

REVISTA
DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Tomo XIII

Enero de 1958

Nº 1

EQUISETITES QUINDECIMDENTATA Sp. Nov.

DEL TRIASICO SUPERIOR DE HILARIO, SAN JUAN

Por CARLOS ALBERTO MENENDEZ

En asociación con *Linguifolium diemenense* Walk., *Asterotheca hilariensis* Menénd. y *Cladophlebis* sp., cité [(12), pág. 25] la presencia de *Equisetites* sp. para el Triásico superior de Hilario, cuya descripción trato en el presente trabajo como una nueva entidad específica.

El yacimiento de estas plantas fué hallado en un banco de la parte basal de los Estratos del Alcázar, sobre la ladera que bordea el camino principal ubicado al E. del valle del río de los Patos, aproximadamente a 200 m al N. de la quebrada de Astorga, en las proximidades de la localidad de Hilario.

Los Estratos del Alcázar atribuidos al Keuper medio (Norense), forman parte del complejo sedimentario que desde el valle del río de los Patos se extiende hacia el E., en los cuales se distinguen: una serie conglomerádica basal rojiza o verdosa con areniscas gruesas y conglomerádicas con un conglomerado basal oscuro, que Pozzo (14) y Stipanovic y Bonetti [(7), pág. 60], denominaron respectivamente Triás basal o conglomerádico y Estratos del Agua de los Pajaritos; una serie de arcillas tobáceas y arenosas con algunos conglomerados finos, Triás arcilloso o abigarrado y Estratos del Alcázar, y una tercera serie de tobas arenosas amarillentas con areniscas rojizas, en parte conglomerádicas, Triás tobífero arenosos y Estratos de Hilario. Todas ellas con niveles fosilíferos de plantas, usados para establecer la correlación con la cuenca vecina de Barreal, con cuyos Estratos de Barreal corresponde la parte basal de los Estratos del Alcázar [(12), pág. 25].

Equisetites quindecimdentata sp. nov.

Lám. I y II

Diagnosis. — Tallos carenados de 37 mm (45 mm?) a 2,5 mm de ancho, con costillas de 2 a 0,75 mm de ancho, internodios de 25 a 28 mm en los tallos menores y de 8 a 30 mm en los mayores. Verticilos escasos y con pocas ramas. Vaina foliar más ancha que el tallo, estrechada en su base sobre el nudo, de 15 hojas concrecentes de 0,75 a 3,5 mm de ancho por 5,5 a 21 mm (o 27?) de largo, separadas por un surco y con un nervio medio bien marcado que se continúa levemente en los dientes acuminados. Diafragma nodal algo menor de la mitad del ancho de la vaina respectiva. Cono de forma y tamaño incierto (7 por 20 mm?). Esporangióforo con escudo umbonado, hexagonal o pentagonal, de 2 a 2,5 mm de diámetro. 12 esporangios de cara tangencial, triangular alargada, cara radial rectangular o romboidal de ángulos redondeados. Diafragmas de la parte apical del tallo, estrellados.

La roca portadora de estos fósiles es una arcilla tobácea, clara, gris amarillenta y tanto los moldes como las improntas, en ciertos casos aparecen coloreados por óxido de hierro (limonita).

Tallo. — Los caracteres del tallo se conocen a través de distintas formas de reproducción, como improntas de su parte externa y como molde interno de su cavidad central, ya sea manteniendo su diámetro original, con poca deformación o fuertemente comprimidos.

El ejemplar nº 4755¹ (lám. I, fig. 1) es un molde de la cavidad central del tallo que además, por relleno posterior del espacio correspondiente al tallo, reproduce la superficie externa del mismo; es así que donde se ha caído o separado la capa de sedimento que constituye un vaciado del tallo, puede verse la superficie del molde interno con la marca del curso de los haces vasculares (lám. I, fig. 1 izq. abajo). Tiene este ejemplar 10 cm de largo, 22 mm de diámetro máximo y 20 mm en el extremo terminal del fragmento, con 8 nudos distanciados entre sí de 11 a 8 mm. La superficie externa presenta costillas suavemente marcadas de 1 a 2 mm de ancho. En los nudos hay cica-

¹ Número correspondiente a la colección de la Sección Paleobotánica del Museo Argentino de Ciencias Naturales "B. Rivadavia", así como todos los que figuran en las citas del material descripto.

trices foliares y uno de ellos tiene aparentes cicatrices de inserción de ramas de menos de 1 mm de diámetro, apenas perceptibles.

El mayor ejemplar (nº 6886, lám. I, fig. 2), corresponde a un molde de tallo de 37 mm de ancho, pero fracturado en un lado, lo que representaría un ancho real de aproximadamente 45 mm, tiene 12 cm de largo, su superficie está irregularmente estriada en sentido longitudinal, notándose bien, en ciertas partes, las valléculas y carenas; posee 4 nudos a una distancia de 26, 26 y 30 mm, uno de otro.

Algunas improntas de tallos presentan internodios con su superficie carenada hasta el nudo, desde donde se continúa una superficie lisa, levemente estriada, en el internodio siguiente (lám. II, fig. 2, ejemp. nº 4719). Se puede explicar esto considerando que entre la impronta de la superficie externa y la interna del tallo, una vez desaparecido el vegetal, se deposita sedimento rellenando el espacio antes ocupado por el cuerpo del tallo, al cual reproduce; este vaciado laminar, si queda adherido a la impronta, muestra la superficie interna lisa y si se ha desprendido deja al descubierto la impronta de la superficie externa. Ahora bien, como esa lámina pierde su continuidad en cada nudo, por la inserción de la vaina, es fácil quede adherida en un internodio y se desprenda en otro.

El ejemplar nº 6940 (lám. II, fig. 3), es interesante, pues en él se ve la impronta de la superficie externa del tallo, la cara interna y externa de la delgada lámina de relleno del mismo y el molde interno.

En las improntas de la superficie externa de los tallos no se han visto claramente las cicatrices de inserción de las ramas; sólo en pocos casos se notan marcas circulares muy desvanecidas, aisladas o en escaso número, en algunos nudos. La abundancia de material con nudos sin cicatriz rameal indicaría que se trata de ejemplares con pocos verticilos. En el ejemplar nº 6839 (lám. I, fig 10) la cicatriz de inserción de rama es bien evidente.

En muchas improntas de la superficie interna del tallo aparecen, en cada nudo, una serie de protuberancias romboidales que corresponden a la salida de los haces vasculares de las ramas (lám. II, fig. 4, nº 4737). Ante la constancia de estas marcas que por su posición y forma evidenciarían la existencia de abundantes ramas en los nudos, debería, en consecuencia, verse también, en las improntas de la superficie externa del tallo, las cicatrices de inserción de las ramas que corresponderían a esas trazas. Por el contrario, como ya se dijo, las cicatrices de inserción de ramas son escasas y aisladas; remitiéndonos por lo tanto, a la estructura anatómica de un tallo grande de los actua-

les *Equisetum*, es posible ver, descortezándolo a la altura del nudo, que todos ellos presentan una serie de cavidades correspondientes a la salida de los haces vasculares de las ramas, aun en aquellos nudos que no las tengan.

En los tallos menores las carenas y valléculas, por lo general, están más bien marcadas que en los tallos de mayor espesor y en ciertos casos, se atenúa su relieve en el medio del internodio, posiblemente por ser menos resistente al aplastamiento que la zona nodal, con mayor rigidez (lám. II, fig. 1).

El largo más frecuente de los internodios es de 25 a 28 mm y el ancho del tallo de 2,5 a 3 mm, esto por supuesto, con referencia a las medidas más comunes entre los tallos menores, pues como ya se dijo, se hallan restos cuyo ancho oscila entre 2,5 mm y el máximo observado de 37 mm, en un tallo fracturado lateralmente que completo representaría más o menos 45 mm.

