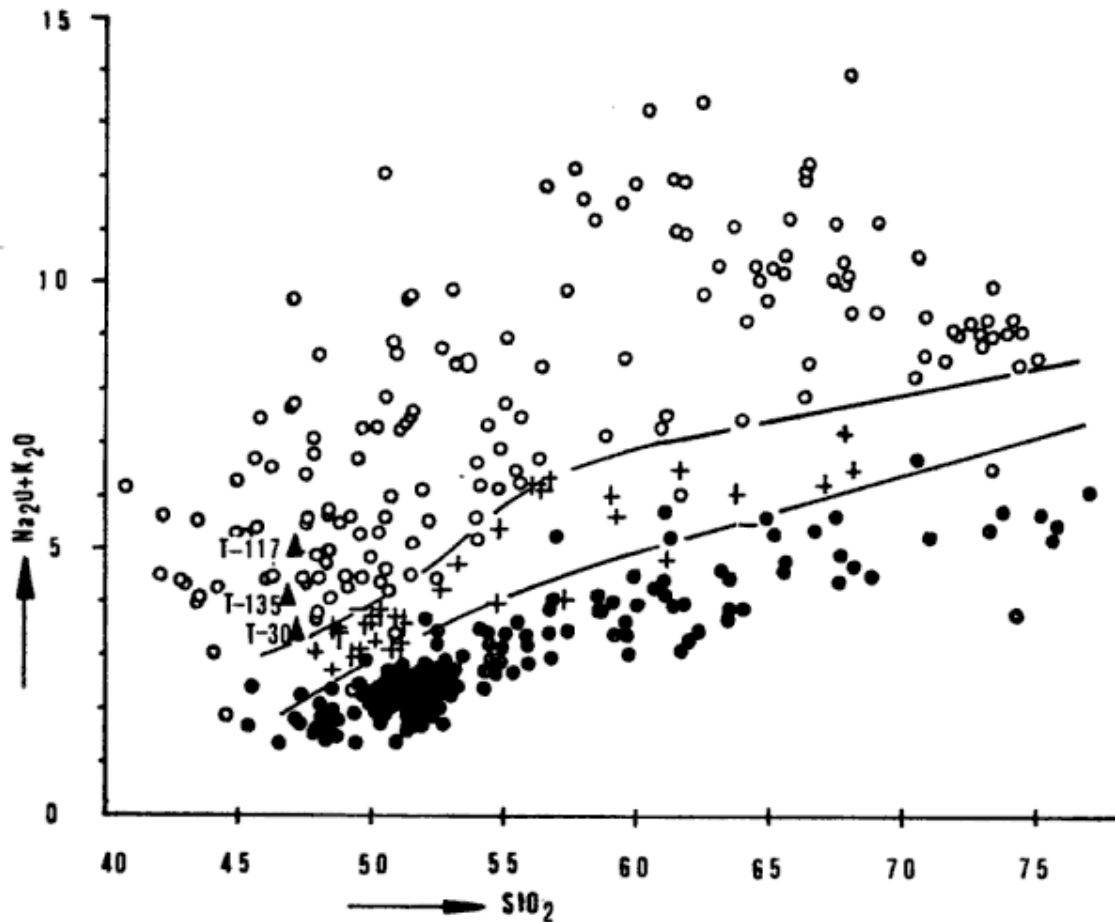


Fig. 2.— SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$. Basaltos tholeiíticos (círculos negros); basaltos con alto contenido en alúmina (cruces); basaltos alcalinos (círculos blancos). Extraídos de Kuno (*op. cit.*). Diabasas de Tandil (triángulos negros).

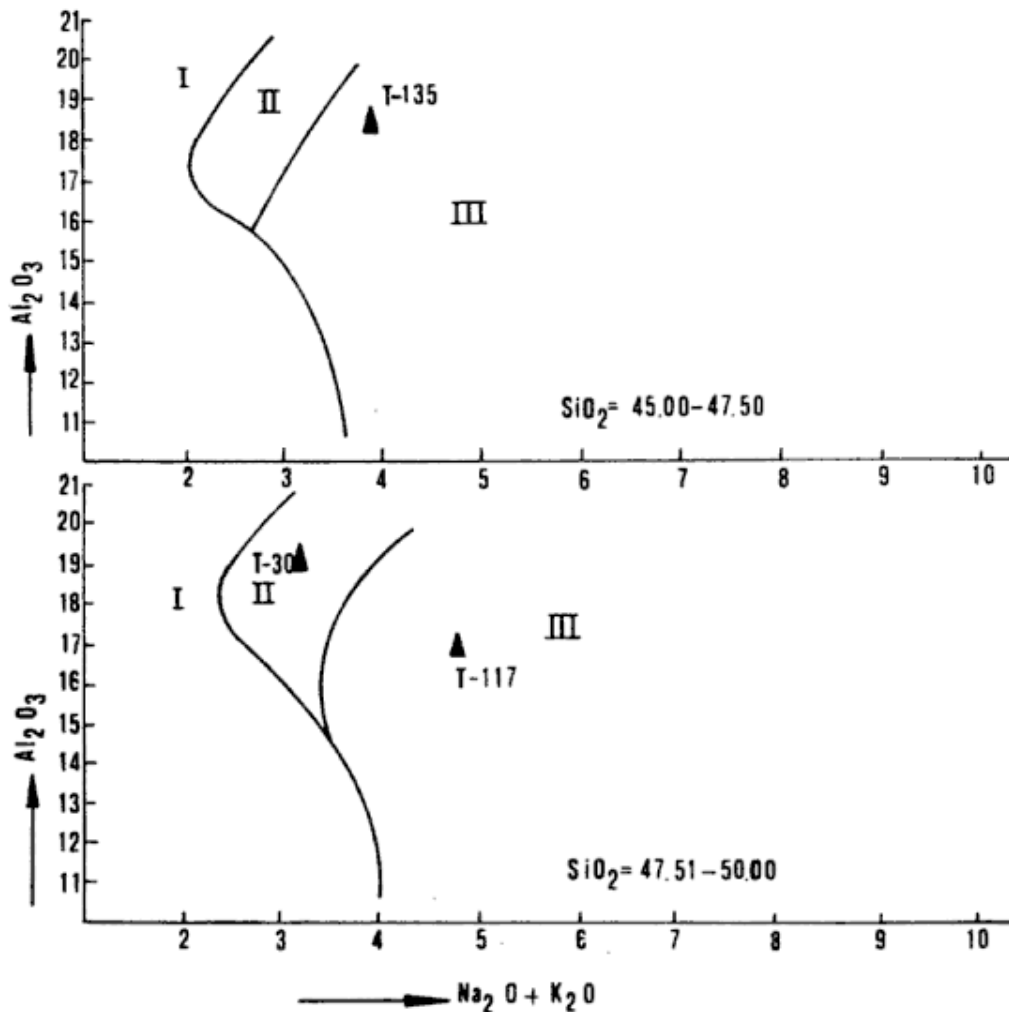


Fig. 3.— $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ vs Al_2O_3 . I, campo de los basaltos tholeiíticos ; II, campo de los basaltos con alto contenido en alúmina ; III, campo de los basaltos alcalinos (extraídos de Kuno, *op. cit.*) ; en círculos negros, diabasas de Tandil.

Puede apreciarse que, en la fig. 2, las tres rocas caen dentro del campo de los basaltos alcalinos, aunque la muestra T. 30 se encuentra casi en el límite composicional de los basaltos con alto contenido en alúmina. En la figura 3 las muestras T. 117 y T. 135 se sitúan en el campo de los basaltos alcalinos, en tanto que la muestra T. 30 se halla decididamente en el sector correspondientes a los basaltos con alto contenido en alúmina.

Clasificación química mediante composiciones normativas

Con el objeto de caracterizar mediante parámetros definidos, la composición

química de las rocas básicas, la composición normativa de las tres muestras analizadas, se calculó por medio de la norma molecular o “Barth-Niggli katanorma” siguiendo el orden propuesto por Shaw (1969). Estos cálculos son de gran importancia, ya que mediante los mismos, se puede establecer una comparación basada en parámetros constantes y definidos. Tiene también la ventaja de que permite cotejar los resultados con los obtenidos en rocas que hayan sido metamorfozadas o alteradas en un grado tal que su clasificación por la vía mineralógica usual sea inadecuada. Una vez obtenida la norma, es factible sistematizar un conjunto de rocas utilizando porcentajes de minerales normativos de

Fig. 4. — Ol = olivina normativa (Fo + Fa).
Cpx = clinopiroxenos normativos (Di + He).
Opx = ortopiroxenos normativos (En + Fs).
Extraído de Irving y Baragar (1971).
Diabasas de Tandil (triángulos negros).

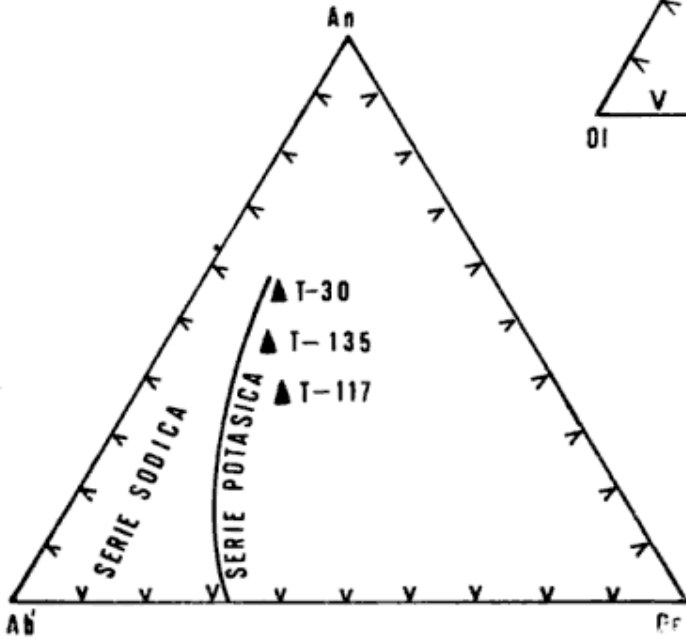


Fig. 6. — Plagioclase normativa = $(An \cdot 100 / (An + Ab + 5/3Ne))$ vs índice de color normativo = $Ol + Opx + Cpx + Mt + Il + Hm$.
Mt = magnetita, Il = ilmenita, Hm = hematita.
Extraído de Irving y Baragar (1971).
Diabasas de Tandil (triángulos negros).

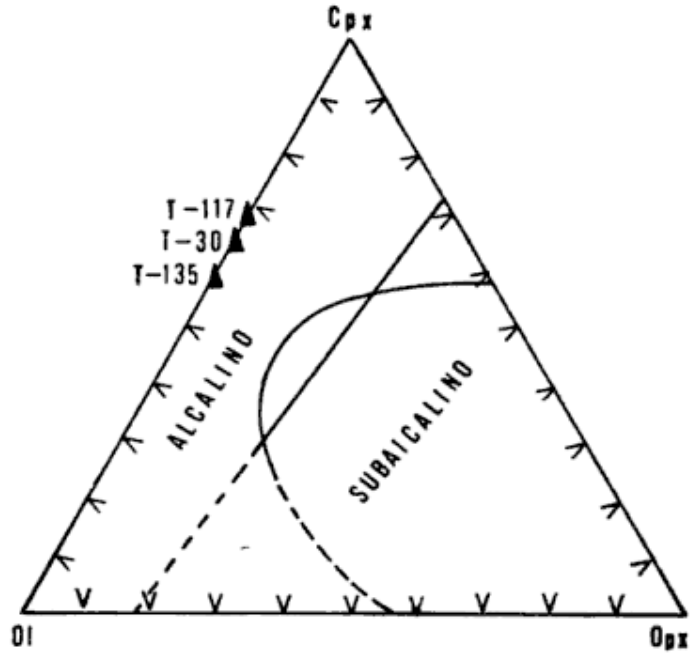
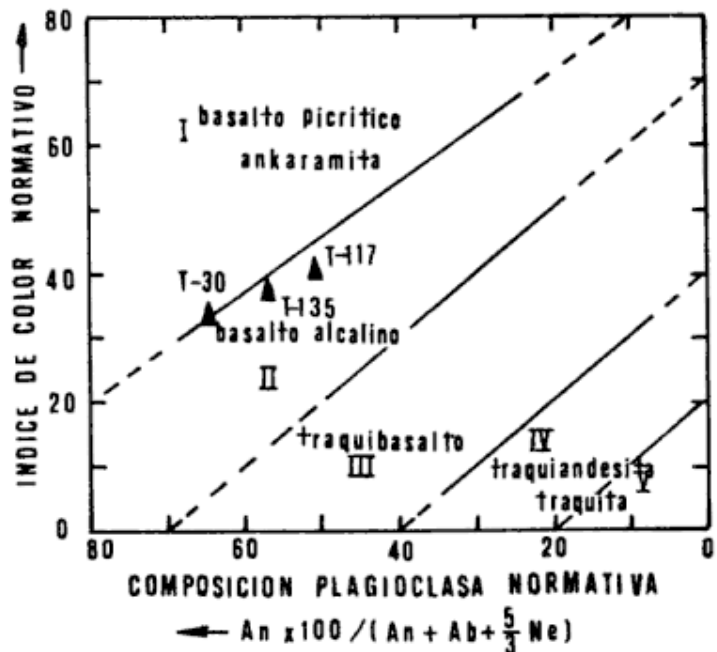


Fig. 5. — $Ab' = Ab + 5/3Ne$. Ab = albita normativa. Ne = Nefelina normativa. An = anortita normativa.
Extraído de Irving y Baragar (1971).
Diabasas de Tandil (triángulos negros).



manera análoga a una clasificación mineralógica con porcentajes modales.

Para la clasificación normativa de las diabasas de Tandil, hemos utilizado el moderno y completo método de Irving y Baragar (1971), en el que mediante pasos consecutivos, en los cuales se vuelcan en diagramas ortogonales y triangulares porcentajes de minerales normativos, composición normativa de plagioclasas, índices de color normativos y complementando el cálculo gráfico con funciones discriminantes, se logra en última instancia la clasificación normativa de diferentes especies de rocas que integran las series volcánicas.

Los resultados obtenidos mediante el método de Irving y Baragar (*op. cit.*) se muestran en las figs. 4, 5 y 6, en las que aparecen representadas distintas combinaciones de los parámetros normativos de las rocas de Tandil. Podrá apreciarse que existe una filiación basáltica alcalina, cualquiera sea la combinación paramétrica utilizada.

b) ELEMENTOS MINORITARIOS

El contenido de elementos minoritarios es de gran utilidad para determinar el parentesco y génesis de las rocas ígneas. Las leyes que rigen su distribución hace que la variación relativa de éstos sea mucho mayor que la variación de los elementos mayoritarios, por lo que el contenido de elementos minoritarios caracteriza con mayor exactitud el grado de evolución sufrido en el proceso ígneo. Como resultado de estas características, los diferentes niveles de abundancia entre distintos tipos de rocas resulta un criterio útil para reconocer la filiación original, especialmente cuando las mismas han sufrido efectos metamórficos que borran totalmente o parcialmente los caracteres mineralógicos originales. Un ejemplo claro en ese sentido es su uso como criterio de distinción entre ortoanfibolitas y para-anfibolitas (Dalla Salda y Rapela, 1972).

El cuadro III muestra el contenido de

elementos minoritarios de las rocas de Tandil, y su promedio, comparado con el existente en diferentes rocas basálticas y en diferentes tipos de rocas ígneas. La inspección de los valores muestra una tendencia general de las rocas filonianas estudiadas de aproximarse a los valores promedio de las rocas basálticas, en particular los altos valores de Ni y Co característicos de las rocas básicas. Sin embargo, el nivel de abundancia de los elementos analizados se ineficaz por sí mismo para diferenciar entre distintos tipos de rocas basálticas como surge claramente de la comparación de los valores correspondientes a los basaltos alcalinos y los basaltos tholeíticos.

El campo donde los elementos minoritarios cobran mayor significación es, sin lugar a dudas, en la determinación de las tendencias evolutivas, interrelaciones y secuencias de diferenciación, fase de investigación que se llevará a cabo en una etapa de estudio posterior.

PETROLOGIA

a) POSIBLES EFECTOS METAMÓRFICOS SOBRE LOS DIQUES

Los diques diabásicos de las sierras de Tandil, han sufrido a veces modificaciones de su mineralogía primitiva que ha afectado a las plagioclasas y a los piroxenos, originándose otras especies como anfíboles y cloritas. Es pertinente, entonces, considerar aunque brevemente el significado de estas modificaciones, para las cuales se pueden invocar en principio las siguientes causas: 1) metamorfismo; 2) autometamorfismo; 3) alteración hidrotermal; 4) meteorización. El problema del metamorfismo de diques y filones capas diabásicas fue encarado de manera general por Sutton y Watson (1951), quienes analizaron los efectos del metamorfismo laxfordiano sobre una serie de diques verticales doleríticos (diabásicos para la terminología no británica) intruidos en

el Precámbrico escocés. Los mencionados autores reconocieron seis estadios sucesivos caracterizados por: a) desarrollo de hornblenda secundaria en torno a los piroxenos; b) reemplazo de piroxeno por agregado de cuarzo y hornblenda, c) recristalización de plagioclasas con modificación parcial de la textura original, que en los dos casos anteriores no era afectada, d) recristalización de los agregados cuarzo-hornbléndicos y completa destrucción de la textura original, e) aparición de biotita, f) desarrollo de augita verde.

Con anterioridad a esta ordenación, también en Escocia, Wiseman (1934) había reconocido tres estadios, caracterizados por: i) clorita, hornblenda pálida, albita y epidoto; ii) desaparición de la clorita y neoformación, a partir de albita y epidoto, de oligoclasa-andesina; iii) iniciación del reemplazo de hornblenda por augita.

Puede apreciarse en base a la información de los distintos autores, que se está en presencia de dos conjuntos de efectos que corresponden a tendencias distintas del metamorfismo regional. Algunos de los estadios metamórficos caracterizados por Sutton y Watson (*op. cit.*) han sido reconocidos en otras regiones. Por ejemplo, en las islas Lofoten, Noruega, Misra y Griffin (1972), describieron diques diabásicos con evidencias texturales de desequilibrio e hidratación progresivas en rocas con textura sub-ofítica y que presentan recristalización de anfíbol según piroxeno. Estas diabasas aparecen en diques E-W, intruidas durante movimientos de corte e hidratación conexas que originó diabasas con coronas de reacción y finalmente anfíbolitas propiamente dichas.

En la República Argentina, uno de los autores (Kilmurray, 1971), describió ortoanfíbolitas derivadas de rocas diabásicas en la sierra de Maz (con granate neoformado y preservación de la textura original) con asociaciones mineralógicas compatibles con las correspondientes al estadio 2 de Wiseman

(*op. cit.*). El grado metamórfico alcanzado se halla dentro de las facies de anfíbolitas epidóticas de Eskola o esquistos verdes de Turner y Verhoogen (1960).

Para el caso de los diques diabásicos de Tandil, es común encontrar el pasaje de piroxeno a hornblenda, con preservación de la textura original, por lo que se estaría en el estadio 1 de Sutton y Watson (*op. cit.*) y que incluso puede pasar al estadio 2 cuando el piroxeno está totalmente reemplazado por hornblenda. Pero si bien se advierte esta concordancia con relación a los piroxenos, las plagioclasas no se hallan nunca frescas y más bien parecen corresponder, aproximadamente, al estadio 1 de Wiseman (1934). La primera impresión es que las diabasas de Tandil, han combinado estos dos estadios del metamorfismo regional que en Escocia se dan en áreas distintas.

Con todo, esta interpretación es muy aventurada, pues antes que nada hay que recordar que los propios Sutton y Watson (*op. cit.*) aclaran que sus primeros estadios metamórficos pueden no ser realmente metamórficos; en efecto, no se puede ignorar o pasar por alto la acción similar del autometamorfismo y de las reacciones deutéricas, que pueden generar los mismos minerales a partir de los piroxenos y plagioclasas originales, incluso con sausrutización de las últimas (Whalstron, 1950).

En el terreno de otros probables agentes de transformación, no se puede desconocer la posibilidad de que hayan actuado soluciones hidrotermales, cuya circulación pudo haber sido canalizada por los sitios en que están emplazados los diques básicos. Por último, no se puede descartar completamente la participación de la meteorización, ya que si bien no ha influido en la transformación de las plagioclasas, tal vez coadyuvó en la cloritización de ciertas muestras.

De aceptarse que las modificaciones minerales de los diques diabásicos de

Tandil son de naturaleza metamórfica, debería concluirse que han sufrido transformaciones compatibles con la facies de Esquistos Verdes en la subfacies más baja (clorita) y aún en la de biotita. De ser cierto, se tendría una tendencia ya reconocida en otras áreas del metamorfismo regional que ha actuado con posterioridad al emplazamiento de los diques. Con todo, en nuestro caso estas transformaciones implicarían la introducción de agua en rocas ígneas inicialmente anhidras indispensable para las reacciones de hidratación. En un sistema poco permeable como el granítico, es muy difícil llegar a concebir que existan vías de acceso de fluidos para permitir una transformación de este tipo. Sin embargo, debe recordarse la creciente presencia en la región de bandas o intercalaciones de rocas de grano fino, fuertemente esquistosas con minerales de bajo rango, las cuales podrían formar los caminos de aporte de fluidos cuando se produce la fracturación y la posterior penetración de los cuerpos básicos los que en su recorrido ascendente recibirían cantidades variables de agua.

Creemos que, en general, el problema de las transformaciones minerales de los diques de diabasa está lejos de hallarse resuelto. En el caso de Tandil, se tiene una amplia gama de transformaciones, desde muestras perfectamente frescas a otras que están anfibolitizadas (al punto de ser llamadas ortoanfibolitas) o fuertemente anfibolitizadas y cloritizadas, con destrucción de las plagioclasas. La mala calidad de los afloramientos y la falta de cortes artificiales o naturales (de canteras, caminos, arroyos, etc.) que pongan al descubierto secciones de los diques impiden que se estudien las localizaciones de las transformaciones en los cuerpos diabásicos y su distribución regional. Pensamos que existió un metamorfismo de bajo rango que afectó a los diques, pero es muy posible que actuaran además acciones locales que con-

tribuyeron a posteriores transformaciones.

b) NATURALEZA DEL MAGMA INTRUSIVO

Tomando como fundamento de comparación el contenido de elementos mayoritarios se observa, ya sea en los diagramas composicionales simples de Kuno o en los diagramas triangulares de minerales normativos la tendencia de las muestras analizadas a aproximarse por su composición a los basaltos alcalinos.

A pesar de ello, mineralógicamente, las diabasas que tratamos son normales en composición, pues no se halló ningún mineral que pudiera corroborar su filiación alcalina, encontrándose incluso aunque raramente (T. 30), restos de intercrecimientos de cuarzo con feldespato. Sin embargo, cabe mencionar dos características especiales: 1) La composición de los clinopiroxenos, ricos en calcio (hasta 46 % en la molécula de Wo), característicos de la serie de basaltos alcalinos (Wilkinson, 1967); 2) La textura que en algunos casos (T. 117) tiende a hacerse trabecular, rasgo usual de las rocas básicas con feldespatoideas (Teruggi, 1964). Para resolver en definitiva la verdadera ubicación petrológica de las diabasas de Tandil, que aparecen como representantes de basaltos alcalinos a pesar de la evidencia mineralógica negativa, se requieren trabajos geoquímicos detallados, con números estadísticos significativos de muestras que corroboren o rectifiquen las conclusiones halladas. Ese estudio debería ir acompañado, además, de una investigación minuciosa del papel que ha desempeñado el metamorfismo y la acción hidrotermal en la transformación total o parcial que han sufrido las diabasas. Ese aspecto es de importancia, ya que si procesos posteriores de emplazamiento de los diques provocaron transformaciones aloquímicas significativas, las conclusiones basadas en el quimismo de las diabasas podrían conducir a resultados erróneos.

c) EDAD DE LAS INTRUSIONES

Los fechados radimétricos anteriores (Stipanovic y Linares, 1969) y los nuevos datos obtenidos hasta el presente han demostrado un largo y poliepisódico comportamiento del denominado basamento de la región de Tandilia.

En un estudio reciente, Teruggi, Kil-murray y Dalla Salda (1973), fueron ordenadas las dataciones en relación con los episodios ígneo-metamórficos reconocidos por dichos autores. El primer grupo de dataciones indica con claridad la presencia de un primer gran evento metamórfico con migmatización que se ubica entre los 2200 y 1800 m.a.; el segundo episodio abarca el período comprendido entre los 1600 y 1550 m.a., representado por una actividad granítica. Un tercero, ubicado entre los 1200 y 1000 m.a., está caracterizado por rocas filonianas graníticas. Finalmente, no se descarta la posibilidad, que deberá comprobarse en el futuro, de la existencia de una fase final granítica cuya edad se aproxima a los 600 m.a.

De las basitas o metabasitas estudiadas en Tandilia existen dataciones que oscilan entre los 2200 y los 1800 m.a., aunque la mayoría de ellas corresponden a ortoanfibolitas atribuibles al primer gran ciclo metamórfico sufrido por el basamento. El único fechado disponible hasta el presente de las diabasas en estudio (T. 49) fue realizado por el método Ar/K (I) una edad de 1750 m.a. Esto indicaría que el ciclo intrusivo básico investigado tendría una edad menor que el primer episodio metamórfico regional del área.

d) LOS DIQUES DIABÁSICOS EN EL ESQUEMA DEL BASAMENTO DE TANDILIA.

Según el esquema estructural de Tandil elaborado por los autores anteriormente citados, las intrusiones de diabasa se habrán producido con posterioridad a los principales eventos ígneo-metamórficos que afectaron la región en su

evolución orogénica. El cuadro IV presenta el mismo esquema con algunas modificaciones.

Si la edad de 1750 m.a. de la única diabasa fechada hasta el presente es correcta y verdadera, estas intrusiones de Tandil tendrían una edad aproximadamente comparable a las intrusivas tholeiíticas de la Formación Roraima del Precámbrico de Guayania (de Loczy, 1972), Choudhury y Milner (1971), cuya edad es cercana a los 1700 m.a.

Por otro lado, las fases deformacionales y metamórficas F1, F2 y F3 son anteriores a las intrusivas y parece lógico ubicar la fase F2, caracterizada por el más alto grado de metamorfismo, en la proximidad de los 2.000 m.a. De ser así, se tendría otra correspondencia con la orogenia principal de Guayania (y también del basamento antiguo brasileño), llamada transamazónica o Episodio Akawaiano, ubicado alrededor de los 2000 m.a., pero extendiéndose hasta unos 1.800 m.a. por la intrusión de cuerpos graníticos en la porción meridional de dicho escudo (de Loczy, 1972).

El emplazamiento de los diques diabásicos de Tandilia se ha producido a lo largo de fracturas, esencialmente NW-SE y en menor proporción NE-SW, que deben haberse originado cuando el basamento ya había adquirido cierto grado de rigidez. No deja de parecer significativo que fracturas de similar orientación se encuentren en el basamento de Guayania, donde han sido atribuidas a movimientos epirogénicos posteriores a la consolidación. Cabe consignar que también existen en Guayania una orientación E-W, similar a la Fase F1 de Tandilia, la cual se considera una alineación primaria más antigua (de Loczy, *op. cit.*).

Aparte de los diques básicos de dimensiones apreciables que hemos tratado, existen otros afloramientos menores de rocas básicas, en buena parte transformadas en metabasitas (ortoanfibolitas). Algunas de ellas parecen corresponder a magmas básicos de gene-

CUADRO IV
Esquema estructural de Tandil (1)

Fase deformacional	Estructuras	Metamorfismo	Eventos ígneos
—	Sedimentarias (S.) Inferida	—	Escasos derrames y/o intrusiones básicas
F1 : Plegamiento de tipo Nappe (Dominio A)	S1 (-So) ?	M1, esquistos verdes (grado biotita)	—
F2 : Plegamiento intenso (Dominio B)	S2, deformando S1	M2, esquistos verdes (grado almandino)	Migmatización
F3 : Plegamiento suave a intenso en sectores (Dominio C)	S3, deformando S1 y S2	M3, esquistos verdes (grado clorita a biotita)	Granitoides y filonianas ácidas
Fracturaciones pre-diabasas	f1, f2 y f3		
			Intrusiones de diabasas (2)
F4 : Plegamiento suave, confinado	S4, deformación de diques de diabasas	M4, esquistos verdes (grado clorita)	Cuerpos granitoides menores
Reactivación de fracturaciones	f1, f2 y f3		

(1) Tomado de : *Los dominios tectónicos de la región de Tandil*. An. Soc. Cient. Arg., CXCIV, pág. 92, 1973 (modificado por los autores).

(2) Según direcciones NE-SW y NW-SE.

ración más temprana (véase cuadro de esquema estructural), en tanto que otras podrían resultar más recientes y po-

drían caer en el Precámbrico alto o aún en el Fanerozoico. Un fenómeno similar está registrado en el basamento de Gua-

yanía, donde las intrusivas de Roraima han sido seguidas de intrusiones de diques básicos menores que, según los sitios, corresponden al Ordovícico o al Mesozoico (Hawkes, 1966). Para el caso de Tandil, merece ser investigado la edad de los diques menores, en especial el citado por Quartino y Villar Fabre (*op. cit.*), que en la sierra de Barrientos intruye la Serie de la Tinta, cuya edad Paleozoica ha sido puesta en duda por Amos, J., Quartino, B. y Zardini, R. (1972), quienes se inclinan por suponerla precámbrica.

Sea como sea, las similitudes entre los basamentos de Tandilia y Guayania son muy notables por la coincidencia en las líneas generales, la geocronología e incluso en la intrusión de cuerpos graníticos con posterioridad a la intrusión de diabasas.

Estos aspectos serán motivo de un trabajo próximo, por lo que momentáneamente nos limitaremos a señalar que la intrusión de los diques diabásicos de Tandilia parece corresponder al período cratogénico más que al orogénico. Sin embargo, existen algunas dudas, pues con posterioridad a la intrusión diabásica tuvo lugar una deformación muy suave, que estuvo acompañada de un metamorfismo de bajo rango (facies de esquistos verdes, grado clorita). Presumiblemente, es este metamorfismo tardío el que afectó las diabasas y en muchos casos las llevó al estado de metabasitas. Con todo, no existe seguridad de que las transformaciones mineralógicas descritas, como ya comentáramos sean producto de una acción metamórfica exclusivamente.

AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan su agradecimiento al Dr. J. C. Merodio por la determinación de algunos elementos por absorción atómica y valiosas sugerencias analíticas.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Amos, A. J., Quartino, B. y Zardini, R., 1972. *El grupo de La Tinta (Prov. de Buenos Aires, Argentina), Paleozoico o Precámbrico*. Anais do XXV Congresso Brasileiro de Geologia, pp. 211-221.
- Anderson, J. G. C., 1965. *The Precambrian of the British Isles*, en: *The Geological System*, v. 2, pp. 25-111. John Wiley & Sons.
- Barth, T. y Reitan, P. H., 1963. *The Precambrian of Norway*. En: *The Geological Systems*, v. 1, pp. 27-80.
- Cahen, L. y Lepersone, J., 1967. *The Precambrian of the Congo, Rwanda and Gurundi*. En: *The Geological System*, v. 3, pp. 143-290. John Wiley & Sons.
- Choudhuri, A. y Milner, M. W., 1971. *Basic magmatism in Guiana and continental drift*. *Nature Physical Science*, 232, 33, pp. 154-155.
- Dalla Salda, L. y Rapela, W., 1972. *El origen de las anfíbolitas del Cerro Valdivia. Prov. de San Juan*. En prensa: *An. VI. Jorn. Geol. Arg. Córdoba*.
- de Loczy, L., 1972. *Consideracoes concernentes a contribucao tectonica do Escudo das Guianas com especial referencia a Formacao Roraima*. *An. Acad. Brasil. Cienc.*, 44 (1), pp. 77-93.
- Eskola, P., 1963. *The Precambrian of Finland*. En: *The Geological Systems*, v. 1, pp. 145-263.
- Flawn, P. T. y Muehlberger, W. R., 1970. *The Precambrian of the United States of America: South and Central United States*. *The Geological Systems*, V. 4, pp. 72-144.
- Geijer, P., 1963. *The Precambrian of Sweden*. En: *The Geological Systems*, v. 1 pp. 81-143.
- González Bonorino, F., Zardini, R., Figueroa, M., Limousin, T. A., 1956. *Estudio geológico de las Sierras de Olavarría y Azul*. LEMIT, Serie II, Nº 63, pp. 1-22.
- Hawkes, D. D., 1966. *The petrology of the Guiana dolerites*. *Geol. Mag.* V. 103, pp. 320-335.
- Hess, H. H. y Poldervaart, A., 1967. *Basalts. The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition*. V. 1. John Wiley & Sons.
- Irving, T. N. y Baragar, W. R. A., 1971. *A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks*. *Canadian Journal of Earth Sci.*, v. 8, 5.
- Kilmurray, J. O., 1971. *Las ortoanfíbolitas de la Sierra de Maz. Provincia de La Rioja*. *Rev. Museo de La Plata*, VII, nº 55. pp. 5-75.
- Kuno, H., 1968. *Differentiation of basalt magmas*. En Hess & Poldervaart (1968), v. 2.
- Manson, V., 1967. *Geochemistry of basaltic rocks: major elements*. En Hess & Poldervaart (1967), v. 1.

- Misra, S. y Griffin, W. L., 1972. *Geochemistry and metamorphism of dolerite dikes from Austvagoy in Lofoten*. Norsk Geologisk Tidsskrift, v. 52. pp. 409-425.
- Pichamuthu, C. S., 1967. *The Precambrian of India*. En: *The Geological System*. V. 3. pp. 1-96.
- Prinz, M., 1967. *Geochemistry of basaltic rocks: Trace elements*. En Hess & Poldervaart (1967). v. 1.
- Quartino, B. y Villar Fabre, J. F., 1967. *Geología y Petrología del Basamento de Tandil y Barker, Prov. de Buenos Aires, a la luz del estudio de localidades críticas*. Rev. Asoc. Geol. Arg. XXII, 3, pp. 223-251.
- Rapela, W., 1972. *Estudios petrológicos y geoquímicos de las intrusiones graníticas al S.E. de la Sierra de Amblayo*. Informe Inédito. CONICET.
- Shaw, D. M., 1969. *Evolution of dats*. En: Wedephol (1969).
- Stipanovic, P. N. y Linares, E. L., 1969. *Edades radiométricas determinadas para la República Argentina y su significado geológico*. Bol. Acad. Nac. Cienc. XLVII-1. Córdoba.
- Sutton, J. y Watson, J., 1951. *Varying trends in the metamorphism of dolerites*. Geol. Mag. LXXXVIII, 1. pp. 25-35.
- Taylor, S. R., 1965. *The application of trace elements data to problems in petrology*. En: *Physics and Chemistry of the Earth*. v. VI. Pergamon Press.
- Teruggi, M. E., 1951. *Contribución al conocimiento de la Petrología del partido de Tandil, El Cerro Noceti, Prov. de Buenos Aires*. Rev. Museo Arg. Cs. Nat. Bernardino Rivadavia. Geol. III, 1.
- Teruggi, M. E., 1964. *Differentiated zeolite and nepheline syenites in basic sills of Central Patagonia*. XXII International Geological Congress. India.
- Teruggi, M. E., Kilmurray, J. O. y Dalla Salda, L., 1973. *Los dominios tectónicos de la región de Tandil*. An. Soc. Cient. Arg. t. CXCIV, pp. 81-94.
- Turner, F. y Verhoogen, J., 1960. *Igneous and metamorphic petrology*. Mc Graw Hill.
- Tröger, W. E., 1959. *Optische Bestimmung der Gesteinsbildenden Minerale*. Teil 1. Stuttgart.
- Villar Fabre, J. F., 1954. *Resumen geológico de la hoja 32q. Sierras del Tandil*. Rev. Asoc. Geol. Arg. IX, pp. 109-130.
- Walker, F. y Poldervaart, A., 1949. *Karoo dolerites of the Union of South Africa*. Geol. Soc. Am. Bull., 60, pp. 591-706.
- Wager, L. R., 1960. *The major element variation of the layered series of the Skaegaard intrusion and a re-estimation of the average composition of the hidden layered series and the successive residued magmas*. J. of Petrol. 1. pp. 364-398.
- Wahlstrom, E. E., 1950. *Introduction to theoretical igneous petrology*. John Wiley & Sons.
- Wilkinson, S. F., 1967. *The petrography of basaltic rocks*. En: Hess y Poldervaart (1967) (Ed.) v. 1.
- Wilson, M. E., 1965. *The Precambrian of Canada: The Canadian shield*. En: *The Geological Systems*, v. 2, pp. 263-415.
- Wiseman, J. D. D., 1934. *The Central and south west highlands epidiorites*. Q. J. Geol. Soc., 90, 354-416.

Recibido el 21 de agosto de 1973.

GEOLOGIA DE LA COMARCA DEL CERRO REMATE
(PROVINCIAS DE SALTA, TUCUMAN
Y SANTIAGO DEL ESTERO) Y NUEVOS DATOS
SOBRE LA DISTRIBUCION DEL PALEOZOICO INFERIOR
EN EL NOROESTE ARGENTINO

POR RICARDO MON Y JUAN CARLOS DINKEL

RESUMEN

En la comarca del cerro Remate afloran areniscas cuarzosas altamente consolidadas, que muestran una marcada similitud con las areniscas cuarzosas de la Formación Candelaria atribuidas al Cámbrico o al Ordovícico inferior. Estas han proporcionado fósiles problemáticos, que hasta el momento no permiten fijar claramente una edad. Por otra parte se observa el rápido acunamiento del Grupo Salta, presente solamente en el borde occidental del área, más al este las sedimentitas terciarias se asientan directamente sobre el Paleozoico, notándose la completa ausencia del Grupo Salta. Desde el punto de vista estructural se ha observado que los cerros Remate y Canteros representan culminaciones de una gran estructura anticlinal parcialmente cubierta por sedimentos cuaternarios. Se presume la existencia de accidentes fuertemente oblicuos que han producido el arqueamiento del eje del pliegue mencionado. El cerro Negro situado en el borde occidental del área constituye un domo, lo que es una estructura anómala dentro de esta región, el mismo se relaciona probablemente a la intrusión de cuerpos subvolcánicos.

Las manifestaciones de la Formación Candelaria en la comarca estudiada junto con otras, descubiertas recientemente y que llegan hasta la sierra de Ambargasta (Santiago del Estero), contribuyen a reforzar la idea de que la cuenca de deposición del Cámbrico del noroeste argentino se extendería considerablemente más al sur de la latitud de la ciudad de Salta, donde fueron reconocidos los afloramientos cámbricos más australes en trabajos anteriores. Además se observa que las areniscas cuarzosas de la Formación Candelaria muestran marcada similitud litológica con los componentes del Grupo Mesón (Cámbrico) de la Cordillera Oriental.

ABSTRACT

In the region of Cerro Remate strongly consolidated quartzitic sandstones crop out. They show notable similitude with the quartzitic sandstones of Candelaria formation attributed to Cambrian or lower Ordovician. They furnished problematic fossils, which do not permit to define their age. Furthermore one can observe the fast wedge-out of Salta Group, it is only present in the western border of the area, towards the east the Tertiary sedimentites are directly on the Paleozoic. The Salta Group is completely lacking. From a structural point of view the Cerros Remate and Canteros represent culminations of a great anticline structure partially covered by Quaternary sediments. Presumably highly oblique faults have arcuated the axis of this fold. The Cerro Negro situated in the occidental border of the area is a dome, that is an anomalous structure in this region, probably related with the intrusions of subvolcanic bodies.

The manifestations of Candelaria Formation in the studied area have contributed, jointly with other outcrops recently discovered that extend to the sierra Ambargasta (province of Santiago del Estero), to reinforce the idea that the Cambrian basin of northwest Argentina could extend considerably to the south from the latitude of Salta city, where the most southern Cambrian outcrops were recognized in former studies. Moreover there is a clear lithological similitude between the Candelaria formation and the components of Mesón Group of Cordillera Oriental (provinces of Salta and Jujuy).

INTRODUCCION

El estudio de la comarca, que se encuentra en las inmediaciones del punto en el que se unen las provincias de Salta, Tucumán y Santiago del Estero, ha mostrado una serie de rasgos geológicos que hemos considerado interesante dar a conocer. Entre ellos se destaca la presencia de una secuencia sedimentaria de probable edad cámbrica y la de manifestaciones volcánicas aparentemente desvinculadas de las provincias eruptivas importantes del noroeste argentino.

Se trata de una zona de sierra bajas y lomadas cubiertas por el monte típico del Chaco santiaguense. Estas elevaciones representan el borde oriental de las Sierras Subandinas, hacia el este de las mismas se extiende la llanura chaqueña.

El estudio fotogeológico detallado, previo a los trabajos de campo, ha revelado la existencia de rasgos estructurales casi totalmente cubiertos por sedimentos modernos y espesa vegetación. Estos son imposibles de descubrir en el terreno, donde la vegetación no permite observaciones panorámicas de ningún tipo.

Para la elaboración del mapa final se empleó la Hoja de Servicio Nacional Minero Geológico 10 g, Cerro Remate, cuya parte montañosa ha quedado totalmente cubierta por este trabajo.

AGRADECIMIENTOS

Manifestamos nuestro vivo agradecimiento al Licenciado Arturo Villanueva, que tuvo la gentileza de estudiar los cortes petrográficos de algunas de las vulcanitas que afloran en la región y de hacernos útiles observaciones sobre la petrología de las mismas. Este trabajo pudo realizarse gracias al apoyo material de la Universidad Nacional de Tucumán, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas e

Instituto Miguel Lillo, instituciones a las cuales expresamos nuestro reconocimiento.

INVESTIGACIONES ANTERIORES

Los trabajos que existen sobre esta comarca son en general extensos estudios regionales que no se refieren especialmente a ella, tales como el de Stappenbeck (1921), Schlagintweit (1937), en los que no se mencionan muchos de los problemas importantes que plantea la geología de la misma.

Groeber (1932) presentó un informe, que ha permanecido inédito, sobre los cerros Canteros y Remate. Peirano (1943) realizó un estudio del cerro Remate y una revisión crítica de los trabajos anteriores. Uno de nosotros (Mon, 1971) publicó una nota breve sobre la geología del cerro Remate. Dinkel (1972) realizó un trabajo sobre el área de los cerros Canteros y Remate, el que fue presentado como trabajo final de licenciatura en la Facultad de Ciencias Naturales de la Universidad Nacional de Tucumán.

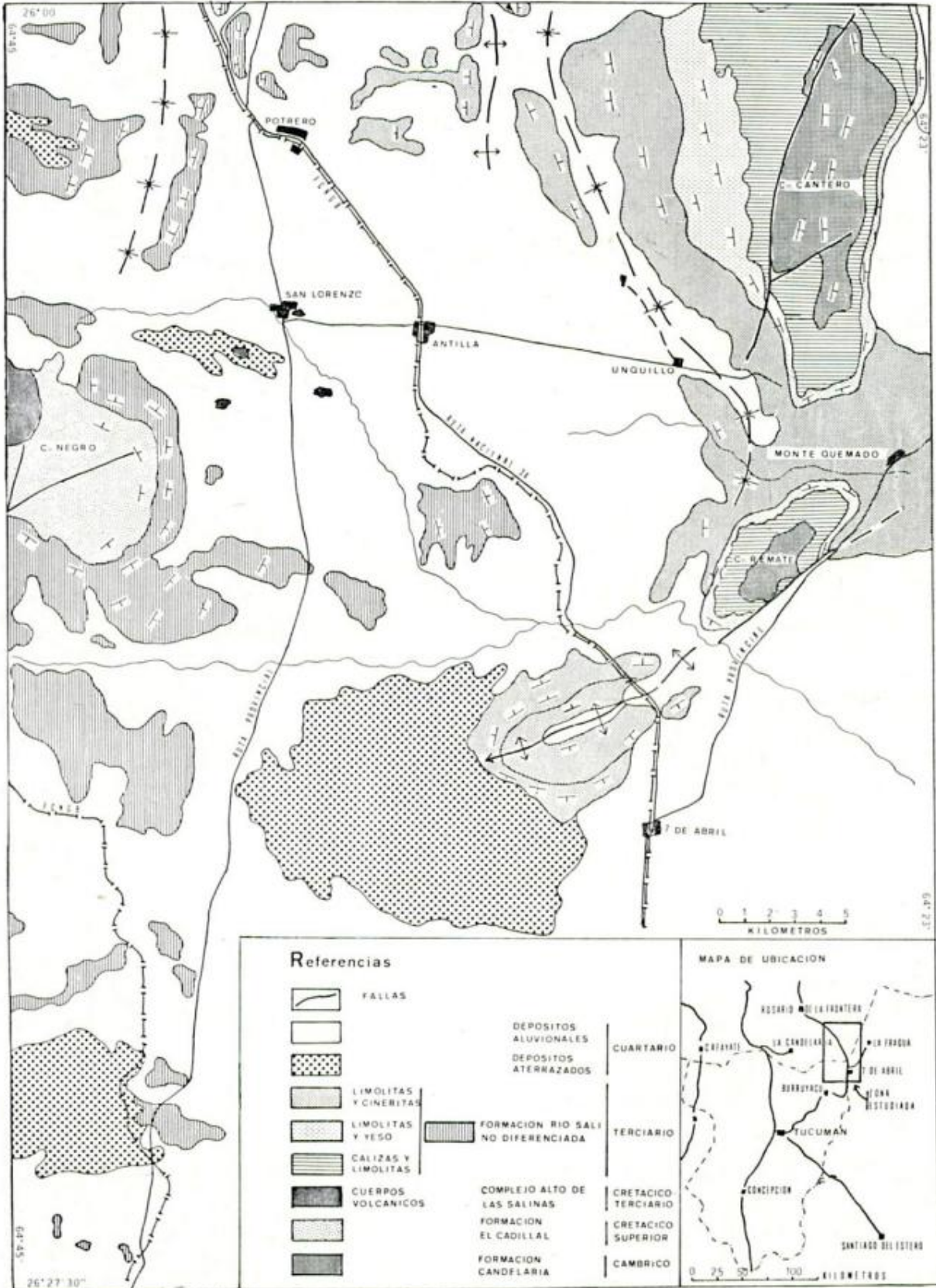
ESTRATIGRAFIA

En rasgos muy generales, la estratigrafía de la zona considerada está dada por la presencia de una espesa secuencia terciaria que se apoya discordantemente tanto sobre sedimentitas del Paleozoico inferior como sobre el Grupo Salta. El basamento metamórfico no aflora, éste se hunde cerca del borde occidental del área, en la sierra de la Candelaria.

PALEOZOICO

FORMACIÓN CANDELARIA

Definición estratigráfica: está constituida por areniscas cuarzosas, blanquecinas y rosadas, a veces con motas de



Mapa geológico

color pardo, presentan grano mediano a fino, están fuertemente cementadas con cemento silíceo, son sumamente tenaces. Están estratificadas en bancos que van desde 0,15 a 1,50 metros de espesor, en ellos se observa laminación entrecruzada. Al microscopio se ve que los granos son subredondeados, entre los mismos se observa algunos de ortosa y plagioclasa totalmente sericitizados, además hay laminillas de muscovita flexuradas que se ubican entre los granos de cuarzo. En el cemento participan también minerales de hierro. Sólo en casos aislados se observa crecimiento secundario del cuarzo.

Antecedentes: fue definida por Ricci y Villanueva (1969) en el faldeo occidental de la sierra de la Candelaria (prov. de Salta), posteriormente fue reconocida también en afloramientos aislados que se encuentran en la sierra del Campo (prov. de Tucumán) por Mon, Suayter y Urdaneta (1971). Groeber (1932) atribuyó esta unidad al Precámbrico. Peirano (1943) le asignó una edad similar a la de las rocas que se le superponen (Terciario).

Sección y área tipo: quebrada de Orcomato en la sierra de la Candelaria (prov. de Salta), (Ricci y Villanueva, 1969).

Afloramientos: cerros del Remate y Canteros.

Contenido faunístico: en el cerro Canteros uno de nosotros (J. C. D.) encontró trazas fósiles de identificación problemática, que probablemente pertenecen a huellas de vermes, éstas aparecen sobre planos de estratificación.

Relaciones de campo: representa la unidad más antigua que aflora en la comarca. La base de la misma no es visible, sobre ella se apoyan en pseudoconcordancia sedimentos terciarios pertenecientes a la Formación Río Salí.

Espesor: el espesor aflorante es de aproximadamente 400 metros.

Edad y correlaciones: las areniscas cuarzosas que afloran en la comarca estudiada presentan una notable similitud litológica con las de la sección tipo de la Formación Calendaria, que se encuentra a 50 kilómetros aproximadamente, hacia el oeste. En la sección tipo alcanzan casi 800 metros de espesor y se superponen en discordancia angular al basamento metamórfico, encima de ellas se encuentran, aparentemente en concordancia, pelitas del Tremadociano inferior (Ricci y Villanueva, op cit.). Teniendo en cuenta estas relaciones estratigráficas y la similitud litológica que presentan con el Cámbrico de la Cordillera Oriental (Grupo Mesón), puede atribuírseles esta edad a las areniscas de la Formación Candelaria.

MESOZOICO

SUBGRUPO PIRGUA

FORMACIÓN EL CADILLAL?

Definición estratigráfica: está constituida por areniscas conglomerádicas, amarillentas, blanquecinas y rosadas, con rodados de cuarzo de menos de un centímetro de diámetro, bien redondeados, algo friables, se encuentran intercaladas con tobas y mantos de traquitas; además se encuentran intercalaciones de areniscas cuarzosas rosadas altamente consolidadas, en ellas se observan rodados de cuarcitas que provienen probablemente de la Formación Candelaria.

Antecedentes: esta unidad fue definida por Bossi (1969), posteriormente fue reconocida en otros sectores de las Sierras Subandinas de la provincia de Tucumán.

Sección y área tipo: extremo austral de la sierra de Medina, junto a la presa El Cadillal (prov. de Tucumán).

Afloramientos: en la comarca estudiada sus afloramientos son extremada-

mente pobras a causa de la densa cubierta vegetal y de suelos, sin embargo puede afirmarse que constituye la mayor parte del cerro Negro.

Relaciones de campo: en el cerro Negro, único afloramiento de esta unidad, la base de la misma no aflora, sobre ella se superponen en pseudo-concordancia capas de la Formación Río Salí.

Espesor: desconocido en el área estudiada.

Edad y correlaciones: Bossi y Wampler (1969) le atribuyeron edad cretácica media a inferior, de acuerdo a mediciones radimétricas efectuadas en las vulcanitas intercaladas. La atribución de las areniscas del cerro Negro a la Formación El Cadillal, la hacemos con ciertas reservas, ya que los exiguos afloramientos estudiados no permiten establecer correlaciones con certeza.

COMPLEJO VOLCÁNICO ALTO DE LAS SALINAS.

Litología: las manifestaciones volcánicas situadas en el cerro Negro y sus alrededores obedecen a dos tipos litológicos distintos: a) traquitas y tobas traquíticas, que se encuentran intercaladas en las areniscas de la Formación El Cadillal. b) los basaltos alcalinos que aparecen en morros aislados, aparentemente dentro de la Formación Río Salí (Terciario). En las traquitas se observa al microscopio fenocristales de sanidina, minerales opacos, cuarzo y oligoclasa además de calcita y clorita que provienen de la alteración de los feldspatos. Los basaltos presentan fenocristales bien desarrollados de augita, además, en algunas muestras, se observa la presencia de analcima, lo que indica el carácter alcalino de estas vulcanitas.

Antecedentes: la denominación Complejo Alto de las Salinas fue introdu-

cida por Bossi (1969), en el extremo austral de la sierra de Medina (prov. de Tucumán), posteriormente se observó que estas manifestaciones están presentes también en las sierras de la Ramada y San Javier (prov. de Tucumán).

Sección y área tipo: extremo austral de la sierra de Medina.

Afloramientos: las manifestaciones del complejo Alto de las Salinas se encuentran en el cerro Negro y en cerros aislados que se encuentran al este del mismo.

Relaciones de campo: en general las traquitas son cuerpos tabulares que se encuentran dentro de las areniscas de la Formación El Cadillal, la deficiencia de los afloramientos no permite establecer con seguridad la naturaleza de los contactos, además se observa un cuerpo (marcado en el mapa geológico) que ha provocado un diseño anular en la red de drenaje, sus afloramientos son también muy pobres. Los cerros basálticos emergen en la llanura totalmente rodeados por sedimentos cuaternarios, sus relaciones con las rocas más antiguas no son visibles, pero es evidente, dada la configuración estructural del área (ver mapa geológico), que están dentro de la Formación Río Salí.

Edad: de acuerdo a las mediciones radimétricas efectuadas en las traquitas de El Cadillal por Bossi y Wampler (1969) la edad de las mismas varía entre el Cretácico inferior y el Cretácico medio. Además estos autores afirman que los basaltos son posteriores. Estas observaciones se confirman en la comarca estudiada, ya que las traquitas están asociadas a la Formación El Cadillal sin afectar a las rocas suprayacentes, en cambio a los basaltos se los encuentra dentro de los sedimentos terciarios lo que indicaría que poseen esta edad o son aún más jóvenes.

TERCIARIO

FORMACIÓN RÍO SALÍ

Definición estratigráfica: está integrada principalmente por limolitas rojas, estratificadas en gruesos bancos con laminación fina paralela. Intercalados con las limolitas se encuentran bancos delgados de margas y lutitas bien estratificadas, de colores verdosos y amarillentos. Además se encuentran intercalaciones de calizas oolíticas, de yeso y de bancos cineríticos. En los cerros Canteros y Remate, dentro de la Formación Río Salí, se distinguen tres unidades que se manifiestan claramente en el relieve, a las que les hemos asignado categorías de miembros. En el inferior predominan las intercalaciones de calizas oolíticas de color blanco amarillento, el espesor de los bancos calcáreos oscila entre 0,03 y 0,060 m. En el miembro intermedio se encuentran abundantes intercalaciones de yeso, que forman desde venillas y delgadas láminas hasta bancos de yeso macizo y fibroso que alcanzan hasta 0,5 m de espesor. En la unidad superior predominan las intercalaciones de cineritas de color blanco sumamente friables, el espesor de estos bancos varía entre 0,20 y 0,30 m.

Antecedentes: esta unidad fue definida por Ruiz Huidobro (1960) en el sector nordeste de la provincia de Tucumán, posteriormente fue reconocida en una gran parte de la sierra tucumana.

Sección y área tipo: valle del Río Salí, prov. de Tucumán.

Afloramientos: estos rodean a los núcleos de los anticlinales de los cerros Canteros y Remate, formados por areniscas de la Formación Candelaria. También se encuentran alrededor del

cerro Negro y en afloramientos aislados dispersos en el área estudiada.

Contenido faunístico: en los bancos lutíticos se observan restos de *Corbicula sp.*

Relaciones de campo: se asienta tanto sobre las areniscas de la Formación Candelaria como sobre la Formación El Cadillal, lo que revela la existencia de una discordancia en la base, que se manifiesta regionalmente. Localmente se observan contactos pseudo-concordantes. El techo no aflora en el área estudiada, se encuentra cubierto por sedimentos cuaternarios.

Espesor: en el perfil del río Horcones, la parte visible de la Formación Río Salí alcanza 240 metros de espesor.

Edad y correlacionse: Ruiz Huidobro (op. cit.) atribuyó esta formación al Terciario, sin poder definir a que nivel del mismo corresponde, además la consideró equivalente lateral de la Formación Carahuasi.

CUARTARIO

DEPÓSITOS CUARTARIOS

Dentro de los mismos se pueden distinguir dos unidades: los depósitos aterrazados y los depósitos aluviales, más jóvenes que los primeros. Los depósitos aterrazados están constituidos por gravas y conglomerados poco consolidados, de colores rojizos; entre los rodados predominan los de filitas, vulcanitas alteradas y cuarzo. Además se observan intercalaciones de lentes de areniscas conglomerádicas pobremente seleccionadas. Estos depósitos han sido recortados por la erosión posterior, sólo permanecen restos mesetiformes que han quedado como islas en la llanura circundante, cubierta por las gravas, arenas y sedimentos pelíticos que constituyen los depósitos aluviales.

CONCLUSIONES SOBRE LA ESTRATIGRAFIA DE LA COMARCA Y SOBRE LA DISTRIBUCION EN EL NOROESTE ARGENTINO DE LAS SEDIMENTITAS ATRIBUIDAS AL CAMBRICO

Indudablemente el rasgo sobresaliente que presenta la estratigrafía de la comarca estudiada es la presencia de areniscas cuarzosas atribuibles al Cámbrico. En la figura 1 mostramos la distribución de las manifestaciones cámbricas en el noroeste argentino, especialmente las del Grupo Mesón y entidades similares al mismo. Es decir las unidades constituidas principalmen-

te por areniscas cuarzosas y cuarcitas que se apoyan en discordancia sobre el basamento metamórfico. Hacemos esta aclaración porque recientemente ha surgido la idea de que parte del basamento metamórfico podría pertenecer a un Cámbrico más bajo que el representado por estas facies arenosas (Mirré y Aceñolaza, 1972; Aceñolaza, 1973).

En los trabajos de Turner (1963 y 1972), Borello (1971) se admite que las manifestaciones más australes de las sedimentitas cámbricas del noroeste, se encuentran aproximadamente a la latitud de Salta.

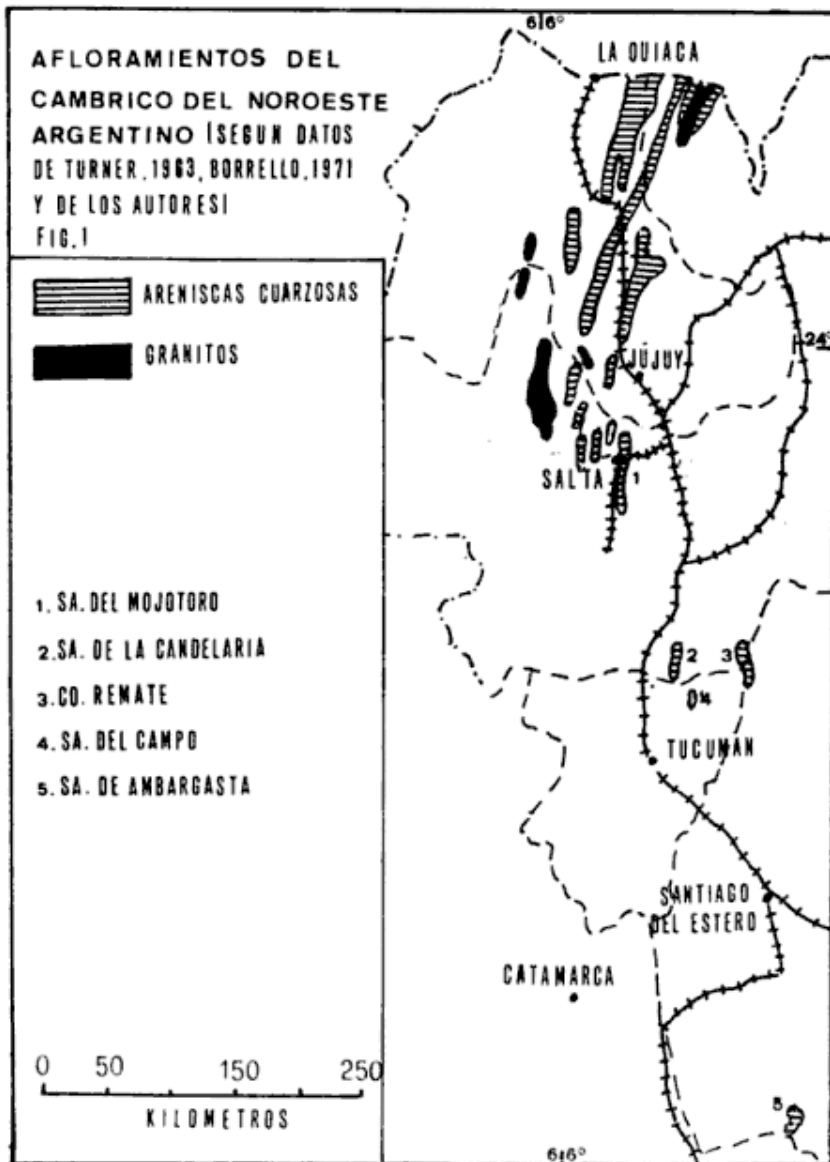


Figura 1

La asignación original de éstas al Cámbrico está afectada de cierto grado de incertidumbre, ya que hasta ahora no han proporcionado fósiles que permitan definir su edad con exactitud. Se les ha asignado edad cámbrica porque se les superpone en discordancia el Ordovícico inferior y a su vez se encuentran, también en discordancia, sobre el basamento metamórfico atribuido al Precámbrico. La discordancia que las separa del Ordovícico es menos marcada que la que lo hace del basamento. Incluso en algunas localidades se encuentra al Ordovícico depositado en pseudo-concordancia sobre las cuarcitas, tal como ocurre en la sierra del Mojotoro (prov. de Salta). Este hecho ha provocado algunas diferencias de criterio, es así como Ruiz Huidobro (1968) incluye a ambos complejos dentro de una misma formación (Formación Mojotoro), atribuyendo todo el conjunto al Ordovícico inferior. Sin embargo consideramos que el Ordovícico fosilífero debe ser separado de las areniscas cuarzosas, que se encuentran por debajo, ya que aunque la discordancia no se manifiesta —al menos localmente— hay un marcado cambio litológico, reflejo de un cambio profundo en el régimen de sedimentación. De manera que sería conveniente equiparar a las areniscas cuarzosas de la sección inferior de la Formación Mojotoro al Grupo Mesón. Esta equiparación puede hacerse en términos de correlación litológica sin discutir, por el momento, si corresponde asignarles edad cámbrica u ordovícica inferior, para lo que habría que tener otros elementos de juicio. Pero cabe hacer notar que los argumentos que existen para darles edad cámbrica son prácticamente los mismos que se emplearon para darle esta edad al Grupo Mesón.

Los rasgos estratigráficos de la sierra del Mojotoro se reproducen en el faldeo occidental de la sierra de la Candelaria (sur de la prov. de Salta), allí también se encuentra a las pelitas del

Ordovícico inferior en pseudo-concordancia sobre las areniscas cuarzosas de la Formación Candelaria (Ricci y Villanueva, 1969).

En la sierra del Campo (prov. de Tucumán), como así también en la comarca del cerro Remate, aparecen las areniscas cuarzosas de la Formación Candelaria directamente por debajo del Grupo Salta o de sedimentos terciarios, en estos lugares no se encuentra el Ordovícico fosilífero.

Otras manifestaciones de areniscas cuarzosas correlacionables con la Formación Candelaria son las de la Formación El Escondido, descrita por Minera TEA (1969) en el extremo septentrional de la sierra de Ambargasta, en las proximidades de la localidad de Pozo Grande (prov. de Santiago del Estero). Allí aparecen areniscas cuarzosas, areniscas cuarzosas conglomerádicas y conglomerados de colores rosados y rojizos. La secuencia está intensamente plegada. Su estilo de deformación la diferencia claramente de las unidades suprayacnetes (antracólíticas) y, por otra parte, la ausencia total de metamorfismo permite separarla del basamento metamórfico. Litológicamente la unidad descrita muestra marcada afinidad con la Formación Candelaria.

Se puede concluir en que al sur del paralelo de Salta aparecen una serie de afloramientos de areniscas cuarzosas, que tanto por su posición estratigráfica como por sus propiedades litológicas, son claramente equiparables al Grupo Mesón, al cual se le atribuye edad cámbrica. Esto significaría que la cuenca de deposición del Cámbrico del noroeste argentino se extendería considerablemente más al sur de lo que se admitía anteriormente. Llama además la atención que en los afloramientos más australes (sierra de Ambargasta) aparecen conglomerados y areniscas conglomerádicas, lo que indicaría la proximidad de un borde de cuenca, si es que se trata de sedimentos marinos.

Volviendo a la comarca del cerro Re-

mate, otro rasgo importante que muestra la estratigrafía de la misma es el rápido acuñamiento hacia el este que se observa en los componentes del Grupo Salta. La Formación El Cadillal, representada en el cerro Negro, ya no se encuentra en los cerros Remate y Canteros, donde el Terciario se apoya directamente sobre el Paleozoico. Además en el cerro Negro se nota la ausencia de las formaciones Santa Bárbara y Yacoraite, que todavía afloran en el faldeo occidental de la sierra de la Candelaria situado a 20 kilómetros aproximadamente hacia el oeste. De manera que resulta evidente que el área estudiada se encuentra sobre el borde oriental de la cuenca de deposición del Grupo Salta.

ESTRUCTURA

Desde el punto de vista tectónico la comarca del cerro Remate pertenece a la unidad morfo-estructural de las Sierras Subandinas.

Cada una de las elevaciones importantes representa una estructura positiva, el cerro Negro constituye un domo, los cerros Canteros y Remate representan anticlinales en cuyos núcleos afloran las areniscas cámbricas.

El eje del anticlinal de Canteros tiene rumbo norte-sur y buza hacia ambos extremos dando terminaciones periclinales, la septentrional está fuera del área estudiada; es un pliegue asimétrico cuyo flanco más empinado es el oriental, donde se observan inclinaciones que llegan hasta los 45° en cambio, en el flanco occidental las inclinaciones varían entre 10° y 15° . El núcleo de areniscas cuarzosas, más rígido que la cobertura de sedimentos terciarios, ha cedido mediante una fractura inversa de alto ángulo de rumbo NNE-SSW, el labio levantado es el oriental. Contrariamente a lo que cabría esperar, ésta no se ha producido del lado del flanco empinado sino del opuesto. Según Badgley (1965) estas fracturas (back limb

thrusts) son típicas de materiales altamente competentes y desprovistas de planos de deslizamiento interno, tal como ocurre en las areniscas de la Formación Candelaria, aunque las fallas descritas por este autor son de bajo ángulo. Esta fractura está acompañada de otra de menor magnitud, fuertemente oblicua con respecto a la primera. Aparentemente el núcleo de areniscas cuarzosas ha sido parcialmente eyectado por fracturas que lo delimitan al oeste y al sur.

El del cerro Remate es un branquianticlinal cuyo eje presenta rumbo NE-SW. Es también un pliegue asimétrico con el flanco más empinado hacia el SE, éste está afectado por una fractura inversa de alto ángulo que inclina hacia el NW. Como en el caso del anticlinal de Canteros el núcleo está formado también por las areniscas de la Formación Candelaria, éste está afectado por fallas transversales que lo han dividido en sub-bloques, los que han sufrido pequeños movimientos diferenciales durante el plegamiento.

Los dos anticlinales descriptos representan culminaciones del eje de una estructura mayor que se encuentra en el subsuelo y que se extiende considerablemente hacia el norte, donde se observan nuevas culminaciones, que provocan cierres en las capas terciarias, allí ya no afloran rocas más antiguas. Esto significa que la parte más alta, de esta gran estructura anticlinal, es la que se encuentra en nuestra área de estudio, ya que el eje de la misma buza hacia el norte, con algunos altibajos, y también hacia el sur. Al sudoeste del cerro Remate se observa una nueva culminación, responsable de la existencia de un braquianticlinal que afecta a capas de Terciario, éste está casi totalmente cubierto por depósitos cuaternarios y su presencia ha podido ser descubierta con la ayuda de las fotografías aéreas, ya que en el terreno sólo se observa una llanura ondulada cubierta por vegetación.

El cerro Negro representa un domo en cuyo núcleo aflora la Formación El Cadillal, afectada por las manifestaciones eruptivas del Complejo Alto de las Salinas. Rodean totalmente a este núcleo capas de la Formación Río Salí, que inclinan en todas direcciones, dando una estructura de domo típica (una parte de la misma está fuera de la zona considerada). Este tipo de estructura es anómalo dentro de las Sierras Subandinas, ya que en general se trata de grandes pliegues alargados de rumbo NNE-SSW.

En la depresión que se encuentra entre el cerro Negro y los de Canteros y Remate, afloran restos de Terciario suavemente plegados, pudiéndose ubicar algunos de los ejes de estos pliegues.

La estructura anticlinal representada por los cerros Canteros y Remate se extiende desde el extremo austral de la sierra Colorada situada fuera de nuestra zona de estudio, a lo largo de su eje se observan inflexiones laterales en el mismo provocadas por fracturas de rumbo NE-SW, fuertemente oblicuas con respecto a la estructura regional y con importantes desplazamientos paralelos al rumbo. El arqueamiento que se observa en esta estructura, dentro de la comarca estudiada, consideramos que se debe al mismo fenómeno, paralelamente al borde sudoriental del anticlinal del cerro Remate y del anticlinal que se encuentra al sudoeste del mismo, pasaría una importante fractura de tipo transcurrente. Al sudoeste del área estudiada, existen varios elementos de juicio para postular su existencia, se trataría de un accidente de gran importancia regional y de considerable antigüedad. En un trabajo próximo nos referiremos con más detalle a este problema.

En cuanto al mecanismo de formación de las estructuras descriptas pensamos que los esfuerzos responsables de la formación de las mismas han sido transmitidos desde el oeste a través del basamento, que en nuestra área se en-

cuentra sólo en el subsuelo. Es posible que los anticlinales de Canteros y del Remate se deban al ascenso de un bloque de basamento mediante una falla inversa de alto ángulo y de rumbo aproximado norte-sur, que no se manifiesta en superficies, pero que se encontraría relacionada al borde oriental de estos pliegues, cuya configuración actual se debería también a la reactivación simultánea de la falla transcurrente que mencionamos más arriba. Es probable que la cobertura se haya despegado parcialmente de su substrato a fin de adaptarse a los movimientos de los bloques de basamento.

Como ya señalamos anteriormente el domo del cerro Negro representa una anomalía dentro del estilo tectónico de las Sierras Subandinas. El hecho de que el mismo se encuentre asociado a cuerpos subvolcánicos nos induce a considerar la hipótesis de que éste haya sido levantado por un cuerpo eruptivo mayor que se encontraría en el subsuelo y con el cual se relacionarían las manifestaciones aflorantes.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F. G., 1973. *Sobre la presencia de "Oldhamia" sp. en la Formación Puncoviscana de cuesta de Muñano, provincia de Salta, República Argentina*. Rev. Asoc. Geol. Arg. XXVIII, 56-60.
- Badgley, P. C., 1965. *Structural and Tectonic Principles*. Harper y Row. Nueva York.
- Borrello, A. V., 1971. *The Cambrian of South America*. C. H. Holland, ed. Wiley Interscience, 385-438. Londres.
- Bossi, G. E., 1969. *Geología y Estratigrafía del sector sur del valle del Choromoro*. Acta Geol. Lill. X, 17-64.
- Bossi, G. E. y Wampler, M., 1969. *Edad del Complejo Alto de las Salinas, formación El Cadillal según el método K-Ar*. Acta Geol. Lill. X, 141-160.
- Dinkel, J. C., 1972. *Estudio geológico del cerro del Remate y zonas vecinas*. Trabajo final de licenciatura. Fac. Cs. Nat. de la Univ. Nac. de Tucumán. Inédito.
- Groeber, P., 1932. *Estudio sobre la supuesta existencia de petróleo en la zona de 7 de*

- Abril (provincias de Tucumán y Santiago del Estero)*. Direc. Nac. Geol. y Min. Informe inédito.
- Minera TEA, 1969. *Geología de las sierras de Ambargasta y Sumampa*. Consejo Federal de Inversiones. Inédito.
- Mirré, J. C. y Aceñolaza, F. G., 1972. *El hallazgo de Oldhamia sp. (traza fósil) y su valor como evidencia de edad cámbrica para el supuesto Precámbrico del borde occidental del Aconquija, prov. de Catamarca*. *Ameghiniana IX*: 1, 72-78.
- Mon, R., 1971. *El Cámbrico del cerro Remate (prov. de Santiago del Estero)*. *Mundo Geológico*. 12, 10-11. Buenos Aires.
- Mon, R., Suayter, L. y Urdaneta, A., 1971. *Sobre la presencia del Paleozoico inferior en la provincia de Tucumán*. *Acta Geol. Lill. XI*, 229-240.
- Peirano, A., 1943. *Estudio geológico del cerro Remate (Santiago del Estero)*. Cuadernos de Mineralogía y Geología de la Univ. Nac. de Tucumán. III, 7-31.
- Ricci, H. I. y Villanueva, A., 1969. *La presencia del Paleozoico inferior en la Sierra de la Candelaria (prov. de Salta)*. *Acta Geol. Lill. X*, 1-16.
- Ruiz Huidobro, O. J., 1960. *El Horizonte Calcreo-Dolomítico en la provincia de Tucumán*. *Acta Geol. Lill. III*, 147-172.
- Ruiz Huidobro, O. J., 1968. *Descripción geológica de la Hoja 7e, Salta, provincias de Salta y Jujuy*. Inst. Nac. de Geol. y Miner.
- Schlagintweit, O., 1937. *Observaciones estratigráficas en el Noroeste Argentino*. *Bol. Inf. Petrol.* 156, 1-49.
- Stappenbeck, R., 1921. *Estudios geológicos e hidrológicos en la zona subandina de las provincias de Salta y Tucumán*. *An. Min. Agric. Sec. Geol. Miner. XIV*, 1-137.
- Turner, J. C. M., 1963. *The Cambrian of Northern Argentina (Symp. on Petrol. Geol. South America)*. *Geol. Soc. Dig. Tulsa* 31, 193-211.
- 1972. *Cámbrico*. Cuartas Jornadas Geol. Argent., III, 181-190.

Recibido el 14 de setiembre de 1973.

VI CONGRESO GEOLOGICO ARGENTINO

AUSPICIADO POR LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Lugar: Bahía Blanca (Provincia de Buenos Aires)

Fecha: 21 al 27 de setiembre de 1975

Categoría de Miembros *

Miembro Participante

Categoría A - \$ 250 (Geólogos y autores de trabajos presentados al Congreso. Incluye Resúmenes y Actas)

Categoría B - 150 (Acompañantes de Miembros Categoría A. No incluye Resúmenes ni Actas)

Categoría C - \$ 100 (Estudiantes Universitarios. Incluye Resúmenes y Actas)

Categoría D - \$ 200 (Asistentes o no al Congreso, interesados en recibir Resúmenes y Actas)

Miembro Institucional - \$ 2.500

Miembro Benefactor - \$ 5.000 (cuota mínima)

Miembro Patrocinador - \$ 10.000 (cuota mínima)

* Estas cuotas son válidas hasta el 30 de Setiembre de 1974. Las que regirán a partir de esta fecha serán anunciadas en la Segunda Circular a distribuirse en el próximo mes de Agosto.

Fecha de presentación de los trabajos

Resúmenes - Octubre 31 de 1974

Trabajos - Marzo 31 de 1975

Pago de inscripción

Deberá hacerse en efectivo o bien a la cuenta u orden del "Sexto Congreso Geológico Argentino", Maipú 645, 1er. piso, Buenos Aires.

LOS DIDYMOGRAPTIDOS DE LA FORMACION PARCHA EN EL BORDE ORIENTAL DE LA PUNA SALTEÑA

Por VÍCTOR A. RAMOS¹

RESUMEN

En el presente trabajo son descriptas nuevas localidades fosilíferas del Ordovícico, en la Puna oriental de la provincia de Salta. Los horizontes fosilíferos están compuestos por lutitas y limolitas que se correlacionan a la Formación Parcha. Es asignada una edad Arenigiana inferior a media, sobre la base del estudio sistemático de sus didymograptidos. Una especie de graptolitos es mencionada por primera vez en Argentina.

ABSTRACT

New fossil localities in the Ordovician of the eastern border of the Puna, in the province of Salta, bearing an abundant graptolite fauna are described. The fossiliferous horizon composed by shales and siltstones is correlated with the Parcha Formation. After a systematic study of the didymograptides a Lower to Middle Arenigian age is assigned. One graptolite species is mentioned for the first time in Argentina.

INTRODUCCION

El presente estudio tiene como finalidad dar a conocer el hallazgo de cuatro nuevas localidades fosilíferas de la Formación Parcha y contribuir al conocimiento sistemático de sus graptolitos.

Desde hace muchos años se conoce la presencia de faunas graptolíticas en el Ordovícico del noroeste argentino, en especial las de la Cordillera Oriental, pero el conocimiento sistemático de estas faunas se debe casi exclusivamente a los estudios de Loss (1951) y a la completa revisión de Turner (1960).

La presencia de graptolitos en el ámbito geográfico de la Puna se restringía a su sector septentrional con la presencia de escasos restos fosilíferos en

la sierra de la Rinconada, donde Turner (1959) citó la presencia en la Formación Acoite de *Didymograptus v-deflexus*, *Phyllograptus spp. indet.*, *Tetrigraptus spp. indet.* y otros, de definida edad arenigiana.

El primer hallazgo de graptolitos en el sector centro sur de la Puna saltojujeña fue realizado por Rolleri y Minngramm (1968), quienes en su comunicación citan la presencia de didymograptidos, clasificados por Turner, procedentes de la quebrada de Chorrillos, a pocos kilómetros al oeste de San Antonio de los Cobres (véase fig. 1).

A su vez Schwab (1968) durante el levantamiento geológico de las Hojas 5 a Paso Huaitiquina y 5 b, Salar de Cauchari, halla en diversas localidades al oeste de los salares de Cauchari y Olaroz, y en el cerro Oplas, resto de graptolitos, entre los cuales hay numerosos

¹ Geólogo de Geophoto Services.

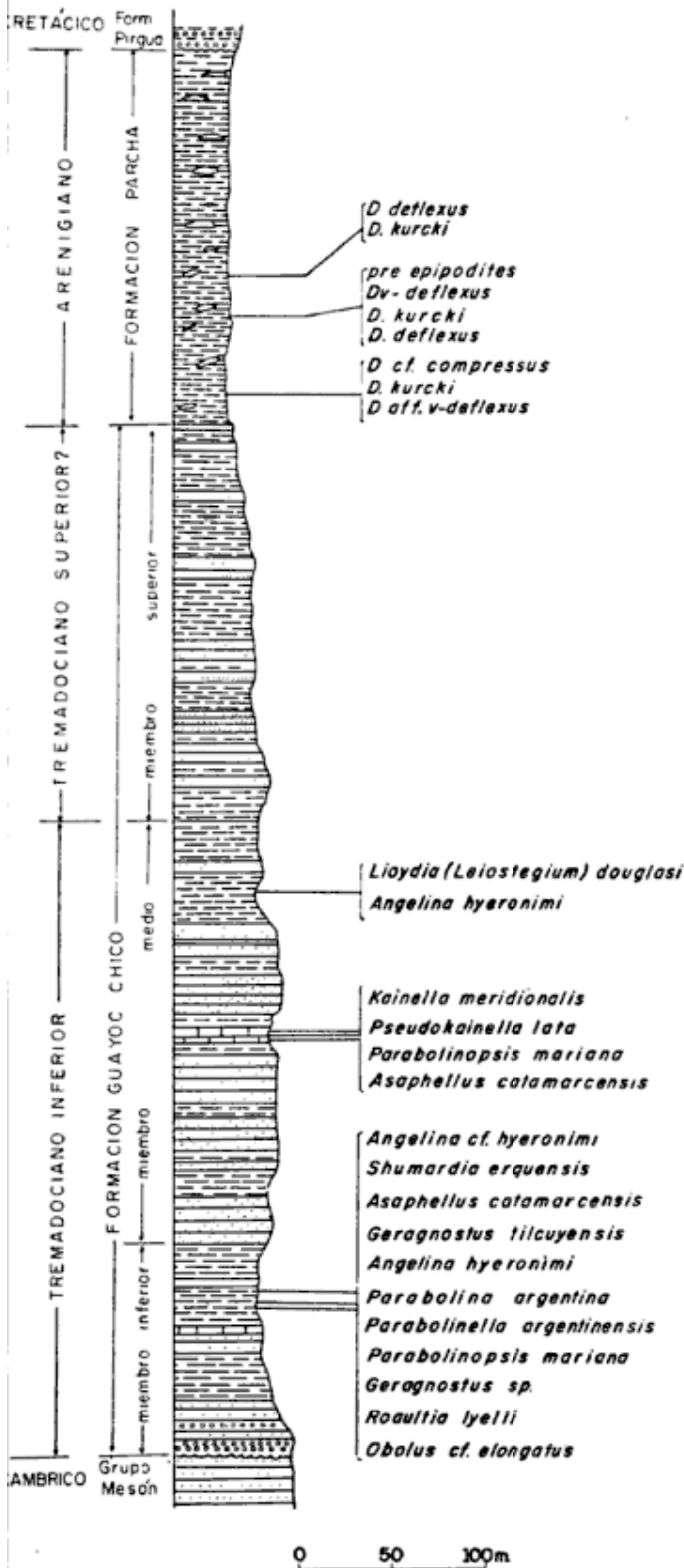


Fig. 2. — Perfil estratigráfico del Ordovícico en la comarca

dose con escasas clasificaciones preliminares.

Se espera con esta contribución aumentar el interés sobre estos excelentes

fósiles guías y brindar las bases para una correlación y comparación entre las distintas localidades del Ordovícico en el ámbito de la Puna a fin de poder establecer su estratigrafía.

RESEÑA GEOLOGICA

El estudio geológico regional de una vasta región del borde oriental de la Puna, desde mina "Aguilar" en Jujuy, hasta las Cuevas en la provincia de Salta, ha permitido ubicar con precisión las distintas unidades litológicas aflorantes en la comarca dentro de la columna estratigráfica.