Vaina foliar. — La vaina foliar de los tallos grandes no se distingue con claridad, pero puede comprobarse su presencia en algunos ejemplares (nº 6886), pues removiendo una capa de sedimento arriba de ciertos nudos, aparece grabada inferiormente, otra superficie; esta capa de sedimento corresponde al relleno del espacio entre el tallo y la vaina y al separar el molde interno de la impronta externa queda adherida en uno u otra. Por lo general no se ha conservado el extremo apical de la vaina; sólo en el ejemplar nº 4732 (lám. I, fig. 3), impronta de una vaina de 21 mm de largo, pueden verse, aunque fragmentariamente, los dentículos apicales. La hojas conerescentes que forman la vaina, limitadas entre sí por un surco longitudinal, tienen 3,5 mm de ancho y presentan una carena media, aplanándose hacia el extremo superior.

En los tallos menores es frecuente la buena conservación de los detalles de la vaina, destacándose aun más, cuando presenta distinta o más intensa coloración que el resto del tallo.

Las vainas completas presentan por lo común un largo de 5,5 a 8,5 mm desde el nudo hasta el ápice de los dientes, por 5 a 5,5 mm de ancho, aunque esta última medida depende del aplastamiento sufrido por cada ejemplar.

La vaina se destaca en el tallo por su mayor ancho debido a la combadura de la misma y el estrechamiento en su base sobre el nudo.

Cada una de las hojas conerescentes de la vaina posee una costilla media o nervio bien marcado que se continúa más tenuemente en los

dientes; el ancho de las hojas es comúnmente de 0,75 mm por 5,5 a 8,5 mm de largo desde su base al ápice de los dientes, en los tallos menores, pues como ya se dijo, en la mayor vaina observada, alcanzan a tener 3,5 mm de ancho por 21 mm de largo con sus dientes fragmentados, vale decir, que enteras equivaldrían aproximadamente a 27 mm.

Los dientes, en gran parte de los ejemplares, son más oscuros que el resto de la vaina, tal como ocurre en los *Equisetum* actuales, cuyos dientes membranosos poseen en la parte media, un tejido de células con paredes gruesas formando una banda oscura afinada hacia el ápice.

En algunos de los ejemplares fósiles (nº 6770 y 4729, lám. I, figs. 7 y 6, respect.), los dientes son acuminados de bordes más o menos rectos, pero en muchos otros (lám. I, fig. 5, nº 4725) los dientes aparentan tener bordes ondulados, pues la base de los mismos, el ápice y a veces la parte media, presentan manchas oscuras que destacan su aspecto sinuado y aun en otros (lám. I, fig. 4, nº 6762), se ve una parte oscura triangular en la base del diente continuada por una línea que sería el nervio medio, rematando en un ensanchamiento triangular. Esto se debe posiblemente, a que la parte oscura correspondería a restos de los tejidos más resistentes, mientras que las partes de tejido membrano de los dientes, dada su consistencia, apenas habría grabado su contorno. Eso explicaría cómo, algunos dientes teñidos por soluciones minerales de infiltración posterior, aparecen de bordes casi rectos y los otros presentan estrangulaciones regulares.

Los dientes tienen por lo general 2 mm de largo, en las vainas mayores aparecen fragmentados y se ve sólo la base de 3 mm, que podría corresponder a la tercera parte del largo total.

El número de hojas concrecentes de cada vaina y por consiguiente de dientes, es comúnmente 7, sobre una cara de la impronta, lo que equivaldría a un total de 14 ó 15, separadas entre sí por un surco.

En el ejemplar nº 4692 (lám. I, fig. 9), que corresponde a una vaina y el diafragma nodal, pueden contarse directamente 15 hojitas, dada la forma en que se conservó la vaina envolviendo al sedimento en forma cónica, cuyo ápice truncado corresponde al diafragma y su perímetro a la vaina; semejante al estado de impresión ilustrado por Edwards [(1), lám. IV, fig. 3] de un ejemplar de *Equisetites nicoli* Arber de Nueva Zelandia.

Diafragma. — El diafragma nodal es posible verlo en algunos tallos y tiene algo menos de la mitad del ancho de la vaina respectiva. Como corresponden a tallos relativamente angostos, su tamaño no permite

ver detalles de su superficie. Aparecen como un círculo grueso circundado por radios agudos correspondientes a la parte de inserción al tallo (lám. I, figs. 4 y 8, n^o 6762 y 4689).

Entre los distintos restos de esta planta fósil se presentan tallitos con una serie de aparentes verticilos, correspondientes a la parte terminal de tallos de *Equisetites quindecimdentata*, en los cuales dada la densidad de los nudos, el relleno hemisférico de la cavidad de los entrenudos ha dejado la impronta del diafragma y los canales del entrenudo, dándole un aspecto estrellado, visto de arriba y de “verticilos péndulos” lateralmente (lám. II, figs. 9 y 10). Harris [(10) lám. II, fig. 6 (11) lám. II, figs. 4 y 1], llama, a estos diafragmas, “star-cap o stellate diafrags”, observando en material de *Equisetites muensteri* v. Sternberg del Rético de Groenlandia, aunque en forma aislada o sobre el ápice de un tallo sin formar series. Entiendo que estas improntas no sólo corresponden al diafragma que divide la cavidad central del tallo, sino también reproducen lateralmente la estructura acanalada del tallo, en corto recorrido hasta el otro nudo; de ahí su forma hemisférica, que en los entrenudos más largos se continúan cilíndricamente. Esta formación apical del tallo, Harris no la considera como el remate de los tallos comunes, pues entre el mismo material de *Equisetites muensteri* halló el ápice de tallos de forma redondeada con una yema aguda (“pointed bud”), aunque esto no descartaría el hecho de que esos diafragmas, correspondan al mismo ápice, grabándose en un caso, la parte externa y en otro, la interna. En el caso de *Equisetites quindecimdentata*, estos moldes de las cortas cavidades internodales, se hallan superpuestos en series de hasta 20 y en muchos casos asociados con esporangióforos sueltos, lo que permite suponer su correspondencia con el eje de un cono (lám. II, fig 10, n^o 7379).

Conos. — No se han hallado conos completos bien definidos que permitan conocer su tamaño y forma, sino parte de los mismos, con esporangióforos agrupados de manera poco ordenada. Esto pudo haber sido debido al aplastamiento sufrido o a que los esporangióforos hayan estado separados entre sí, dando lugar a un desmembramiento más fácil del cono, que si estuvieran yuxtapuestos.

El ejemplar n^o 6865 es el cono con los esporangióforos dispuestos más ordenadamente, tiene 7 mm de ancho y 12 mm de largo, que debieron ser algo más de 20 mm en estado completo (lám. II, fig. 6). El escudo de los esporangióforos es marcadamente umbonado, de contorno hexagonal o pentagonal y de 2 a 3 mm de diámetro.

Otro ejemplar donde se ven agrupados los esporangióforos en lo que sería un cono, es el ejemplar nº 6793 (lám. II, fig. 5), en éste la disposición de algunos de sus esporangióforos, deja en descubierto a los esporangios, afectando distintas formas; es así cómo algunos son más o menos triangulares alargados, con su extremo libre redondeado, a veces algo arqueados, otros de lados paralelos hendidos en su extremo terminal, debido posiblemente a su dehiscencia, o estrechos cuando, apretados entre sí, sólo muestran su lado externo. Los escudos no se presentan umbonados como en el ejemplar anterior, sino deprimidos en el centro, desde donde se proyectan surcos radiales que delimitan sectores triangulares abultados, como "gajos", correspondientes a la superficie de inserción de cada esporangio. Esto no significa que tales escudos no sean umbonados, pues la parte observada corresponde a la superficie de la pared inferior de los mismos, donde se insertan los esporangios, visible cuando se desprende el sedimento que rellenó los escudos. Es así cómo, circundando dicha superficie, se nota en algunos esporangióforos, la impronta del borde del escudo que la recubría. La cantidad de esporangios presentes en los esporangióforos de este ejemplar, no es posible conocerla directamente, sino contando el número de sectores en que se divide la pared interna del escudo, por lo general poco claros. En cambio en un esporangióforo aislado (lám. II, fig. 7), cuyos esporangios se han expandido hacia los lados del mismo, son perfectamente visibles 8 de éstos cubriendo los dos tercios del borde total del escudo, por lo tanto el número de esporangios debió ser 12, además confirma esta suma el hecho de que en la superficie correspondiente a los lados sin esporangios se hallan marcados cuatro sectores triangulares, o sea los lugares de inserción de los esporangios no grabados. El diámetro del escudo es de 2 mm y los esporangios tienen algo menos de 1 mm de largo y casi 0,4 mm de ancho en su base, afinándose hacia el extremo libre.