La unidad más antigua aflorante es la Formación Puncoviscana, compuesta por grauvacas y pizarras de edad proterozoica a infracámbrica, según muestra el hallazgo reciente de restos de *Oldhamia* en las mismas (Aceñolaza, 1973). En esta misma localidad el autor ha hallado fósiles problemáticos de formas espiraladas actualmente bajo estudio. En esta unidad se intruye la Granodiorita Tastil de edad absoluta aparente de 530 m.a. (Cámbrico medio).

Sobrepuestas a las rocas anteriores se hallan las ortocuarcitas de las Formaciones Lizoite, Campanario y Chalhualmayoc del Grupo Mesón, de edad cámbrica media a superior. Inmediatamente por encima del Grupo Mesón, se encuentra en la comarca la Formación Guayoc Chico (Ramos, 1973) en la que se han reconocido tres miembros. Los miembros inferior y medio contienen numerosos restos de trilobites y braquiópodos, que han permitido datarlos con seguridad en el Tremadociano inferior y superior (véase la fig. 2).

Formación Parcha (Harrington, 1957)

Esta unidad presenta su perfil tipo en las adyacencias del caserío de Parcha, ubicado en la quebrada de Inca-mayo, afluente oriental de la quebrada del Toro. Su perfil ha sido descrito

por Harrington (en Harrington y Leanza, 1957).

En las localidades en estudio aflora con mejor desarrollo al noroeste de la Laguna Blanca. En ese lugar se puede observar un extenso sinclinal cuyo núcleo es cortado tectónicamente. El flanco occidental preserva un completo desarrollo del Paleozoico inferior, donde puede observarse la discordancia angular que separa al Grupo Mesón de la Formación Puncoviscana (véase la figura 3 a). El contacto entre la Formación Chalhualmayoc y la Formación Guayoc Chico es nítido, mientras que entre éste y la Formación Parcha el

contacto es transicional. Por un paulatino aumento del material pelítico se pasa del miembro superior de la Formación Guayoc Chico a las lutitas y limolitas de la Formación Parcha. El límite entre ambas es ubicado en el último banco de areniscas limolíticas.

En esta sección están casi ausentes las concreciones elipsoidales tan características de la Formación Parcha en Piscuno y otras localidades de la quebrada del Toro. Estas concreciones son achatadas, variando su diámetro entre 15 y 60 cm. Están compuestas por material calcáreo en gruesas capas concéntricas.

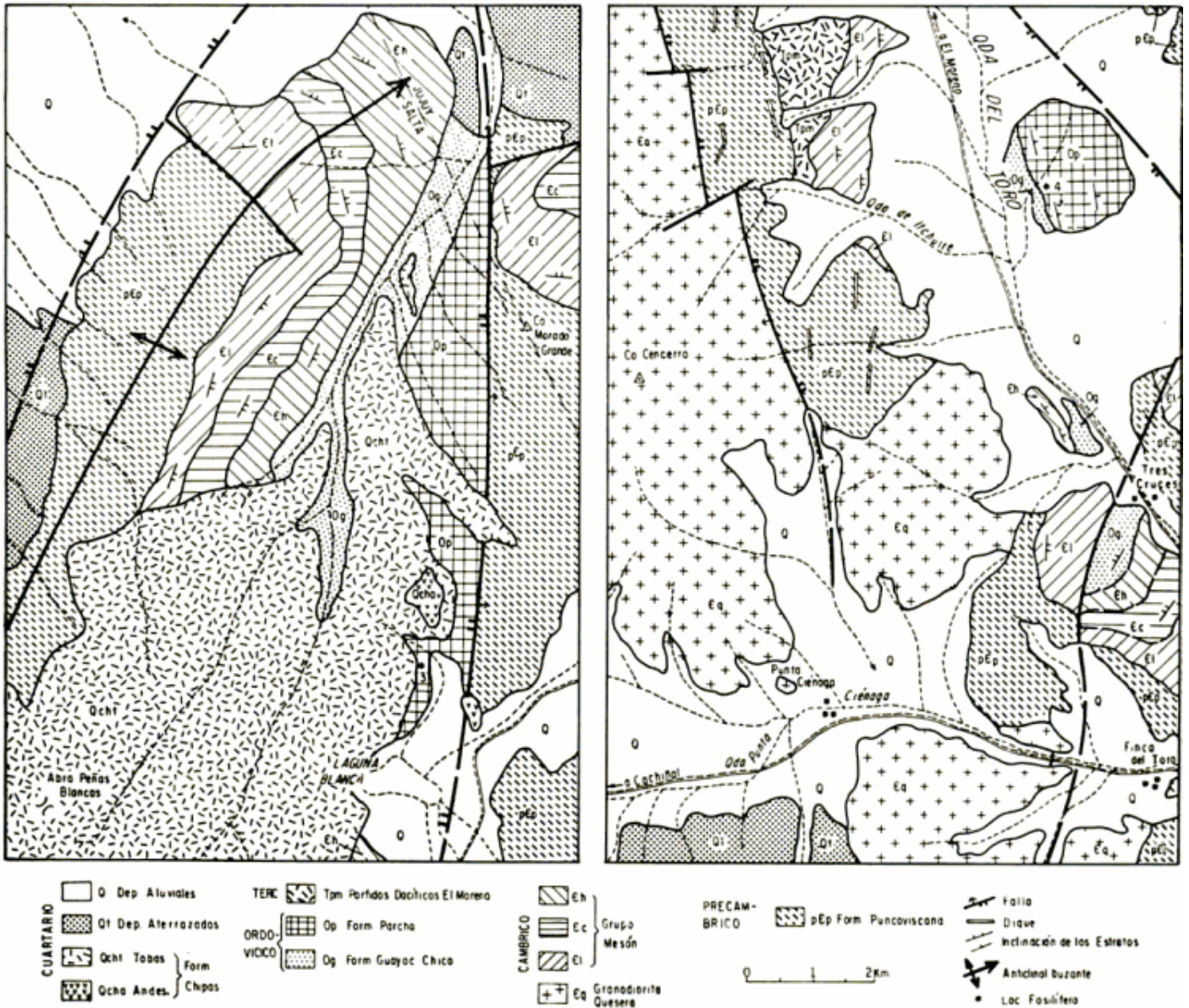


Fig. 3a-b. — Mapas geológicos de laguna Blanca y Finca del Toro norte, provincia de Salta

Es frecuente en las concreciones menores hallar restos de trilobites.

Los colores dominantes en las lutitas son los grises claros, azulados oscuros y verdosos, que por meteorización se tornan más amarillentos y ocreos. Están laminadas finamente y presentan un diaclasamiento intenso.

Más hacia el oeste, por ejemplo en la quebrada de Chorrillos, desarrollan un clivaje de fractura que en parte oscurece la estratificación de las lutitas y limolitas, cizallando su contenido fosilífero.

El espesor de esta formación en Piscuno es de 200 m y en la laguna Blanca de 350 metros. El ambiente de deposición es nerítico distal de carácter pelágico y baja energía (Rolleri y Minngramm, 1968). Esta aumenta hacia el este donde se ubica el borde de la cuenca externa arenigiana (Ramos, 1972).

El techo de la Formación Parcha es definido por una discordancia angular que la separa de los depósitos cretácicos del Grupo Salta o de las rocas volcánicas andesíticas de la Formación Chipas del Pleistoceno.

Localidades fosilíferas. Las localidades fosilíferas se encuentran distribuidas en los departamentos La Poma y Rosario de Lerma en la provincia de Salta. Tres de ellas se hallan en la margen occidental del Crestón Alto de la Aguada (La Poma), mientras que la cuarta se halla en el tramo superior de la quebrada del Toro (Rosario de Lerma).

I. — *Piscuno sur, departamento La Poma*

El acceso a esta localidad se realiza por la ruta nacional N° 40, donde a 18 km de San Antonio de Los Cobres en dirección a Cobres, se abre una huella muy precaria hacia el este, que tras 21 km de recorrido llega al caserío de Piscuno. El lugar del hallazgo se halla a 800 m hacia el nordeste del caserío (figura 4).

Se han hallado dos niveles fosilíferos, uno inferior formado por lutitas azu-

ladas y grisáceas oscuras y uno superior compuesto por limolitas y lutitas grises y verdosas amarillentas. En el nivel inferior los graptolitos se preservan como películas quitinosas en un notable grado de conservación. Esto ha permitido el hallazgo de numerosos apéndices braquiales de trilobites, preepipodites, descritos posteriormente por Caminos (1971), y atribuidos a *Thysanopyge argentina*, Kayser.

II. — *Piscuno norte, departamento La Poma.*

A la entrada del valle de Piscuno, una bifurcación de la huella hacia el norte lleva a una escuela ubicada a tres kilómetros del caserío de Piscuno. Unos 1.400 m al norte de la escuela sobre la ladera del volcán Chipas hay otro pequeño asomo de la Formación Parcha donde se han hallado en unas lutitas gris verdosas varios ejemplares de didymograptidos.

III. — *Laguna Blanca, departamento La Poma.*

A 17,5 km al norte de Piscuno, por la huella que conduce de este caserío a Lipán se halla la laguna Blanca. A unos 1.800 m al norte se hallan unas lutitas gris verdosas donde fueron hallados los graptolites en la Formación Parcha.

IV. — *Finca del Toro norte, departamento Rosario de Lerma.*

Esta localidad se encuentra entre Pueblo Viejo y Tres Cruces en las cabeceiras de la quebrada del Toro. En Pueblo Viejo ya Keidel (Harrington y Leanza, 1957) citó la presencia de trilobites y braquiópodos de edad tremadociana. Su acceso se realiza por la ruta nacional N° 51 hasta las Cuevas y de allí por la huella que conduce a Finca del Toro, vía Cachiñal (36 km). Unos doce kilómetros al norte de la finca, frente a la quebrada de Itchuire, en la margen

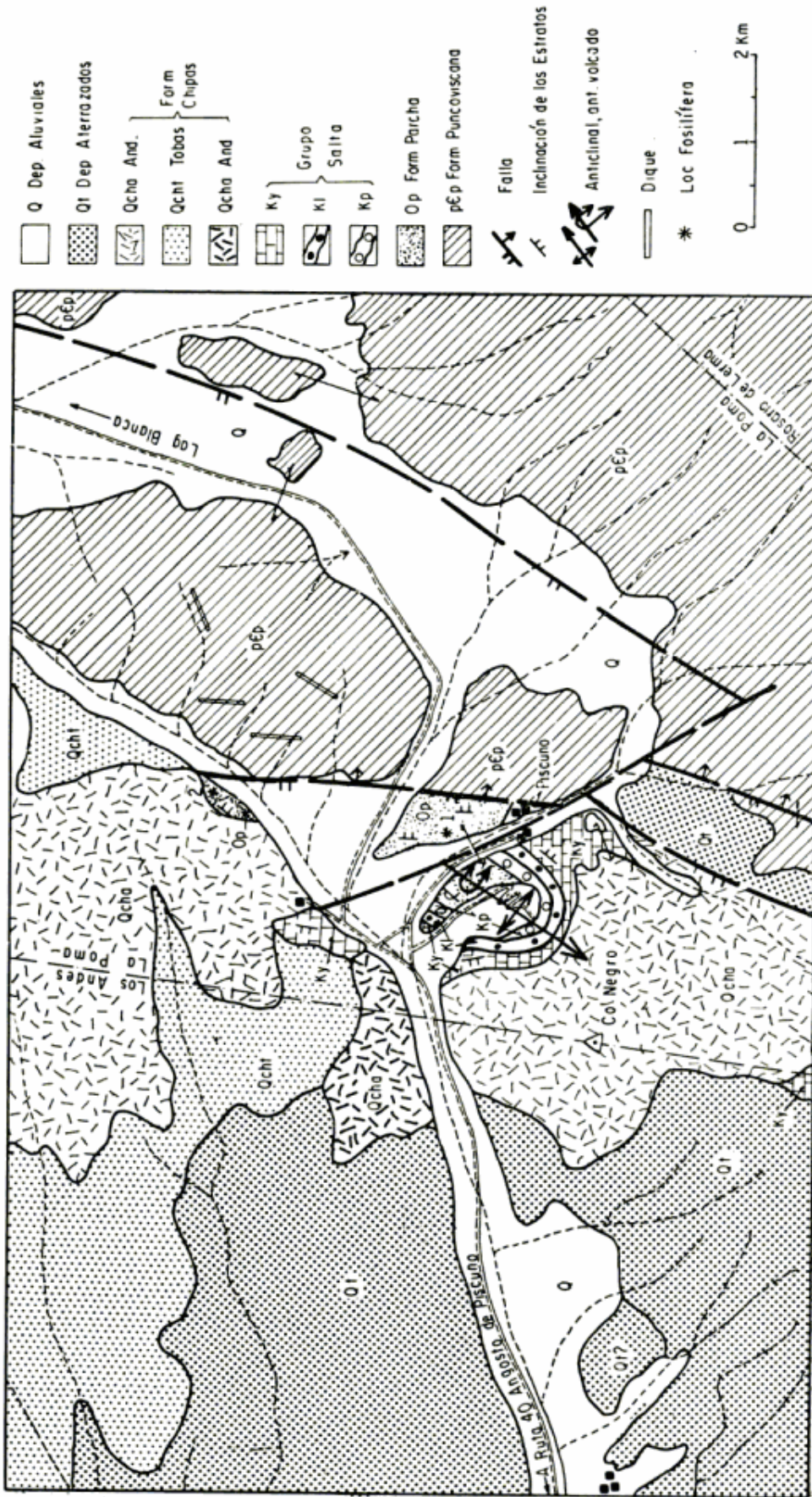


Fig. 4. — Mapa geológico de Piscuno, provincia de Salta

CUADRO I
Didymograptidos de la Formación Parcha

FOSILES			Localidades					
			Piscano Norte	Piscano Sur inferior	Piscano Sur superior	Laguna Blanca	Finca del Toro norte	Quebrada de Chorrillos*
ARENIGIANO	Zona de <i>Tetragraptus bigsbyi</i>	<i>D. cf. hirundus</i>	—	—	—	—	—	×
		<i>D. cf. gracilis</i>	—	—	—	—	—	×
	Zona de <i>Didymograptus v-deflexus</i>	<i>D. cf. compressus</i>	—	—	—	—	×	—
		<i>D. kurecki</i>	—	×	×	×	×	—
		<i>D. deflexus</i>	—	×	×	×	—	—
		<i>D. v-deflexus</i>	×	—	—	×	×	—

* Según Turner (Rolleri y Mingramm, 1968).

oriental de la quebrada del Toro, se han hallados didymograptidos en unas lutitas gris claras finamente laminadas y muy duras, correlacionables con la Formación Parcha.

DESCRIPCIONES SISTEMATICAS

Clase GRAPTOLITHINA

Bronn, 1846, emend. Lapworth, 1875

Orden GRAPTOLIDEA Lapworth, 1875

Género DIDYMOGRAPTUS Mc Coy, 1851

Didymograptus deflexus Elles y Wood, 1902

Lám. I, a-b; Lám. II, a-c.

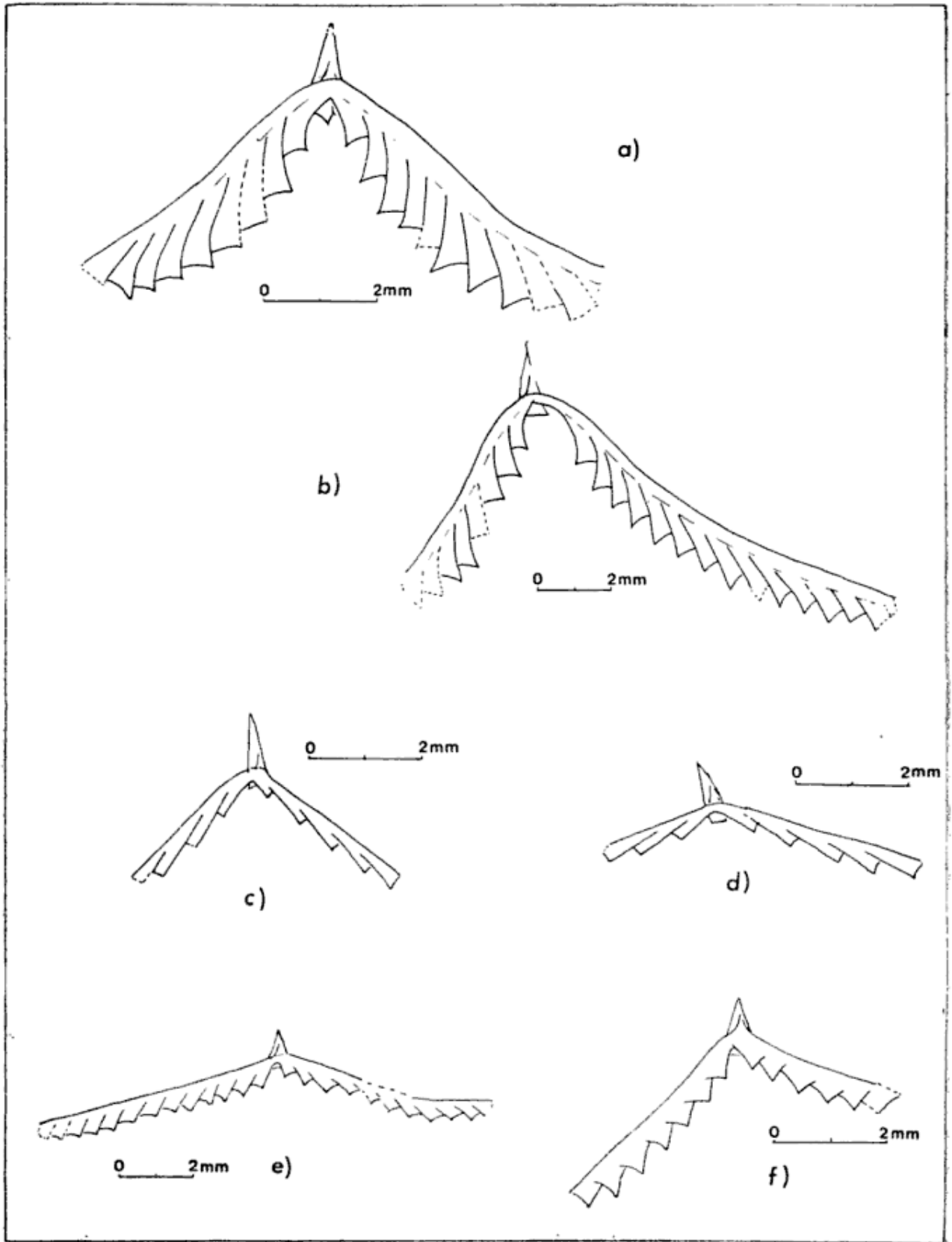
Didymograptus v-fractus, Elles, G.L. (pars), 1898, pág. 508, figs. 25-28.

Didymograptus deflexus, Elles, G. L. y Wood, E.M.R., 1901, págs. 35-36, fig. 12 ac; Elles, G. L., 1932, pág. 111, fig. 13; Hsü, S.C., 1934, pág. 36, Lám. 2, fig. 7 a-c; Monsen, A., 1937, pág. 146, Lám. 3, figs. 38-41 y Lám. 10, fig. 12; y Loss, R., 1951, pág. 21-62, fig. 15, Lám. 1, figs. 21-23, Lám. 11, fig. 2.

Descripción. Rabdosoma pequeño de hasta 1,2 cm de largo en la rama más conservada, con notable desarrollo cóncavo-convexo. La sícula es conspicua de 1,5 a 1,6 mm de longitud y una apertura oral de 0,5 mm, cóncava en algunos ejemplares. Su ápice se afina en un nema de 0,1 mm de ancho y longitud indeterminable.

El ángulo inicial de apertura de las ramas es de 115°, cerrándose hasta 70° en un punto cercano a la inflexión, abriéndose luego paulatinamente hasta alcanzar 100-110°. Este ángulo de apertura distal de los estipes es bastante uniforme en los ejemplares estudiados.

La primer teca se inicia cerca del ápice sicular. Las tecas se hallan en número de 14 a 15 en 10 mm; tienen 1,5 mm de longitud y un traslapo de 1/2 en las tecas proximales a casi 2/3 en las distales. Su pared ventral es de levemente curva a recta, mientras que su margen apertural es recta a subcóncava



Lám. I. — *Didymograptus* de la Formación Parcha a-b, *D. deflexus*, Elles y Wood ; c-d, *D. kureki*, Tornquist ; e-f, *D. cf. compressus*, Harris, Thomas

y denticulada en algunos ejemplares. Las tecas son casi tres veces más largas que anchas y se insertan en el estipe con un ángulo de 35 a 45°.

El ancho del estipe aumenta regularmente desde 0,6-0,7 en la primera apertura tecal hasta 1,5-1,6 mm en la parte distal.

Observaciones. Las características de los ejemplares como ser el crecimiento gradual del ancho de los estipes y el desarrollo de la concavidad dorsal, además de los valores morfométricos, coinciden con los descriptos por Loss (1951) para los ejemplares del cerro San Bernardo, Salta. Los ejemplares argentinos según dicho autor, son más cercanos a los de Inglaterra, que a los descriptos por Monsen (1937) y Hsü (1934).

Fósiles asociados. *Didymograptus kurcki*, *Didymograptus v-deflexus* y preepipodites de *Thysanopyge argentina*.

Nivel. Distintos niveles de la Formación Parcha. Arenigiano inferior a medio.

Localidad. Localidades I y III del presente estudio.

Didymograptus kurcki, Tornquist, 1901

Lám. I, c-d; Lám. II, d-e.

Didymograptus kurcki, Monsen, A., 1937, t. XVI, pág. 57-226.

Descripción. Rabdosomas muy pequeños de 0,4 a 0,5 cm de longitud y de forma declinada, con un ángulo de apertura entre las ramas de 110° a 145°. Los estipes son rectos con un ancho de 0,4 mm en la porción proximal que aumenta hasta un máximo de 0,6-0,8 mm. La sícula mide 1,5 mm y su apertura oral no es visible.

Las tecas se hallan en número de 12 a 14 por centímetro; son largas y estrechas midiendo 1,2 mm en la cercanía de la sícula y que alcanzan 1,5 mm en la porción distal; son de 3 a 4 veces más

largas que anchas, con un traslapo de 1/3 a 1/2 de su extensión. Su pared ventral es recta y su margen apertural subcóncavo y perpendicular al eje del estipe. El ángulo de inclinación es de 20°.

Observaciones. Los ejemplares coinciden estrechamente en sus características con los descriptos por Tornquist y Monsen. Difieren en que la sícula es más pequeña (según Monsen (1937), 1,8 mm) y las tecas son un poco más numerosas (12-14 en lugar de 12-13 de los ejemplares noruegos). Corresponde a la zona de *Phyllograptus densus*, de Noruega, en la parte alta del Arenigiano inferior.

Fósiles asociados. *D. deflexus*, *D. cf. compressus*, *D. v-deflexus*, etc.

Nivel. Distintos niveles de la Formación Parcha, Arenigiano inferior a medio.

Localidad. Localidades I y IV del presente estudio.

Didymograptus cf. compressus,

Harris y Thomas, 1935

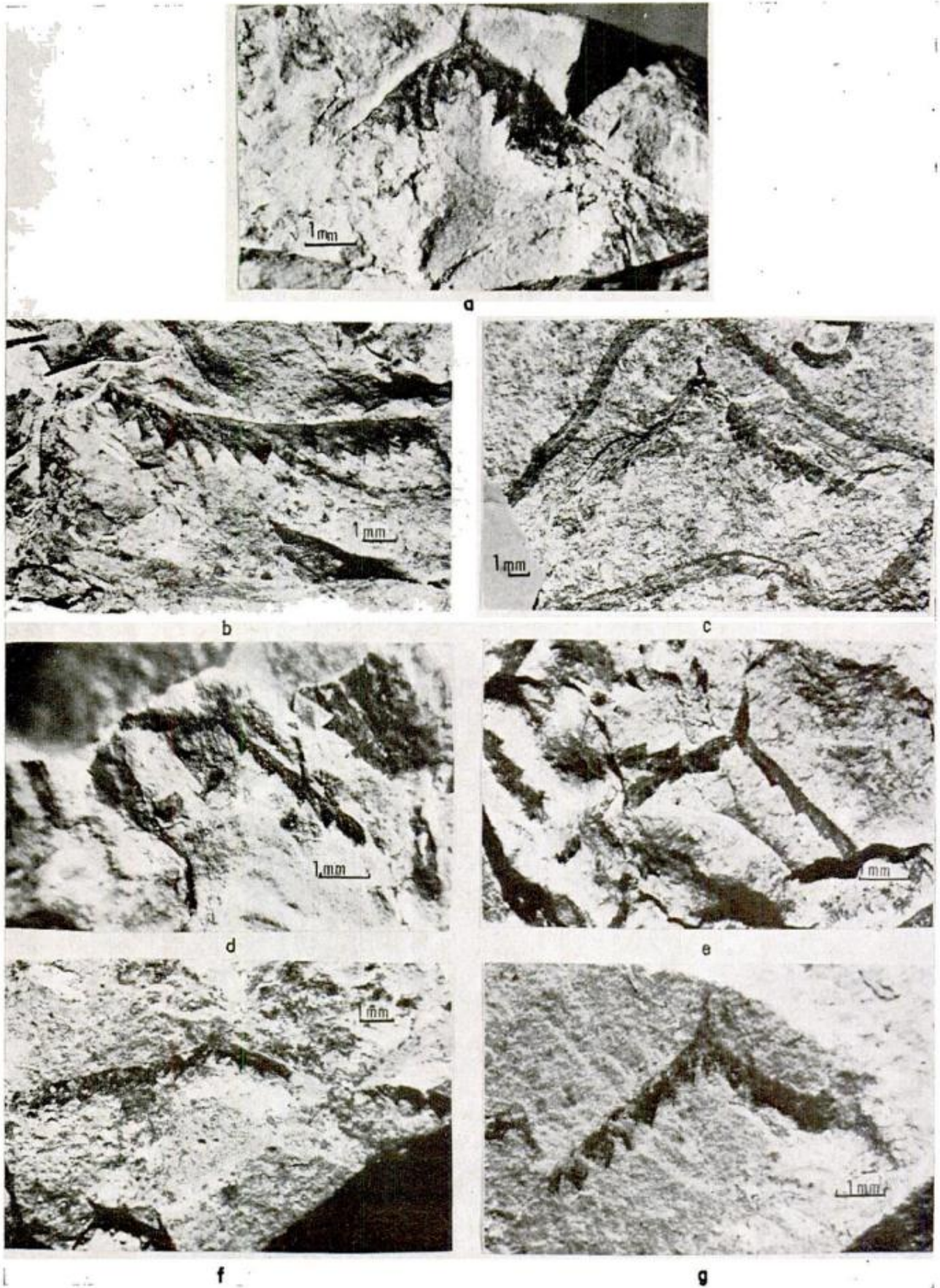
Lám. I, e-f; Lám. II, f-g.

Didymograptus compressus, Harris y Thomas, 1935, Lám. I, fig. 6, Lám. II, figs. 20-21; Keble y Benson, 1939, pág. 79.

Didymograptus cf. compressus, Turner, 1960, Lám. IX, fig. 9, pág. 73.

Descripción. Rabdosomas pequeños de hasta un centímetro de longitud de forma declinada a casi horizontal. Los estipes miden 0,5-0,7 mm de ancho, alcanzando un ancho máximo de 0,8 mm. Las ramas divergen de la sícula en ángulos de 105 a 160°, siendo los estipes en general rectos, aunque algunos ejemplares son levemente deflexos y tienden a la horizontalidad.

La sícula es angosta y mide 1,4 mm de longitud. Las tecas son gruesas y cortas presentándose de 14 a 15 y hasta 18 por



Lám. II. — *Didymograptus* de la Formación Parcha: a-b-c, *D. deflexus*, Elles y Wood; d-e, *D. kureki*, Tornquist; f-g, *D. cf. compressus*, Harris y Thomas. (Fotografías Juan C. Rodríguez)

centímetro. Tienen un milímetro de longitud siendo 2,5 veces más largas que anchas. Se traslapan en la mitad de su extensión. La pared ventral es recta y la margen apertural levemente cóncava es subperpendicular al eje del estipe y está provista de denticulo. El ángulo de inclinación de las tecas es bastante constante en los ejemplares estudiados e igual a 40°.

Observaciones. Los ejemplares guardan estrechas relaciones con los descriptos por Turner (1960) aunque son un poco más gruesos en la parte proximal (0,5 en lugar de 0,3 mm) y sus tecas son un poco más numerosas (14-15 en lugar de 12-14 en 10 mm). Una característica importante para su diagnosis es el ángulo de inclinación de las tecas en relación al estipe, el cual es de 40°, y que permite diferenciar los ejemplares rápidamente de los otros didymograptidos encontrados.

Como destaca Turner (1960) si bien los ejemplares presentan estrecha relación con la especie de Harris y Thomas, las tecas están mucho más próximas y no son más anchas que largas.

Fósiles asociados. *Didymograptus kurcki* y *D. v-deflexus*.

Nivel. Distintos niveles de la Formación Parcha, Arenigiano inferior a medio.

Localidad. Localidad IV del presente estudio.

CONCLUSIONES

1ª) Características exclusivamente litológicas han permitido relacionar los afloramientos de Finca del Toro norte, Piscuno, laguna Blanca y los de la quebrada de Chorrillos con el perfil tipo de la quebrada de Incamayo de la Formación Parcha.

2ª) El contenido faunístico de estos afloramientos ha permitido, en especial por sus didymograptidos, correlacionar-

los y atribuirlos al Arenigiano. Si bien litológicamente la Formación Parcha es diferente a la Formación San Bernardo, del cerro homónimo (Harrington en Harrington y Leanza, 1957), sus graptolitos son perfectamente correlacionables con los descriptos por Loss (1951).

3ª) Aunque los ejemplares encontrados son numerosos, la variación específica de las distintas asociaciones es pobre. La presencia de *D. v-deflexus* y *D. deflexus* permiten sin embargo asignar la fauna encontrada de acuerdo con Turner (1960 y 1972) a la zona de *Didymograptus v-deflexus* del Arenigiano inferior a medio.

4ª) La presencia de pre-epipodites de *Thysanopyge argentina* en Piscuno permite confirmar la edad arenigiana de esta localidad.

5ª) Hacia el oeste en la quebrada de Chorrillos afloran términos más jóvenes de la Formación Parcha, pertenecientes a la zona de *Tetragraptus bigsbyi* del Arenigiano superior.

6ª) Por su contenido fosilífero, la Formación Parcha se correlaciona con la parte inferior y media de la Formación Acoite de Turner (1959) en la parte septentrional de la Puna, pues ésta abarca además la parte inferior del Llanvirniano.

Agradecimientos. El autor que da expresamente agradecido al doctor Juan C. M. Turner por su supervisión en la determinación de los graptolitos y al licenc. Omar Viera por su ayuda en campaña y por su colaboración en el hallazgo de los mismos.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Aceñalozza, F. G., 1973. *Sobre la presencia de Oldhamia sp. en la Formación Puncoviscana de Cuesta Muñano, Provincia de Salta, República Argentina*, en Rev. Asoc. Geol. Arg., XXVIII, 1, págs. 56-60, Buenos Aires.

- y A. Tosselli, 1971. *Hallazgo de graptolites ordovícicos en el supuesto Precámbrico de la Puna de Catamarca y de Salta, República Argentina*, en *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, XXVI, 2, pág. 274, Buenos Aires.
- Caminos, R. L. de, 1971. *Noticia sobre el hallazgo de apéndices ventrales de trilobites en la Formación Parcha (Salta)*, en *Ameghiniana*, VIII, 2, págs. 73-76, Buenos Aires.
- Harrington, H. J. y Leanza, A. F., 1957. *Ordovician trilobites of Argentina*, en *Dept. Geol., Univ. Kansas, Spec. Pub. 1*, Lawrence.
- Hsü, S. C., 1934. *The graptolites of the lower Yangtze valley*, en *Mon. Nat. Research, Inst. Geol. Ser. A*, IV, Nanking.
- Loss, R., 1951. *Contribuciones al conocimiento de las faunas graptolíticas del Norte Argentino. I - Graptolites del Cerro San Bernardo (Salta) y de la zona del dique la Ciénaga (Jujuy)*, en *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, VI, 1, págs. 21-62, Buenos Aires.
- Monsen, A., 1937. *Die Graptolithenfauna im Unteren Didymograptusschiefer (hillo-Unteren Didymograptusschiefer (Phyllograptusschiefer) Norwegens*, en *Norsk. Geol. Tidsskr.*, XVI, págs. 57-266, Oslo.
- Ramos, V. A., 1972. *El Ordovícico fosilífero de la Sierra de Lina, departamento Susques, Provincia de Jujuy, República Argentina*, en *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, XXVII, 1, págs. 84-94, Buenos Aires.
- 1973. *Geología de los pimeros contrafuertes de la Puna Saltojujeña, entre San Antonio de Los Cobres y El Moreno*, en *Act. V Cong. Geol. Arg.*, IV, págs. 159-202, Buenos Aires.
- Rolleri, E. O. y Mingramm, A., 1968. *Sobre el hallazgo del Ordovícico inferior al oeste de San Antonio de Los Cobres (Prov. de Salta)*, en *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, XXIII, 2, págs. 101-113, Buenos Aires.
- Schwab, E., 1968. *Mapa geológico de las Hojas 5a Paso Huatiquina y 5b Salar de Cauchari, Prov. de Jujuy*, en *Dir. Nac. Geol. y Minería*, Buenos Aires (inédito).
- Turner, J. C. M., 1959. *Estratigrafía del Cordón de Escaya y de la Sierra de Rinconada (Jujuy)*, en *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, XIII, 1, págs. 15-39, Buenos Aires.
- 1960. *Faunas graptolíticas de América del Sur*, en *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, XIV, 1-2, págs. 5-180, Buenos Aires.
- 1972. *Ordovícico*, en *Act. Cuartas Jorn. Geol. Arg.*, III, págs. 191-211, Buenos Aires.

Recibido el 27 de setiembre de 1973.

ESTUDIO SEDIMENTOLOGICO DE LAS FORMACIONES DEL CRETACICO SUPERIOR DEL AREA DEL LAGO PELLEGRINI (PROVINCIA DE RIO NEGRO, REPUBLICA ARGENTINA)

POR R. R. ANDREIS^{1, 2}, A. M. INÍGUEZ RODRÍGUEZ^{1, 2}, J. J. LLUCH¹ Y D. A. SABIO³

RESUMEN

Este trabajo comprende el estudio de la sección más alta del Miembro Anacleto de la Formación Río Colorado y de las Formaciones Allen y Jagüel, en el sector noroeste de la provincia de Río Negro.

En base a un relevamiento topográfico y el examen de cuatro perfiles estratigráficos, se describe la distribución y características megascópicas de las sedimentitas.

El Miembro Anacleto está constituido por limolitas y arcilitas moradas hasta castaño rojizas y psamitas friables amarillentas, pigmentadas de rosado. En la Formación Allen se han reconocido tres miembros: *a*) inferior, psamítico; *b*) medio, pelítico, con niveles productivos de bentonitas y *c*) superior, pelítico en la base asociado con calizas estromatolíticas lenticulares que hacia arriba pasa a una asociación de yeso, calizas algales tabulares y calizas micríticas grises. Finalmente, la Formación Jagüel, se compone de limolitas y arcilitas gris amarillentas y castaño amarillentas.

La asociación microfaunística (foraminíferos), hallada en la Formación Jagüel y estudiada por Bertels, indica para esa unidad, una edad maestrichtiana media.

Desde el punto de vista sedimentológico se han examinado los componentes pelíticos y psamíticos y se analiza la génesis y procedencia de los materiales clásticos. Las psamitas son generalmente de carácter arcósico, con escasa participación de psamitas líticas.

En la fracción arcillosa, predomina la montmorillonita en toda la sección examinada; la illita aparece en el Miembro Anacleto, disminuye su participación en la Formación Allen y desaparece en la Formación Jagüel.

Finalmente se esbozan las condiciones paleoambientales para cada una de las unidades. El Miembro Anacleto se depositó en un ambiente fluvial (planicie aluvial surcada por ríos anastomosados), en tanto que la Formación Allen constituye una secuencia transgresiva, depositada en un ambiente litoral de baja energía. Este proceso culmina con la entrada del mar maestrichtiano, cuyos depósitos integran la Formación Jagüel.

ABSTRACT

This paper deals with a sedimentological study of an Upper Cretaceous sequence, in an outcropping area located in the North western part of Río Negro Province; the sequence is composed by the uppermost section of the Anacleto Member of the Río Colorado Formation, and the Allen and Jagüel Formations.

The first entity is made up of purple to reddish brown siltstones and claystones, and pinkish yellow psammites. In the Allen Formation three Members have been recognized: *a*) Lower, psammitic; *b*) Middle, mainly pelitic, with productive bentonitic deposits, and *c*) Upper, with pelites and lenticular stromatolitic limestones, in the lower section, replaced upwards by gypsum, and tabular stromatolitic and gray micritic limestones. Finally, the Jagüel Formation (middle Maestrichtian), is made up of gray yellowish to brown yellowish siltstones and claystones.

¹ Facultad de Cienc. Nat. y Mus. de La Plata. Catedra de Sedimentología.

² Miembro de la Carrera del Investigador Científico (CONICET).

³ Servicio de Hidrografía Naval, Buenos Aires.

The petrological study has revealed that the psamites are mainly plagioclase rich arcoses, with small quantities of lithic psammites also present. The clay fraction in pelites is mainly montmorillonitic; illite, rather abundant in the Anacleto Member, drops markedly in the Allen Formation and disappears in the Jagüel Formation.

Lastly, the study of the paleoenvironmental conditions has revealed that the Anacleto Member was deposited in a braided river fluvial environment, while Allen Formation corresponds to a transgressive sequence, deposited in a litoral environment of low energy. This transgressive process ended with the entrance of a Maastrichtian sea, represented by the Jagüel Formation sedimentites

INTRODUCCION

El presente estudio estratigráfico-sedimentológico es el resultado de investigaciones de campo y laboratorio efectuados en la oportunidad del examen de los yacimientos de bentonitas en explotación en algunos sectores del área, por Convenio entre la Prov. de Río Negro y el Museo de la Plata (Iñiguez *et al.*, 1972) y de la información reunida por uno de nosotros (Sabio, 1972) en zonas exteriores de la depresión ocupada por el referido lago.

El lago Pellegrini se halla ubicado en una depresión natural, de origen presumiblemente eólico (Windhausen, 1922) y vinculada con la evolución del valle del río Negro (Spalletti y Lluch, 1973), que constituye la parte más baja de un área más extensa, conocida como Cuenca Vidal; esta depresión está situada en el extremo noroeste de la provincia de Río Negro, en las cercanías de la localidad de Cinco Saltos (Fig. 1).

El acceso al área se efectúa por dos caminos, uno asfaltado desde Cinco Saltos y otro, de tierra, desde Barda del Medio; ambos caminos vinculan las mencionadas localidades con la península de Ruca-Có. A causa de la explotación de los yacimientos de bentonitas, los sectores sur y oeste de la depresión tienen fácil acceso por numerosos caminos y sendas que los atraviesan y que suelen coincidir con el trazado de líneas de sismica.

Las tareas de campo consistieron en el relevamiento topográfico, con plancheta, en escala 1:10.000, de una faja de afloramientos cercanos al lago, de uno a dos kilómetros de ancho, y de la mar-

gen izquierda del río Neuquén, desde el canal que alimenta al lago hasta el establecimiento Bonanza (véase Fig. 2). Asimismo se levantaron ocho perfiles estratigráficos, con medición de espesores, muestreo litológico y observaciones generales de la sucesión sedimentaria. Finalmente, en base a aerofotografías en escala aproximada 1:20.000 y datos del relevamiento realizado se preparó un mapa geológico (Fig. 2), en el que se muestra la distribución de las unidades litoestratigráficas reconocidas y la ubicación de los principales perfiles geológicos considerados, que se ilustran en la figura 3. Cabe señalar que éstos han sido seleccionados por el mayor desarrollo y la continuidad de la secuencia.

DESCRIPCION DEL AREA

La denominada Cuenca Vidal es una depresión ovoidal de unos 440 km², ocupada por un lago de forma arriñonada, cuyo eje mayor, orientado de noroeste a sudeste, tiene 24 km de largo; su eje menor alcanza a 12 kilómetros.

El espejo de agua del lago se mantiene actualmente (1972) alrededor de la cota 268-270 metros. Las variaciones del nivel dependen mayormente del aporte del río Neuquén, a través del canal derivador, cuyo caudal es regulado por el dique Contraalmirante Cordero.