Los esporangios, insertos radialmente en la pared interna del escudo, son algo más anchos en el sentido radial que tangencial, por yuxtaposición, por lo tanto, en sección transversal son más o menos triangulares, tal como el sector correspondiente marcado en el escudo. En un esporangióforo, roto por su parte media, ha quedado a la vista el pie central y un esporangio en su cara radial, de forma alargada, lados paralelos y extremo terminal redondeado, de algo más de 1 mm de largo y 0,6 mm de ancho (lám. II, fig. 8).

COMPARACIONES. — De la confrontación de *Equisetites quindecimdentata* con las especies de *Equisetites* conocidas surgen las diferencias que descartan la posibilidad de una identificación.

Entre aquellas especies de ubicación geográfica y estratigráfica próxima está *Equisetites fertilis* (Frenguelli) Frenguelli (3, 4 y 6) de los Estratos de Potrerillos y de las Cabras en Cacheuta y Potrerillos, respectivamente, Mendoza, y de los Estratos de los Rastros en Ischigualasto, San Juan, cuya principal diferencia con *Equisetites quindecimdentata* es el número de hojas de la vaina, 5 a 6, o sea 2 a 3 visibles sobre un lado de la impronta, y la presencia de una serie de cicatrices rameales (a veces 2 series), generalmente igual al número de surcos comisurales.

Las proporciones de las vainas de *Equisetites Frenguelli* Orlando (13) del Liásico de Piedra Pintada, Neuquén, son muy distintas a las de *Equisetites quindecimdentata*, mientras en la primera corresponde para un ancho de 2 a 3 mm un largo de 7 a 7,5 mm, para la segunda, con un ancho generalmente de 4,5 a 5,5 mm tienen 5,5 a 8,5 mm de largo y el número de hojas concrecentes de la vaina es de 12 y 15 respectivamente. A estas diferencias cabe agregar la ausencia de nervio medio en las hojas de la vaina, el surco comisural profundo y ensanchado hacia arriba y la falta de estrechamiento u otra marca que indique la posición de los nudos.

Equisetites aproximatus Nathorst [(8), pág. 6], del Jurásico medio de Bahía Esperanza, Antártida, aparte de sus cortos internodios, que pueden considerarse caracteres variables a lo largo del tallo, el tamaño de la vaina y el número de dientes de la misma es mayor, la línea o nervio medio de los dientes es la continuación de los segmentos intercomisurales y las hojas carecen de nervio medio.

Equisetites sp. citado por Frenguelli para el Triásico superior de Mendoza, Cerro de los Baños [(5), pág. 273], no tiene elementos suficientes para comparar, pese a ello, el número de posibles hojas de la vaina, que según el citado autor serían 14, constituye un rasgo de afinidad con *E. quindecimdentata*.

Con respecto a otras especies de *Equisetites*, de regiones geográficamente distantes, existen algunas de ellas con caracteres próximos. Los ejemplares del Rético y Liásico de Scoresby Sound, Groenlandia, de *Equisetites muensteri* v. Sternberg, descritos por Harris, tienen diafragmas estrellados, "star cap" [(11), lám. II, figs. 1 y 4], tales como los hallados en *E. quindecimdentata* y los escudos de los esporangióforos se han grabado también por su superficie externa e interna [(11),

lám. II, figs. 14-15], pero en éstos su forma es algo distinta, son convexos, con un área central cóncava y bien facetados en la superficie externa; además la vaina está formada por un número constante de 12 hojas y dientes.

Equisetites doratodon Harris [(11), pág. 16], también del Liásico de Scoresby Sound, tiene un número aproximado de dientes, 16, y nervio medio en los mismos, pero sus dientes se unen por rebordes comisurales y aparecen claramente punteados.

Equisetites intermedium Erdtman (2) del Rético de Scania, Suecia, es bastante parecido a *E. quindecimdentata*, con 14-16 dientes y segmentos foliares en la vaina, diferenciándose por no tener nervio medio y presentar vainas por lo general bien adheridas al tallo y con el mismo ancho de éste, dada la falta de compresión en los nudos.

Equisetites praelongus Halle [(9), pág. 16], del Rético de Stabbarp, con 10 a 16 hojas en la vaina, no resiste una equiparación en otros caracteres, tales como el mayor largo de la vaina, hojas de la misma sin nervio medio y nudos a veces el doble más anchos que el ancho del tallo.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

1. EDWARDS, W. N., *Jurassic Plants from New Zealand*. — Ann. & Magaz. Nat. Hist. London ser. 10 XIII (1934) 81-109, 2 tab.
2. ERDTMAN, G., *Two new species of Mesozoic Equisetales*. — Ark. Bot. Stockholm XVII, 3 (1922) 1-6, 1 tab.
3. FRENGUELLI, J., *Contribuciones al conocimiento de la Flora del Gondwana superior en la Argentina*. XI. «*Macrotaenia fertilis*» gen. et sp. nov. — Not. Mus. La Plata Pal. 57 VIII (1943) 401-411, 3 tab.
4. — Ibid. XII. «*Equisetites scitulus*» sp. nov. — Not. Mus. La Plata Pal. 59 VIII (1943) 417-420, 1 tab.
5. — Ibid. XV. *La Flórmula de la base de «Serie de Cachenta» en el Cerro de los Baños, Mendoza*. — Not. Mus. La Plata Pal. 63 IX (1944) 271-310, 5 tab.
6. — Ibid. XXIV. «*Equisetites fertilis*» n. comb. («*Equisetites scitulus*» y «*Macrotaenia fertilis*») *Rectificación*. — Not. Mus. La Plata Pal. 73 IX (1944) 501-509, 5 tab.
7. GROEBER, P. y STIPANICIC, P. N., *Triásico*, en GROEBER, P. y colabor., *Mesozoico*. — Geogr. Rep. Argentina. — Gaea II, 1 (1952) 1-541.
8. HALLE, T. G., *The Mesozoic Flora of Graham Land*, en NORDENSKJÖLD, O., *Wiss. Ergeb. Schwed. Südpolar-Exped. 1901-03*, Stockholm III, 14 (1913) 1-123, 9 tab.
9. — *Zur Kenntnis der mesozoischen Equisetales Schweden*. — Kungl. Svenska Vetenskad. XLIII, 1 (1908), 1-56, 9 tab.

10. HARRIS, T. M., *The Rhaetic Flora of Scoresby Sound, East Greenland*. — Meddel. Gronland LXVII (1926) 45-148, 13 tab.
11. — *The Fossil Flora of Scoresby Sound East Greenland*. — Meddel. Gronland LXXXV (1931) 1-102, 18 tab.
12. MENÉNDEZ, C. A., « *Asterotheca hilariensis* » sp. nov. del Triásico de Hilarío, San Juan. — Ameghiniana Rev. Asoc. Paleont. Argentina I, 1-2 (1957) 25-30, 2 tab.
13. ORLANDO, H. O., « *Equisetites Frenguelli* » n. sp. del Lias de Piedra Pintada, Neuquén. — Not. Mus. La Plata Pal. 91 XI (1946) 269-282, 2 tab.
14. POZZO, A., *Estudio geológico, estratigráfico y tectónico de la Precordillera, al E del Río de los Patos y al S de Calingasta (Prov. de San Juan)*. — Univ. Nac. Buenos Aires, Tesis inédita (1948).

Sección Paleobotánica del Museo Argentino de Ciencias Naturales « Bernardino Rivadavia ». Buenos Aires.

Manuscrito recibido junio 1959.

LAMINAS

LÁMINA I

Equisetites quindecimdentata sp. nov.

- Fig. 1. — Molde interno de tallo cubierto en parte por el vaciado del mismo, separado izq. abajo, n° 4755.
- Fig. 2. — Molde del tallo más ancho, n° 6886.
- Fig. 3. — Fragmento de vaina foliar de tallo grande, n° 4732.
- Fig. 4. — Vainas foliares y diafragmas nodales, n° 6762.
- Fig. 5. — Vainas foliares con dientes de borde sinuado, n° 4725.
- Figs. 6-7. — Vaina foliar con dientes acuminados, n°s 4729 y 6770.
- Fig. 8. — Diafragma nodal y parte de la vaina, n° 4689.
- Fig. 9. — Vista inferior del diafragma nodal y vaina foliar, n° 4692.
- Fig. 10. — Cicatriz rameal aislada, n° 6839.

Unidad de la escala : 1 mm.

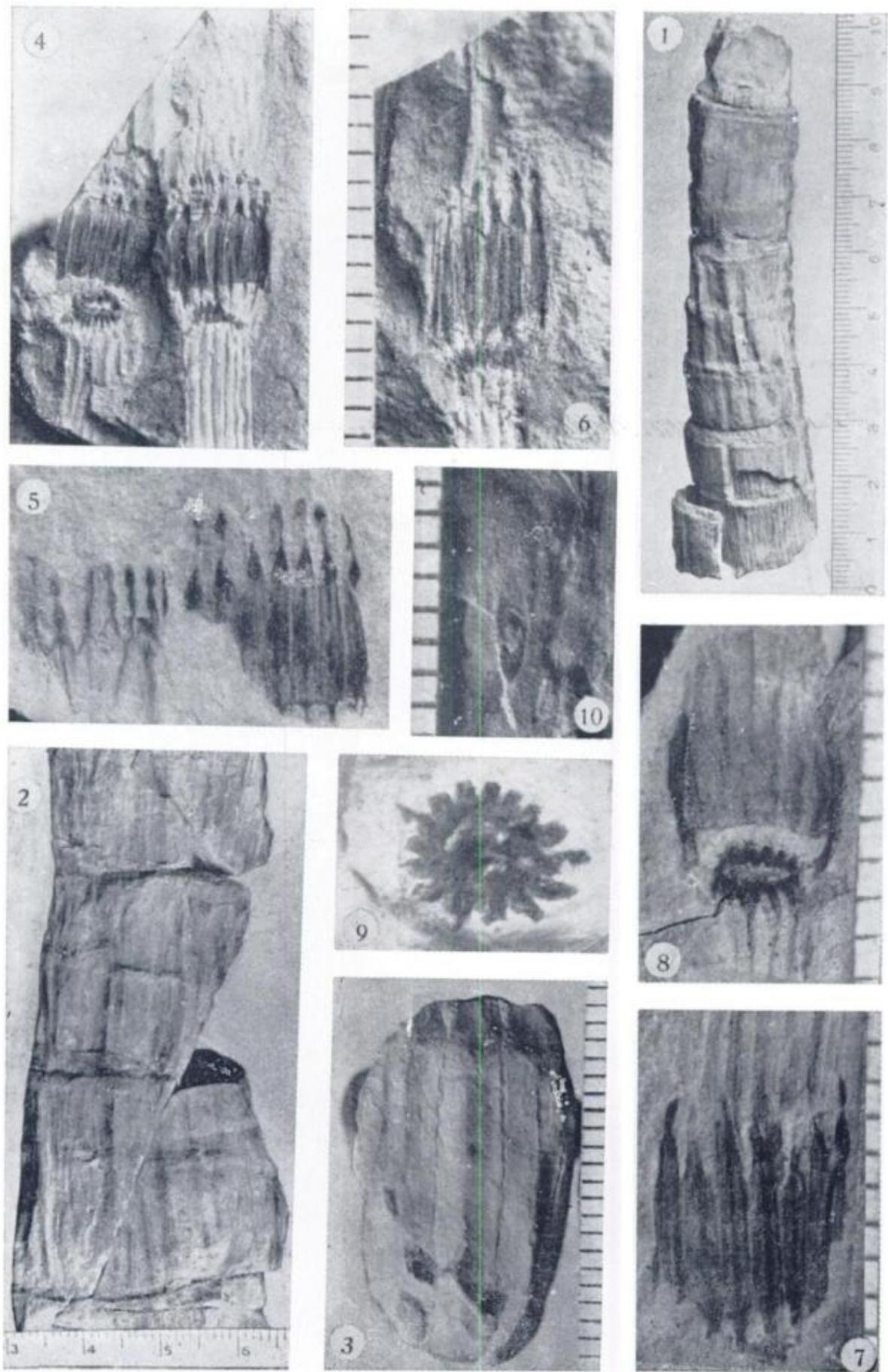
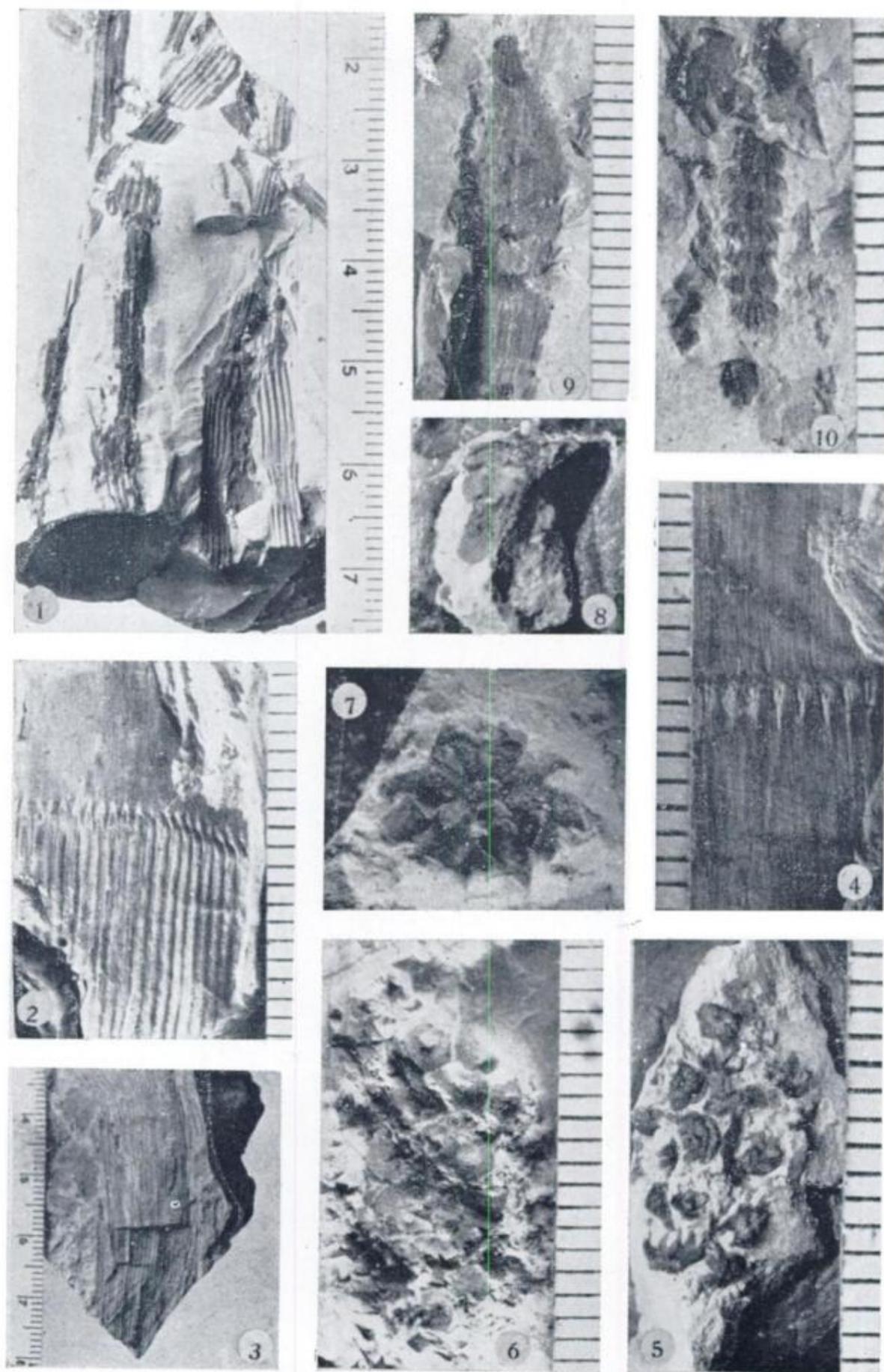


LÁMINA II

Equisetites quindecimdentata sp. nov.