Las barrancas que rodean al lago, constituidas por rocas pelíticas cubiertas por un banco de yeso, tienen una altura que oscila entre 10 y 30 m; los valores menores se han registrado en el

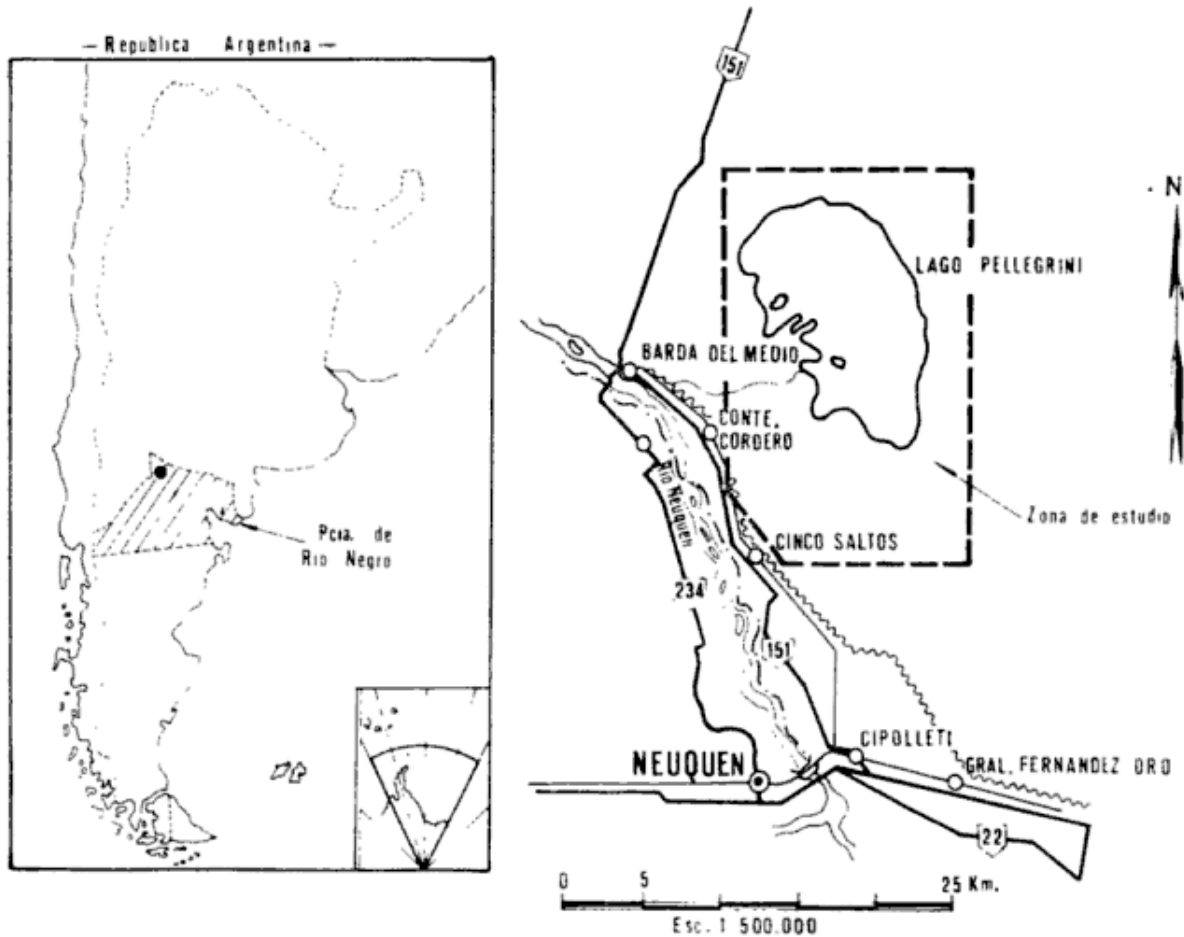


Fig. 1. — Plano de ubicación del Lago Pellegrini

sector oriental. Su cota superior es de 330 m en el área norte de la cuenca y de 365 m en la meseta de Cinco Saltos (sector sudoeste de la depresión); alcanza un máximo de 376 m en los remanentes de erosión en el IGM "La Yesera". Las barrancas están, por lo general, profundamente disectadas por la erosión hídrica de las pelitas, lo que produce un típico paisaje de "mal país". El borde alto de esas barrancas exhibe un diseño festoneado y se presentan como un conjunto de cerritos y lomadas, a modo de largos espolones, a causa de la resistencia diferencial a la erosión del yeso en relación con las pelitas infra-yacentes; la pendiente de las barrancas es moderada, entre 30 y 50° y sólo en el sector sur las barrancas están cortadas a pique.

Desde el pie de la barranca, ubicado a 300-310 m.s.n.m., hasta la orilla del lago

se extiende una planicie de suave pendiente (6 a 10°), cuyo ancho oscila entre 500 y 1000 m, constituida esencialmente por materiales pelíticos y arenosos provenientes de la destrucción de las barrancas; contiene además conchillas enteras y fragmentadas dispersas, fácilmente disgregables. La planicie está atravesada por numerosos surcos y cañadones que convergen hacia el lago, algunos de los cuales alcanza a 3 m de profundidad.

En la referida planicie y con cotas que se mantienen entre los 288 y 295 metros (la cota mayor se registró en el sector noroeste), aparece un depósito pefítico cordoniforme, de sección plano-convexa; este depósito se presenta con frecuentes interrupciones producidas por cauces de arroyos y cañadones que descienden de la planicie alta que rodea el lago y desaparece en los sec-

tores sur y sudeste, donde las barrancas son más empinadas (especialmente en "La Yesera"). Las gravas del cordón están constituidas por clastos de igual composición que los Rodados Patagónicos y de formas discoidales y tabulares; el notorio achatamiento de esos clastos contribuye a diferenciar este depósito conglomerádico de otros depositados en planicies aluviales.

Se han reconocido en la zona por lo menos remanentes de dos niveles de terrazas cuya génesis es fluvial, reconocibles a ambos lados del canal de entrada al lago Pellegrini y en el extremo norte de la meseta de Cinco Saltos. Se trata de gravas constituidas por individuos redondeados de vulcanitas negras, tobas y escasas psamitas amarillentas, parcialmente cementadas por calcita y/o yeso blanco pulverulento, cuya potencia máxima no sobrepasa el metro. El nivel más antiguo yace sobre sedimentitas pelíticas y psamíticas cretácicas, en tanto que la terraza más moderna se ha formado a expensas de antiguos depósitos fluviales del canal derivador.

En otros sectores, preferentemente en el lado oriental de la depresión y contra el borde externo del depósito cordoniforme, se han sedimentado materiales areno-arcillosos, de color castaño claro que se presentan como extensos barrales. Estos sedimentos han sido posteriormente disectados por erosión fluvial, lo que ha permitido reconocer algunos niveles de paleosuelos.

La meseta de Cinco Saltos es un remanente de erosión de una planicie mucho más extendida durante el Pleistoceno hacia el norte y este del área. A causa de la erosión retrógrada producida por las aguas encauzadas en los numerosos surcos y torrenteras que excavan sus laderas, los bordes tienen un diseño dendrítico. Las laderas que enfrentan a la ciudad de Cinco Saltos son relativamente abruptas, en tanto que las demás muestran una suave pendiente hacia el lago Pellegrini; las diferencias

de pendiente son debidas exclusivamente al comportamiento de las sedimentitas que constituyen las laderas; es así que en las barrancas más abruptas afloran psamitas y en las de pendiente tendida sólo pelitas.

El paisaje local ha evolucionado bajo condiciones de clima semiárido con una temperatura media anual de 14° C, baja precipitación pluvial (hasta 200 mm de promedio anual) y alta evapotranspiración potencial (entre 700 y 850 mm anuales), donde la erosión y el acarreo de los materiales, especialmente los finos, por el viento es constante (Chiozza y González, 1958). Estas circunstancias condicionan la escasa vegetación del área, esencialmente xerófila, constituida por especies arbustivas de jarillas y abundantes hierbas espinosas.

ANTECEDENTES GEOLOGICOS

Aunque numerosos autores se ocuparon, desde el siglo pasado (Doering, 1881; Roth, 1898), del estudio de las unidades litoestratigráficas asignadas al cretácico superior de la provincia de Río Negro y sectores orientales de Neuquén, muy pocos lo hicieron en el área de la Cuenca Vidal.

En general estos trabajos (Windhausen, 1914, 1922; Wichmann, 1922, 1924, 1927; Torres, 1950) incluyen descripciones geológicas y perfiles ilustrativos de la secuencia sedimentaria, pero carecen de información sedimentológica.

En el ámbito rionegrino las formaciones cretácicas tienen un espesor máximo de 700 m en la margen sur del río Negro, frente a la ciudad de General Roca (Doering, 1881; Wichmann, 1927 y Herrero Ducloux, 1946) y han sido consideradas como pertenecientes al Cretácico inferior (Ameghino, 1906), el Cretácico superior (Roth, 1898; Wilckens, 1905; Ameghino, 1906; Keidel, 1917; Windhausen, 1914, 1922; Schiller, 1922; Wichmann, 1922, 1924, 1927; Roll, 1939; Herrero Ducloux, 1946) o al Ter-

ciario inferior (Doering, 1881) con las denominaciones de Piso Pehuenche (Doering, 1881), Formación con Dinosaurios o de las Areniscas Rojas (Roth, 1898), Areniscas Abigarradas y Formación Guaranítica (Ameghino, 1906). En 1917 es Keidel quien prescindiendo de toda esta nomenclatura, denomina a las capas cretácicas como Estratos con Dinosaurios, designación muy utilizada aún en el presente en la literatura geológica argentina. Los Estratos con Dinosaurios también se conocen con el nombre de Neuqueniano o Grupo Neuquén (De Ferrariis, 1969), derivado de la denominación Formación del Neuquén dada por Herrero Ducloux en 1946. Este grupo ha sido dividido en varias formaciones, que de la base al techo son: Candeleros, Huincul, Lisandro, Portezuelo, Plottier, Bajo de la Carpa, Anacleto y Allen (Roll, 1939). La sucesión cretácica culmina con las capas del Jagüel (Windhausen, 1914) consideradas como Formación por Bertels (1968).

Más reciente, Cazau y Uliana (1973), proponen dividir el Grupo Neuquén en tres formaciones: Río Neuquén, Río Limay y Río Colorado y pasan a la categoría de miembro las formaciones antes mencionadas, con la excepción de la Formación Allen. Esta unidad, junto con la Formación Jagüel es considerada por esos autores como cuspidales de la sucesión cretácica y separados de la Formación Río Colorado, de la cual Anacleto sería, por lo tanto, el miembro más alto.

Finalmente debe señalarse que la Formación Allen es equivalente a las facies lacustres de los Estratos con Dinosaurios de Wichmann (1927), denominada por este autor Senoniano Lacustre y al Loncochense de Groeber (1946).

GEOLOGIA

La sucesión estratigráfica local está representada por las siguientes unidades, las que en orden cronológico decreciente son:

Relleno moderno (varios niveles de terrazas fluviales, depósitos cordoniformes circunlacustres, etc.)		Reciente y Actual
Rodados Patagónicos		Pleistoceno
	Discordancia erosiva	
Formación Jagüel	Pasaje transicional	Cretácico superior
	Miembro superior	
Formación Allen	Miembro medio	
	Miembro inferior	
~~~~~		
Formación Río Colorado (Miembro Anacleto)		

*Formación Río Colorado, Miembro Anacleto.* Los escasos afloramientos en los alrededores del lago Pellegrini se distribuyen en los sectores sur y oeste, parcialmente cubiertos por sedimentitas de la Formación Allen y depósitos modernos. Los mejores asomos (véase Fig. 1) se encuentran en ambas márgenes del

canal que alimenta al lago y en una angosta franja en la margen izquierda del río Neuquén. El espesor aflorante (sin base visible) oscila entre 1 y 13 metros; los valores mayores corresponden a sectores cercanos a la fábrica INDUPA y al Establecimiento Bonanza.

El Miembro Anacleto está constituido

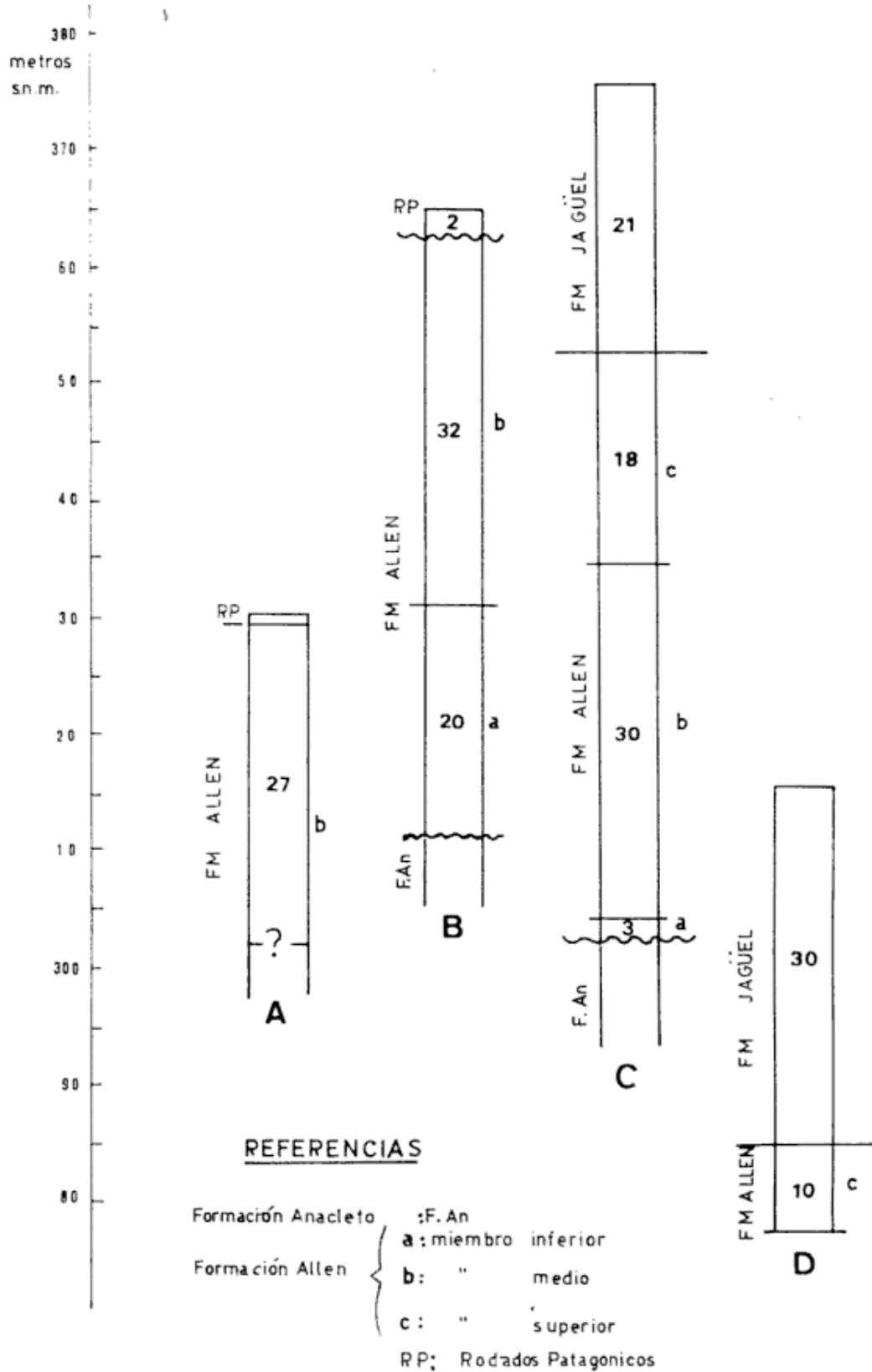


Fig. 3. — Perfiles columnares de las unidades consideradas en el trabajo (para su ubicación véase fig. 1) ; los valores están expresados en metros





CINCL

1:6 20km

JINES PSEFITICOS  
RODADOS PATAGONICOS  
-ETO  DEPOSITOS MODERNOS Y  
ACTUALES  
ESTRATEGRAFICOS



por limolitas y arcilitas de tonalidades moradas hasta castaño rojizas, que las hace fácilmente reconocibles en los afloramientos. La participación de psamitas es reducida y en general, se trata de psamitas friables, de grano mediano a grueso, y de tonalidades amarillentas hasta blanquecinas, pigmentadas parcialmente en tonos rosado pálido hasta morado.

La estratificación es notoria y de escala pequeña, pues la potencia de los estratos oscila entre 10 y 30 cm. Son comunes los estratos tabulares y macizos de arcilitas; las limolitas, por su parte, presentan laminación paralela y replegada. Algunas arcilitas presentan una estructura poco común, similar en sus características a la laminación curvada discontinua de Crook (1961) o la estructura "en plato" (Wentworth, 1967; Stauffer, 1967; Conybeare y Crook, 1968). La estratificación entrecruzada es rara y aparece restringida a las psamitas y algunas limolitas (en este caso, poco definidas). Se trata de estructuras aisladas, en estratos tabulares y lenticulares, de escala mediana, con laminación interna de tipo tangencial simple o planar; la estratificación cóncava es poco común. La inclinación de las láminas internas es baja y oscila entre 5 y 10°.

Aunque no se han encontrado restos fósiles de vertebrados, su presencia ha sido mencionada por Torres (1950), quien refiere la existencia de huesos teñidos de rojo de *Titanosaurus australis* Lydekker.

#### *Formación Allen*

Esta formación aflora en las barrancas que rodean al lago Pellegrini y contiene los niveles productivos de la bentonita "El Lago". La potencia máxima alcanza a 52 m en el área del IGM "La Yesera" (Fig. 1) y se reduce a sólo 36 m en el extremo norte de la meseta de Cinco Saltos (IGM 365), debido a procesos erosivos modernos.

La inspección de los afloramientos en

el área ha permitido reconocer tres miembros bien definidos en sus caracteres litológicos.

a) *Miembro inferior*. Aflora principalmente en las barrancas que flanquean el valle del río Neuquén entre el canal de acceso y el establecimiento Bonanza (Fig. 1), donde las sedimentitas, por su resistencia a la erosión, constituyen notorias terrazas estructurales: es en este sector donde se han registrado espesores promedio de 16 m. Asimismo aparecen como lomadas chatas, con hasta tres metros de potencia, en los sectores sur y sudoeste del área estudiada.

Este miembro está constituido por psamitas medianas a gruesas, poco friables, de color gris amarillento y escasos lentes de sabulitas con raras guijas dispersas de vulcanitas negras. La desaparición de estas psamitas marca el pasaje hacia el miembro medio.

Las psamitas se presentan en estratos tabulares de escala pequeña a mediana, pues su espesor oscila entre 5 y 15 cm, aunque pueden alcanzar esporádicamente a medir 1,20 m. Contienen abundantes estructuras de tipo lineal y algunas planares.

Las primeras están representadas por ondulitas de cresta recta y continua con frecuente anastomosis; ondulitas de interferencia; lineación "parting" a modo de finos surcos paralelos separados por crestas cuya altura no sobrepasa 0,5 mm, y depresiones elipsoidales aisladas cuyo aspecto recuerda los calcos de flujo.

Las estructuras planares están representadas por laminación paralela (y ondulítica) y estratificación entrecruzada. Esta aparece en estratos tabulares, y raramente en lentes y cuñas, aislados entre estratos psamíticos de grano mediano hasta sabulítico, con laminación ondulítica. La laminación interna forma ángulos que oscilan entre 13 y 25° y corresponde al tipo tangencial simple y planar. De acuerdo con la clasificación propuesta por Allen (1963) las estructuras mencionadas corresponden a los tipos alfa y beta respectivamente.

Además de las estructuras mencionadas son relativamente frecuentes impresiones de gotas de lluvia y rastros vermiformes.

Con el fin de determinar el sistema de paleocorrientes, se realizó el análisis conjunto de la orientación de las estructuras direccionales principales: ondulitas, estratificación entrecruzada y lineación "parting", las que exhiben cierta correspondencia en su orientación, que indicaría que las corrientes que las originaron, provenían del cuadrante noroeste.

Un carácter que debe ser remarcado es la gradual disminución del tamaño de grano de las psamitas desde la base al techo de la unidad y la relación existente entre esos cambios granulométricos y la distribución de las estructuras primarias. En la mayoría de los afloramientos de la margen izquierda del río Neuquén se advierte que a las sabulitas y psamitas gruesas, macizas, de la base, sucede un importante espesor de psamitas medianas con laminación ondulítica y paralela; ésta se hace más frecuente en los términos superiores, donde las psamitas, de grano fino, sólo muestran escasa laminación paralela poco definida. Al mismo tiempo se reconoce una correlativa disminución en la potencia de los estratos, desde 1,20 m en los niveles basales, hasta 2 cm en los cuspidales.

b) *Miembro medio*. Forma las barrancas que rodean la depresión y la potencia máxima de 30 m ha sido medida en las cercanías del IGM "La Yesera"; hacia el oeste, en el IGM 365 los espesores disminuyen a 20 m a causa de procesos erosivos previos a la deposición de los Rodados Patagónicos. En los demás sectores no se ha podido determinar la potencia total de este miembro, pues su base no es visible.

En general, se caracteriza por la abundancia de arcilitas y limolitas de colores gris, gris amarillento hasta gris verdoso y castaño rojizo (éste es muy

raro). Se encuentran asociadas escasas psamitas deleznable finas y muy escasas de grano grueso que constituyen un 15 % de la sección, y muy escasas calizas finas.

La estratificación es pobre y puede ser descripta como tabular con planos limitantes ondulados en capas de 1 a 5 cm de potencia. Pueden ser macizos o con laminación paralela u ondulítica; en este caso el aspecto recuerda la estratificación "flaser". Las psamitas, por su parte, son lenticulares, de dimensiones reducidas (de 1 mm a 2 cm) y contienen pequeñas lajas de arcilitas (conglomerados intraformacionales) o forman cuerpos tabulares de hasta 1 m de espesor, con buen desarrollo de laminación paralela u ondulítica.

Cabe señalar, asimismo, que en las secciones medias se intercalan estratos bentoníticos de interés económico, fácilmente reconocibles por sus tonalidades más claras en relación con las otras pelitas, pues por lo común son blanquecinas hasta verde pálido; su potencia oscila entre 5 y 50 cm y el valor promedio alcanza a 30 cm. Los estratos bentoníticos más potentes son tabulares, en tanto que aquellos de menor espesor son lenticulares y de menor extensión.

La secuencia pelítica está atravesada frecuentemente por diques clásticos verticales o subverticales, de 1 a 5 cm de ancho y recorrido sinuoso, de naturaleza limo-arcillosa. En los frentes de cantera se ha observado que estos diques clásticos no afectan a los estratos de bentonitas.

Las rocas calcáreas, de color amarillento ocráceo, están restringidas a unos pocos estratos tabulares macizos de 20 a 30 cm de espesor en los sectores sudoeste y sur de la depresión. Se trata de una calcipelita y el examen con rayos X reveló la ausencia total de argilominerales.

En cuanto al contenido faunístico cabe señalar que el hallazgo de restos incompletos de un Plesiosaurio (en de-

pósito en la Cátedra de Paleontología del M.L.P.), hallado en el horizonte bentonítico principal de la cantera de la Cía. Bentonitas Patagónicas, en el sector noroeste de la depresión. En esa zona y en el área del IGM "La Yesera", en estratos pelíticos, las briznas de vegetales carbonizados son relativamente frecuentes. Finalmente cabe mencionar los hallazgos de Wichmann (1927 *a* y *b*), quien refiere la presencia de restos fragmentarios de placas de tortugas, cocodrilos y dientes de peces pulmonados, además de impresiones de vegetales indeterminados y valvas de moluscos de agua dulce.

c) *Miembro superior*. Los afloramientos asignados a este miembro están restringidos a un amplio arco que comienza a unos 3 km al este del IGM "La Yesera" y finaliza en el sector norte de la depresión. Su potencia máxima es de 18 m en el IGM mencionado y disminuye hacia el norte donde alcanza a 10 metros.

Se trata de una secuencia integrada por pelitas (acompañadas de escasas psamitas finas), calizas y yeso. Las primeras son similares en color y textura a las del miembro medio; las calizas por su parte corresponden a tres tipos bien definidos: 1) macizas, en estratos tabulares de 5 a 30 cm de espesor, de grano fino, grises y con abundantes perforaciones irregulares y de sección subcircular, producidas por organismos cavadores. 2) algales, en estratos lenticulares de 10 a 50 cm de potencia. 3) algales, con laminación marcada algo ondulada, en estratos tabulares de 1 a 5 cm de potencia, que por lo común se hallan en la base de los estratos de yeso. Por fin, el yeso es blanco y de textura sacaróide, y su potencia oscila entre 7 metros (área de "La Yesera") y 0,5 m en el IGM Puesto Ortega; por su extensión regional, el banco de yeso puede ser considerado como un buen elemento de correlación, conjuntamente con las calizas grises macizas.

Por otra parte, cabe agregar que el

miembro superior puede ser subdividido en dos secciones: una inferior constituida por las sedimentitas pelíticas, las calizas estromatolíticas lenticulares y algunos delgados lentes de yeso y una superior, formada por una alternancia de yeso y calizas macizas grises. Finalmente es necesario mencionar que, debido al pasaje transicional del miembro medio al superior, se ha ubicado la base del segundo en el primer estrato de calizas lenticulares, pues indica un cambio en las condiciones paleoambientales.

#### *Formación Jagüel.*

Se asignan a esta formación estratos tabulares macizos de limolitas y arcilitas de colores gris amarillento y castaño amarillento, que afloran en los sectores, sur, sudeste y nordeste, sobre el miembro superior de la Formación Allen. La potencia aflorante oscila entre 21 y 30 m; no se ha encontrado su techo, ya que ha sido erosionado.

Especialmente en el sector norte, las pelitas continen abundantes restos, a veces fragmentarios, de braquiópodos, en su mayoría pectínidos. Cabe señalar que asimismo en ese sector es común hallar moldes de pequeños braquiópodos pigmentados de rojo por hematita.

El estudio microfaunístico efectuado por la Dra. A. Bertels, en muestras procedentes de los perfiles C y D (Fig. 2), confirma que las pelitas corresponden cronoestratigráficamente al miembro superior de la Formación Jagüel, reconocido por esta investigadora (1969) en la localidad Barranca de Jagüel, prov. de Río Negro. Además de abundantes espinas de equinoideos y algunos ostrácodos (*Paracypris* sp.), las pelitas estudiadas contienen abundantes foraminíferos, cuya lista se transcribe a continuación:

*Oolina obeliscata* Mello.

*Lagena sulcata semiinterrupta* Berry.

*Fissurina* sp.

*Dentalina miobrarenensis* Loetterle.  
*Nodosaria obliqua* Linneo  
*N. filiformia* D'Orbigny.  
*Globulina prisca* Reuss.  
*Sigmomorphina semitecta* (Reuss).  
*S. terquemiana* (Fornasini).  
*Guttulina problema*.  
*G. lactea* (Walker y Jacob).  
*Pseudomorphina incerta* (Egger).  
*Pyrulina cylindroides* (Roemer).  
*Reussella uvigeriniformis* Hofker.  
*Spirillina* sp.  
*Nonionella cretacea* Cushman.  
*Coryphostoma plaitum* (Carsey).  
*Rosalina correcta* (Carsey).

Esta asociación faunística es correlacionable con el piso Maestrichtiano medio europeo.

#### *Rodados Patagónicos.*

Se trata de depósitos psefíticos de color violáceo oscuro a negro, cuyo espesor varía de 2 a 6 m. Son gravas compuestas por clastos redondeados de naturaleza volcánica y piroclástica, cuyo tamaño oscila entre las fracciones guija y guijón; los clastos están, en parte, unidos por un cemento yesoso que puede contener variables proporciones de materiales arcillosos hasta arenosos. En general no se advierte estratificación, aunque sí una orientación de los clastos en algunos sectores.

#### *Relleno moderno.*

En el valle aluvial del río Neuquén, ocupando una ancha faja al pie de la barranca aparecen materiales sueltos, mayormente arcillosos, provenientes de la erosión de las laderas de la meseta de Cinco Saltos y que actualmente forman un suelo que soporta la pobre vegetación de la zona.

En los cauces que descienden de la mencionada meseta, el relleno está constituido por sedimentos arcillosos hasta limosos, provenientes de la destrucción del miembro medio de la Formación Allen. A estos materiales se agregan

otros psefíticos, provenientes del miembro superior de esa formación (fragmentos de yeso) y de los depósitos cuaternarios (Rodados Patagónicos).

#### ESTRUCTURA REGIONAL

Los autores que se han ocupado de la geología local (Windhausen, 1922; Wichmann, 1924) coinciden en afirmar que las sedimentitas cretácicas presentan un suave buzamiento regional hacia el nordeste, a causa de los movimientos intercretácicos. Al respecto, refiere Herrero Ducloux (1946) que "después de la depositación del Grupo de Allen, el territorio (se alude a la provincia de Neuquén), sufrió, en conjunto un descenso hacia el noreste, acentuándose el buzamiento regional originado por los movimientos intercretácicos...".

A fin de determinar la estructura indicada por los autores antes mencionados se ha examinado, en base a los datos obtenidos del relevamiento regional, la cota del contacto entre el Miembro Anacleto de la Formación Río Colorado y la Formación Allen, en el entorno del lago y sobre el valle del río Neuquén, en las cercanías de la localidad de Cinco Saltos. Es así que se ha comprobado que el buzamiento regional de las mencionadas unidades es hacia el nornordeste y menor de 1°; configura una suave estructura homoclinal.

Cabe señalar además, que del análisis conjunto del valor del buzamiento de los estratos y de sus cotas relativas en los distintos afloramientos, surge que la Formación Río Colorado (Miembro Anacleto) y la Formación Allen son paraconcordantes, mediando entre ellas una superficie erosiva.

Finalmente debe mencionarse que la secuencia sedimentaria de la Formación Allen, aparece disturbada a causa de numerosas y pequeñas fallas inversas y directas, orientadas de norte a sur y de noroeste a sudeste. El plano de falla inclina en ambos casos aproximadamen-

te a 45° y los rechazos no superan los 2 metros.

Este trabajo comprende el estudio sedimentológico de la sección más alta del Miembro Anacleto de la Formación Río Colorado y de las Formaciones Allen y Jagüel.

## SEDIMENTOLOGÍA

### COMPOSICIÓN MINERALÓGICA

El estudio mineralógico se efectuó en las fracciones psamítica y pelítica de las sedimentitas clásticas que constituyen cada una de las unidades involucradas en este trabajo.

#### *Pelitas.*

El estudio de los minerales de las arcillas fue realizado en la fracción menor de 4 micrones por difracción de rayos X, sobre muestras no orientadas, sin tratar y glicoladas. Los porcentajes relativos de cada mineral de las arcillas se obtuvieron de los difractogramas utilizando el método de lectura propuesto por Johns et al. (1954).

a) *Formación Río Colorado, Miembro Anacleto.* En las limolitas castaño rojizas y arcilitas moradas, la montmorillonita y la illita son los minerales dominantes; a ellos se asocian reducidas

cantidades de caolinita y el interestratificado montmorillonita illita (Cuadro 1). Por su parte, en las arcilitas bentónicas domina netamente la montmorillonita sobre la illita, en general la cristalinidad de ambas arcillas es regular a nula.

b) *Formación Allen.* En los miembros inferior y medio, la montmorillonita es más abundante que la illita en las arcilitas grises (no plásticas) aparece en el primero el interestratificado montmorillonita-clorita; en las bentonitas el único argilomineral presente es la montmorillonita. El grado de cristalinidad, bajo en las psamitas del miembro inferior, mejora notoriamente en las arcilitas no plásticas y principalmente en las bentonitas del miembro medio. Asimismo fue analizada la composición de los argilominerales presentes en las calizas estromatolíticas del miembro superior de la Formación Allen. Se comprobó que el único mineral presente es la montmorillonita, con buena cristalinidad.

c) *Formación Jagüel.* La montmorillonita es el único mineral de las arcillas presente, con regular cristalinidad.

#### *Psamitas.*

Se estudiaron en preparados a grano suelto, en la fracción 88-125 micrones, previa separación de minerales pesados

CUADRO 1

Composición media de los minerales de las arcillas

	Mont.	Illita	Caolinita	Interestratíf.
Jagüel.....	100	—	—	—
Allen.....	94	6	—	M-CI
Anacleto.....	70	30	X	M-I

*Nota:* M-CI interestratificado montmorillonita-clorita; M-I: interestratificado montmorillonita-illita; X: presente en escasa proporción.



y livianos con bromoforme. Ya que los componentes hallados en las tres unidades consideradas son los mismos, se ha creído conveniente describirlos conjuntamente; la frecuencia de cada mineral, por formación se presenta en el Cuadro II.

1) *Minerales livianos.*

Los feldespatos son los minerales más abundantes y están representados por plagioclasas y feldespatos potásicos subordinados, excepto en la Formación Jagüel, donde éstos faltan.

Las plagioclasas se presentan como granos subangulosos a subredondeados

(a veces euhedrales), frescas o con leve alofanización. Las estructuras zonales, de tipo normal o recurrente, son abundantes en la Formación Jagüel y escasas en las restantes unidades; el maculado es común y corresponde a la ley albita. Su composición varía de oligoclasa media (An 20) hasta labradorita media (An 59) en el Miembro Anacleto y la Formación Allen; en cambio, en la Formación Jagüel, sólo se ha registrado labradorita media (con un rango de variación pequeño (An 56-An 64).

Entre los feldespatos potásicos, la ortoclasa es más común que el microcli-

CUADRO II

Composición mineralógica de las psamitas

Componentes	Miembro Anacleto	Formación Allen				Formación Jagüel
		Inf.	Medio	Snp.	Total	
Plagioclasa .....	33	51	27	60	46	10
Ortoclasa.....	12	10	9	2	7	—
Microclino.....	1	1	—	—	×	—
Cuarzo.....	21	12	4	10	12	—
Cuarzo polieristalino.....	2	3	2	1	2	—
Calcedonia.....	×	1	—	—	×	—
Vidrio volcánico.....	1	—	—	—	—	—
Litoclastos.....	27	17	39	23	26	1
Opacos.....	1	1	1	1	1	2
Alteritas.....	×	1	×	×	×	4
Colofanita.....	—	—	×	×	×	10
Carbonato organógeno.....	—	—	—	—	—	72
Granate.....	2	×	×	—	×	×
Epidoto.....	×	×	×	×	×	×
Hipersteno.....	×	×	×	×	×	×
Augita.....	×	×	×	×	×	×
Hornblenda.....	×	×	×	—	×	—
Tremolita.....	×	×	—	—	×	—
Olivina.....	×	×	—	—	×	—
Circón.....	×	×	—	×	×	—
Apatita.....	×	×	×	—	×	×
Micas.....	×	4	15	1	7	1

no. La primera aparece como clastos subangulosos a subredondeados, o en raros fragmentos de clivaje; se presenta en individuos frescos hasta muy alofanizados y pigmentados de rojo por hematita. Las variedades micropertíticas (venosa, maculosa) son raras y muy alteradas en productos arcillosos. El microclino, en granos subangulosos a subredondeados (estos más frecuentes en la Formación Allen) es fresco.

El cuarzo, siempre en proporciones subordinadas a los feldespatos y litoclastos, se presenta en individuos subredondeados a redondeados (en especial en el miembro basal de la Formación Allen) y, más raramente, en clastos angulosos, a veces euhedrales, que poseen extinción normal u ondulante débil a moderada. Son relativamente frecuentes las inclusiones de tipo fluido y acicular (rutilo), mientras que sólo en algunas muestras en el Miembro Anacleto, tiene crecimientos secundarios pequeños. En reducidas cantidades aparecen calcedonia y ftanita e individuos redondeados.

Los litoclastos son de variada naturaleza. Los más abundantes corresponden a fragmentos subangulosos de vulcanitas de composición andesítica o basáltica, representados por pastas de textura intersertal y felsítica, en parte alterados en productos ferruginosos y reemplazados por calcita y clorita y, en cantidades exiguas, de pastas porfíricas riolíticas. Siguen en abundancia individuos de rocas sedimentarias; se trata de arenitas calcáreas y calizas arenosas cuarzo-feldespáticas y escasas cuarcitas deformadas, limolitas cuarzo-feldespáticas y tobas vitreas rojizas e ignimbritas. En proporciones reducidas se encontró también cuarzo policristalino en granos subangulosos a subredondeados, con contactos intergranulares netos o difusos y algunos individuos de tonalitas y de agregados gráficos de cuarzo y ortoclasa. Finalmente en algunas muestras del Miembro Anacleto, de la Formación Río Colorado, y en la For-

mación Allen se han encontrado trizas angulosas de vidrio volcánico incoloro o coloreado (caramelo), totalmente reemplazadas por analcima.

## 2) *Minerales pesados.*

Los minerales opacos son los componentes más abundantes, pues constituyen cerca del 60 % de los pesados. Están representados por granos redondeados a subangulosos de magnetita fresca o parcialmente hematitizada, y rara piritita euhedral.

Entre los restantes minerales, en orden de abundancia decreciente, se han encontrado piroxenos (hipersteno, augita y rara enstatita), anfíboles (hornblenda verde y castaña y escasas lamprobolita y tremolita), granate incoloro y rosado, a veces con superficies corroídas, circón incoloro y micas (vermiculita, acompañada de escasa biotita castaña y roja, clorita y muscovita). En cantidades muy reducidas se ha encontrado además olivina, apatita, pistacita y zoisita.

Los componentes organógenos están representados por fragmentos de espigas de equinoideos, foraminíferos, ostrácodos, y granos subredondeados de colofanita.

## *Variaciones verticales de la composición mineralógica.*

Del estudio comparativo de los porcentajes de los diferentes minerales (Cuadro I y II) se advierten algunas variaciones composicionales entre las unidades involucradas en el presente estudio. En la fracción arcillosa se produce una disminución en la participación de illita, en relación con la montmorillonita desde el Miembro Anacleto, hacia la Formación Allen y su desaparición en la Formación Jagüel.

Por su parte, en la fracción psamítica es notoria la disminución en las proporciones de cuarzo y feldespatos potásicos, desde el Miembro Anacleto

(Formación Río Colorado) a la Formación Allen, y su desaparición en la Formación Jagüel; en esta unidad, se advierte además una disminución en la participación de las plagioclasas.

En relación con los litoclastos, éstos son frecuentes en las dos primeras unidades, pero son muy escasos en la Formación Jagüel, en cuyas sedimentitas sólo se han registrado fragmentos de vulcanitas basálticas.

Entre los minerales pesados, los opacos, granate (más abundante en el Miembro Anacleto), epidoto, piroxenos y apatita aparecen en las tres unidades examinadas; en cambio, los anfíboles, olivina y circón sólo se presentan en la Formación Río Colorado (Miembro Anacleto) y Formación Allen. Las micas son particularmente abundantes en el miembro medio de la Formación Allen, donde estos minerales se encuentran restringidos a las bentonitas.

Finalmente entre los componentes organógenos, cabe mencionar la abundancia de microfósiles y de colofanita en la Formación Jagüel.

#### *Variaciones laterales de la composición mineralógica.*

La Formación Allen, por su muestreo más abundante y mejor distribuido, es la única en la que se ha intentado examinar la distribución areal de los cuatro componentes principales de las psamitas: plagioclasas, feldespatos potásicos, cuarzo y litoclastos. No se advierten variaciones de importancia, ya que las diferencias porcentuales más notorias oscilan alrededor del 5 % para los componentes más abundantes (plagioclasas y litoclastos).

#### *Conclusiones mineralógicas.*

1) Se advierte una similitud composicional entre la Formación Río Colorado (Miembro Anacleto) y la Formación Allen en sus fracciones psamíticas, lo que indicaría la existencia de las

mismas rocas madres. Las características composicionales de la Formación Jagüel son diferentes.

2) La fracción arenosa de las sedimentitas analizadas, correspondientes a las dos primeras unidades mencionadas está constituida por abundantes plagioclasas y litoclastos, y cantidades subordinadas de cuarzo y feldespato potásico. La composición de las plagioclasas oscila de oligoclasa media a labradorita media.

3) En la Formación Jagüel la participación de los componentes epiclásticos (plagioclasas y litoclastos basálticos) es reducida en relación con la proporción de componentes organógenos. Se advierte una mayor basicidad en los litoclastos volcánicos y de las plagioclasas asociadas.

4) El alto contenido de feldespatos y litoclastos revela un bajo grado de madurez mineral de las sedimentitas del Miembro Anacleto y de la Formación Allen; la Formación Jagüel no se considera a causa del bajo contenido de epiclastos de las sedimentitas. Esta baja madurez composicional se corresponde con la moderada madurez textural de los clastos.

5) Entre los minerales pesados la magnetita es el mineral más abundante. En proporciones menores se encuentran piroxenos, granates y anfíboles.

6) En la fracción arcillosa predomina netamente, en la sucesión estudiada, la montmorillonita. La illita, relativamente abundante en el Miembro Anacleto, disminuye hacia los niveles superiores, desapareciendo totalmente en la Formación Jagüel, donde el único argilomineral presente es la montmorillonita.

#### *Clasificación de las psamitas.*

En la clasificación de las sedimentitas correspondientes al Miembro Anacleto de la Formación Río Colorado y a la Formación Allen, se ha utilizado el esquema propuesto por Gilbert (in

CUADRO III

Clasificación de las psamitas

Formación	Arenitas Arcóscicas	Wackes Arcóscicas	Arenitas Volcánicas	Arenitas Líticas
Allen (M. superior).....	—	—	—	1
Allen (M. medio).....	—	10	1	—
Allen (M. inferior).....	16	—	2	—
Río Colorado (M. Anacleto).....	4	—	1	1

*Nota:* las cifras significan número de muestras estudiadas.

Williams et al., 1954), a causa de su uso generalizado en trabajos de índole sedimentológica.

De acuerdo con ese esquema, la mayoría de las psamitas son arcóscicas, ricas en plagioclasa; en el miembro inferior, éstas son "limpias" (arenitas), en tanto que las del miembro medio han sido consideradas como wackes, a causa de la abundante matriz arcillosa que contienen. En menores proporciones aparecen arenitas volcánicas acompañadas por raras arenitas líticas. En el Cuadro III se muestra la distribución de las referidas psamitas en la secuencia estudiada.

GENESIS DE LA PSAMITAS

La similitud mineralógica y los cambios texturales de los componentes clásicos de las psamitas que constituyen la Formación Allen, permite suponer que los materiales provienen principalmente de la destrucción de las psamitas y pelitas del Miembro Anacleto de la Formación Río Colorado. Es probable además que los clastos de calizas arenosas y areniscas calcáreas hallados en el miembro basal de esa Formación, deriven de la destrucción de las rocas calcáreas que integran el Cretácico medio (formaciones Ortiz y Huitrín) y que afloran a unos 100 km al noroeste

de la Cuenca Vidal (Di Gregorio, 1972). Es de señalar que las paleocorrientes corroboran esta posibilidad, ya que provienen del cuadrante noroeste.

Cabe señalar que el aumento en el contenido de plagioclasas, en especial euhedrales con rebordes de pastas volcánicas, que se ha registrado en la Formación Allen, se debe a un aporte de rocas madre volcánicas simultáneo con la depositación de las sedimentitas. Este aporte es aún más notorio en la Formación Jagüel, donde la escasa participación de materiales epiclásticos está representado por plagioclasas y pastas volcánicas básicas.

*Rocas madres originales.*

Como queda dicho, la Formación Allen está constituida, en parte, por materiales sedimentarios provenientes de la destrucción del Miembro Anacleto de la Formación Río Colorado. Debemos ahora determinar las rocas madres que originalmente proveyeron de epiclastos a esta unidad.

El principal aporte ha consistido en rocas volcánicas mesosilícicas a básicas y, en proporciones reducidas, de vulcanitas ácidas, plutonitas y/o metamorfitas ácidas a intermedias y sedimentitas epiclásticas (pelitas rojas) y piroclásticas (tobas e ignimbritas rojas).

Los litoclastos de naturaleza andesí-

tica y basáltica son los componentes más significativos del origen volcánico de los materiales que integran las sedimentitas. Participan del mismo origen una parte de las plagioclasas (aproximadamente 1/3) y, entre los minerales pesados, los piroxenos y anfíboles, que exhiben invariablemente formas prismáticas alargadas euhedrales, y las olivinas; idéntica génesis se puede asignar a la magnetita.

Fuera de las plagioclasas volcánicas, las restantes no muestran evidencias de su origen, el que puede ser plutónico o metamórfico. Los raros individuos hallados con planos de macla curvados indican la existencia de incipiente cataclasis en las rocas madres.

La génesis de la ortoclasa es variable ya que puede ser plutónica, metamórfica o filoniana. En nuestro caso, debido a la presencia de variedades micropertíticas y de agregados gráficos de naturaleza granítica, es indudable su origen plutónico. Un reducido porcentaje, que aparece como clastos euhedrales o subhedrales, en el miembro basal de la Formación Allen, derivaría de vulcanitas riolíticas. El microclino indica una procedencia de rocas graníticas, tal vez filonianas.

Con respecto a las inclusiones en el cuarzo (de tipo fluido y acicular), de acuerdo con el criterio expuesto por Keller y Littlefield (1952), estas son comunes tanto para rocas plutónicas como metamórficas, por lo que no son buenas indicadoras de la procedencia del cuarzo; sin embargo, la existencia de clastos graníticos y tonalíticos sugiere una procedencia plutónica. La extinción de los individuos de cuarzo es normal u ondulante débil a moderada, lo que sugiere, en parte, la existencia de procesos de cataclasis en las rocas proveedoras.

Los escasos vitroclastos angulosos, de indudable génesis piroclástica, corresponden probablemente a la depositación directa de cenizas volcánicas.

Fuera de los piroxenos, anfíboles y

olivinas, cuya génesis es volcánica, el conjunto de minerales pesados transparentes no indica un aporte definido, pues el granate, y el epidoto, pueden ser igneos, metamórficos o hidrotermal (el último).

#### PROCESOS DIAGENETICOS

Estos procesos están representados por cementación, disolución intraestral en granate y reemplazo de las trizas de vidrio por analcima.

Los materiales cementantes más frecuentes son calcita y yeso y, esporádicamente, analcima y hematita. Los primeros son particularmente frecuentes en la Formación Allen, la calcita en el miembro inferior y el yeso en el medio. Cabe señalar finalmente que en las sabulitas del miembro inferior de la Formación Allen se advierten dos etapas de cementación, la primera representada por analcima, comúnmente euedral, y la segunda por calcita subesparítica y esparítica.

#### AMBIENTES DE SEDIMENTACION

El Miembro Anacleto de la Formación Río Colorado posee características típicas de un ambiente continental fluvial: coloración rojiza de sus sedimentitas, variabilidad granulométrica de los componentes litológicos y estratos lenticulares de base erosiva, con estratificación entrecruzada de bajo ángulo. El mismo origen se atribuye a la estructura en plato, que según Conybeare y Crook (1968), se forman en la base de antiduna, por migración de óndulas y posterior deformación de las láminas por flujos en masa.

En conjunto, por las características mencionadas, es evidente que los materiales clásticos han sido depositados por ríos anastomosados. Los lentes psamíticos corresponden a depósitos de cauce (paleocanales), en tanto que las pelitas



se habrían sedimentado en planicies aluviales y lagunas asociadas. Cabe señalar que la naturaleza fluvial para esta unidad, también fue reconocida por Torres (1950) y por Cazau y Uliana (1973).

Tras un período de erosión de las sedimentitas precedentes, que constituían una costa baja de relieve poco marcado (Windhausen, 1914), se produce la depositación de la Formación Allen, con la que se inicia el ciclo sedimentario precursor de la entrada del mar maestrichtiano. Esta unidad, desde el trabajo de Wichmann (1927 a) ha sido considerada como depositada en un ambiente lacustre, de aguas salobres y en parte dulces (Bertels, 1969, 1972). Sin embargo, ya en 1914, Windhausen había interpretado la sedimentación de la Formación Allen, que él integraba al Rocanense, como preludio de la transgresión de un mar pando sobre un continente chato, con formación de golfos, deltas y barras litorales. Entendemos, según nuestros resultados, que ésta es la interpretación correcta.

Una de las características salientes de la Formación Allen, es la evidente disminución de la granulometría desde el miembro inferior, corrobora el proceso transgresivo señalado por Windhausen (loc. cit.) y evidencia un lento hundimiento de la cuenca.

Este proceso se inicia con la depositación de las psamitas amarillentas del miembro inferior, aparentemente en una planicie arenosa (intercotidal, de escasa pendiente, o en una playa de barrera, ya que en ambos casos es común la laminación paralela u ondulítica asociada con raros estratos entrecruzados aislados, estructuras que caracterizan a este miembro. Las frecuentes ondulitas indican una moderada energía del medio y escasa profundidad de las aguas; la alternancia de estratos con ondulitas ácuas y otros portadores de impresiones de gotas de lluvia (las que a veces aparecen sobreimpresas a las ondulitas), señala además una exposi-

ción subáerea esporádica de los sedimentos arenosos. Por otra parte las lentes sabulíticas y conglomerádicas finas denotan la existencia de cursos fluviales que provenían de la costa baja cercana.

La continuación del proceso transgresivo dio paso a la sedimentación del miembro medio. La gran extensión de los afloramientos, la uniformidad litológica de la secuencia, constituida por materiales finos (arcilitas, limolitas y escasas psamitas sucias) y el pobre desarrollo general de la estratificación (que incluye laminación paralela y ondulítica) sugiere que la depositación de los materiales se efectuó en aguas someras. Además, la ausencia de estructuras producidas por organismos cavadores, indicaría que los depósitos clásticos, fueron constantemente retrabajados por corrientes débiles.

Las tonalidades grises y gris verdosas a gris amarillentas de las sedimentitas, indican condiciones ambientales débilmente reductoras, las que localmente se hacen algo más oxidantes, pues las pelitas exhiben colores gris castaño a castaño rojizo. Cabe señalar que éstos estratos son portadores de briznas y/o restos de vertebrados.

En conjunto, las condiciones ambientales enumeradas precedentemente son comunes a varios ambientes mixtos como son los de albufera, planicie de madera o de estuario. El ambiente lacustre mencionado por Wichmann (1927) parece no haber caracterizado la depositación del miembro medio, ya que los microfósiles descritos por Bertels (1969, 1972) indican una mezcla de aguas dulces y saladas, es decir que apuntan a una vinculación con el mar, que quedaría corroborado por los restos fragmentarios de vertebrados, en especial del plesiosaurio. Es probable que los restos de organismos dulceacuícolas (dientes y vértebras de *Ceratodus*, etc.), fueron aportados a la cuenca desde las zonas positivas cercanas.

La ausencia de estratos lenticulares arenosos, que marcarían la posición de barras submarinas y canales, la unidireccionalidad de las paleocorrientes (que indican la ausencia de corrientes de marea), son criterios que han sido considerados para descartar provisoriamente el ambiente estuárico.