- Fig. 1. — Improntas de tallos, n° 6893.
- Fig. 2. — Impronta de tallo con superficie carenada y lisa que limita el nudo, n° 4719.
- Fig. 3. — Impronta de la superficie externa del tallo, cara interna y externa de la lámina de relleno del mismo y molde interno, n° 6940.
- Fig. 4. — Impronta de la superficie interna de tallo con la marca de salida de los haces vasculares de ramas, n° 4737.
- Fig. 5. — Cono de esporangióforos con esporangios a la vista, n° 6793.
- Fig. 6. — Cono de esporangióforos con escudos umbonados, n° 6865.
- Fig. 7. — Esporangióforo con 8 esporangios visibles (total 12) expandidos lateralmente, n° 4718.
- Fig. 8. — Esporangióforo en vista lateral con esporangio y pedúnculo.
- Fig. 9. — Tallo con diafragma nodal estrellado en el ápice, n° 4724.
- Fig. 10. — Serie de diafragmas estrellados y esporangióforos sueltos, n° 7379.

Unidad de la escala : 1 mm.



ESTRATIGRAFIA DEL CORDON DE ESCAYA Y DE LA SIERRA DE RINCONADA (JUJUY)

Por JUAN CARLOS M. TURNER

RESUMEN

La región está situada en el norte de la provincia de Jujuy, en el límite con Bolivia. Comprende el Cordón de Escaya, las Sierras de Cochinoca (tramo septentrional) y de Rinconada, y las llanuras de La Quiaca y de la laguna Pozuelos. Geológicamente está integrada por limolitas, lutitas y areniscas lutíticas de la Formación Acoite, asignadas al Ordovícico. Esta entidad presenta pocos restos orgánicos. A continuación de la sedimentación de esta entidad, se produjeron manifestaciones ígneas, registradas en la columna geológica de la región en forma de diques de pórfido cuarífero, de dacita y de microdiorita, filones capas de diabasa, y vetas de cuarzo. Se considera que estas rocas son del Paleozoico superior. Durante el Mesozoico se produjo la acumulación de los sedimentos continentales del Grupo Salta, los cuales descansan, mediante una discordancia angular, sobre los elementos de la Formación Acoite. El Grupo Salta está integrado por las Formaciones Pirgua (conglomerados, areniscas de grano mediano a grueso y sedimentos piroclásticos), Lecho (areniscas calcáreas) y Yacoraite (capas calcáreas con intercalaciones de bancos de areniscas). En conjunto se toman como integrando un sólo ciclo sedimentario, depositado durante el Mesozoico, sin pretender fijar una edad determinada a las diversas Formaciones. A su vez, las areniscas de la Formación Pirgua están atravesadas por diques de andesita y de basalto. En el Cenozoico se tiene la dacita del cerro Redondo, atribuida al Plioceno; las tobas cineríticas de la Formación Tafna, cuya edad todavía no está determinada con seguridad, pero que ha de ser del límite Terciario-Cuartario y finalmente los acarreos, amplios y potentes, en los que se han diferenciado tres entidades.

ABSTRACT

These are geological observations made during the summer of 1953, of an area that lies in the north of the province of Jujuy, on the border with Bolivia. The basement consists of siltstones, shales and sandstones, very poorly fossiliferous, forming the bulk of the Rinconada, Cochinoca and Escaya ranges, outcropping also in the low hills to the east. They have been named the Acoite Formation and assigned to the Ordovician. After the deposition of these marine sediments,

there were igneous manifestations, as shewn by the dikes of quartz porphyry, dacite and microdiorite, sills of diabase and veins of quartz, considered as Upper Palaeozoic. These older rocks are overlaid with angular unconformity by continental sediments (Salta Group, Mesozoic), which form a major part of the hills to the south-east and along the tectonic lines. The base of the Salta Group consists of conglomerates, coarse to medium sandstones and pyroclastic elements (Pirgua Formation), followed by calcareous sandstones (Lecho Formation), which are covered by thick beds of limestones with interbedded sandstones (Yacoraite Formation). Immediately to the east, the limestones have yielded very poorly preserved fossils. The sandstones of the Pirgua Formation are cut by dikes of andesite and basalt. The volcanic rocks of the Tertiary-Quaternary are represented by a small dacitic volcano in the south-west corner. In the east there are a few small outcrops of tuffs, the Tafna Formation. The intermontane regions present a thick mantle of alluvium, and the study shows that here, at least, three distinct deposits can be recognized.

La región que se describe en este trabajo está situada en el norte de la provincia de Jujuy, en el límite con Bolivia. Para su mejor delimitación sería más exacto dar las coordenadas geográficas, pero es menester tener en cuenta que el límite internacional no coincide con un paralelo determinado, al menos en esta región, por corresponder en parte a cursos hidrográficos. La esquina nordeste está en la latitud $22^{\circ} 10'$ aproximadamente, mientras que la del noroeste está en la latitud $22^{\circ} 00'$. Hacia el sur la región se extiende hasta el paralelo $22^{\circ} 30'$. Los límites este y oeste están dados por los meridianos $65^{\circ} 30'$ y $66^{\circ} 15'$ de longitud oeste de Greenwich. En el mapa de ubicación (fig. 1) se puede apreciar la situación relativa de la comarca en el noroeste del país.

Comprende un arco de serranías en el este, el Cordón de Escaya, la Sierra de Cochino, tramo septentrional, y la Sierra de Rinconada. En su esquina nordeste se encuentran las altitudes menores, de 3.450 m, mientras que las mayores están en la esquina sudoeste, que culminan con un cerro de 4.800 m, el cerro Salli. Su relieve está integrado por cordones longitudinales, subparalelos, separados por depresiones.

La comarca está ubicada en la región árida de la Puna, en la cual las aguas superficiales son escasas y generalmente temporarias. Posee un clima templado y lluvioso en el verano, y frío y seco en el invierno, con temporales de granizo y nieve en las alturas.

Estudios geológicos anteriores han sido efectuados por Brackebusch (1883 y 1891), Novarese (1893), Bodenbender (1902 *a* y *b*), Steinmann, Hoek y von Bistram (1904 y 1912), Jenks (1914), Hausen (1925 y 1930), Kittl (1925), Beder (1928), Wässman (1930), Keidel (1937), Sgrosso (1939 y 1943), Schlagintweit (1941), Petersen (1947), Ahl-

feld (1948 *a* y *b*). Loss (1948), Picard (1948) y Domínguez (1955).

El presente trabajo es un capítulo de la memoria explicativa de la HOJA 2 *b* —La Quiaca— del Mapa Geológico-económico general de la República Argentina, en escala 1:200.000, encomendado al autor por el Servicio Geológico de la Dirección Nacional de Geología y Minería, en el año 1953, y que oportunamente será publicado.