Quedan por considerar, por lo tanto, los otros ambiente: albufera y planicie de marea. Es imposible, en el estado actual de los conocimientos, reconocer si las sedimentitas se depositaron en uno u otro ambiente. No es de extrañar este inconveniente, pues, al respecto, Krumbein y Sloss (1969) señalan que estos ambientes son muy similares entre sí, en lo atinente a los materiales que los componen (mayormente pelíticos), energía del ambiente (débil a moderada) y el complejo biológico.

Un argumento que apoyaría la hipótesis de la depositación en una albufera, lo constituye la presencia de cuerpos de bentonitas, los que se han originado por alteración "in situ" de vidrio volcánico. En efecto, la pureza del depósito indica que no ha habido mayor mezcla con materiales epiclásticos, lo que es difícil de explicar en una planicie de marea.

Las condiciones ambientales se mantuvieron con pocos cambios en las porciones bajas del miembro superior, pues continúa la depositación de las pelitas, con caracteres similares a las del miembro medio. Se insinúa el cambio con la aparición de cuerpos estromatolíticos lenticulares dispersos en la secuencia y, hacia los términos superiores, por la presencia de calizas algales tabulares y laminadas, de calizas macizas con perforaciones producidas por organismos cavadores y, esencialmente, de yeso sacaroides. En conjunto, en el miembro superior parece haber predominado un ambiente de albufera (o planicie de marea?) con una sección inferior pelítica con escasas bochas algales, en tanto que en la sección superior, probablemente por cierre parcial de la

vinculación de la albufera con el mar o por una breve etapa regresiva del mar, se produjo la depositación de las evaporitas (yeso y calizas micríticas). Cabe señalar que la asociación litológica para el miembro superior es similar a la descrita por Glennie (1970) en las típicas "sebhka" costanera, desarrollada en la actualidad en las costas mediterráneas de Africa, que inducen a pensar en paleotemperaturas elevadas y escasas precipitaciones, durante la depositación de la Formación Allen.

Resumiendo las consideraciones anteriores, se deduce que las sedimentitas de la Formación Allen se han depositado en un ambiente litoral, de baja energía, sin poder precisar todavía si lo fueron en una albufera o en una planicie de marea.

Finalmente, durante la sedimentación del miembro superior de la Formación Jagüel, la franca entrada del mar en el área, con la depositación de las pelitas portadoras de abundantes componentes organógenos (espinas de equinoideos, foraminíferos, etc.) que señalan, en opinión de Bertels (1970 y com. pers.) un ambiente marino, de aguas más profundas, entre 50 y 100 metros. La Formación Jagüel corresponde a la ingresión atlántica maestrichtiana que irrumpe en la cuenca desde el este, aprovechando principalmente "la zona relativamente baja comprendida entre los ríos Negro y Colorado" (Di Gregorio, 1972), debido probablemente a un nuevo descenso del territorio neuquino y áreas vecinas hacia el este y nordeste, originado en los movimientos interse-nonianos.

#### AGRADECIMIENTOS

Deseamos expresar nuestro reconocimiento al Dr. M. E. Teruggi, por la lectura crítica del manuscrito y las valiosas sugerencias aportadas al trabajo. Asimismo manifestamos nuestro agradecimiento a los alumnos Srta. M. B. Ponce y Sres. N. G. Bethlen, J. Casa-

jús, H. Dalla Salda y E. Ramírez, quienes prestaron su colaboración en diversas tareas de campaña y gabinete.

LISTA DE TRABAJOS  
CITADOS EN EL TEXTO

- Ameghino, F., 1906. *Les Formations sédimentaires du Crétacé Supérieur et du Tertiaire de Patagonie*. An. Mus. Nac. Bs. As., S. III, t. VIII.
- Allen, J., 1963. *The classification of cross-stratified units*. Sedimentology, vol. 2, n° 2, 93-114.
- Bertels, A., 1968. *Micropaleontología y estratigrafía del límite Cretácico - Terciario en Huantraico (Prov. de Neuquén)*. Ostracoda, Parte I. Ameghiniana, t. V, 279-298, Buenos Aires.
- 1969. *Estratigrafía del límite Cretácico Terciario en Patagonia Septentrional*. Rev. Asoc. Geol. Arg., t. XXIV, n° 1, 41-54.
- 1972. *Buliminacea y Cassidulinacea (Foraminiferida) guías del Cretácico superior (Maastrichtiano) medio y Terciario inferior Argentina*. Rev. Española Micropaleont., vol. 4, n° 3, 327-353. Madrid.
- Cazau, L. B. y Uliana, M. A., 1973. *El Cretácico superior continental de la Cuenca Neuquina*. Actas V Cong. Geol. Arg., t. III, 131-163, Bs. As.
- Conybeare, C. E. B. y Crook, K. A. W., 1968. *Manual of sedimentary structures*. Bull. Bur. Min. Resources, 102, Geol.-Geophys. Canberra, Australia.
- Crook, K. A. W., 1961. *Stratigraphy of the Parry Group*. Jour. Roy. Soc. N. S. W., N° 97, 41-53.
- Chiozza, E. y González Van Domselaar, Z., 1958. "Suma de Geografía". T. II, Cap. I (Clima). Peuser. Buenos Aires.
- Digregorio, J. H., 1972. "Neuquen", in Geología Regional Argentina, Ac. Nac. Cienc. Córdoba, 439-505.
- Doering, A., 1881. *Informe oficial de la Comisión Científica agregada al Estado Mayor General de la Expedición al Río Negro (Patagonia) realizada en los meses de abril, mayo y junio de 1879, bajo las órdenes del General Don Julio A. Roca*. Entrega III, 3ª parte, Buenos Aires.
- Glennie, K. W., 1970. *Desert sedimentary environments*. Developments in Sedimentology, N° 14, Elsevier Publ. Co.
- Groeber, P., 1946. *Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. I. Hoja Chos Malal*. Rev. Asoc. Geol. Arg., t. I, n° 3.
- Herrero Ducloux, A., 1946. *Contribución al conocimiento del Neuquen Extraandino*. Bol. Inf. Petrol., n° 266 (reimpresión).
- Iñiguez, A. M.; Andreis, R. R. y Lluch, J. J., 1972. *Estudio geológico-técnico de las bentonitas del lago Pellegrini, Provincia de Río Negro*. Inéd. Dir. Min. Prov. Río Negro y Mus. La Plata.
- Johns, W. D.; Grim, R. E. y Bradley, W. F., 1954. *Quantitative estimation of clay minerals by diffraction methods*. Jour. Sed. Petr., vol. 24, n° 4.
- Keidel, H., 1917. *Über das patagonische Tafelland, das patagonische Geröl und ihre Beziehungen zu den geologischen Erscheinungen in argentinischen Andengebiet und Litoral*. Zeit. Deutsch. Wiss. Ver., Bs. As.
- Keller, W. D. y Littlefield, R. F., 1950. *Inclusions in the quartz of igneous and metamorphic rocks*. Jour. Sed. Petr. Vol. 19, 74-84.
- Krumbein, W. C. y Sloss, L. L., 1969. *Estratigrafía y sedimentación*. Uthea, México.
- Roll, A., 1939. *La cuenca de los Estratos con Dinosaurios al sur del río Neuquén*. YPF, Inf. Inéd.
- Roth, S., 1898. *Apuntes sobre la geología y paleontología de los territorios del Río Negro y Neuquén*. Rev. Mus. La Plata. T. IX.
- Sabio, D. A., 1972. *Estratigrafía y sedimentología de las Formaciones del Cretácico superior de Cinco Saltos (Provincia de Río Negro)*. Tesis Lic. Mus. La Plata N° 34. Inédito.
- Schiller, W., 1722. *Los sedimentos marinos del límite entre el Cretácico y el Terciario de Roca en la Patagonia septentrional*. Rev. Mus. La Plata, T. XXVI, 256-280.
- Spalletti, L. A. y Lluch, J. J., 1972. *Sedimentología del cordón psefítico del lago Pellegrini, Provincia de Río Negro*. Inéd. Cat. Sedim. Mus. La Plata.
- Stauffer, P. H., 1967. *Grain-flow deposits and their implication, Santa Ynez Mountains, California*. Jour. Sed. Petr., Vol. 34. 672-676.
- Torres, H. A., 1950. *Contribución al conocimiento geológico y minero de la cantera de yeso al noreste de Cinco Saltos, Territorio de Río Negro*. Tesis Mus. La Plata. N° 172, Inéd.
- Wentworth, C. M., 1967. *Dish structure, a primary sedimentary structure in coarse turbidites*. Bull. Am. As. Petrol. Geol., Vol. 51, N° 3, p. 485.
- Wichmann, R., 1922. *Algunas nuevas observaciones geológicas en la parte oriental del territorio del Neuquén*. Physis, T. 5. 301-303.
- 1924. *Nuevas observaciones geológicas en la parte oriental del Neuquén y en el territorio del Río Negro*. Dir. Gral. Min., Geol., Hidrol., Publ. N° 2.
- 1927. *Sobre la facies lacustre senoniana*

- de los Estratos con Dinosaurios y su fauna.* Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba. T. XXX, 383-405.
- Wilckens, O., 1905. *Die Meeresablagerungen der Kreide - und Tertiär - formation in Patagonien.* Neues Jb. Min., Beilage - Band, T. XXI, 98-195.
- Williams, H., Turner, F. y Gilbert, C. A., 1954. *Petrography.* Ed. W. H. Freeman. San Francisco.
- Windhausen, A., 1914. *Contribución al conocimiento geológico de los Territorios del Río Negro y Neuquén.* An. Min. Agric., Sec. Geol., T. X, N° 1.
- 1922. *Estudios geológicos en el valle superior del río Negro.* Bol. Dir. Nac. Geol. Min. N° 29, Ser. B.

Recibido el 24 de octubre de 1973.

## LA RODOCROSITA DEL YACIMIENTO CUPRIFERO DE CAPILLITAS, DPTO. ANDALGALA, PROV. DE CATAMARCA, REPUBLICA ARGENTINA

POR V. ANGELELLI¹, I. SCHALAMUK² Y J. CAGNONI³

### RESUMEN

En este trabajo se señalan las características geológicas del yacimiento cuprífero de Capillitas, presentando especial atención a los sectores portadores de rodocrosita (veta 9 —Carmelitas— y mina "Ortiz"). De ambos se exponen los resultados obtenidos de su estudio estructural y asociación mineral, como así también de la investigación mineralógica (textural y estructural, color, densidad, índice de refracción, rayos X, microdureza, fluorescencia y espectro infrarrojo) y composición química de la rodocrosita y de su variedad ferrocincífera (capillitita). Se da una idea de la posible historia metalogenética de las vetas portadoras de carbonatos y de las condiciones de su depositación. Finalmente, se aportan datos referentes a la producción y destino del carbonato de manganeso.

### ABSTRACT

The geological characteristic of the copper ore deposits of Capillita (Argentine) are here given. Special attention is paid to rhodochrosite areas in the veins studied (veins 9-Carmelitas-and "Ortiz" mine).

The results obtained from structural and mineral analysis, such as: textural and structural features, color, density, refractive index, X Ray diffractograms, microhardness, fluorescence, infrared spectroscopy as well as the chemical composition of the rhodochrosite and variety ferroan-zincian (Capillitite) is here exposed.

As approach to the possible metalogenic history of the carbonates veins and deposition conditions is also given.

Finally, statistical data about production and use of the rhodochrosite is shown in this work.

### INTRODUCCION

La existencia de rodocrosita en Capillitas fue señalada, por vez primera, por Stelzner (1885) quien aludió a la presencia de este carbonato como acompañante de galena y blenda, en asociaciones de capitas, con frecuencia en las mi-

nas "Restauradora", "Esperanza" y "Ortiz" manifestando, además... "pero los mineros le miran con malos ojos por desaparecer con él (espato de manganeso) y con la galena y blenda los minerales de cobre".

A partir de los años de la década del 40, este mineral comienza a llamar su atención desde el punto de vista de su posible aprovechamiento y también de su investigación mineralógica. Así Mansfeld (1943-1947) se refiere a él desde el punto de vista de su utilización como material de ornamentación, a cuyo efec-

¹ Facultad de Ciencias Naturales y Museo La Plata.

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

³ Laboratorio Químico-Escuela Superior Técnica del Ejército.



to lo introduce en el mercado bajo la denominación "Rosa del Inca". Ahlfeld y Angelelli (1948) consideran a la rodocrosita e incluso a la capillitita (rodocrosita ferrocincífera) bajo el aspecto mineralógico, aportando análisis de estos carbonatos y su relación respecto de los otros minerales integrantes de las vetas del distrito de Capillitas. Radice (1949) presenta un amplio estudio acerca de la rodocrosita en cuestión en base a las observaciones practicadas sobre numerosas muestras existentes en el Museo La Plata; considera su textura, estructura, densidad, caracteres ópticos, etc. Finalmente, Galloni (1950) realiza una investigación completa acerca de la capillitita, demostrando que este compuesto es isomorfo de la rodocrosita y Dalla Salda *et al.* (1973) presentan un estudio acerca de las características geomológicas de la rodocrosita.

Sobre la geología del área de Capillitas como así también de su yacimiento, existen diversos estudios entre los que se mencionan: Stelzner (*op. cit.*), Kittl (1940), Angelelli y Rayces (1946) y González Bonorino (1950).

Capillitas constituyó, conjuntamente con La Mejicana, los distritos cupríferos que tuvieron mayor trascendencia en el país. Su explotación se remonta a mediados del siglo pasado, época en que ya se contaba para la beneficiación de sus minerales con hornos de fundición en Santa María primero y más tarde en las inmediaciones de Andalgalá. En la primera década de la presente centuria empresas inglesas abrieron nuevas labores, entre otras los socavones Capillitas y Carmelitas, instalando, además, un cablecarril (27 km de largo) y una fundición en Muschaca.

En 1925 se lleva a cabo un intento de aprovechar el cobre soluble contenido en mineral sulfatado, mediante lixiviación del mineral "in situ" y de los desmontes.

A fines de 1937, la Compañía Minera de la Cordillera se interesa, a instancia de Mansfeld, en la explotación de la ro-

docrosita, a cuyo efecto arrienda las minas y procede al desagote y rehabilitación de los trabajos y a la búsqueda de los sectores de vetas portadores de rodocrosita.

Alrededor de 1942, la Dirección General de Fabricaciones Militares, ante la extrema escasez de cobre en el país, tomó una opción por la compra de las propiedades mineras de Capillitas y de Atajo, las que fueron adquiridas en 1947. Con miras a la explotación del yacimiento y al beneficio de su mineral procede a su estudio minero exhaustivo, secundado por la apertura de nuevas labores y a la instalación de plantas de concentración y tratamiento hidrometalúrgico, sin mayores resultados. Es este organismo militar el que, aparte de producir cobre cemento, viene explotando la rodocrosita desde el año 1951.

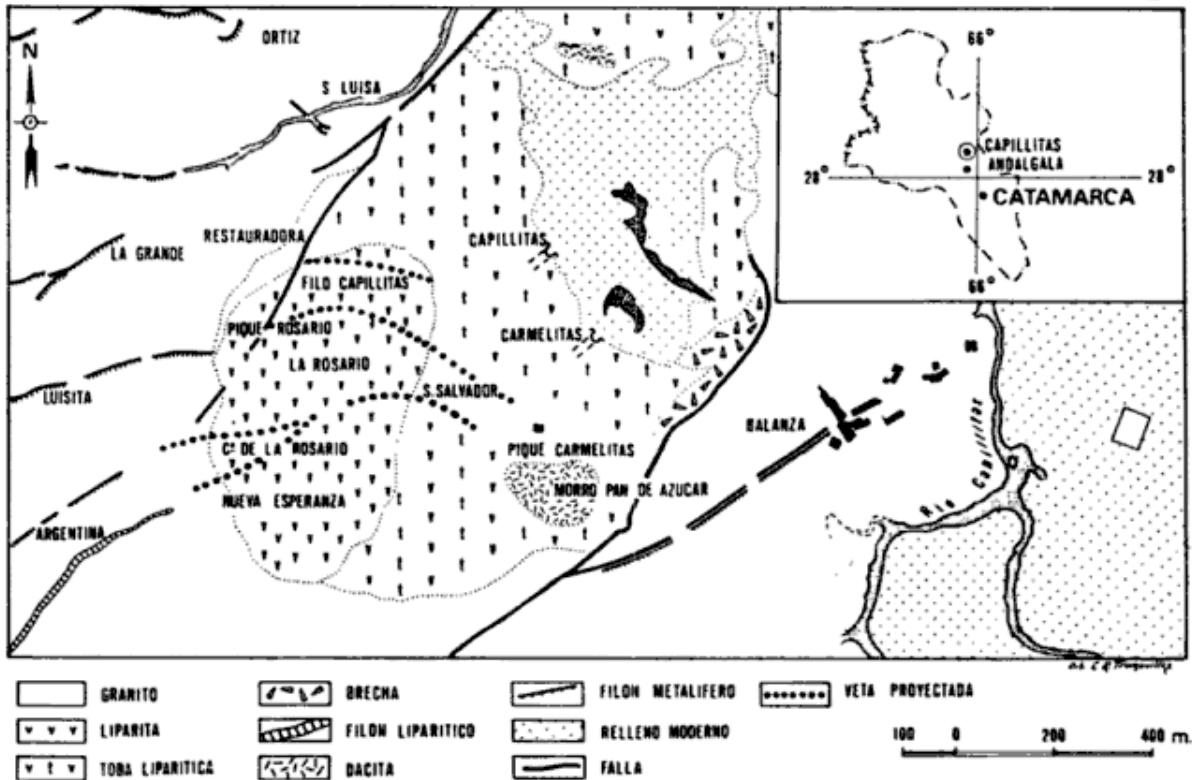
## 1. GENERALIDADES SOBRE CAPILLITAS

El distrito Capillitas se emplaza 35 km en línea recta al norte de Andalgalá y 56 km por camino de corniza de la citada localidad. A una altura de 3.000 m s.n.m. en la Administración y de 3.350 m en la mina "Ortiz", se halla enclavado en la ladera oriental de la sierra de Capillitas, perteneciente al grupo del Nevado del Aconquija (Sierras Pampeanas), bloque de pendiente suave hacia el NE y abrupta hacia el NW.

### *Geología del área y yacimiento*

Los elementos geológicos que encuadran en el área del yacimiento están representados por rocas ígneas: granito (pegmatita, lamprófiro); riolita, dacita y tobas, estas últimas en particular yaciendo sobre estratos calchaqueños, los que a la vez lo hacen sobre el basamento granítico de la sierra.

El granito, de grano mediano a porfírico, constituye casi enteramente la sierra de Capillitas y representa el subs-



Plano geológico del yacimiento cuprífero de Capillitas, departamento Andalgalá, Catamarca (según Navarro, Re y Bernasconi)

tratum a través del cual irrumpen rocas efusivas. En parte el granito contiene xenolitos de la cubierta cristalina. En esta roca y en las inmediaciones del centro efusivo, se observa la existencia de filones de riolita (liparita), lámina I.

El yacimiento se localiza en una chimenea volcánica ovalada, de unos 1.500 m de largo por 900 m de ancho, compuesta de riolita, tobas y brechas de la misma naturaleza y, además, dacita formando un "neck" (Pan de Azúcar). Importante es la participación de las tobas y brechas, en particular las primeras, líticas y cristalinas, que abarcan un área considerable del centro efusivo. A este vulcanismo correspondiente al Mioceno-Plioceno, se vincula la mineralización de Capillitas como asimismo las de otras zonas de la región portadoras de Cu, Au y Mn.

Las diversas vetas de Capillitas se agrupan en dos sistemas principales: uno de rumbo ENE-WSW (La Grande,

Rosario, Argentina y otras) y el otro, WNW-ESE (Restauradora, Carmelitas, Ortiz y otras), con inclinación preponderante 50-70° y, a veces, más hacia el sur. Están constituidas por cuerpos lenticulares, de variada potencia (50, 70 y 90 cm, en promedio) y desarrollo (100, 400 y hasta 600 m), que han sido reconocidas, mediante labores y sondeos, en profundidades de hasta 300 m (Restauradora I). Las vetas tienen por roca huésped al granito, al material riolítico (riolita, tobas y brechas) y a éste y aquél a la vez.

Su estructura es masiva en los sectores piritosos; bandeada con capas de rodocrosita; drúsica en ciertos sectores de la veta Rosario y en otras y también brechosa en los sitios en que la rodocrosita cementa trozos de material sulfurado.

La mineralización hipogénica está representada por pirita, enargita, tetraedrita, calcopirita, bornita, calcosina ro-

sada, blenda, galena, wurzita y marcasita y la supergénica por calcosina azul, covellina, malaquita, azurita, linarita, calcantita, cerusita, anglesita, melanterita, goslarita, limonita, pirolusita, tenorita, cuprita, cobre nativo, etc. en ganga de cuarzo, rodocrosita, capillita, alunita, baritina, caolín.

El proceso de formación del yacimiento comprende dos períodos principales: el primero, de premetalización, consistente en una sericitización, piritización y silicificación de las rocas encajantes (principalmente del material riolítico) y el segundo, de metalización, que abarca una fase de depositación de elementos al estado de sulfuros y sulfosales (Fe, Cu, Ag, Bi) además de oro libre, en ganga de cuarzo, en condiciones de presión y temperatura intermedia y otra de precipitación de carbonatos (Mn, Zn, Fe) precedida de sulfuros (Pb, Zn, Fe), de baja temperatura y presión.

## 2. RODOCROSITA

La rodocrosita se halla presente en casi todas las vetas de Capillitas, en proporciones muy variables, observándose preferentemente en capas o costras de estructura bandeada.

Su consideración en este trabajo se concreta obviamente a los sectores de vetas más ricos en este carbonato que son los que se explotan. En el yacimiento que nos ocupa se han definido al presente como lugares de interés: veta 9 (Carmelitas, nivel + 30), veta 25 de Mayo (Capillitas, nivel 0) y veta Ortiz. De ellos, en la época en que se visitó Capillitas (octubre de 1972), se trabajaba en la primera y en la última de las citadas. La visita a los sitios de extracción de la veta 25 de Mayo resultó imposible debido a que este sector se encuentra abandonado desde hace varios años. Es notable por haberse encontrado en él las conocidas muestras de rodocrosita de estructura estalactítica.

*Veta 9:* Este sector se encuentra situado a unos 600 m de la boca del socavón Carmelitas, entre las coordenadas + 320 y + 400 y - 320 y - 280, del relevamiento topográfico-geológico, en escala 1: 400 (Ferro-Navarro), del área de Carmelita.

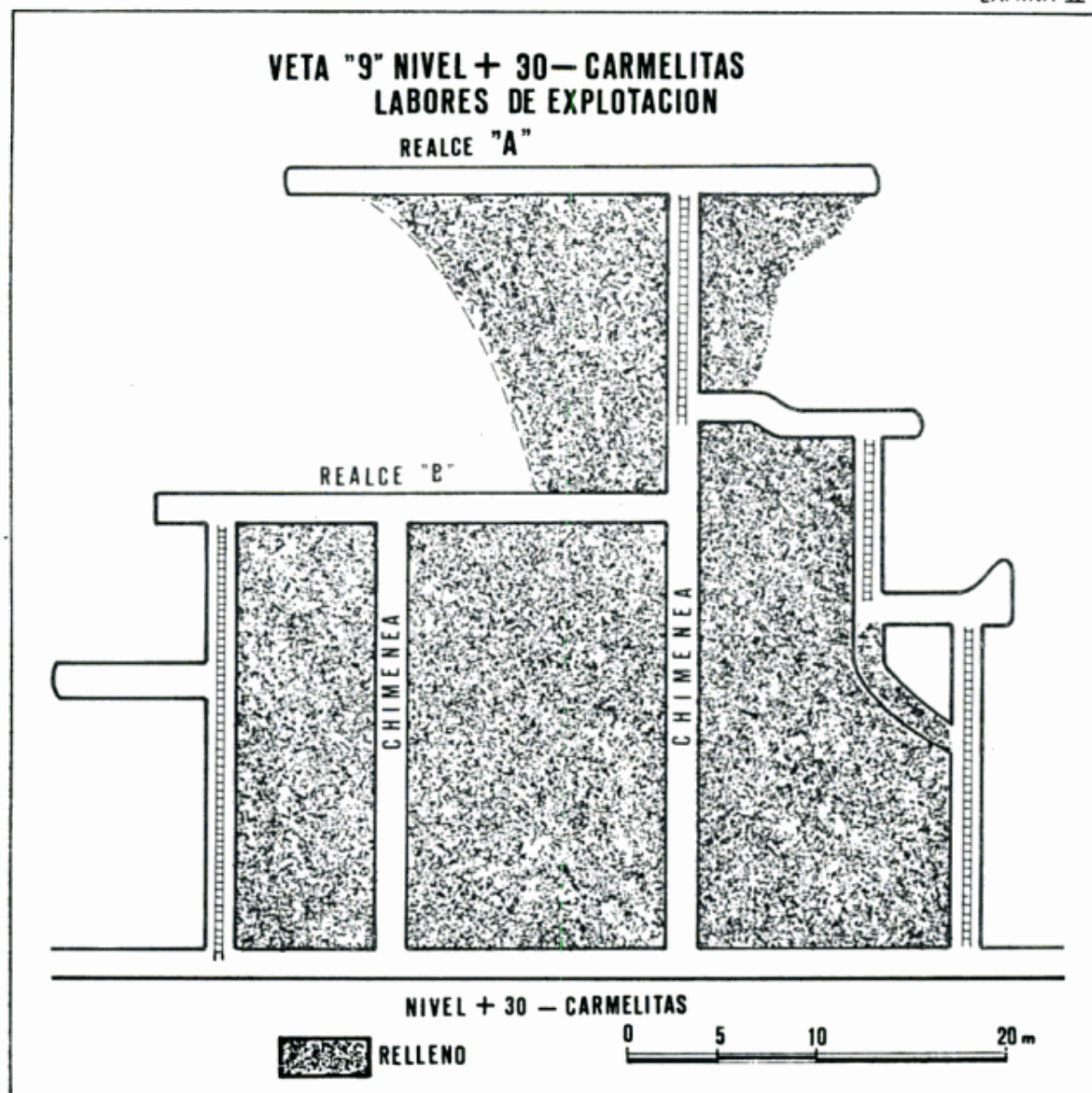
El tramo portador de rodocrosita corresponde a un cuerpo de veta, de rumbo general WNW-ESE y buzamiento 70° SW, reconocido en 200 m de longitud; de ellos 100 constituyen la porción más rica en rodocrosita y de los cuales 30 m han sido ya explotados.

Las labores de explotación consisten en dos realces que representan: el frente denominado "A", a un nivel + 41 y el "B", a + 26 m (lámina II). El realce "A" acusaba un recorrido de 30 m. Los cortes establecidos cada 5 m permitieron reconstruir la estructura de la veta que figura en lámina III. Su espesor en dicho tramo oscila entre un mínimo de 60 cm y un máximo de 143, con promedio de 96 cm. El realce "B" tenía un desarrollo de 23 m; la veta, de marcada tendencia lenticular, registra espesores que van de 42 a 187 cm, con promedio de 112 cm (Lámina IV).

La veta se emplaza en una riolita alcalina, con fenocristales de cuarzo, xenomorfos, subredondeados de hasta 1 mm, de bordes corroídos, que presentan engolfamientos o islas de la pasta, y de sanidina, en individuos irregulares y de menor tamaño que los de cuarzo.

La pasta denota cierta fluidalidad; es felsítica y está constituida por una fina asociación de cuarzo y feldespatos. Se halla bastante piritizada y con una débil alteración en sericita y clorita.

La estructura de la veta es bandeada en su conjunto, con disposición preponderantemente simétrica. En la fracción de los carbonatos, se hace presente una estructura brechosa. Las porciones externas están representadas por guías de sulfuros (pirita, calcopirita, tennantita, blenda, galena) con ganga de cuarzo, en tanto que las internas consisten en



capas o costras de rodocrosita y capillitita (lámina III y IV).

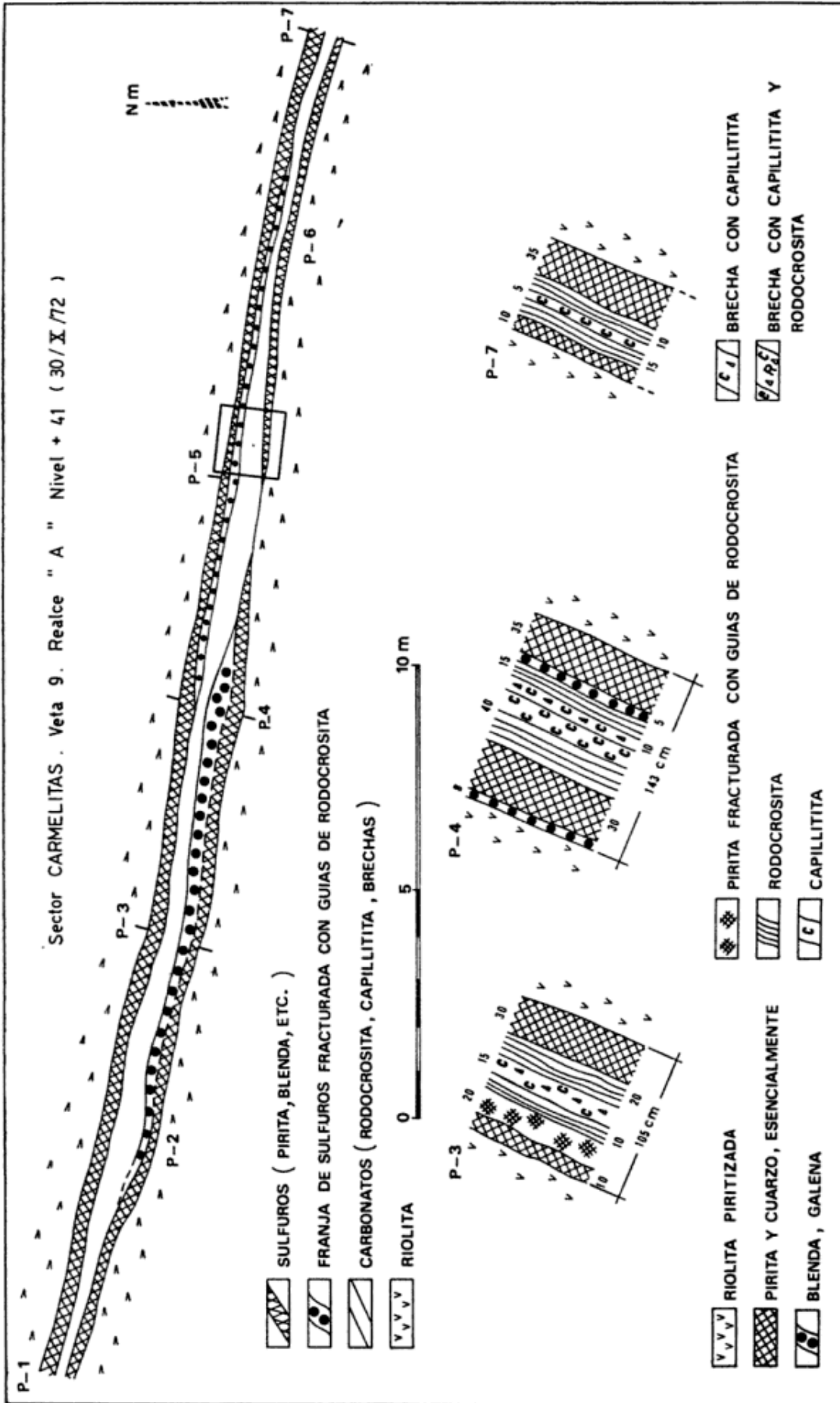
El contacto entre las porciones de material con sulfuros y las de rodocrosita es bien definido; en partes las masas de sulfuros se muestran fracturadas y penetradas de guías y venas del mencionado carbonato, otorgando al conjunto una estructura brechosa.

Las capas de carbonatos acusan espesores variables que oscilan, incluyendo su porción brechosa, entre 22 y 67 cm, con una media de 40 cm, para el realce "A" y de 20 a 100 cm, con igual promedio, para el "B". De estos espesores,

las capas o costras de capillitita registran valores de 3-15 cm, en bandas compactas y de 9-40 cm, en bandas brechadas.

*Veta 25 de Mayo:* En el nivel 0 de Capillitas, el que corresponde al socavón del mismo nombre, se halla situado el sector de la veta de referencia, el que fue explotado en años anteriores. Esta veta presenta drusas y cavidades, de donde proceden las "estalactitas" de Capillitas. Según comunicación verbal de un capataz del establecimiento, dichas rarezas fueron extraídas de una labor de 6 m de largo por 10 m de alto.







**Veta Ortiz:** De esta veta perteneciente a la mina homónima, procede la rodocrosita más pura, caracterizada por un color rojo grosella. Su rumbo general es aproximadamente E-W con inclinación 65-75° S; aflora en un recorrido de 150 m y se emplaza al NW del sector de Carmelitas, a una altura de 3.300 m s.n.m.; esto es 300 m por arriba del nivel 0 de Capillitas (lámina I).

Explotada en épocas pasadas, esta propiedad minera es rehabilitada y trabajada por la Dirección General de Fabricaciones Militares, en los años 1944-1946, aprovechando su mineral oxidado para la obtención de cobre cemento.

Mansfeld con anterioridad extrajo rodocrosita, durante algún tiempo, del nivel más bajo de esta mina.

La veta se aloja en un granito calcoalcalino de la siguiente composición modal: cuarzo, 52 %; microclino, 22 %; plagioclasa (oligoclasa cálcica), 6 %; biotita, 7 %; muscovita, 6 %; siendo el resto accesorios. Su textura es granuda hipidiomorfa. Los cristales de microclino, con desmezclas peritíticas, alcanzan un desarrollo de hasta 1 mm. La plagioclasa se presenta en individuos más pequeños (0,5-0,7 mm) con alteración, en parte, en clorita y sericita. La biotita, hipidiomorfa, se halla diseminada irregularmente en la roca y, en parte, asociada a la muscovita. Los minerales accesorios están representados por apatita, zircón, titanita, fluorita y turmalina.

Su mineralización sulfurada no difiere mayormente de la señalada para la veta 9, pero aquí, de los carbonatos, sólo está presente la rodocrosita.

Las cajas de la veta se hallan muy fracturadas y alteradas en material arcilloso (falla).

En octubre de 1972 se operaba en un frente (nivel + 13) de unos 12 m de largo y, además, en la apertura de un pique en el nivel 0. El frente del realce mostraba una veta de una potencia de 90 cm, representada, de su piso al techo,

por: 70 cm de una brecha integrada por trozos de material piritoso-cuarzoso, envueltos por rodocrosita y 20 cm de una guía piritosa-cuarzosa a la que se adosa una delgada vena de blenda y galena y sobre ella capas de rodocrosita.

La labor del pique, de 4 m de hondura entonces, emplazada en las inmediaciones de una vieja labor explotada por rodocrosita en años anteriores, mostraba dos guías de rodocrosita de 10 y 20 cm de espesor. Este carbonato se presenta en costras o capas de 2, 3, 5 y hasta 10 cm de potencia, carente de bandeamiento.

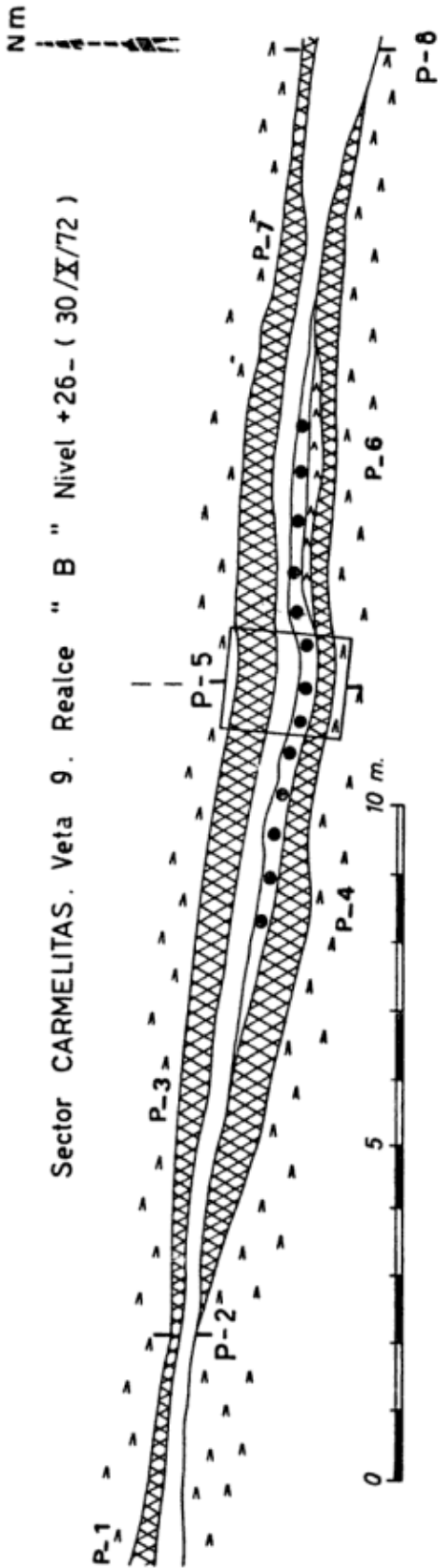
### *Textura y estructura*

Estos aspectos han sido tratados con detalle por Radice (*op. cit.*). En base a las observaciones efectuadas por dicha autora y a las propias, recogidas del material colectado recientemente, a continuación se considerará la textura y estructura que presentan tanto la rodocrosita como la capillita.

**Rodocrosita:** Como cristales euhedrales romboédricos aislados o agrupados, de 3 a 5 mm de largo, de color rosado pálido a blanco ligeramente rosado, este carbonato se presenta tapizando individuos de pirita (piritoedros) en drusas, en la veta Restauradora I y en otras. También se le observa en agregados de romboedros achatados, a modo de rosetas, en drusas.

La forma dominante de presentación es la de costras o capas constituidas por bandas superpuestas (estructura bandeada o crustiforme). El material de la mina "Ortiz" lo hace en capas pero sin bandeamiento visible. Menos frecuente es la de conformar masas compactas, de textura granular fina a mediana y rara la de mostrar, manteniendo la composición granular citada, huecos y caries de disolución. Finalmente, cabe señalar la presentación de este carbonato como cordones dispuestos sobre costras de dicho material o acusando formas cilíndricas en las denominadas "estalactitas".

Sector CARMELITAS. Veta 9. Realce " B " Nivel +26 - ( 30 / X / 72 )

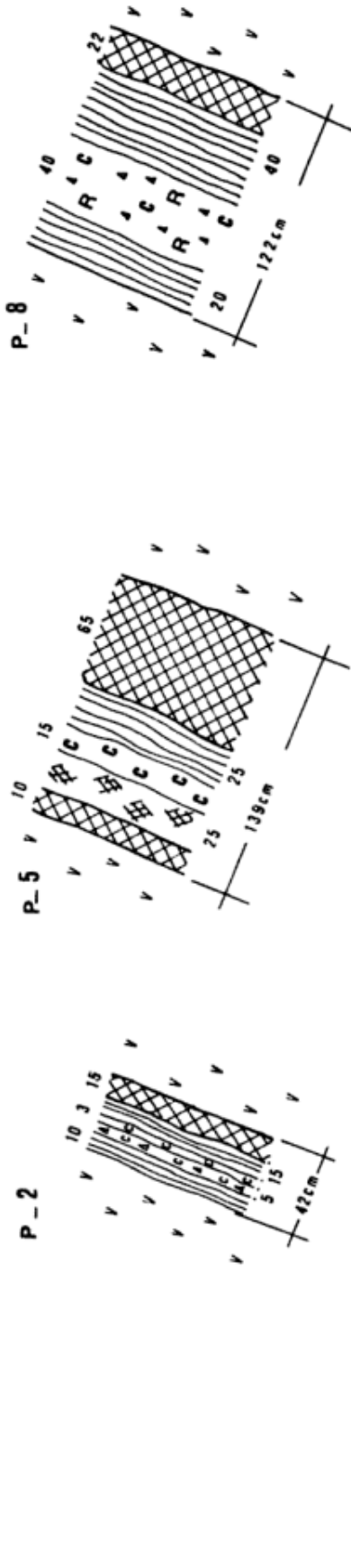


RIOLITA

SULFUROS ( PIRITA, BLENDA, ETC. )

FRANJA DE SULFUROS FRACTURADA CON GUIAS DE RODOCROSITA.-

CARBONATOS ( RODOCROSITA, CAPILLITITA, BRECHAS )



RIOLITA PIRITIZADA

PIRITA Y CUARZO. ESENCIALMENTE

BLENDA, GALENA

PIRITA FRACTURADA CON GUIAS DE RODOCROSITA

RODOCROSITA

CAPILLITITA

BRECHA CON CAPILLITITA

BRECHA CON CAPILLITITA Y RODOCROSITA

La rodocrosita de estructura bandeada muestra una textura fibrosa, fina, originada por el crecimiento de individuos romboédricos alargados según el eje *c*.

Poco frecuente es la existencia de rodocrosita de textura gruesa, consistente en un agregado de individuos de 2-3 mm de ancho por 20 y más de largo —que corresponderían a formas prismáticas— encajado entre capas de rodocrosita bandeada (mina "Ortiz").

Las costras o capas del carbonato en cuestión representan superposición de bandas rosadas de distintas tonalidades, de un espesor aparente que, en las muestras pulidas observadas microscópicamente oscila entre menos de uno a 8-10 mm. Así para espesores de costras de 4, 5 y 6 cm se contaron 18, 20 y 28 bandas, respectivamente. Dichas bandas se encuentran separadas entre sí por capitas de un material blanco a blanco grisáceo, de un espesor por lo general inferior a un milímetro (lámina V, 1 y 2).

En un corte delgado de rodocrosita de 2 cm de ancho observado al microscopio se determinaron 20 capitas con espesores individuales que oscilan entre 0,2 y 3 mm.

La investigación por medio de rayos X del material blanco citado reveló la presencia de un carbonato con líneas correspondientes a baritina. Por ensayos químicos y también por observaciones microscópicas se determinó la existencia de sílice coloidal. Radice (*op. cit.*) al referirse al material blanco manifiesta, acorde con los resultados obtenidos de ensayos microquímicos, que el carbonato aludido contiene Mn, Fe, Ca y Mg, pero que su contenido en manganeso es bajo comparado con el de la rodocrosita.

La disposición de las bandas es comúnmente ondulada o curva, sujeta al relieve de la superficie sobre la cual se depositó la rodocrosita. A veces muestra una disposición mamelomar de las bandas, con casquete de un diámetro de pocos centímetros, hasta 25 y más.

En algunos casos de estructura bandeada mamelonar, el material ofrece un relieve externo saliente, representado por un entramado de cristales romboédricos chatos de 0,5 a 2 mm de ancho, recubierto, a veces por capillita u otra substancia. Lo manifestado es particularmente frecuente observarlo en las piezas de rodocrosita de estructura estalactíticas.

Las capitas de material (carbonato) blanco a que nos hemos referido más arriba suele registrar, en su zona de turbidez, sucesiones de granos de pirita y blenda, aislados, con tamaño inferior a 50 micrones.

Las observaciones efectuadas en cortes delgados de muestras de la veta 9 han permitido definir, en general, dos aspectos distintos relacionados con la textura de las bandas de rodocrosita.

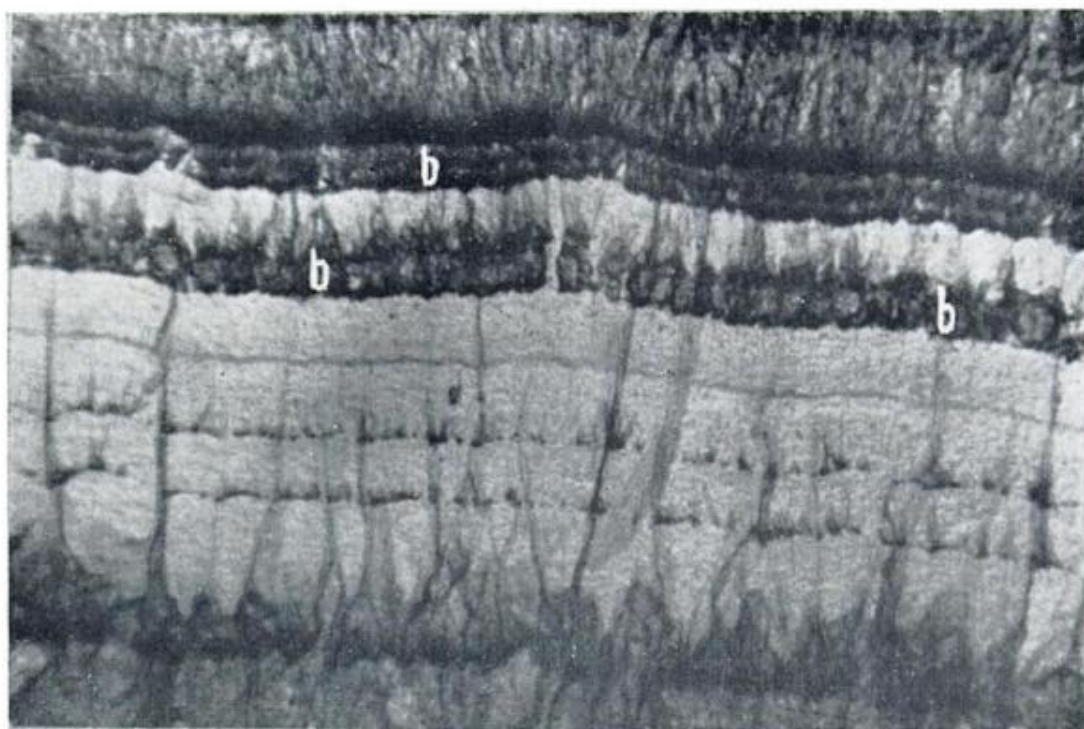
Algunas capas están constituidas por agregados o masas de individuos aciculares en parte divergentes y curvos que muestran curiosamente el típico clivaje romboédrico, originado probablemente por efecto de presiones que afectaron al conjunto de cristales. Debido a la disposición de estos últimos, se observa a nicoles cruzados una extinción ondulante. Las fibras individualmente no superan los 10 micrones de espesor con longitudes que oscilan entre 0,2 y 2 mm.

Otras bandas están formadas por cristales más gruesos a modo de columnas, cuyo grosor varía entre 0,2 y 1 mm con un desarrollo de 0,5 a 3 mm. Presentan extinción normal y una marcada exfoliación romboédrica. En pequeña proporción suelen distinguirse granos irregulares de rodocrosita entre los cristales columnares.

Las capas de individuos aciculares y columnares no se alternan entre sí; se las observa separadas por finas láminas del material blanco (de 10 a 200 micrones de espesor) que presenta cierta turbidez en luz transmitida y refringencia característica de sustancia silícea a luz reflejada. Se trata de láminas zigzagueantes que concuerdan en general con



1



2

Lám. V. — 1, Microfotografía de parte de una sección de “estalactita”, donde puede observarse capas (una gruesa y dos delgadas), en zig-zag de material o carbonato blanco (negro en la microfotografía) y rodocrosita en individuos gruesos, de aspecto prismático. Nícoles paralelos  $\times 35$ . 2, Sección delgada que muestra bandas de rodocrosita, de individuos relativamente gruesos (blancas) y fibrosas (grises). Las capas negras corresponden a carbonato blanco y las grises (b) formadas por granos subredondeados a blenda. Nícoles paralelos  $\times 35$ .



la dirección del clivaje romboédrico del carbonato de manganeso. En algunos casos, los cristales columnares que son cruzados por estas láminas siguen en continuidad óptica, como ya lo hiciera notar Radice (*op. cit.*).

Es común observar adosados o próximos a las láminas de material blanco cristalitos de baritina con dimensiones que llegan hasta 0,5 mm de longitud y 150 micrones de ancho.

Tanto los agregados aciculares como los columnares no divergentes, se disponen con su mayor dimensión en forma transversal a la superficie de las bandas, de modo que sus longitudes constituyen el espesor de las mismas.

Al microscopio de polarización, la rodocrosita de la mina "Ortiz" acusa características similares a las señaladas para las del material de veta 9, a excepción de su estructura que no es bandeada, careciendo en consecuencia de las capas de material blanco. Los individuos de rodocrosita se presentan en capas predominantemente columnares. En todos los casos, los cristales son más gruesos y más largos. También aquí se comprueba particularmente, en las capas de textura columnar, la existencia de líneas cortas del clivaje de la rodocrosita.

Es precisamente la mencionada textura fibrosa fina y la estructura bandeada que posee la rodocrosita de Capillitas lo que favorece el labrado que se realiza con este mineral. Esta propiedad se ve favorecida por la intensidad de su hermoso color rosado y tonalidades, como asimismo por la presencia de las finas capas de material blanco alternantes, lo que en conjunto hace que dicho carbonato constituya una "piedra" muy decorativa, de moda, desde hace algún tiempo, en todos los mercados del mundo.

La rodocrosita de textura fibro-radial concéntrica se presenta como cuerpos alargados rectilíneos o curvos, de una longitud de hasta unos 30 cm y de un diámetro de 2, 4, 8 cm y más (fig. 1).

Constituyen individuos aislados o bien asociados. Un mismo cuerpo puede estar formado por varios individuos o centro de crecimiento de un grosor de 1-2 cm. Las formas que adopta son curiosas; en disposición paralela, divergente y también rameada. A veces es dable observar crecimientos de individuos dispuestos perpendicularmente (Lámina VI, 1 y 2).

Aparte de este tipo de presentación suele encontrarse muestras donde una serie de individuos paralelos, de menos de 1 cm de diámetro por 5-6 y hasta 15 cm de largo, se apoyan sobre capas de rodocrosita de estructura bandeada.

Acerca de la posición de estas "estalactitas" no se tiene información precisa. Interrogado el personal que dice haber trabajado en el sector de la veta 25 de Mayo, lugar de procedencia preferido de este tipo de carbonato, manifestó que, en gran parte, se las encontró desprendidas y rodeadas de un material "arcilloso" (?) y manchadas a veces, por hidróxidos de hierro.

Macroscópicamente, los cristales de rodocrosita que integran estos cuerpos curiosos parten radialmente de un punto central, a menudo hueco (canalículo), y en anillos concéntricos de contornos festoneados, de una coloración que no difiere de la que ofrece la rodocrosita bandeada considerada anteriormente; concluyen en su capa más externa, por lo general, en un relieve saliente de cristales achatados, límpidos, a veces con cristales tabulares de baritina de 3 a 5 mm, o bien recubiertos de una capita de pirita y/o capillita.

En todos los casos, los cuerpos estalactíticos mantienen uniformidad en cuanto a su espesor y terminan en un casquete esférico.

Una idea más precisa acerca de la constitución de las "estalactitas" nos proporciona el estudio microscópico de un corte delgado de una sección de 3 cm de diámetro, en la que se definieron ocho anillos concéntricos, separados entre sí por el material blanco dispuesto en



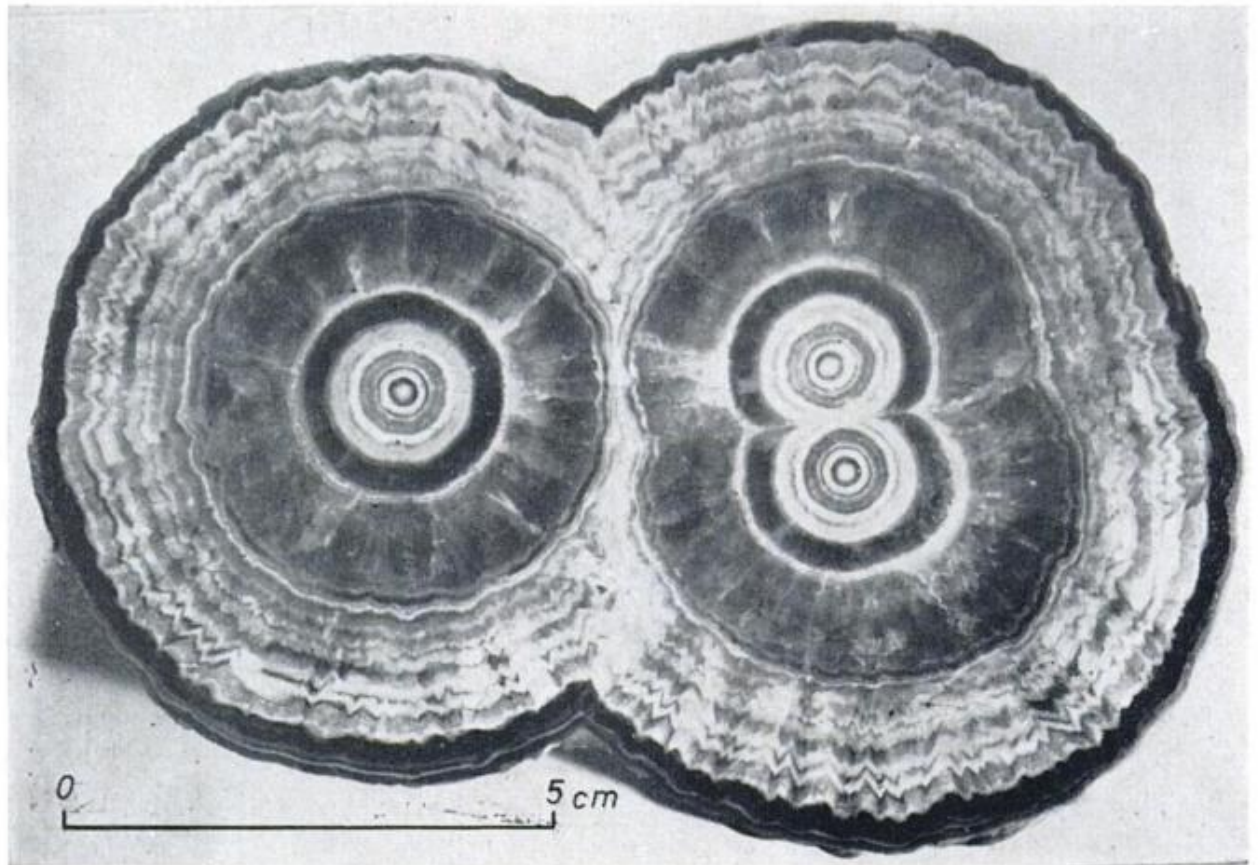


Fig. 1. — Fotografía de un cuerpo de «estalactita» originado a partir de tres centros de crecimiento. Se observa una estructura radiocéntrica de bandas festoneadas grises y oscuras de rodocrosita que alternan con otras claras de carbonato blanco. Su capita externa, negra, consiste en capillita portadora de pirita esencialmente.

forma zigzagueante sobre caras terminales de cristales de rodocrosita. El centro de la “estalactita” está representado por un canalículo de 60 micrones de diámetro; envuelve al mismo un anillo de rodocrosita de 1 mm compuesto por cristales divergentes de 400 micrones de ancho, de iguales característica; luego siguen otras capas similares y una de agregados drusiformes con cristales romboédricos. Este conjunto, de un espesor de aproximadamente 10 mm, se halla tapizado de una lámina de 1 mm de pirita. Sobre ésta se presentan bandas menores (400 micrones) constituidas por capillita de textura fibrosa que alternan con otras portadoras de granos de sulfuro de hierro, para concluir con una capa de agregados de individuos más gruesos del citado carbonato.

La existencia de rodocrosita en masas de textura granuda no fue observada en

los frentes de realces estudiados. Se la encontró en el material de los “stocks” existentes en el depósito del Establecimiento. Se notaron dos tipos: uno de grano fino (1 mm) que corresponde a un material denso, provisto de canalículos, huecos y caries de disolución, de un diámetro de algunos milímetros hasta 2, 3 y más cm y otro de grano más grueso (1-2 m) compacto y poroso en partes por disolución.

Al microscopio, este tipo de material demuestra estar constituido por una asociación de granos irregulares con participación de individuos de aspecto plumoso; el conjunto ofrece una textura de mosaico con espacios huecos (poros), en cuyos contornos la rodocrosita acusa turbidez motivada por una silicificación a modo de dendritas. El tamaño de los granos varía entre 200 y 500 micrones para el material de grano





1

1. « Estalactitas » incluidas en un material de grano fino, coloración pardo amarillenta (variedad de rodocrosita ferrocincífera).

2, Conjunto de « estalactitas » de rodocrosita, constituido por una agrupación de doce individuos. Capa externa integrada por asociación de romboedros achatados de rodocrosita y escasos cristales tabulares de baritina.

2



fino. En las vecindades de los poros suelen presentarse cristalitas de baritina. Se supone que este tipo de rodocrosita procede de la veta 25 de Mayo.

**Capillitita:** Su única forma de presentación es la de costras dispuestas sobre otras de rodocrosita. Por lo general, de 3 a 5 cm de espesor, dichas costras están constituidas por capas o bandas de 0,5 a 8 mm de grosor aparente, separadas por otras de material blanco, similar al que se presenta entre las bandas de rodocrosita. En una costra de 2,5 cm se contaron a ojo desnudo 9 bandas y en otra de igual espesor, 13. Como la rodocrosita, esta variedad adquiere formas mamelonares. Entre sus capas se registra, a veces, la existencia de piritita y también de un material carbonatado algo silíceo, a menudo piritoso, de una coloración gris verdosa.

En una muestra de brecha, pulida, se comprobó la presencia de blenda, como dendritas crecidas dentro de capillitita, en la zona de contacto de ésta con rodocrosita.

Al microscopio la capillitita ofrece una textura muy semejante a la de la rodocrosita. Algunas bandas están constituidas por agregados o masas de cristales aciculares divergentes y curvos que individualmente no superan los 10 micrones de ancho; otras capas están formadas por granos irregulares y cristales columnares de 0,2 a 0,6 mm de espesor y de 0,5 a 1,5 mm de largo. Ambas, muestran extinción ondulante y el típico clivaje romboédrico. Entre las citadas bandas suele presentarse globulitos de blenda dispuestos a modo de guirnalda y de rosario, alrededor de 10 micrones.

#### *Propiedades físicas*

En este apartado se ha de considerar el color, densidad, índices de refracción, espaciado, microdureza, fluorescencia y espectro infrarrojo de la rodocrosita y también de la capillitita con fines comparativos.

**Color:** La rodocrosita, de brillo vítreo, graso y hasta perlado, acusa un color de fondo rosado con distintas tonalidades, un tanto difícil de definir. Dicho color está supeditado a su composición química. En efecto, a mayor porcentaje de elementos que constituyan al manganeso, más clara resulta la coloración de la rodocrosita.

En una misma muestra de estructura bandeada es dable observar variaciones, a veces, apreciables de coloración con pasajes graduales, como efecto de conjunto debido en gran parte a las intercalaciones de las capitas de carbonato blanco.

Con el objeto de establecer, en lo posible, los colores de las muestras sobre las cuales se efectuaron análisis químicos, densidad, índices de refracción, etc. se recurrió, como lo hiciera la Dra. Radice (1949), a la utilización de la escala de colores de las tablas de Ostwald, publicada por Unesma y que nos fuera proporcionada por la misma, llegándose a determinar tentativamente las siguientes escalas:

Muestra 1	8 gc	corresponde a un rosado carne pálido (veta 9)
»	2 8 ic	rosa pálido con tinte violáceo (« Ortiz »)
»	3 8 ic(a)	ídem (« Ortiz »)
»	4 8 ec	rosa blanquecino (veta 25 de Mayo)

Una rodocrosita, de grano fino, cuya formación es posterior a la del carbonato de manganeso de textura fibrosa, registra colores claros desde un rosado muy pálido hasta amarillento a pardusco.

Para la capillitita se estableció la escala 5 ng, que corresponde a un color amarillo ligeramente marrón.

Tanto la rodocrosita como la capillitita son traslúcidos en láminas delgadas.

**Densidad:** Los valores promedios de cuatro determinaciones sobre otras tantas muestras de rodocrosita, utilizando el picnómetro, son:

8 gc.....	3,664 g/cm ³
8 ic.....	3,668 »
8 ic (a).....	3,672 »
8 ec.....	3,723 »

La densidad indicada por Deer, *et al* (1962) es  $D = (3,20)-3,70-(4,05)$ . El valor medio corresponde al carbonato puro (Dana's System of Mineralogy y Wayland, 1942).

La densidad de la capillitita observada por Galloni (1950) es de 3,762 y la de las muestras estudiadas por nosotros (5 ng) de 3,774 g/cm³.

**Índices de refracción:** Los índices determinados con luz de sodio son:

	n	n _c
8 gc.....	1,802	1,591
8 ic.....	1,804	1,593
8 ic (a).....	1,805	1,594
8 ec.....	1,788	1,587

Los índices señalados por Deer *et al* son:  $n_{\omega} = (1,750)-1,816-(1,850)$  y  $n_c = (1,540)-(1,597)-(1,617)$ .

**Difractometría:** Los espaciados recticulares obtenidos de las muestras de rodocrosita y capillitita son muy semejantes a los de una rodocrosita sintética que figuran en la ficha 7-628 del ASTM, como surge del cuadro I, donde se indican los cinco primeros espaciados correspondientes a otros tantas muestras: tres de rodocrosita, una del carbonato blanco y una de capillitita.

CUADRO I

ASTM d (Å ^o )	8 gc d (Å ^o )	6 ic d (Å ^o )	8 ic (a) d (Å ^o )	Carbonato blanco d (Å ^o )	5 ng d (Å ^o )
3,660	3,668	3,659	3,650	3,670	3,647
2,840	2,850	2,845	2,845	2,853	2,832
2,390	2,390	2,390	2,390	2,390	2,380
2,172	2,178	2,178	2,178	2,178	2,160
2,000	2,004	2,007	2,004	2,004	1,988

Los espaciados de la capillitita difiere ligeramente de los de la rodocrosita, como ya lo manifiesta Galloni (*op cit*).

Las determinaciones se efectuaron utilizando el equipo Philips del LEMIT, operándose con cátodo de hierro y ánodo de manganeso.

**Microdureza:** Con el objetivo de establecer posibles variaciones de dureza acorde con la composición de los carbonatos en estudio, recurriendo al microdurímetro LEITZ del Servicio Nacional Minero-Geológico, se determina-

ron los siguientes valores, expresados en escala Vickers para carga de 50 gramos:

8 gc.....	284
8 ic (a).....	263
8 ec.....	281
5 ng.....	289 (capillititas)

Dichas cifras equivaldrían aproximadamente a 4 1/2 de la escala de Mohs. Tanto la rodocrosita como su variedad ferrocincífera adquieren un buen pulimento.

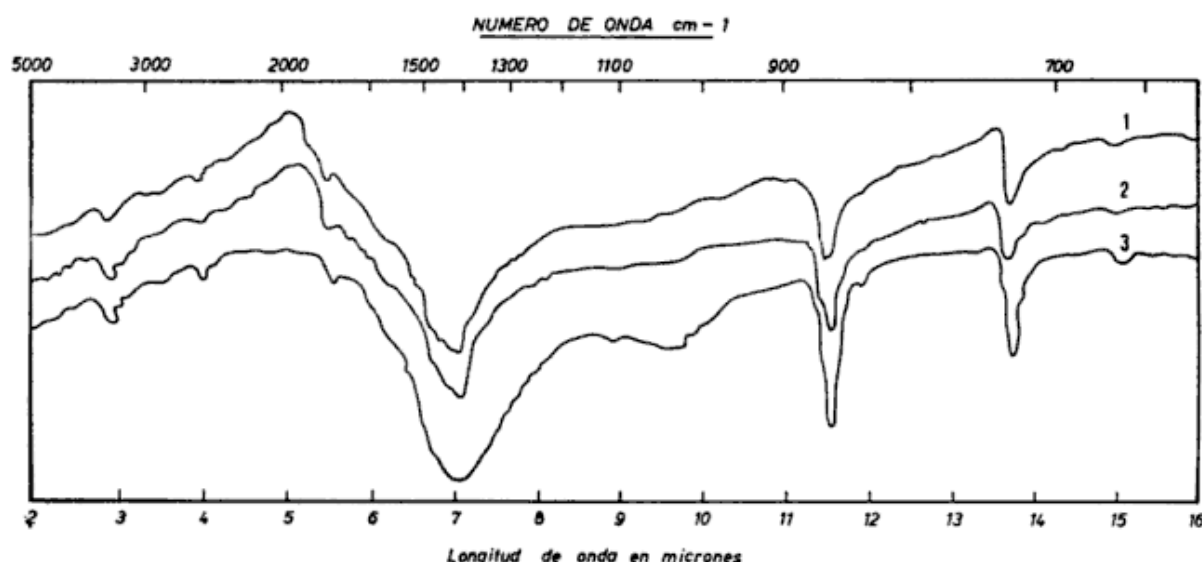


Fig. 2. — Espectro infrarrojo. 1, rodocrosita (mina « Ortiz »); 2, capillitita (veta 9) y 3, carbonato blanco (veta 9)

**Fluorescencia:** A la luz ultravioleta de onda corta, la rodocrosita muestra una débil fluorescencia rojo violácea y a la onda larga, negra ligeramente violácea. La capillitita no reacciona a dicha luz, pero algunas de sus capitas blancas otorgan una fluorescencia débil anaranjada, pero intensa en el caso de las dendritas de blenda mencionada en pág. 118.

**Espectroscopía infrarroja:** Los espectros infrarrojos de la rodocrosita y capillitita son prácticamente similares (ver fig. 2). El correspondiente al carbonato blanco difiere ligeramente de los anteriores al mostrar un achataamiento del pico comprendido entre las bandas 2500 a 1400  $\text{cm}^{-1}$  y una inflexión entre 1000 y 1100, lo que obedecería probablemente a impurezas (sulfuros y sílice).

Los registros obtenidos muestran escasas diferencias con el de la rodocrosita de Alma, Colorado, EE. UU., indicado en las tablas de Moenke. Comparando los valores correspondientes de la rodocrosita de la mina «Ortiz» con los que figuran en la tabla 3.8 de Moenke, se observa una concordancia en las principales bandas, como se indica a continuación:

Alma, Colorado, EE. UU. Moenke	Mina « Ortiz » Capillitas
727 $\text{cm}^{-1}$	725 $\text{cm}^{-1}$
966 »	865 »
1435 »	1410 »
1800 »	1795 »

Los espectogramas se obtuvieron utilizando el equipo Beckman I-R-5 de la CNEA, operándose con pastilla de BrK, concentración 1/200.

#### Composición química

En el cuadro II se indican las evaluaciones obtenidas en el análisis de los elementos mayores constitutivos de los carbonatos investigados. El material seleccionado para tal fin corresponde a bandas de rodocrosita y capillitita, exentas aparentemente de capitas de carbonato blanco.

Dichos valores demuestran, como los registrados en determinaciones anteriores, que el  $\text{Mn}^{+2}$  (0,80 A) es reemplazado en todos los casos en mayor o menor proporción, por  $\text{Fe}^{+2}$ , Ca y Mg e incluso por Zn en elevados contenidos en la capillitita, de radios iónicos 0,74, 0,99, 0,66 y 0,74 A^o, respectivamente.



**CUADRO II**  
Análisis de elementos mayores en %

	Muestra						
	8 - gc	8 - lc	8 - ic (a)	8 - ec	5 - mg	1	2
SiO ₂ .....	0,16	0,13	0,10	0,13	0,10	0,09	0,40
MnO .....	57,10	54,90	55,81	52,20	30,81	57,26	53,12
ZnO.....	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	16,50	<0,01	3,30
FeO.....	1,64	2,06	1,71	0,97	10,53	0,77	2,32
CaO.....	2,68	3,20	2,86	7,20	3,28	3,00	2,51
MgO.....	0,56	1,05	0,87	1,02	0,88	0,52	0,76
CO ₂ .....	37,99	38,34	38,41	38,49	37,85	38,41	37,57
S.....	0,02	0,01	0,02	0,07	0,03	0,04	0,04
	100,16	99,70	99,79	100,10	100,08	100,10	100,02
CO ₃ Mn ....	93,50	88,94	90,41	84,56	49,90	92,75	86,05
CO ₃ Fe.....	2,63	3,31	2,75	1,46	17,05	1,24	3,80
CO ₃ Zn.....	—	—	—	0,03	25,41	—	5,08
CO ₃ Ca.....	4,58	5,69	5,09	12,81	5,81	5,34	4,46
CO ₃ Mg ....	1,17	2,19	1,81	2,13	1,84	1,09	1,58
	99,88	100,13	100,06	99,99	99,61	100,42	99,97

1. Rodocrosita, porosa, grano grueso, rosado amarillento.

2. Rodocrosita grano fino, coloración rosado pálido. Composición teórica de la rodocrosita: MnO, 61, 71 y CO₂, 38,29 %.

**CUADRO III**  
Análisis espectrográfico semicuantitativo de elementos menores, en ppm

	Muestras				
	8 - gc	8 - lc	8 - ic (a)	8 - ec	5 - ng
Zn.....	<1000	<1000	<1000	~300	—
Pb.....	< 30	< 30	< 30	<100	300-1000
Cu.....	< 30	< 100	< 30	<100	< 30
Ge.....	< 300	< 300	< 300	100-300	100-300
Sn.....	ND	1000-3000	ND	3000	1000-3000
Al.....	100-300	3000	100-300	3000	1000-3000
P.....	ND	300-10.000	ND	3000	<3000

Co presente en todas las muestras pero < 300 ppm ; Ag, entre 30-100 ; Bi, <30 y Cd, <100.

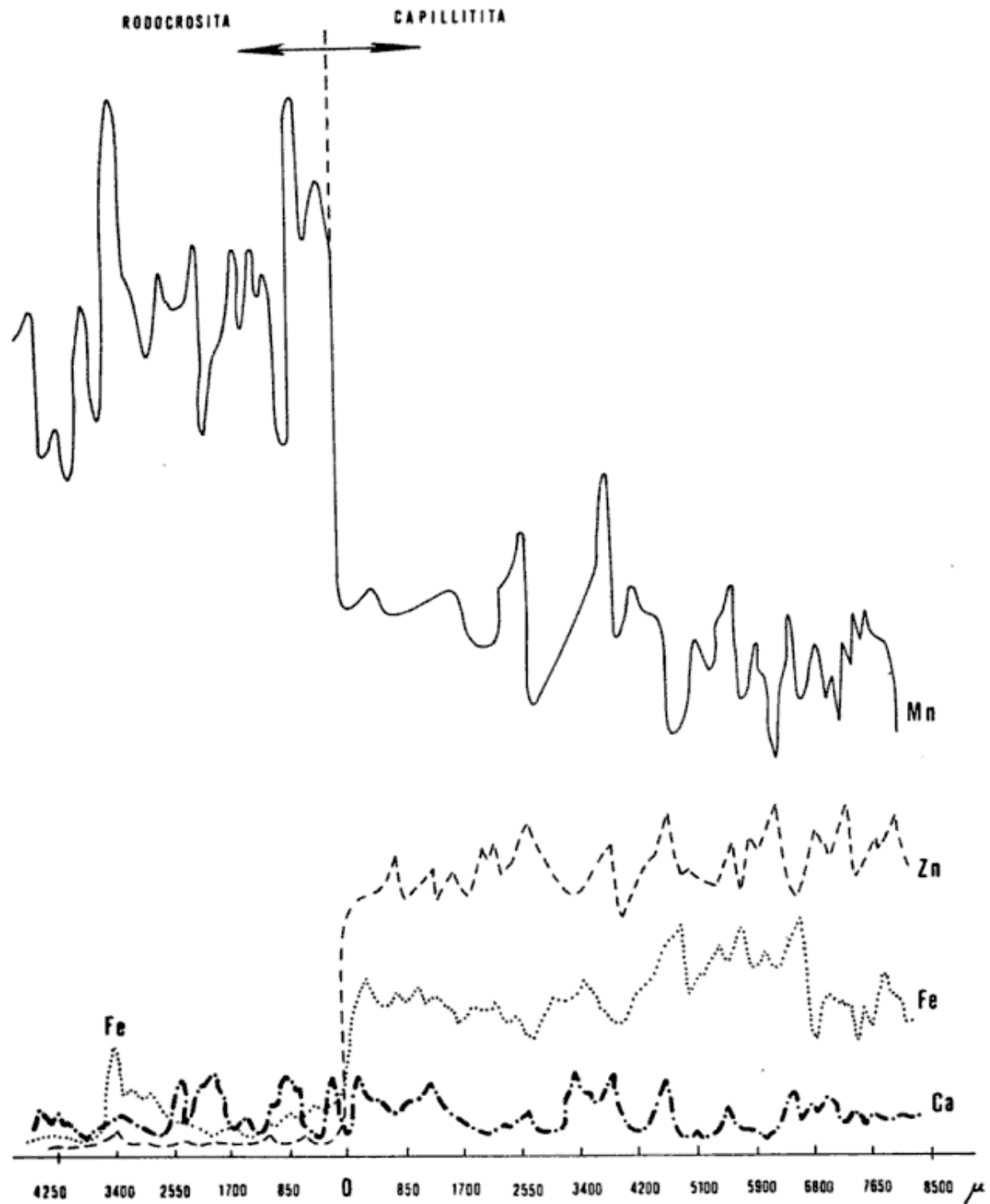


Fig. 3. — Gráfico de un «barrido» lineal de microsonda

En las rodocrositas de mayor contenido en MnO, la relación entre éste y la suma de Ca O y MgO, es aproximadamente 14-18:1.

La sílice, como coloide, y el azufre, como sulfuros (pirita y blenda, ambos en muy pequeñas cantidades) están incluidos principalmente en las capas de carbonato blanco.

En el laboratorio de la microsonda C.A.M.E.C.A. de la Gerencia de Tecnología, Comisión Nacional de Energía Atómica, a nuestra solicitud, se realizó un «barrido» a través de una probeta constituida por rodocrosita y capillitita, cuya representación gráfica se indica en fig. 3, donde se señala los impulsos relativos correspondientes a los elementos

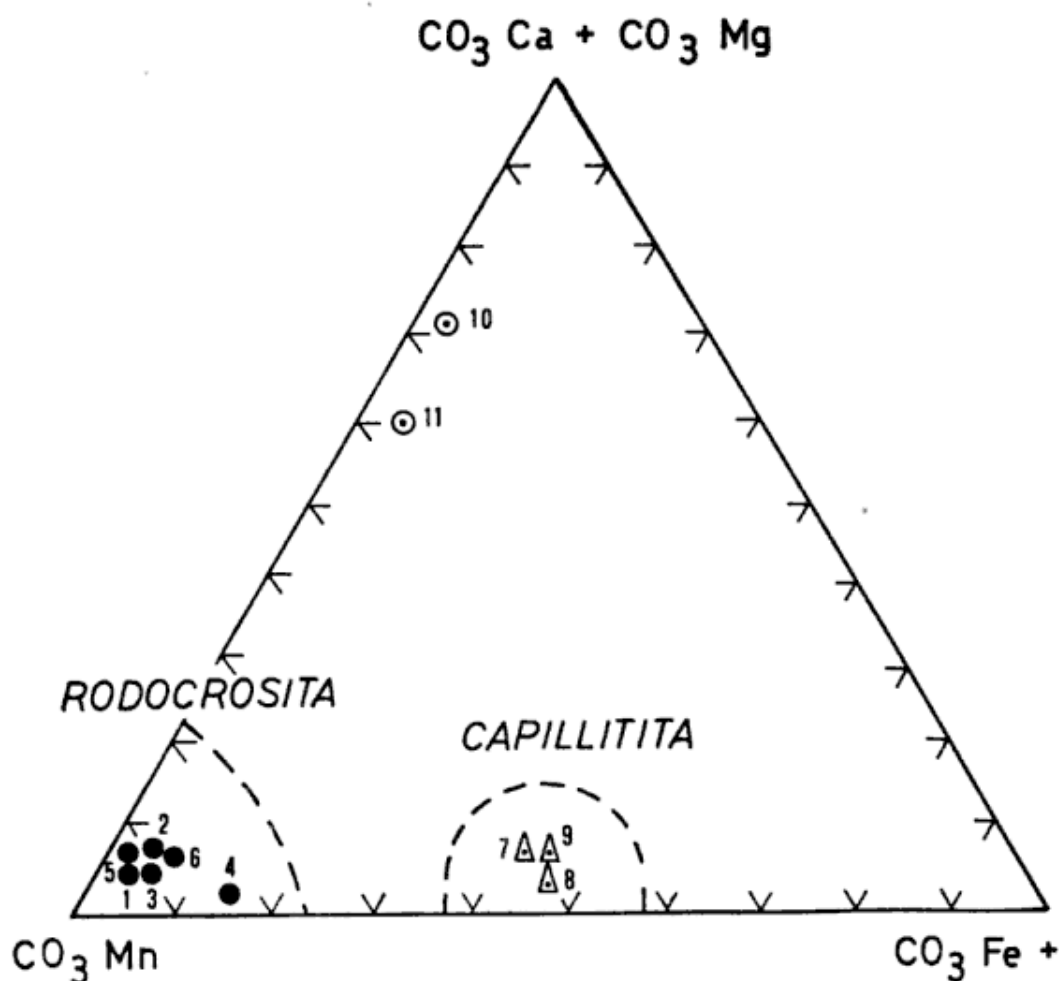


Fig. 4. — Triángulo composicional : 1, 8 ge ; 2, 8 ic ; 3, 8 ic (a) ; 4, 8 ee ; 5, 1 ; 6, 2 ; 7, 5 ng ; 8, Galloni, 1950 ; 9, Ahlfed y Angelelli, 1949 ; 10, manganocalcita (Japón-Deer *et al*, 1962) y 11, kutnahorita mangánica (Farellón Negro, Llambías, 1964).

considerados. Sus trazos ponen de manifiesto la continua variación de los contenidos en Mn, Fe, Ca, y Zn de las distintas bandas de rodocrosita y capillititas de la muestra considerada.

En fig. 4 se definen las áreas correspondientes a la rodocrosita y su variedad ferrocincífera, acorde con la participación de los distintos carbonatos que los integran. A título ilustrativo se incluye una manganocalcita, de Japón y la kutnahorita magnésiana de Farellón Negro.

El cuadro III reúne los elementos menores determinados por el laboratorio de espectrometría de la División Estudios Especiales de la Gerencia de Mate-

rias Primas de la CNEA. La existencia de Pb se justificaría como galena; el Cu como calcopirita; el Ge posiblemente sustituyendo al manganeso; el Sn, como una sulfosal; el Al como procedente de un material arcilloso o en vinculación con el P presente y éste último como un fosfato de aluminio con cobre. La vinculación entre el P y el Cu queda demostrada por la correspondencia de imágenes en microfotografías electrónicas registradas en la microsonda de la institución mencionada.

La presencia de germanio en la rodocrosita fue señalada por Radice (1949 a) como así también la del Al, Pb, Bi, Co al investigar espectrográficamente la rodocrosita y el carbonato blanco.

### *Formación mineral*

Sin considerar los procesos que en conjunto intervinieron en la génesis del yacimiento de Capillitas, se esboza dentro del marco del presente trabajo, los episodios que tuvieron lugar en la deposición mineral de las vetas portadoras de rodocrosita.

Acerca de Capillitas no existe una investigación mineralogénica exhaustiva, pero sí estudios y observaciones que permiten encuadrar sus aspectos de orden mineralógico y genéticos en un marco de razonable concepción. La mineralización de sus vetas no es uniforme por lo que se admite que su formación se ajustó a diferentes pulsaciones de fluidos en condiciones variables de temperatura y presión. En efecto, la mineralización del grupo de vetas de la Restauradora, con la participación de enargita, bornita y otros sulfuros, difiere de la que se expondrá para las vetas 9 y Ortíz ambas pertenecientes a un mismo sistema de arrumbamiento general WNW-ESE.

Las consideraciones que más adelante se exponen se apoyan en las observaciones registradas en campaña y en las conclusiones a que se arribó del estudio microscópico de minerales opacos procedente de los lugares de extracción de rodocrosita.

Con anterioridad al período de metalización, las rocas de caja de las vetas sufrieron un proceso de alteración hidrotermal que en el caso de la veta 9 consistió en un piritización y una débil sericitización.

Debido a su avanzado estado de alteración meteórica, no fue posible establecer el grado de transformación que experimentó la roca encajante de la veta Ortíz.

El período de mineralización comprende dos fases principales: la primera relacionada con la deposición de los sulfuros y la segunda con la de los carbonatos. A aquélla pertenece la piritita, calcopiritita, galena, blenda y tetraedrita

en ganga de cuarzo, conformando una asociación mineral de textura porosa y de grano fino (en promedio inferior a 400 micrones), dando lugar a la formación de cuerpos laminares, lenticulares, de 10 a 70 cm de espesor.

El cuarzo en el mineral más abundante y se presenta en agregados de cristales pequeños; se observó un cuarzo más joven como individuos dentro de oquedades. Le sigue la piritita en granos subidiomorfos aislados o asociados; calcopiritita en cristales anhedrales y también en venillas de una generación posterior; galena en individuos subidiomorfos, mayores en el mineral de la Ortíz que en el de la veta 9; blenda pardo oscura en granos de variadas dimensiones y tetraedrita, en individuos xenomorfos, sustituyendo preferentemente a la calcopiritita y blenda.

Transcurrida la fase de precipitación de los sulfuros, se inicia, con la reapertura de las primitivas grietas que alojaron las masas sulfuradas, como consecuencia de movimientos gravitativos, de acomodación de la estructura del área, la correspondiente a la deposición de los carbonatos que comienza con sulfuros observables como guías, visibles por su recorrido en el corte P 4 de lámina III, de un espesor de pocos centímetros en la veta 9, presentes también en el avance principal de la Ortíz, donde envuelve a masas sulfuradas. El material de dichas depositaciones constituye un agregado de grano grueso (> 400 micrones), en el que participan: cuarzo, abundante; calcopiritita, galena y wurzita, en el mineral de la Ortíz y cuarzo, abundante marcasita de dos generaciones; piritita y blenda en la veta 9. La marcasita más vieja se le observa como agregados de individuos delgados, de textura fibrosa y la joven como cristales gruesos, bipiramidales.

Prosigue luego la precipitación de los carbonatos que se inicia con la de la rodocrosita y concluye con la de la capillita, y otros materiales afines, fase

en la que no están ausentes, aunque en muy pequeña proporción, los sulfuros.

El carbonato de manganeso lo hace, como ya se señaló al tratar su textura y estructura, a modo de gruesas costras representadas, en el material de veta 9, por bandas superpuestas, de variadas tonalidades, separadas por otras muy delgadas de color blanco a blanco grisáceo, o bien adoptando formas cilíndricas (“estalactitas”) en cavidades de la 25 de Mayo particularmente, con idéntica textura. Esta manera de presentación es sin duda el resultado de una precipitación rítmica sujeta a continuos cambios en el pH y composición de las soluciones bicarbonatadas mineralizantes, lo que ha influido además en las condiciones de cristalización de los carbonatos. La situación imperante en la veta Ortíz fue distinta, pues allí, no está presente la estructura bandeada.

Durante el lapso de precipitación del carbonato de manganeso, movimientos que afectan a las vetas fracturan las costras de rodocrosita motivando la formación de brechas, con la presencia de una segunda generación de rodocrosita e incluso de una tercera, como ha podido observarse en determinadas muestras pulidas.

Al término de la depositación del carbonato de manganeso, se registra un cambio notable en la composición de las soluciones carbonatadas, con la incorporación de hierro y zinc, particularmente, lo que da lugar a la formación de la capillita, que se presenta ocupando, por lo general, la parte central de la veta 9. Esta variedad de rodocrosita aparece como costras constituida por bandas, de una misma coloración, separadas por capas blancas parduscas, de composición similiar, pero de grano fino.

Como un miembro intermedio entre la capillita de textura fibrosa, más rica en zinc, y la rodocrosita, podría considerarse un carbonato de manganeso ferrocincífero, de grano fino y coloración blanco rosado a blanco rosado amari-

lento, silíceo, que se presenta recubriendo capas de rodocrosita o envolviendo a “estalactitas”. Un análisis de material de esta última procedencia reveló: Ins. en HCl, 2,17 %; MnO, 39,00 %; FeO, 11,72 %; ZnO, 8,83 %; CaO, 0,90 %; MgO, 0,52 % y CO₂ 37,44 %.

Nuevamente movimientos de ajuste provocan fracturamiento del relleno de la veta 9, originando una brecha en la que intervienen trozos de capillita o bien de ésta y rodocrosita cementados por un carbonato de grano muy fino y coloración clara, algo silíceo como asimismo por otro grisáceo verdoso, silíceo y piritoso.

Los fluidos que participaron en la formación de las vetas tuvieron en el episodio de pre-mineralización un pH alcalino a neutro y hasta ligeramente ácido durante la sericitización y piritización de la riolita huésped de la veta 9.

En la fase de depositación de los sulfuros y del cuarzo los fluidos registraron un pH neutro a ácido. Durante la precipitación de los carbonatos imperó un elevado grado de alcalinidad, sujeto a continuas variaciones hacia el rango neutro con la consiguiente depositación del carbonato blanco, con sílice coloidal y sulfuros (pirita y blenda) entre las bandas de rodocrosita y de capillita.

Dado el carácter mineralógico de las vetas 9 y Ortíz, éstas, en lo referente a su origen, corresponderían a condiciones de formación epitermal, con temperatura de formación más elevada en el período de formación de los sulfuros respecto de los carbonatos que podría considerarse probablemente inferior a los 100° C. La textura de los minerales sulfurados induce a pensar en un enfriamiento rápido que correspondería a la poca profundidad en que se originó en sí el yacimiento de Capillitas.

### *Explotación, producción, destino*

La explotación de la rodocrosita se lleva a cabo, como ya se expusiera, mediante un laboreo en realce, con la



natural separación interna del material que puede ser útil. El tamaño de los trozos extraídos con o sin capillita e impurezas (sulfuros, roca de caja) es muy variable; los mayores alcanzan 20-30 kg y, en casos excepcionales, más.

El material elegido es conducido al exterior, al depósito, donde se le somete a una detenida y prolija selección de acuerdo a pureza y tamaño, a saber en: clase 1ra. con hasta 10 % de impurezas; clase 1ra. "A" con hasta 40 % de impurezas y clase 2da. con más de 40 % de impurezas.

En cuanto al tamaño se ha establecido para el mercado interno los siguientes grados: 200-500 g; 500-1.300 g y 1,3-6,0 kg. Para el mercado externo se incluye, además, un grado inferior, el de hasta 200 g.

Por escalla se entiende el material de grado menor, no lapidable.

La producción de rodocrosita por parte de la Dirección General de Fabricaciones Militares, a partir de 1951 hasta 1971 inclusive, según datos proporcionados por la Estadística Minera de la República Argentina, asciende a un total de 1.986 t, discriminando como sigue:

1951 .....	35
1952 .....	—
1953 .....	—
1954 .....	53
1955 .....	40
1956 .....	—
1957 .....	107
1958 .....	116
1959 .....	165
1960 .....	176
1961 .....	172
1962 .....	—
1963 .....	—
1964 .....	—
1965 .....	122
1966 .....	309
1967 .....	209
1968 .....	177
1969 .....	119
1970 .....	163
1971 .....	81

El precio de la rodocrosita por kg varía según calidad y tamaño de los trozos y, además, según se destine al mercado interno o externo. Al respecto la D.G.F.M. tiene establecida las respectivas escalas de precio. Así, para dar un ejemplo, el material clase 1ra., grado 500-1.300 g tiene para el mercado interno un precio (octubre de 1972) de 11 pesos ley y para la exportación, 2,5 dólares por kg.

Muy conocida es la rodocrosita como "piedra" para la confección de objetos artísticos y adorno (piezas de diversas formas, ceniceros, collares, piedras de anillos, aretes, etc.), pero sólo una fracción de la producción se destina a tales fines, esto es la que comprende los trozos más sanos y de mejor calidad. El material de descarte tiene aplicación en el campo industrial, en la fabricación de electrodos para soldaduras eléctricas y en la preparación de alimentos balanceados.

Las exportaciones registradas desde 1951 a 1972, según datos proporcionados por la Estadística Minera de la Nación, totalizan 279,2 t, en cifras redondas, destinadas a diversos países europeos (Alemania, Holanda, Francia, Italia, etc.) y a los EE. UU. de Norteamérica. Los envíos correspondientes al quinquenio 1968-1972 han sido, en toneladas: 1967, 17,3; 1968, 10,0; 1969, 22,5; 1970, 18,2; 1971, 92,7 y 1972, 118,5.

#### AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan su más sincero agradecimiento a las autoridades de la D.G.F.M. por las facilidades otorgadas en Capillitas y al Dr. J. Schmid de la citada Repartición por habernos facilitado diversas muestras de "estallactitas" a los fines de su estudio: al Dr. C. M. Libanati e Ing. A. Espejo y T. Palacio por su colaboración en los registros de microsonda; a los Lic. D. A. Batistoni y F. Ascuaga por los análisis espectrográficos y al analista

J. Orecchia por la realización de los espectrogramas infrarrojo, todos ellos de la CNEA. Asimismo manifiestan su reconocimiento al Dr. M. Iñíguez Rodríguez por su colaboración en algunos diagramas de rayos X en el LEMIT y, finalmente, a los señores Tremouilles Carlos, padre e hijo, del Museo de Ciencias Naturales de La Plata, por la confección del material gráfico.

#### REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Ahlfeld, F. y Angelelli, V., 1948. *Las especies minerales de la República Argentina*. Univ. Nac. Tucumán. Inst. Geol. y Min. Jujuy.
- Angelelli, V. y Rayces, E. C., 1946. *Estudio geológico-minero del distrito cuprífero Capillitas, departamento Andalgalá, Prov. de Catamarca*. D.G.F.M. Buenos Aires.
- Dalla Salda, J.; Fuentes, J. C.; Herrero, M.; Laserre, N. and Viand, J., 1973. *Contribution to the knowledge of the Argentine Rhodochrosite*. Gems and Gemology. Geological Institute of America. Los Angeles California, EE. UU. de América.
- Deer, W.; Howie, R. and Zussman, D., 1962. *Rocks forming Mineral*. Longmans.
- Galloni, E., 1950. *The crystal structure of ferroan Zincian Rhodochrosite*. Am. Min. 27, pp. 562-570.
- González Bonorino, F., 1950. *Geología y petrología de las Hojas geológicas 12d (Capillitas) y 13 de (Andalgalá)*. Dir. Gral. In. Min. Bol. 70. Buenos Aires.
- Kittl, E., 1940. *Los yacimientos cupríferos de la República Argentina y su explotabilidad*. Rev. Minera, XI, Nº 1-4. Buenos Aires.
- Llambías, E. J., 1964. *Kutnahorita magnesiata de Alto de la Blenda, Farallón Negro, provincia de Catamarca*. Rev. Asoc. Geol. Arg. XIX, pp. 201-203. Buenos Aires.
- Mansfeld, F., 1943. *En busca de la Rosa del Inca*. Buenos Aires.
- 1947. *Rodonita y rodocrosita*. Rev. Geogr. Americana. XXVII, Nº 170, pp. 225-234. Buenos Aires.
- Palache, C.; Berman, H. and Frondel, C., 1944. *Dana's System Mineralogy*. New York.
- Radice, M. M., 1949. *Contribución al conocimiento mineralógico de la rodocrosita de yacimientos argentinos*. Rev. Museo La Plata, sec. Geol. IV. pp. 247-321. La Plata.
- 1949 a. *Hallazgo de germanio en un mineral de Capillitas (Catamarca)*. Cien. e Inv. nov. pp. 480. Buenos Aires.
- Stelzner, A., 1885. *Contribución a la geología argentina (traducción del alemán)*. Act. Acad. Nac. Ciencias Córdoba. VIII, 1923-1924, p. 168 C.
- Wayland, R. G., 1942. *Composition, specific gravity and refractive indice of rhodochrosite; Rhodochrosite of Butte Montana*. Am. Min., 27, pp. 614-628.

Recibido el 15 de octubre de 1973.

## NUEVAS EVIDENCIAS DE VULCANISMO ORDOVICICO EN LA PUNA

Por MAGDALENA KOUKHARSKY y JUAN CARLOS MIRRE

### RESUMEN

Se señala el hallazgo de tobas e ignimbritas de carácter queratofírico, en dos localidades cercanas a San Antonio de los Cobres. En una de ellas se realizó un perfil detallado y estudios petrográficos que certifican el carácter efusivo de las rocas y su contemporaneidad con la deposición de las sedimentitas que los incluyen. Se correlacionan por sus idénticas características petrológicas con la faja de ignimbritas y tobas riolacíticas que se intercalan en sedimentitas del Arenigiano-Llanvirniano en la sierra de Escaya y sierra de Cochinoca.

### ABSTRACT

Ignimbrites and tuffs of queratophyric composition are interbedded in a flysh sequence in the Puna Geological Province, close to the town of San Antonio de los Cobres (Provincia de Salta). Two main outcrops are found. One is Lat. 24° 26' S, Long. 66° 20' W (near Mina Organullo) and the other is Lat. 24° 13' S, Long. 66° 24' W (near Mina Concordia). Petrographic correlation with the same volcanics located northwards, allows dating of volcanics and intercalated flysh sediments as Arenigian-Llanvirnian.

### INTRODUCCION

El motivo de este trabajo es comunicar el hallazgo de un conjunto de vulcanitas de muy probable edad ordovícica, en el ámbito geológico de Puna. Este hallazgo permite comprobar la existencia de una faja de afloramientos de efusivas ordovícicas en continuidad meridional con las descritas recientemente por Coira (1973) en los cordones serranos de Escaya y Cochinoca.

### UBICACION

Los afloramientos que aquí se describen en forma detallada se encuentran en el tramo medio de la quebrada Tuzgle, unos 4 kilómetros en línea rec-

ta hacia el sudoeste de la mina Organullo, en el ángulo sudeste de la Hoja 6c, San Antonio de los Cobres, de la Carta Geológico-Económica de la República Argentina. Estos afloramientos se continúan hacia el norte en asomos saltuarios, hasta las cercanías de la mina Concordia, en donde las vulcanitas se encuentran ampliamente representadas y cómodamente accesibles desde la ruta que une San Antonio de los Cobres con el pueblo de Sey (Figura 1).

### DESCRIPCION DE LOS AFLORAMIENTOS

Se describe aquí el perfil detallado que se levantó en la zona de los afloramientos de la quebrada Tuzgle. La comarca se caracteriza por extensos aflo-

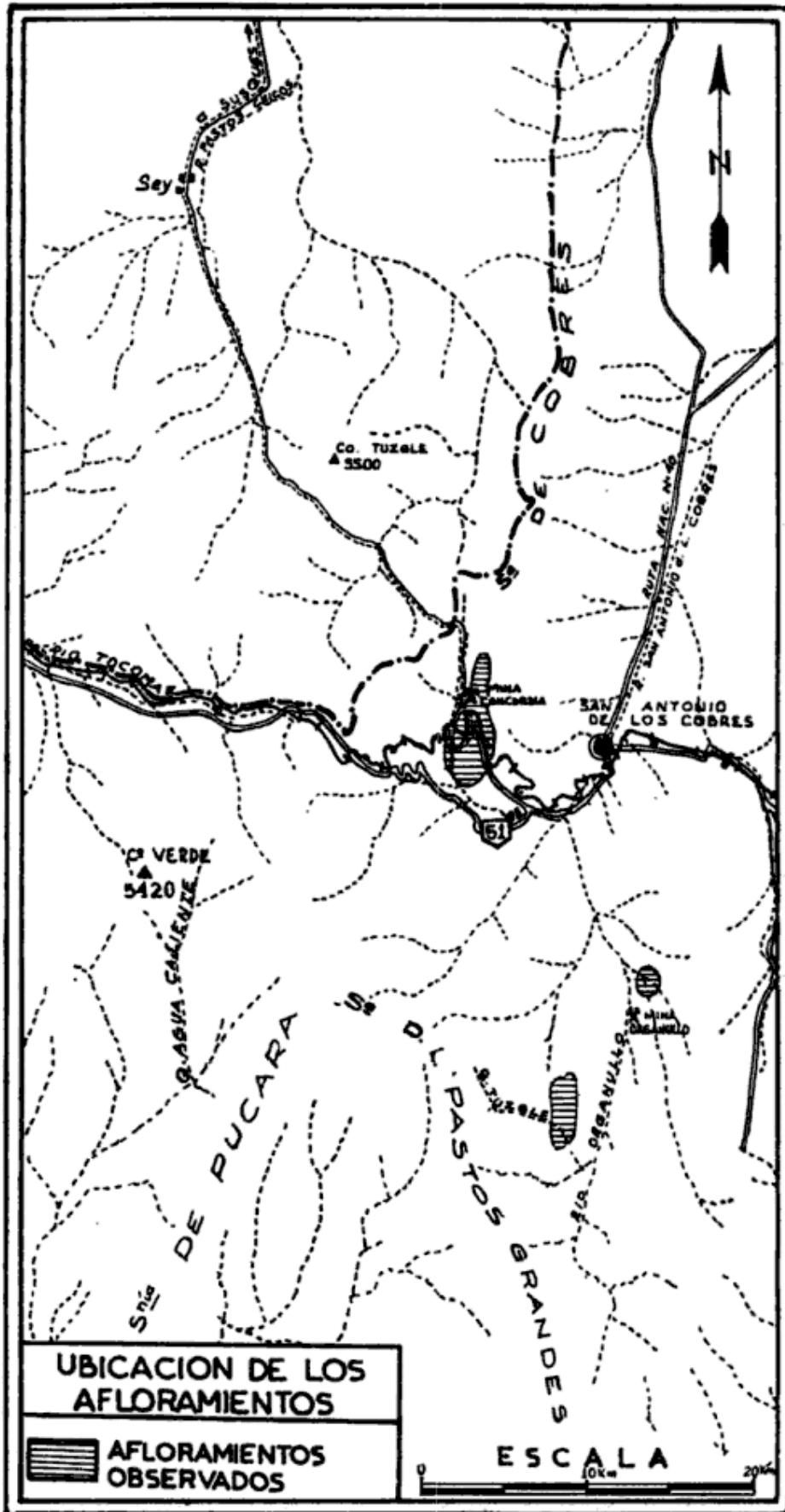


Figura 1

ramientos de pizarras, lutitas y cuarcitas, donde se intercalan las vulcanitas y tobas. El conjunto fue asignado al Precámbrico por Vilela (1969), en su descripción de la Hoja 6c, San Antonio de los Cobres.

El paquete de vulcanitas se encuen-

tra conformando el núcleo de un sinclinal invertido, cuyo eje tiene rumbo aproximado este-oeste. Se infiere de ésto, que probablemente no se haya estado en presencia de la totalidad del conjunto eruptivo sino de una parte del mismo.

Base:

Formación Puncoviscana? Formación Acoyte?

Metros

1. Bancos de 0,20 a 0,80 metros de ortocuarzitas finas de color gris claro, teñidos superficialmente por limonitas. Las estratificaciones poco notable, pero algunas ondulitas determinan una fina laminación en paquetes que confirman la inversión de la secuencia estratigráfica. Fuerte silicificación diagenética. Hacia el techo se intercalan paquetes lutíticos de hasta 20 centímetros y los bancos de cuarcita se hacen más finos. En la base las cuarcitas están cubiertas en fuerte discordancia angular por andesitas y brechas andesíticas terciarias. Espesor visible .....	70
2. Concordantes. Lutitas gris azuladas, metamorfismo incipiente. Muy fisibles. Hacia la base muy silicificadas. Espesor .....	60
3. Las anteriores pasan gradualmente a pizarras gris verdosas finamente laminadas alternantes con algunos bancos de cuarcitas finas de color gris verdoso. Las atraviesan finas guías de cuarzo y limonitas discordantes. Espesor .....	70
4. Tobs finas color verde oliva con fina laminación de superficie irregular. En algunos casos se observan pequeñísimos puntos blancos. Espesor .....	10
5. Tobs gruesas color verde oscuro de aspecto macizo, sin evidencias de lineaciones estructurales. Atravesadas por finas venillas cuarzo-carbonáticas. Espesor ....	2
6. Ignimbritas color verde oscuro, de aspecto macizo. Marcada textura eutaxítica, en donde los litoclastos (fiammes cloritizadas) alcanzan hasta 10 centímetros de largo. La pasta es afanítica gris verdosa clara con un 20 a 30 % de cristaloclastos de feldespato rosado de hasta 5 milímetros de largo y de cuarzo de alrededor de 1 milímetro de diámetro. Suelen presentar algunas lentes con facies brechosas (Autobrechas?). Espesor .....	68
7. Tobs finas gris verdosas, grano muy fino. Se intercalan lentes de 20 centímetros de espesor de tobas gruesas (ignimbríticas) claramente identificables por su carácter masivo y por carecer de fisilidad. Espesor .....	18
8. Tobs gruesas (ignimbríticas) intercaladas con tobas finas, aumentando la participación de las segundas a medida que se asciende en la columna. Espesor ..	18
9. Lutitas con muy escasa participación tobácea. Espesor .....	10
10. Lente de conglomerado polimictico con matriz de toba gruesa (ignimbrítica) con rodados redondeados de cuarcita y riolita (?) de hasta 40 centímetros de diámetro, siendo el tamaño más frecuente de 10 centímetros. La cruzan venillas de cuarzo. Espesor mínimo visible .....	8
11. Se pasa gradualmente a tobas gruesas (ignimbríticas) y finas intercaladas. Espesor	2

Falla. Se repite el banco ignimbrítico que corresponde a la unidad 6 descripta, repetida en el ala sur del sinclinal.

#### PETROGRAFIA

Se describen a continuación los caracteres microscópicos comunes a las tobas finas y separadamente a las ignimbritas.

*Tobs finas.* La textura corresponde a la de una filita, dada por láminas

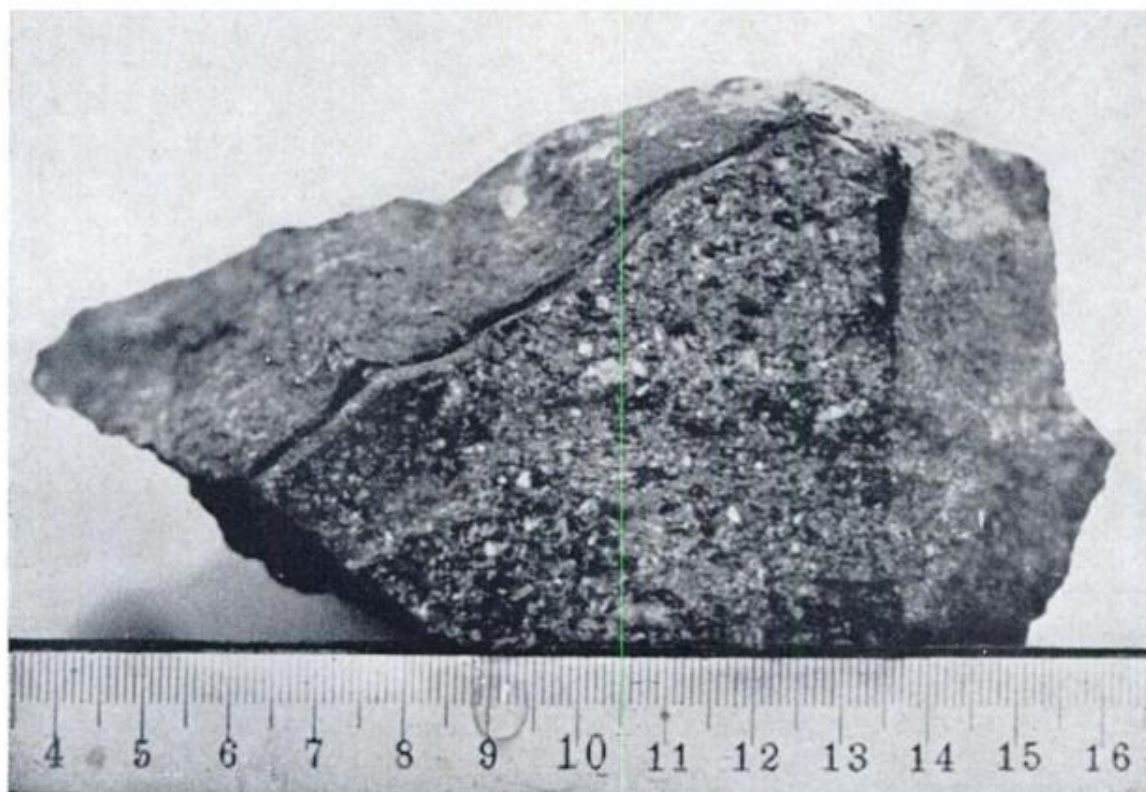
de sericita muy pequeñas que en parte se unen para dar lugar a zonas alargadas en continuidad óptica. Entre la base micácea fina resaltan fragmentos de cuarzo volcánico y de plagioclasa alterada. Algunos "fantasmas" de trizas con forma de Y abierta pueden apreciarse en estos agregados. La disposición paralela a la esquistosidad del



eje mayor de los cristaloclastos y de pequeñas lentes dentro de la matriz con abundancia relativa de cristaloclastos de cuarzo, permiten suponer una coincidencia entre los planos de estratificación y de esquistosidad. No se observa estratificación gradada. Componentes: aproximadamente un 10 % de cristaloclastos de cuarzo, muchos de los cuales presentan vértices apenas redondeados de las típicas formas bipiramidales cortas. Límpido, con escasas inclusiones fluidas irregulares asociadas a microfracturas y de extinción generalmente homogénea. Algunos cristales muestran "senos de corrosión" y finos bordes de crecimiento secundario. Escasos pseudomorfos de feldespato convertidos en sericita-clorita-cuarzo y gránulos opacos. La biotita fue muy escasa. De ella se observan algunos pseudomorfos de material opaco y clorita. Minerales accesorios: raros y muy pequeños cristales de circón y apatita asociada a

un opaco. En la matriz domina la sericita con menor proporción de clorita, gránulos opacos y finísimos cristaloclastos de cuarzo. Son comunes las venillas discordantes de cuarzo o de cuarzo-clorita y más raras las de cuarzo-clorita-carbonatos.

*Ignimbritas.* Muestran una clara textura eutaxítica dada por "líneas de flujo" que se concentran entre cristaloclastos o litoclastos mayores, presencia de litoclastos (fiammes) cloritizados subparalelos y contorsionados y la presencia de trizas identificables por una menor concentración de pigmentación dentro de la matriz. Componentes: los cristaloclastos constituyen el 15 al 20 % de la roca, concurriendo cuarzo y plagioclasa en proporciones similares, acompañados por muy escasa ortosa. El cuarzo muestra tendencia ovoide o redondeada, excepcionalmente idiomorfo, generalmente fragmental. Es límpido



Fotog. 1. — Aspecto megascópico de las ignimbritas. Marcada textura eutaxítica dada por los « fiammes » cloritizados oscuros. Escala en centímetros





Fotog. 2. — Ignimbrita. Corte delgado.  $\times 25$ . Nícoles paralelos. Nótese el fuerte grado de aglutinación y deformación de las trizas

con extinción siempre heterogénea, llegando a cataclástica, alineándose pequeñas inclusiones fluidas en microfracturas. La plagioclasa es albita parcialmente reemplazada por clorita-sericita-carbonatos-gránulos opacos. Raramente en cristales idiomorfos tabulares cortos. Generalmente presente como fragmentos subangulosos parduscos, con maclas difusas o carentes de ellas. Concentraciones de material opaco permiten suponer la existencia de muy escasos minerales félicos en la roca original. Los minerales accesorios son muy escasos: circón y apatita. Algunos vitroclastos han originado agregados micropegmatíticos de cuarzo-ortosa en agregados fibroradiados y axiolíticos. Más comunes son los "fiamme", convertidos en clorita, la cual llega a formar grandes láminas acompañadas o no por gránulos opacos y sericita. Las trizas raramente están reemplazadas por cuarzo límpido con textura axiolítica;

por lo general están convertidas en sericita o en un material muy fino de baja birrefringencia e índice de refracción ligeramente menor que los del cuarzo.

De lo expuesto se deduce que se trata de ignimbritas cuya textura aún se conserva claramente visible, modificada por débil cataclasis y débil clivaje de transposición, y por el efecto de un metamorfismo regional del más bajo grado. Su composición correspondería a un cuarzo-queratófiro, dado su carácter leucocrático, la naturaleza ácida de la plagioclasa y la escasez de ortosa.

#### CORRELACION Y EDAD

Por sus caracteres megascópicos, microscópicos y composicionales, estas ignimbritas y sus tobas asociadas son idénticas a las descritas por Coira

(1973) en el ámbito de la hoja 3c Abra Pampa, donde se intercalan entre sedimentitas de edad Arenigiana-Llanvirniana. Ignimbritas similares a las descritas afloran extensamente en el área de Mina Concordia y se extienden saltuariamente hasta el pueblo de Sey. Según la autora arriba citada, los afloramientos atribuidos por Schwab (1971-1973) a la Formación Hornillos (Turner, 1960) correspondería también al conjunto de vulcanitas de Arenigiano-Llanvirniano, quedando evidenciada en forma definitiva la vinculación geográfica entre el conjunto de la Hoja Abra Pampa y los afloramientos de la Hoja San Antonio de los Cobres (Figura 2).

Esto obliga a considerar también de tal edad a las lutitas, pizarras y cuarcitas donde se intercalan las ignimbritas y tobas, debiéndose descartar la edad proterozoica asignada por Vilela (1969) a este conjunto. Debe destacarse que el hallazgo de graptolitos del Arenigiano superior (Rolleri y Mingram, 1968) en este mismo conjunto litológico y muy cercano a la zona que nos concierne, es perfectamente compatible con la edad atribuida a las vulcanitas.

En base a las observaciones de Coira (1973) y a las descripciones del presente trabajo, los autores aconsejan abandonar definitivamente la caracterización de estas vulcanitas como "pófiros riódacíticos" (Méndez et al., 1972), o

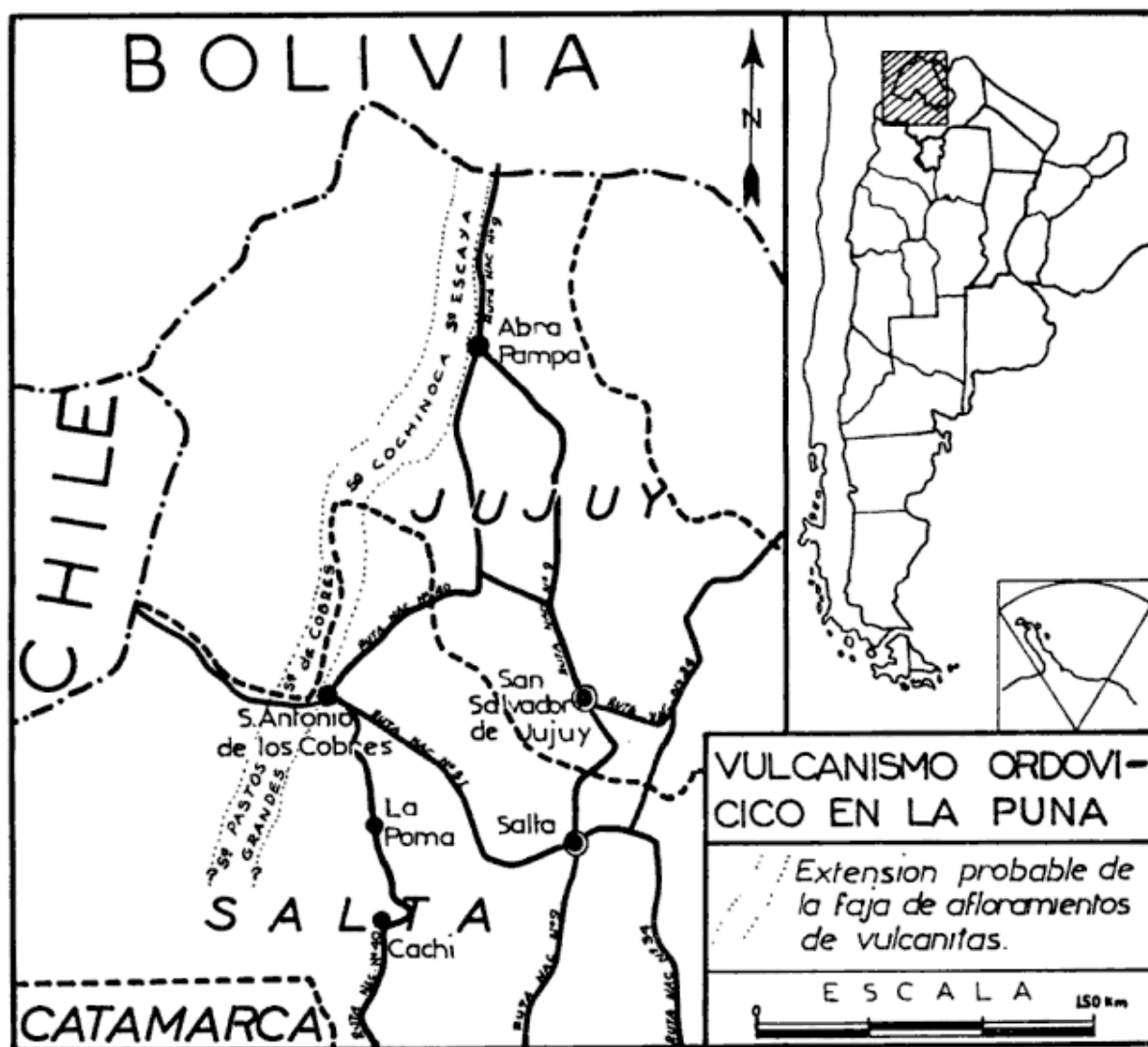


Figura 2

“plutonitas ácidas silúricas” (Schwab, 1971-1973) o su atribución a la Formación Hornillos (Turner, 1960).

LISTA DE TRABAJOS CITADOS  
EN EL TEXTO

- Coira, B. L. L., 1973. *Resultados preliminares sobre la petrología del ciclo Ordovícico concomitante con la sedimentación de la Formación Acoite, en la zona de Abra Pampa, provincia de Jujuy, República Argentina*. Rev. Asoc. Geol. Arg. 2 (1): 85-88.
- Méndez, J., Navarini, A., Plaza, D. y Viera, N., 1972. *Faja eruptiva de la Punta oriental*. Actas del V Congreso Geológico Argentino, Córdoba (en prensa).
- Rolleri, E. O. y Mingramm, A., 1968. *Sobre el hallazgo de Ordovícico inferior al oeste de San Antonio de los Cobres (Provincia de Salta)*. Rev. Asoc. Geol. Arg. 23 (2): 101-103.
- Schwab, K., 1971. *Neue Erkenntnisse zur Stratigraphie in der Umgebung des Salar de Cauchari und ihre Bedeutung für die erdgeschichtliche Entwicklung der argentinischen Puna*. Habilitationsschrift. Universität Mainz.
- Schwab, K., 1973. *Die Stratigraphie in der Umgebung des Salar de Cauchari (NW-Argentinien). Ein Beitrag zur erdgeschichtlichen Entwicklung der Puna*. Geotekt. Forsch 43, I-II, 1-168. Stuttgart.
- Turner, J. C. M., 1960. *Estratigrafía de la Hoja Santa Victoria*. Bol. Acad. Nac. Cs. XLI, Córdoba.
- Vilela, C. R., 1969. *Descripción geológica de la Hoja 6c, San Antonio de los Cobres (provincias de Salta y Jujuy)*. Dir. Nac. Geol. Min., Bol. 110. Bs. As.

Recibido el 31 de octubre de 1973

## NOTA BREVE

### EDAD K-Ar DE LA GRANODIORITA DE LA QUEBRADA DE TOCOTA, DEPARTAMENTO IGLESIAS, SAN JUAN *

POR ENRIQUE LINARES¹ Y EDUARDO J. LLAMBÍAS²

En la región de la quebrada de Tocota, departamento Iglesias, unos 200 km al NW de la ciudad de San Juan, afloran sedimentitas paleozoicas, intruidas por rocas graníticas. A este conjunto lo cubren andesitas y tobas de edad terciaria-cuartaria.