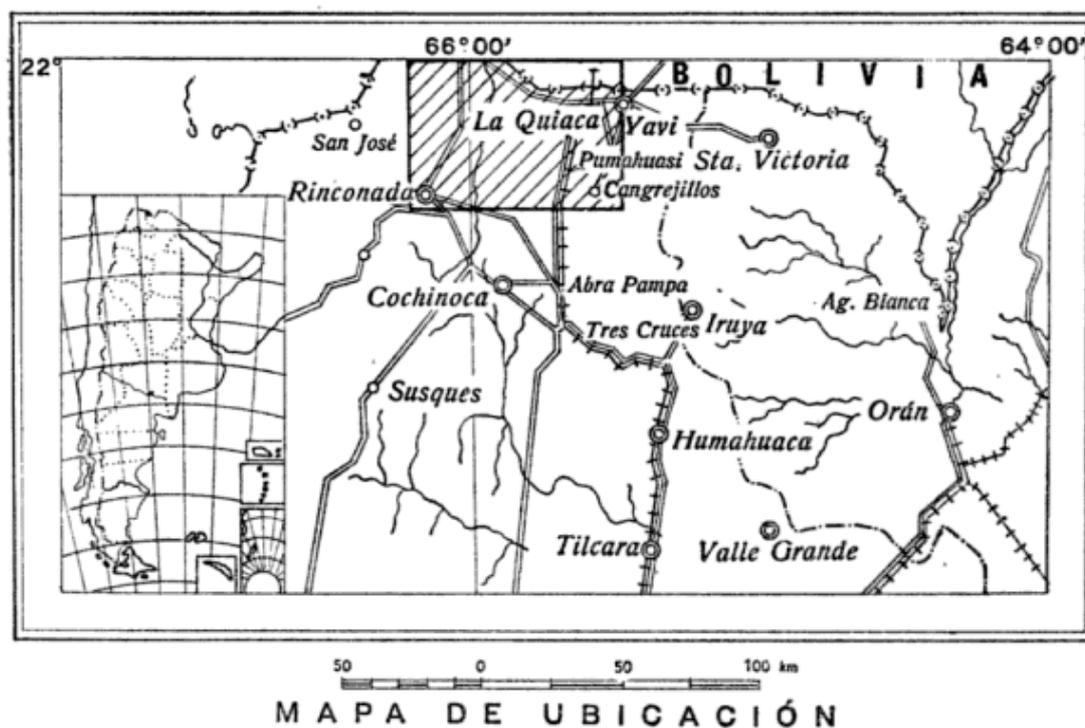


Figura 1

ESTRATIGRAFIA

RELACIONES GENERALES

La estratigrafía de la región presenta mucha similitud con la parte occidental de la Hoja situada al naciente. La columna estratigráfica es relativamente reducida, en cuanto a número de Formaciones, pero no en cuanto a espesor de sus elementos, resultando, por consiguiente, sencilla. Los afloramientos de rocas ígneas son muy escasos. Cuando aparecen consisten en macizos aislados o diques y filones capas, que suelen encontrarse con preferencia en las partes altas de las montañas.

En la Puna, las observaciones geológicas están facilitadas por la falta casi absoluta de vegetación y por la abundancia de cortes natu-

CUADRO ESTRATIGRAFICO

Edad	Nombres	Litología	Espesor en m
CENOZOICO	Cuartario { Reciente y Actual Superior Inferior Terciario { Plioceno	arenas (médanos), capa de rodados, etc. arenas y arcillas conglomerados, areniscas y arcillas tobas cineríticas dacita	60 800 20
MESOZOICO	Formación Yacoraité Formación Lecho Grupo Salta { Formación Pirgua	calcáreo dolomítico areniscas calcáreas andesita y basalto brechas volcánicas, etc. areniscas y conglomerados	800 300 1.600
PALEOZOICO	Pérmico - Carbónico Ordovícico { Llanvirniano? Arenigiano	vetas de cuarzo diabasa pórfido cuarífero limolitas, lutitas y areniscas lutíficas	3.000

rales existentes a lo largo de los valles secundarios, que interesan normalmente a las Formaciones en su dirección general.

Intervienen en la constitución geológica limolitas y lutitas, del Ordovícico, notablemente potentes, que forman preponderantemente los cordones de sierras y las lomas aisladas que afloran en La Quiaca y más al sur. La Formación está cruzada por numerosos diques de pórfido cuarcífero y filones capas de diabasa (Cordón de Escaya y Sierra de Cochinoca), como asimismo por vetas de cuarzo lechoso.

A continuación se apoyan discordantemente sedimentos continentales correspondientes al Grupo Salta (= Formación Petrolífera) que por lo general indican las líneas tectónicas. En este complejo se conservan restos de una fase ígnea, en forma de diques que atraviesan a la Formación Pirgua (= Areniscas Inferiores) y la intercalación de andesitas y otras rocas volcánicas.

Los elementos del Cenozoico están representados por las manifestaciones volcánicas del cerro Redondo (dacita) atribuidas al Plioceno. Finalmente se tienen los acarreo del Cuartario, diferenciados en tres entidades, que se encuentran rellenando las amplias depresiones.

DESCRIPCION DE LAS FORMACIONES GEOLOGICAS

1. PALEOZOICO

a) Ordovícico: Formación Acoite: La Formación está integrada por sedimentos pelíticos y semipelíticos, areno-arcillosos, depositados en un ambiente geosinclinal de gran amplitud y que se distinguen desde lejos por sus colores gris, verdoso y pardo verdoso. Los sedimentos constituyen la Formación Acoite, siguiendo la nomenclatura empleada en la región contigua al naciente (Turner, 1959). Esta Formación es la que mejor se ha podido determinar debido a su constancia en el carácter litológico.

Se trata en general de sedimentos de estratificación muy fina, arenosos o arcillosos, que en algunos lugares, sobre todo al naciente de la vía férrea, presentan aspecto silicificado. Muestran una estructura típica de bandas delgadas de colores generalmente contrastados. Los sedimentos de este complejo, tomados en su conjunto, tienen cierta uniformidad de color y textura, que mal se presta para hacer divisiones de miembros litológicamente definidos.

Constituyen extensos afloramientos, que se pueden tomar como in-

tegrando tres amplias fajas de dirección meridional o aproximadamente tal.

Su base no ha sido observada y se duda que aflore dentro de la región, ya que no se conocen rocas más antiguas. Beder (1928, p. 11) menciona que la base del Ordovícico se apoya discordantemente sobre areniscas silicificadas del Cámbrico, según lo observado en el cerro Morado. En realidad hay una discordancia, pero no entre Cámbrico y Ordovícico, sino entre la Formación Acoite (Ordovícico) y la Formación Pirgua (Mesozoico). Esto demuestra que Beder, en base a una observación errónea, llegó a una conclusión correcta, y que las capas del Ordovícico inferior no solamente yacen discordantemente sobre Formaciones más antiguas, sino que muestran relaciones de transgresión y traslapamiento con las rocas subyacentes, pero esto es observable en la región contigua al este (Turner, 1954 y 1959). Hausen (1930) ya había puesto en duda la discordancia entre Cámbrico y Ordovícico del cerro Morado.

A continuación se dará un perfil general de cada una de las tres fajas de afloramiento, comenzando por el este, cerros Barrios, Pumahuasi, Mina Bélgica, etc. La primera está integrada por materiales arenosos y arcillosos con intercalaciones de areniscas silicificadas constituyendo un conjunto muy monótono. Los colores predominantes son los de tonalidades grises, desde el gris claro hasta el gris azulado oscuro y gris verdoso, con bandas pardo rojizas delgadas, amarillentas verdosas o grises azuladas oscuras. Las intercalaciones de bancos de arenisca silicificada, bastante compacta, son numerosas en ambas laderas del cerro Barrios. Los bancos tienen una potencia de 30-40 cm y muestran algunas veces óndulas en la superficie de estratificación. Poco más al poniente, en el cerro Pumahuasi, la lutita se presenta levemente silicificada. De tanto en tanto se observan bancos de lutitas prácticamente macizas, casi sin estratificación, que pueden interpretarse como limolitas. Poco al este de La Quiaca se observó una intercalación delgada de calcáreo, de color gris oscuro.

En el afloramiento que corresponde al Cordón de Escaya y Sierra de Cochinoa, asoman principalmente lutitas de color gris verdoso o gris plomo, constituyendo láminas delgadas. En determinadas localidades alternan con capas delgadas de areniscas bien estratificadas, macizas y raramente con areniscas silicificadas (caso del afloramiento 1 1/2 km al norte de estación Pumahuasi y al poniente de la vía del ferrocarril). Las intercalaciones de bancos calcáreos son sumamente escasas, y cuando aparecen presentan un color gris oscuro. En la

Cuesta del Toquero se observan lutitas con muy poca fisilidad, fáciles de confundir con limolitas.