La geología de la región fue descripta por Furque (1960) y por Llambías y Malvicini (1966) y pertenece al ámbito de la Cordillera Frontal. Según Furque (op. cit.) las rocas graníticas intruyen a las sedimentitas del Devónico y Carbónico, siendo a su vez atravesadas por las andesitas de la cordillera de Olivares, cuya edad probable es terciaria. Esto fija para las rocas graníticas un intervalo de tiempo comprendido entre el Carbónico y el Terciario para la fecha de su intrusión.

Una muestra colectada por uno de los autores (E. J. L.) del plutón de granodiorita cercano a la localidad El Dinamo en la quebrada de Tocota, fue datada por el método K-Ar en los laboratorios del Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS).

La muestra es una granodiorita, de textura hipidiomorfa y grano mediano, con cristales euhedrales de plagioclasa zonal ( $An \approx 40\%$ ). Sigue en abundancia ortoclasa peritítica acompañada por

pequeñas cantidades de microclino, ambos anhedrales. Como mafitos se observan hornblenda y biotita, siendo el mineral accesorio más frecuente titanita.

La datación K-Ar efectuada sobre un concentrado de biotita (muestra AK-0261), arrojó el siguiente resultado:

K : 6,47 %

Ar_{RAD}⁴⁰ :  $34,34 \times 10^{-10}$  mol/g

Ar_{ATM}⁴⁰ : 30,6 %

y una edad de  $275 \pm 15$  m.a.

Esta edad, que ubica la intrusión de esta roca en el límite Carbónico-Pérmico, concuerda con las observaciones efectuadas por los autores antes mencionados. Si bien un solo dato no es suficiente para evaluar la edad geológica de un cuerpo plutónico como el estudiado, se da a conocer la datación obtenida como resultado preliminar.

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Furque, G., 1960. *Perfil geológico de la Cordillera de Olivares, Iglesias, San Juan*. Anales Iras. Jornadas Geológicas Argentinas, II, 79-88.  
*génesis asociada a los plutones graníticos*
- Llambías, E. J. y Malvicini, L., 1966. *Metalo de la Cordillera Frontal entre Quebrada de Agua Negra y Río Castaño, San Juan*. Rev. Asoc. Geol. Argen., XXI, 239-261.

Buenos Aires, 12 de julio de 1973.

* Contribución Nº 9 del INGEIS.

¹ Instituto de Geocronología y Geología Isotópica, Buenos Aires, Argentina.

² Departamento de Ciencias Geológicas Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina.



## COMENTARIOS

### LOS RIOS DESAJUSTADOS DE FORMOSA UNA HIPOTESIS ALTERNATIVA

POR MARTIN H. IRIONDC *

En el N° 2 del Tomo XXVIII de esta revista apareció el interesante trabajo de R. Cucchi sobre los ríos desajustados de Formosa. El artículo tiene entre otros méritos, el de aplicar una de las técnicas más adecuadas a la problemática geológica de la llanura chaqueña y, en la opinión del autor de este comentario, constituye una contribución de importancia al conocimiento de la región.

El motivo de la presente nota es hacer algunas consideraciones con respecto al posible origen del desajuste de los cursos de agua estudiados. Cucchi atribuye el fenómeno a un cambio climático. Sin embargo, dadas las características actuales de la llanura chaqueña, se hace necesario no desechar otra explicación: la causa de la existencia de cauces subadaptados puede deberse también a la divagación de los ríos y arroyos de la región. Si una corriente importante cambia de curso, el cauce abandonado puede ser ocupado por un caudal de agua mucho menor que labrará su curso dentro del cauce mismo, generando una morfología de subadaptación.

Los ríos y riachos chaqueños son típicamente divagantes; durante los últimos cien años se han registrado numerosos cambios, algunos de ellos importantes.

* Instituto Nacional de Limnología Santo Tomé, Santa Fe.

En el año 1871 el Bermejo cambió de curso en un recorrido de más de 800 kilómetros, transformándose el lecho viejo en un cauce intermitente (Soldano, 1947) y de caudal mucho menor, susceptible de originar una morfología diferente.

El Pilcomayo presenta una fuerte tendencia a divagar. En su cauce medio (zona del Patiño) Cordini (1947) registró siete cambios de cauce, los últimos cuatro producidos entre 1917 y 1947. Noriegas (1971) se refiere a "una gran cantidad de cauces abandonados en una faja que abarca alrededor de 80 km de ancho". En su tramo inferior se produjo a principios de este siglo una importante modificación: 26 km aguas arriba de la desembocadura se desvió parcialmente hacia el río Negro. Posteriormente a la publicación de Cordini el río produjo dos nuevos cambios de curso, en 1967 y 1970. Al producirse el cambio de cauce de 1967 el Pilcomayo tomó una dirección NE penetrando, en aguas medias y bajas, la totalidad de su caudal en la laguna Escalante, en el Chaco paraguayo (Noriegas, 1971). Los cambios de curso se producen por la formación de "tapones" durante las crecientes, originados por la altísima concentración de sedimento en suspensión (Cordini midió concentraciones 8.000 veces mayores a los valores típicos del Paraná medio) asociada a

grandes acumulaciones de árboles y arbustos arrastrados y depositados por la corriente en ciertos trechos.

Los riachos y arroyos menores de la región son influidos directamente por las alteraciones de los grandes ríos. Los desbordes del Bermejo alimentan al río Guaycurú, que desemboca en el Paraná 50 km al sur de aquél. De acuerdo al bosquejo de Soldano (1947) cabe suponer que antes del cambio de cauce de 1871 el Guaycurú recibía mayor caudal que en la actualidad.

Después del cambio de curso de 1967 las aguas de crecienta del Pilcomayo que penetraban en nuestro país formaron un gran bañado denominado La Estrella, que alimenta a los riachos El Salado, Monte Lindo, Pilagá, etc. (Noriegas, 1971).

Otro de los fenómenos que pueden ser originados por cambios climáticos, la desecación de lagunas y pantanos, también se explica por los cambios de curso de los ríos. Cuando un río que desborda en una laguna determinada cambia de curso, ésta tiende a recibir menos agua y a secarse, mientras se forman nuevos pantanos o lagunas en otras áreas. La Comisión de Límites Argentino-Paraguaya (1906-1908) encontró al Pilcomayo medio desembocando en la laguna Parantina, pero en la época en que Cordini estudió la región aquella había desaparecido, siendo reemplazada por la laguna La Bella, si-

tuada algo más al sudoeste de la primera. Con la crecienta de 1971 las aguas penetraron en gran cantidad en nuestro país por desborde del río, dando lugar a la formación de una gran laguna, Las Vidalitas (Noriegas, 1971).

Lo enumerado anteriormente induce a pensar que las particulares características de la red fluvial formoseña pueden haberse originado en las condiciones morfogénicas actuales.

Corresponde aclarar, finalmente, que este comentario no intenta refutar la hipótesis del cambio climático, sino enunciar una explicación alternativa que, por el momento, parece tener tantos fundamentos como aquella.

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Cordini, R., 1947. *Los ríos Pilcomayo en la región del Patiño*. Dirección de Minas y Geología, Anales I, Nº 22, 82 pág.
- Cucchi, R., 1973. *Aspectos geomorfológicos de la llanura formoseña. Los ríos sin proporción y su significado climático*. Rev. de la Asoc. Geol. Argentina, T. XXVIII, Nº 2, pp. 156-164.
- Noriegas, R., 1971. *Comportamiento del río Pilcomayo y su influencia en la provincia de Formosa*. 5º Congreso Nacional del Agua, Santa Fe. Vol. II, VIII, pp. 1-12.
- Soldano, F., 1947. *Régimen de la red fluvial argentina*. Tomo I, 277 pág. Editorial Címera.

Recibido el 26 de noviembre de 1973.

## REPLICAS

### RESPUESTA A UNA HIPOTESIS ALTERNATIVA SOBRE EL ORIGEN DEL DESAJUSTE DE LOS RIOS DEL ESTE DE FORMOSA

POR RUBEN J. CUCCHI

Respecto de los comentarios de M. Iriondo acerca de los ríos desajustados de Formosa me gustaría hacer unas aclaraciones. En mi trabajo (R.A.G.A., XXVIII, N° 2, pág. 162) me referí a la posibilidad de capturas como factor causante del desajuste de ríos del este de Formosa y las descarté como tal, pues no se observan señales de desajuste en las escasas corrientes que han sido capturadas por acciones de migración lateral (divagación). Es el caso de las capturas que se presentan en los riachos Magaik y Negro (hojas IGM, Pirané y Gral. San Martín, respectivamente): aguas abajo del curso capturado el cauce abandonado permanece sin modificaciones en cuanto a su diseño y "muerto" —término que se usa localmente para ríos secos— ya que no corre más agua, excepto en condiciones especiales como grandes inundaciones. Tampoco se observa desproporción en más en los cursos piratas.

Con respecto a que el cambio de curso del río Bermejo registrado hace más de un siglo en cuyo viejo lecho se habría instalado un cauce o corriente intermitente del caudal mucho menor, susceptible de originar una morfología subadaptada, mi opinión es que la intermitencia del caudal no debe permitir la modificación de la antigua morfología por falta de energía apropiada en un lapso geomorfológicamente corto. El examen de la fotografía aérea permiti-

rá dilucidar esta situación. Es probable que el río Guaycurú corra por un viejo cauce del Bermejo, pero de un Bermejo que 50-100 km después de recibir el río San Francisco actual se distribuía en varios cauces cada uno de ellos con un caudal menor que el actual que "concentra" toda su acción de modelado fluvial en una llanura aluvial con grandes meandros y la morfología, al menos en partes, de una llanura aluvial de meandros. Así pues, la morfología de los "distributarios" de este Bermejo hipotético pudo haber sido similar a la del Guaycurú actual (y también a la de muchos ríos chaqueños vg. de Oro, Tragadero, Negro), con lo cual no habría ningún desajuste sino adaptación a una morfología heredada. Puede añadirse que si la energía de la que hablo más arriba fuera suficiente, entonces se podrá admitir la coexistencia de ambas causas: una local, vinculada a las capturas (divagación) por migración lateral y otra regional por cambio climático. Con acotación, en relación al mantenimiento de la red fluvial formoseña, la mayoría de los cursos actuales parecen originarse en la cercanía de la isohieta anual de 750 mm.

En segundo lugar me referiré al río Pilcomayo, el que, a mi parecer, tiene una doble fisonomía. Antes de desaguar en la región del Patiño, se trata de un curso caudaloso, con grandes meandros en vía de cortarse y otros ya corta-

dos que forman lagunas semilunares activas, tal cual puede observarse en las cercanías de Puerto Irigoyen. En algunos tramos el río corre encajonado y la altura de las barrancas puede alcanzar un par de metros; los límites de la llanura aluvial son indefinidos y en las fotos aéreas que he visto, del tramo superior de su paso por Formosa, pueden citarse los antiguos derrames o desbordes vinculados supongo a crecientes anuales o estacionales. La morfometría de estos viejos derrames es mucho más reducida que la del actual Pilcomayo como resultado del menor caudal y energía; ello no significa de ninguna manera que se trate de una desproporción en menos ya que en dichos antiguos desbordes no hay, por ejemplo, señales de paleoformas de mayor tamaño.

La otra fisonomía del río Pilcomayo es la que aparece aguas abajo de su curso, desde Juntas de Fontana hasta su desembocadura en el río Paraguay, que es la que conozco de la foto aérea y del campo. En este tramo el Pilcomayo se ha reducido de la importancia de un curso como el descrito someramente más arriba a la condición de una corriente semejante a los afluentes formosenses del río Paraguay; en la llanura aluvial de este "nuevo" Pilcomayo no hay ninguna señal de meandros que indiquen mayor caudal o cualquier indicio de un curso que ahora esté desajustado. El Patiño recibe vía el Pilcomayo el volumen recogido por una vasta cuenca imbrífera y en condiciones excepcionales estas aguas se expanden y ocasionalmente derraman hacia los cauces preexistentes y nuevas y episódicas vías de desagües; la condición normal estimo que podría ser el desagote de los esteros de la región del Patiño por los

brazos norte y sur del Pilcomayo. Este tipo de "divagación" es transitorio, intermitente, local, de ubicación variable anualmente, y no origina en mi opinión condiciones de subadaptación, pues los derrames son en manto y no encauzados. Al margen de la propuesta de Iriondo, agregó que en cuanto a la falta de señales de subadaptación en el Bermejo y Pilcomayo, así como en los otros grandes ríos de la región, ella se explica porque estos cursos tienen extensas cuencas hidrográficas en regiones de clima más lluvioso y por tanto el poder erosivo de sus caudales se mantiene si no encuentran en su camino áreas que favorezcan el insumo de la corriente. O en otros términos, la cabecera de estos cursos está fuera de la región que ha sufrido variación climática y ésta no afectó los caudales y condiciones morfogenéticas de los mismos.

Para finalizar, en lo que concierne a la desecación de lagunas y pantanos, la observación de Iriondo es correcta: si una corriente cambia de curso los pantanos, también los pantanos laterales de las llanuras aluviales, se secarán por falta de agua permanente; y otro tanto ocurrirá con lagunas, esteros o bañados conectados a las vías de desagüe. En tal sentido mi referencia a la desecación de pantanos, lagunas, menor volumen de la sedimentación en los cursos actuales, abandono de cauces y presencia de los llamados "ríos muertos" no intentaba relacionarse al ejemplo del párrafo anterior, sino que pretendió indicar una tendencia general dentro de la región que propuse sufrió una variación climática, puesta ésta de manifiesto por una subadaptación de la red de avenamiento.

Recibido el 10 de diciembre de 1973.

## SOBRE EL ORIGEN DE LOS BAJOS SIN DESAGÜE

Por RAUL N. DESSANTI

F. González Bonorino y J. Rabasa en un comentario publicado en esta Revista, tomo XXVIII, n. 3, p. 314-318, han interpretado mi breve nota (Dessanti, 1973) como de apoyo a los trabajos realizados por Volkheimer (1972, 1973) en la zona de Ingeniero Jacobacci. En mi nota, en verdad, no me he referido a la zona mencionada, sino a la vecina mina Angela y al lago Nahuel Huapi, de las que me había ocupado en anteriores trabajos (Dessanti, 1956, 1972). Y ha sido con el objeto de repetir las conclusiones a que entonces había llegado, con respecto a las fallas presentes en una extensa comarca en el norte de la Patagonia extraandina y en el Nahuel Huapi. Según la interpretación que entonces había dado a dichas estructuras de fallamiento, las fracturas habrían sido producidas por compresión lateral de la corteza, y no por hundimiento por fallas gravitativas. Señalaba además, por analogía con lo que había observado en el Nahuel Huapi, que a lo largo de las fallas se pueden poner en contacto rocas de desigual resistencia a la erosión, facilitándose así la acción de los agentes erosivos. Consideraba posible que por los mencionados procesos podían formarse si no todos, al menos algunos de los bajos sin desagüe de la Patagonia extraandina. Me sumaba así a la mayor parte de los geólogos que piensan en un origen múltiple para la formación de los bajos existentes en esa extensa región.

Obviamente, la tesis sostenida no puede descartarse en base al único argumento de que no han intervenido fallas en la formación de la laguna Carri Lafquén Grande. Tampoco interesa al

problema planteado —el origen de los bajos sin desagüe— las discrepancias que puedan plantearse respecto a la interpretación que he dado a la estructura del lago Nahuel Huapi.

Con respecto a este último punto esperaré para discutirlo hasta que González Bonorino y Rabasa habrían fundamentado las razones de su anticipada discrepancia. Lo que verdaderamente interesa con respecto al problema planteado es si las fallas observadas por mí son estructuras locales, o bien, como yo pienso, de extensión regional. Y luego si ha habido o no participación de dichas fallas en la formación de algunos de los bajos sin desagüe. La respuesta la podrán dar los geólogos que actualmente están estudiando la región.

### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Dessanti, R. N., 1956. *Vetas metalíferas y fracturas en la Mina Angela. Departamento de Gastre, Chubut*. Rev. Asoc. Geol. Arg. XI, 116-141, B. Aires.
- 1972. *Andes patagónicos septentrionales en "Geología Regional Argentina"*. Acad. Nac. Ciencias. 655-687, Cba.
- 1973. *Sobre el control estructural de algunos rasgos geomorfológicos del noroeste de la Patagonia*. Rev. Asoc. Geol. Arg. XXVIII, 95-95, B. Aires.
- González Bonorino, F. y Rabasa, J., 1973. *La laguna Carri Lafquén Grande y el origen de los bajos patagónicos*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXVIII, 314-318, Buenos Aires.
- Volkheimer, W., 1972. *Sobre el origen de los bajos sin salida en la Patagonia extraandina*. Rev. Asoc. Geol. Arg. XXVII, 410-412, B. Aires.
- 1973. *Observaciones geológicas en el área de Ingeniero Jacobacci y adyacencias. (Prov. de Río Negro)*. Rev. Asoc. Geol. Arg. XXVIII, 13-36, B. Aires.



## COMENTARIOS BIBLIOGRAFICOS

MILLIMAN, J. D.; MÜLLER, G.; FÖRSTNER, U. *Recent Sedimentary Carbonates* (dos partes).  
Parte I. Milliman, J. D.: *Carbonatos marinos*. 94 figs., 80 tablas, 39 lám., 360 páginas, 1973.  
Springer-Verlag.

Contenido: Introducción: Mineralogía de los carbonatos y de los carbonatos oceánicos. Métodos. Componentes de los carbonatos: Componentes no esqueléticos. Componentes esqueléticos. Resumen de la composición de los carbonatos. Sedimentación de los carbonatos marinos: eulitoral, sublitoral y profunda. Diagénesis de los carbonatos: Degradación de los carbonatos. Cementación de carbonatos. Dolomitización.

Este volumen, el primero de dos sobre sedimentación reciente de carbonatos, ofrece la primera discusión integrada sobre carbonatos marinos, su ecología, precipitación, petrografía, composición, distribución y diagénesis. Se pretende sintetizar los voluminosos datos sobre calcificación, composición y petrografía de diversos elementos carbonatados marinos. —  
*Oscar Losada.*

EGON T. DEGENS y DAVID A. ROSS, Editors: *Hot brines and recent heavy metal deposits in the red sea*. Springer-Verlag, New York inc., Berlín, Heidelberg, 1969. 612 páginas, 220 figuras.

El libro es una importantísima recopilación de resultados correspondientes a investigaciones de distintas disciplinas, sobre la deposición de sales provenientes de termas calientes en tres fosas del Mar Rojo: Atlantis II, Discovery y Chain deeps.

El libro contiene 50 artículos individuales involucrando 76 autores. Los primeros 4 artículos constituyen la introducción, resumen y antecedentes históricos y se extienden en 19 páginas; continúan 8 artículos en 104 páginas sobre geología y geofísica; luego se presentan 13 artículos en 130 páginas referentes al agua, sus corrientes, temperaturas, composición química, elementos trazas, la geoquímica y origen de las termas, y gases en solución.

El capítulo sobre organismos comprende 97 páginas en 10 artículos; el de sedimentos, 170 páginas en 11 artículos y el de aspectos económicos y legales, 22 páginas en 3 artículos.

Finaliza con un artículo de 14 páginas denominado "Resumen de las termas calientes y el depósito de metales pesados en el Mar Rojo".

Por la cantidad de resultados nuevos que recopila, este libro sobrepasa indudablemente la importancia local, en este caso el Mar Rojo, y se transforma en una herramienta no sólo para la oceanografía, sino también para la geología y la geología de yacimientos minerales.

Es la primera recopilación que nos trae valores medidos y exactos de las condiciones de formación reciente de depósitos minerales "estratoligados", en cuanto a la composición química de los sedimentos, las soluciones intersticiales y los minerales integrantes como así también de la variabilidad de los isótopos del azufre, plomo, oxígeno y uranio en los diferentes estratos y soluciones intersticiales.

Esta obra es uno de los aportes más sobresalientes y fascinantes de los últimos años para la geología de yacimientos minerales y es una ejemplar demostración de los progresos científicos que se pueden alcanzar cuando se trabaja en colaboración interdisciplinaria.

Son muchos los resultados expuestos a lo largo de los 50 artículos del libro, siendo interesante a modo de ejemplo mencionar tan sólo algunos, como ser la formación de blendas con contenidos de aproximadamente 27 % de Fe., junto a marcasita y anhidrita, a unos 50° C, y no a temperaturas altas; o sea la blanda como termómetro geológico no es de aplicación a los "barros" sedimentados en el Mar Rojo.

Se consideran los posibles orígenes de las termas calientes portadoras de sales, como así también las diferentes posibilidades del origen de los metales contenidos, estos son problemas

no resueltos concretamente; pero surge una evidencia importante y concreta: Las termas submarinas en determinadas condiciones de sedimentación locales pueden formar enriquecimientos metálicos en los "barros" sedimentarios, los que luego juntos sufren los procesos diagenéticos y eventos geológicos.

El libro se luce por la claridad de la impresión del texto, gráficos, figuras y fotografías. Se incluyen 8 fotografías a todo color de muestras de testigos de la fina sedimentación del "barro", extraídas en la proximidad de las tres fosas antes mencionadas.

Es un libro que debe estar en todas las bibliotecas donde se desarrollen investigaciones oceanográficas y geológicas. — *Alejo Brodtkorb.*

SERVICE DE DOCUMENTATION ET DE CARTOGRAPHIE GEOGRAPHIQUES, 1972. *Cartographie Géomorphologique*. Mem. et Documents du CNRS, vol. 12 (1971), 270 p. + 13 mapas en fascículo aparte. París.

Con el presente volumen el Servicio de Documentación y de Cartografía Geográficas del CNRS ha iniciado la publicación, en el marco de la R.C.P. n^o 77, del mapa geomorfológico detallado de Francia en escala 1 : 50.000. Se trata de una obra colectiva, realizada por un importante grupo de investigadores, coordinados y confrontados por la Comisión de Geomorfología Aplicada de la U.G.I.

Luego de un Prefacio, en el que el Prof. J. Tricart comenta la trayectoria del mapeo geomorfológico detallado en Francia y hace resaltar la importancia utilitaria de los mapas obtenidos, el mismo autor presenta una extensa bibliografía analítica que abarca la Primera Parte del volumen. En la Segunda Parte, el Prof. Tricart expone los datos que deben servir de base para el levantamiento del mapa geomorfológico detallado de Francia (escalas 1 : 20.000 — 1 : 50.000) mediante el ordenamiento de una taxonomía codificada de los datos a figurar en el mapa y la confección de una leyenda gráfica; allí se establece la jerarquización taxonómica de los datos geomorfológicos que rige tanto la práctica del levantamiento como las bases de la leyenda de los mapas, al mismo tiempo que se señalan los criterios de identificación de las geoformas y se ofrece un código que permite la recolección y el tratamiento de la información por métodos modernos.

El segundo aspecto del presente volumen consiste en la presentación de una serie de mapas experimentales que ofrecen un interés metodológico. Así, en la Tercera Parte comprende el análisis y el comentario de mapas-muestras (5 en total) en diversas escalas; la Cuarta Parte reúne siete levantamientos que permiten hacer resaltar el aporte del mapa geomorfológico a diversos dominios de la investigación que deriva de las ciencias naturales (hidrogeología, estudio y conservación de suelos) y de las ciencias humanas (utilización de los suelos en medio rural, implantaciones urbanas); y, finalmente, en la Quinta Parte, F. Verger expone los métodos para el establecimiento de un mapa de geomorfología dinámica en escala grande aplicado a formas litorales muy móviles.

El conjunto del libro, único en su tipo, constituye una valiosa colección de material didáctico y científico que permite valorar la importancia de esta moderna dirección de la investigación geomorfológica que se ha revelado altamente beneficiosa para el progreso del análisis morfológico y el desarrollo de sus aplicaciones. — *Prof. Dr. Augusto Pablo Calmels y Lic. Olga C. Carballo.*

KRIVOLUTSKY, A. E. *La Vida de la Superficie terrestre* (en ruso). Ed. Pensamiento, 408 p. Moscú, 1971.

Se trata poco menos que del único libro soviético moderno y de reducido volumen que trata los problemas geomorfológicos (su antecedente es el voluminoso tratado de Juan Simón Schukin, 1960-1964), y que bien pudiera haberse intitulado "Lecciones de Geomorfología".

Su contenido se divide en diez capítulos que tratan respectivamente: Problemas metodológicos; Bases de tectónica general en geomorfología; La geomorfología de los mayores espacios de la Tierra: fosas oceánicas, plataformas antiguas, cinturones geosinclinales de plegamientos, plataformas jóvenes, región de los geosinclinales alpinos, cinturones geosinclinales de las márgenes continentales (con un total de siete capítulos); y, finalmente, El factor exógeno es desarrollado en el cap. 10^o.

El autor, doctor en ciencias geográficas, demuestra gran claridad y conocimiento para no perderse en contradicciones geomorfológicas y efectuar el análisis crítico de algunos aspectos ya dogmatizados, sin adherirse a tales concepciones. Así, por ejemplo, Krivolutsky presenta argumentos valederos en contra de la multiplicidad de las superficies de peneplanización antiguas, adoptada por la mayoría de los geomorfólogos. Y, así, toda la evolución general de la Tierra está considerada en un plano histórico y basada tanto en el análisis activo de las obras de los geólogos y geógrafos soviéticos y extranjeros, como en las investigaciones personales del autor en numerosas regiones del territorio soviético.

Quizás podría reprochársele de haber adjudicado un solo capítulo a la exodinámica, pero esta idea pierde validez cuando se ve que el autor pone en pie de igualdad a los factores exógenos y endógenos.

En suma, un trabajo sobresaliente, que seguramente recogerá elogiosos comentarios de parte de los geomorfólogos, ávidos por encontrar síntesis ajustadas a la realidad actual en que se ha encauzado modernamente esta disciplina.—*Prof. Dr. Augusto Pablo Calmels y Simón V. Burmistrov.*

LADMIRANT, HENRI, *Photographies aériennes et géologie*. Editado por el Patrimoine du Musée Royal de L'Afrique Centrale, Tervuren (Bélgica), 1972. Precio: 300 francos belgas, 128 páginas, 78 figuras y 53 fotografías. Formato 24 × 20 cm, rústica.

Precedida por una edición provisoria aparecida en el año 1962 y tras el éxito obtenido, el autor, después de corregirla y aumentarla, efectuó la edición definitiva diez años después.

Dentro del ya denso panorama de obras referidas al tema que sugiere el título, el libro de LADMIRANT se caracteriza por su sencillez y principios didácticos, fruto de la experiencia del autor, de modo tal que se constituye en una obra especialmente apta para estudiantes de fotogeología, al tiempo que se convierte en una fuente de consulta rápida y segura para el especialista.

La primera parte de la obra está dedicada a las nociones de fotogrametría y dentro de ella el Capítulo I se refiere a las tomas de vistas aéreas, describiéndose los aparatos aéreos utilizados, cámaras fotográficas, material sensible, sistemas de tomas aéreas y ejecución de misiones fotográficas. El Capítulo II está dedicado a la visión estereoscópica; el Capítulo III a las características geométricas de las fotografías aéreas (relación entre la carta y la fotografía aérea, escalas, el estereograma en sí y las mediciones de altura). El Capítulo IV describe los diferentes tipos de aparatos para estereoscopia y el Capítulo V trata de la confección de cartas planimétricas (provisorias, de precisión y mosaicos). El Capítulo VI se refiere al establecimiento de esquemas altimétricos, en tanto que el VII a las anotaciones y dibujos emergentes del examen fotogeológico.

La segunda parte de la obra está dedicada a la fotointerpretación, refiriéndose el Capítulo VIII a los métodos y conceptos generales. El Capítulo IX —el más extenso de todos— se vincula a los criterios utilizados en fotointerpretación (morfología, hidrografía, tintes, vegetación, etc.). El Capítulo X hace mención de los factores limitativos en fotointerpretación, tales como los de orden fotográfico en sí, aquellos inherentes al objeto fotografiado y los relativos al propio observador. El Capítulo XI lleva por título el de Fotogeología Cuantitativa y trata de las mediciones de longitudes, superficies, direcciones, alturas, pendientes topográficas y espesores de capas, etc. El Capítulo XII está dedicado a las aplicaciones de la Fotogeología y el XIII a la detección a distancia (sensores remotos), especialmente la exploración pasiva por radiación electromagnética invisible (ultravioleta, infrarrojo, espectrometría, magnetismo, gravimetría y radiactividad), y la exploración activa (radar, fotografía nocturna, sonar, lasser, etc.). El Capítulo XIV trata de los nuevos procedimientos mecánicos o automáticos aplicables al análisis de las fotografías. El Capítulo XV contiene una breve reseña histórica del desarrollo de la técnica interpretativa de las fotografías aéreas.

La lista bibliográfica es breve pero contiene lo más selecto de la especialidad.

En fin, se estima que se trata de una obra sumamente útil para el estudiante y aún para el especialista. Su presentación, es muy buena, resultando excelente tanto sus dibujos como las fotografías. — *Alberto L. Coco.*

ESTE NUMERO  
SE TERMINÓ DE IMPRIMIR EL 11 DE AGOSTO DE 1974  
EN LA IMPRENTA CONI, S. A. C. I. F. I., PERÚ 684  
BUENOS AIRES, REPÚBLICA ARGENTINA

---

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

---



# ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

COMISION DIRECTIVA: *Presidente:* DR. PEDRO N. STIPANICIC; *Vicepresidente:* DR. HORACIO H. CAMACHO; *Secretario:* DR. ROBERTO CAMINOS; *Tesorero:* DR. FÉLIX RODRIGO; *Vocales Titulares:* DR. ENRIQUE LINARES, DR. ANÍBAL POZZO y DR. OMAR VICENTE; *Vocales Suplentes:* DR. JUAN C. RIGGI, LIC. CÉSAR FERNÁNDEZ GARRASSINO y DR. CARLOS LATORRE.

COMISION DE LA REVISTA: DOCTORES PEDRO N. STIPANICIC, JUAN CARLOS M. TURNER y ROBERTO CAMINOS.

DIRECTOR DE LA REVISTA Y PUBLICACIONES: DR. PEDRO N. STIPANICIC.

## INSTRUCCIONES Y NORMAS A LOS AUTORES PARA LA PRESENTACION DE ORIGINALES

1. Se recomienda que los trabajos no excedan en extensión las 30 páginas (tamaño carta), escritas a máquina. Se aceptarán trabajos más extensos cuando se disponga de espacio y/o el contenido de los mismos así lo justifique.
2. Los originales, sin excepción, deben ser escritos a máquina, a espacio normal, sobre un solo lado de la hoja.
3. Invariablemente, debe presentarse un "Resumen" en español, con su traducción en inglés, francés o alemán, sugiriéndose el uso del primer idioma citado.  
Se recomienda que el "Resumen" no exceda las 150 palabras.
4. 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; año de la publicación; título completo de la obra; lugar 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.
5. Las citas bibliográficas deberán ser incluidas en el texto y referirse a la lista bibliográfica inserta al final de cada artículo, invariablemente.
6. Las ilustraciones deben cumplir los siguientes requisitos.
  - a) No podrán exceder, en superficie, el 10 % del total de páginas ocupadas por el texto (incluyendo bibliografía).

(Continúa en la retracción de la contratapa)

Toda correspondencia para la Asociación Geológica Argentina, deberá ser dirigida a

MAIPU 645, Piso 1º, Buenos Aires (Rep. Argentina)

La Asociación Geológica Argentina no se hace responsable de las opiniones y/o conclusiones vertidas por los autores de los trabajos. — C. D.



La Comisión Directiva sólo considerará la posibilidad de aceptar una mayor proporción de ilustraciones en casos especiales.

- b) Los planos, mapas, perfiles, etc., deberán ser dibujados sobre papel blanco cartográfico o transparente, de buen cuerpo, con tinta china negra.  
Se recomienda el dibujo a doble tamaño con respecto al de su publicación, a los efectos de obtener una reproducción y reducción adecuada.
- c) El tamaño de las ilustraciones a publicar no debe exceder las dimensiones máximas de la caja (13,5 x 19 cm), recomendándose que se respete dicha relación de medidas.
- d) Los planos, perfiles, mapas, etc., deben llevar invariablemente la o las respectivas escalas gráficas; no se aceptará la escala numérica.
- e) Los planos de ubicación que comprendan parte del territorio argentino, deben incluir, invariablemente, la plantilla del país con el sector antártico argentino, dibujado en cualquier espacio libre.
- f) En las ilustraciones lineales que deban reproducirse a igual tamaño, la altura mínima de las letras será de 1,5 mm. En caso de uso de rastras, se recomienda las de tipo abierto (mínimo 2 mm entre líneas o puntos), a los efectos de evitar el empastamiento en la impresión.
- g) Cuando los dibujos lineales se presenten a doble tamaño (para su reducción a la mitad), la altura mínima de las letras será de 3 mm, recomendándose el uso de rastras más abiertas que las señaladas en el punto anterior.
- h) Todas las letras contenidas en las ilustraciones deberán ser dibujadas con caracteres cartográficos, recomendándose el uso de letrógrafos (normógrafos).
- i) Las denominaciones de accidentes topográficos, hidrográficos, etc., (cerros, ríos, etc.), como así también sus abreviaturas, deben responder estrictamente a las normas del Instituto Geográfico Militar.
- j) En las ilustraciones lineales y especialmente en los planos y perfiles, se recomienda el mayor aprovechamiento posible de los espacios, evitándose las superficies en blanco, las que deben ser utilizadas para las observaciones, leyendas, etc.
- k) Los títulos, como "Mapa Geológico...", "Perfil transversal...", etc., sólo podrán incluirse en las ilustraciones cuando las mismas tengan espacios libres, permitiendo hacerlo sin aumentar su dimensión. En caso contrario, se colocarán a imprenta al pie de las ilustraciones.
- l) Los perfiles de largo excesivo deberán ser fraccionados y las partes resultantes ordenadas para confeccionar láminas a página entera.
- m) Las fotografías de cortes microscópicos, fósiles, etc., deberán presentar muy buen contraste y sólo deben comprender el objeto que se desea ilustrar. En los casos que corresponda, indefectiblemente deben llevar la escala gráfica.
- n) Cuando las ilustraciones se deben intercalar en el texto (no constituyendo láminas completas), se recomienda que su ancho corresponda con el de 1 ó 2 columnas.

Las ilustraciones que no respondan a los requisitos anteriores no serán aceptadas.

7. No se admitirán ilustraciones a dos o más colores. El autor que las desee, deberá hacerse cargo del gasto completo que demanden las mismas, de acuerdo con el presupuesto que formule la IMPRENTA CONI.
8. Los autores subrayarán con línea los vocablos que deban ser compuestos en bastardilla; con línea cortada los que deban ir en versalita y con línea doble los que deban ser compuestos en negrita.
9. La Asociación Geológica Argentina entregará a los autores 25 separados, sin cargo. Los autores que deseen un número mayor, deberán indicarlo claramente en la prueba y los mismos correrán por su cuenta. El pago de los separados extra debe realizarse invariablemente dentro de los 60 días a partir de su entrega. Cuando se trate de más de un autor de un trabajo, se mantendrá la entrega gratuita de 25 ejemplares únicamente.



REVISTA  
DE LA  
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

S U M A R I O

FÉLIX GONZÁLEZ BONORINO, La Formación Millaqueo y la « Serie Porfirítica » de la Cordillera Nordpatagónica : Nota preliminar.....	145
HUGO CORBELLA, Contribución al conocimiento geológico de la Alta Sierra del Somuncura, Macizo Nordpatagónico, provincia de Río Negro, República Argentina.....	155
EVA C. ARCIDIÁCONO, Contribución al conocimiento de columbita-tantalitas <u>de las provincias de Córdoba y San Luis</u> .....	171
HORACIO D. DIAS Y ARMANDO C. MASSABIE, Estratigrafía y tectónica de las sedimentitas triásicas, Potrerillos, provincia de Mendoza.....	185
JUAN CARLOS MIRRE, El granito del Acay, intrusivo de edad terciaria en el ambiente de Puna.....	205
MIGUEL ULIANA Y JUAN R. ROBBIANO, Pseudopliegues de la Formación Collón Cura, en Cañadón Quiñi Huao (Puesto Vidondo) y Piedra del <u>Aguila (Cerro Bayo), provincia de Río Negro y Neuquén, Rep. Argentina</u> .....	213
CARLOS A. GENTILI, HÉCTOR L. ROSENMAN Y ANTONIO M. LOURENÇO, Características geológicas generales del territorio brasileño en la faja <u>adyacente al curso medio del río Uruguay</u> .....	223
GERARDO PARKER, Posición estratigráfica del « Famatinense » y sus <u>correlaciones</u> .....	231
SUSANA E. DAMBORENEA, Geología del cerro Colorado del cementerio <u>Barrreal, provincia de San Juan (República Argentina)</u> .....	249
COMENTARIO BIBLIOGRÁFICO.....	154

BUENOS AIRES  
REPUBLICA ARGENTINA

1974