La faja occidental de esta Formación constituye la Sierra de la Rinconada y su prolongación septentrional, junto con el ramal oriental y los Altos de Yosca. Afloran lutitas de color gris azulado que integran bancos de mayor potencia, hasta de 50 cm, integrados por material arenoso arcilloso. En el camino del Hurón (Oratorio-Cienaguillas) se encuentra el mismo material, pero con algo más de arenisca de grano fino a muy fino. En todo el perfil abundan bancos de limolita, formando capas de mayor potencia que las correspondientes a los de lutitas. En las proximidades de Rinconada, Kittl (1925) halló lutitas gráficas.

En las lutitas abundan cristales de pirita, distribuidos más o menos regularmente. Corresponden a una generación más nueva, y proceden de soluciones que penetraron en las fisuras delgadas de las lutitas. Los cubitos de pirita son de dimensiones variables, desde casi microscópicos hasta con aristas de varios centímetros de largo. La pirita a veces se encuentra transformada en limonita. Asimismo se observaron agregados radiales de marcasita. En una oportunidad se halló un cristal de martita.

Como estructuras litológicas dignas de ser citadas, conviene mencionar la existencia de acreciones: rodados de arcilla, en varios niveles, sobre todo en las fajas del este y centro. En la faja de afloramientos del oeste son excepcionales. Tales rodados suelen presentarse tanto con forma geométrica esférica como achatada y a veces muestran cono en cono en la superficie. Pueden estar relacionados con fósiles, habiendo dado formas de cefalópodos y braquiópodos. Las acreciones concuerdan con la estratificación de las capas arcillosas. Rodados de arcilla similares a los encontrados en las inmediaciones de La Quiaca, pie occidental del cerro Colorado, etc., se han mencionado al describir la región contigua al este, habiéndoselos hallado en las lutitas que afloran al poniente de Yavi.

Los cono en cono también aparecen aislados, es decir, sin conexión con las acreciones, como se pudo observar en las márgenes de la quebrada de Toro Ara, al naciente de la localidad de La Quiaca.

Es dable observar que la meteorización ha actuado profundamente sobre las características originales de los sedimentos. La meteorización es del tipo limonítico y está relacionada con la piritización más o menos difusa de los materiales arenosos y arcillosos. En numerosas localidades, como ser Cuesta del Toquero y Abra de Minas, se ob-

serva que el complejo está uniformemente revestido de una costra más o menos intensamente colorada. En otras ocasiones, debido a los huecos dejados por los cristales desaparecidos de pirita, han transformado el material arcilloso en una masa esponjosa, de color amarillento rojizo y aun blanquecino, según el grado de alteración.

Los fenómenos de oxidación de las limolitas y lutitas pueden llegar hasta formar vetas, de exigua potencia, de óxidos e hidróxidos de hierro (limonita y hematita) que han sido denunciadas como importantes yacimientos de hierro. Asimismo conviene mencionar los efectos debidos a los fenómenos de alteración hidrotermal. Las soluciones ascendentes mineralizantes han actuado sobre las lutitas y limolitas provocando una caolinización más o menos acentuada. Se han iniciado labores en dos localidades, con el objeto de explotar la masa caolinizada, pero en la fecha (febrero-junio 1953) del trabajo de campaña, estaban paralizadas.

El volcán dacítico del cerro Redondo ha metamorfizado las limolitas y lutitas de la Formación Acoite. La aureola de metamorfismo es de ancho variable; así, en el lado norte se presenta con un ancho de unos 200 m, mientras que por el sudoeste alcanza hasta unos 600 m. Las lutitas y limolitas de color gris verdoso han dado lugar a esquistos de color gris blanquecino. Acusan aspecto de cocción.

En lo relativo a restos orgánicos fósiles se tienen referencias desde el trabajo de Beder (1928), quien encontró un trilobite al oeste de La Quiaca, en Ojo de Agua, y un graptolito a unos 1.500 m al norte de la mina "La Bélgica". Posteriormente Ahlfeld (1948 a) menciona el hallazgo de escasos y mal conservados restos de trilobites, en el Cordón de Escaya. Loss (1948) comunica haber encontrado restos de graptolitos al nordeste del cerro Pumahuasi y en la Cuesta del Toquero, y de cefalópodos. El autor del presente trabajo también ha encontrado restos mal conservados que impiden toda determinación, de braquiópodos, trilobites (pocos) y numerosos graptolitos. Próximo al borde este de la región y al norte de Barrios, se encontraron numerosos ejemplares de graptolitos bien conservados. Hasta la fecha no se tiene noticia de ninguna comunicación sobre hallazgos de restos orgánicos fósiles en la Sierra de Rinconada, tanto en su prolongación septentrional como en su rama oriental. El autor tampoco ha encontrado resto fósil alguno. Los fósiles encontrados son atribuidos al Arenigiano y corresponden a los siguientes géneros:

Didymograptus v-deflexus Harris

Didymograptus spp. indet.

Phyllograptus spp. indet.

Tetragraptus spp. indet.

Los sedimentos de la Formación Acoite están atravesados por numerosos diques, filones capas y vetas, que se reseñarán más adelante.

El paquete de sedimentos se presenta con una potencia cuya medida directa no es posible, debido a que ha sido plegado con regular intensidad, pero se la puede calcular en unos 3.000 m como mínimo.

Resumiendo, el complejo forma un conjunto muy monótono de limolitas, lutitas y areniscas lutíticas, cuyo aspecto litológico uniforme, permite seguirlos sobre largos trechos. Corresponden a sedimentos costaneros de una facies predominantemente arcillosa y arenosa, bruscamente alternante.

Edad. — La edad de los sedimentos de la Formación Acoite es relativamente fácil de determinar, en base a los pocos restos orgánicos fósiles encontrados. Tanto los escasos trilobites como los numerosos graptolitos indican que las rocas deben ser asignadas al Ordovícico y dentro de este período al Arenigiano y posiblemente parte del Llanvirniano, este último sin mayor seguridad.

b) *Carbónico-Pérmico:* Posteriormente a la sedimentación marina de la Formación Acoite y, antes de la acumulación continental de las areniscas rojas correspondientes a la Formación Pírgua, tuvieron lugar por lo menos dos fases eruptivas, que se pasarán a considerar.

i) *Diques de pórfido cuarcífero:* En el afloramiento correspondiente a la faja central de limolitas y lutitas de la Formación Acoite, se han encontrado numerosos diques, de espesor variable que generalmente oscila alrededor de un metro. Por lo general afloran en la parte más alta de la serranía. El rumbo de la mayoría de los diques es meridional, o ligeramente desviado hacia el naciente o el poniente. Los diques están integrados por pórfido cuarcífero de color gris verdoso. Los fenocristales son de dimensiones más bien pequeñas, su longitud no sobrepasa los 3 mm y se reconocen como tales granos de cuarzo, ortosa y plagioclasa. La pasta es de grano fino, integrada por feldspato y cuarzo. La textura porfírica se observa nítidamente a simple vista.

Los diques son numerosos y constituyen una larga serie de aflora-

mientos de carácter netamente intrusivo, atravesando la estructura plegada de las limolitas y lutitas de la Formación Acoite.

ii) *Diques de dacita*: En el Cordón de Escaya y Sierra de Cochinoca, los sedimentos de la Formación Acoite están atravesados por diques de dacita. Corresponden a una roca de color verdoso, con estructura porfírica, que permite distinguir fenocristales de color blanquecino y otros más oscuros que indican minerales ferromagnésicos. La pasta es microgranular.

iii) *Diques de microdiorita*: Otro tipo de roca que aparece constituyendo diques en la pendiente occidental de la Sierra de Cochinoca, ha sido clasificada como microdiorita. Es de color gris verdoso, con estructura porfírica que deja reconocer fenocristales claros y oscuros.

iv) *Filones capas de diabasa*: Las rocas de este complejo también afloran únicamente en la faja central, correspondiendo al Cordón de Escaya y Sierra de Cochinoca, integrando numerosos filones capas en las partes más altas de la serranía. Están constituidos por una roca dura, maciza, de color verdoso, de grano bastante grueso y homogéneo que se desintegra en fragmentos de aristas agudas; macroscópicamente se observa la textura porfírica. Se distinguen fenocristales grandes de feldespatos en una pasta de color verdoso. La diabasa constituye filones capas interstratificados en las lutitas de la Formación Acoite. El espesor de los filones capas es sumamente variable, tornándose tanto más difícil dar una medida, debido al hecho de que en determinados lugares éstos se presentan muy próximos unos a los otros, siendo laborioso reconocer los bancos de lutitas, por hallarse generalmente ocultos por el derrubio. Con todo, se calcula que la potencia de los filones capas oscila entre los 5 y los 100 m.

Llama la atención el hecho de que en numerosos contactos de los filones capas con las lutitas no se observa metamorfismo alguno. En otros casos la lutita se ha alterado en una pizarra sumamente dura, con numerosas impregnaciones de pirita, como ya lo hiciera notar Ahlfeld (1948a y b). La circunstancia de que en numerosos contactos no haya metamorfismo y en otros se reduzca a una faja estrecha, induce a pensar que el magma se introdujo en estado semiplástico y a temperatura baja.

v) *Vetas de cuarzo*: El complejo sedimentario asignado al Ordovícico está atravesado en todos los afloramientos por un sinnúmero de vetas de cuarzo, las que en parte tienen rumbo paralelo al de los bancos sedimentarios, y en parte rumbo distinto. El ancho de las vetas

es variable, desde uno o dos centímetros hasta cuatro metros y excepcionalmente más. De vez en cuando se observa un verdadero mar de fragmentos de cuarzo, como al oeste de Oratorio y al sur de Tafna, separados de las vetas más grandes. El largo de las vetas también es inconstante, desde unas pocas decenas de metros hasta centenares de metros. Desde el punto de vista económico, estas vetas tienen suma importancia, ya que en la Sierra de la Rinconada como en su prolongación septentrional, son en ciertas condiciones auríferas, aunque de ley frecuentemente baja.

Las vetas están integradas por cuarzo blanco lechoso, compacto, que en ocasiones se presenta teñido por limonita, indicando un contenido primario de pirita; esporádicamente se observan masas de limonita porosa. Esto se observa en el cuarzo cavernoso.

El cuarzo ha rellenado grietas preexistentes en los sedimentos.

Edad. — La edad de estas rocas filónicas no se puede establecer con seguridad. A lo sumo se puede afirmar que son pos Formación Acoite, como también posteriores al ciclo tectónico que plegó dichos sedimentos, ya que tanto los diques de pórfido cuarcífero como las vetas de cuarzo cortan las estructuras. Los filones capas se presentan únicamente en las alas de los pliegues. Respecto al techo sólo se puede decir que son anteriores a la acumulación de las areniscas continentales de la Formación Pirgua, ya que en ningún punto se han observado diques o filones capas de las rocas arriba mencionadas atravesando a los componentes del Grupo Yavi.

En cuanto a la edad relativa de los pórfidos cuarcíferos, dacita y diabasas, no hay observaciones que permitan afirmar que una entidad es anterior a la otra, o viceversa. Con respecto a las vetas de cuarzo, se ha comprobado que éstas cortan a los diques de pórfido cuarcífero, dacita y microdiorita, y a los filones capas de diabasa. Por ende, son más recientes.

Hausen (1925) es de opinión que tanto el pórfido cuarcífero y la diabasa, como las vetas de cuarzo pertenecen al Paleozoico. Posteriormente (Hausen, 1930, p. 147 y 154) es de opinión que los diques de pórfido cuarcífero corresponden al Terciario y que los filones capas de diabasa son de edad incierta. Ahlfeld (1948*a* y *b*) los atribuye al Paleozoico y opina que no están relacionados ni con los granitos paleozoicos de Aguilar ni con las granodioritas terciarias de Bolivia. Picard (1948) comunicó que las granodioritas de la Sierra de Cochinoaca deben atribuirse al Devónico superior.

En el presente trabajo se les asigna al Carbónico Pérmico por analogía con lo observado en la región contigua al este, relacionando las rocas filónicas con el ciclo magmático del Paleozoico superior (Groeber, 1938 y comunicación verbal).

2. MESOZOICO

Grupo Salta. — Los sedimentos que se reseñarán a continuación corresponden a un complejo de origen continental, fluvial o eólico en su parte inferior y lacustre en su parte superior. Está integrado por areniscas, conglomerados, brecha volcánica, areniscas calcáreas y calcáreo dolomítico. Corresponde a la entidad que Brackebusch denominó primero Formación Petrolífera (1883) y posteriormente Sistema de Salta (1891) y a parte de la Formación Puca de Steinmann (1904 y 1908). A Bonarelli (1913 y 1921) se debe la primera subdivisión de este complejo, si bien es cierto que el cuadro por él presentado ha sido modificado posteriormente por otros autores, pero las denominaciones regionales por él introducidas subsisten hasta hoy en día. Hagermann (1933), al estudiar sedimentos análogos en la Sierra de Santa Bárbara y comarcas adyacentes, propuso una nueva nomenclatura, modificando en algo la de Bonarelli. Luego Schlagintweit (1941), al comparar los afloramientos del Cordón de los Siete Hermanos con los de Miraflores, Bolivia, enmendó ligeramente la clasificación propuesta por Hagermann. En el presente trabajo se seguirá la ordenación de Schlagintweit.

Corresponde a un potente complejo integrado por sedimentos clásticos, piroclásticos y químicos, que se distinguen por sus tintes rojizos o pardos. Sus características litológicas, diversas coloraciones, espesores y otras, imprimen a cada término un sello particular que permite individualizarlo dentro del amplio complejo. El ambiente terrestre ha predominado durante la acumulación de la fracción inferior y superior, mientras que la intermedia corresponde a un ambiente lacustre, de aguas salobres y para algunos autores parcialmente marino. Este problema se dilucidará cuando se encuentren fósiles en buen estado de conservación, que permitan realizar una investigación a fondo. Se conocen rocas de dique que afectan a la base del Grupo Salta. En la región sólo se han reconocido sedimentos correspondientes a las tres Formaciones más antiguas y se seguirá la nomenclatura propuesta por Schlagintweit (1941) y ya empleada al estudiar la región contigua al naciente (Turner, 1954 y 1959).

a) *Formación Pirgua*: Corresponde a una entidad integrada por conglomerados y areniscas de color rojo y brecha volcánica. Fué denominado Areniscas Inferiores por Bonarelli (1913, p. 18), aunque para este autor el término incluía areniscas de color gris, posteriormente demostrado que debían asignarse al Gondwana (Schlagintweit, 1937, p. 5). Los sedimentos de esta Formación constituyen seis fajas de afloramientos que indican las líneas tectónicas. El primero se encuentra en la pendiente oriental del Cordón de los Siete Hermanos. El segundo integra la línea de cerros Colorado, Mullorco, Puerta Cangrejo y Cajones. En la ladera este del cerro Tacanaite y más al sur hay otro asomo de estos sedimentos. En todo el declive occidental de la Sierra de Cochinoca hay un extenso afloramiento que se prolonga septentrionalmente mediante asomos aislados. En la pendiente este de la Sierra de la Rinconada y en su ramal oriental aparecen esporádicamente restos de esta Formación. Finalmente, a lo largo del valle meridional del río Santa Catalina asoman remanentes de las areniscas rojizas.

En la mayoría de los afloramientos se observa la superposición normal de estos sedimentos en discordancia angular sobre las lutitas de la Formación Acoite.

La intercalación de elementos piroclásticos sólo se ha observado en el afloramiento de la ladera occidental de la Sierra de Cochinoca; por consiguiente, es necesario dar dos perfiles, uno correspondiente a las areniscas y otro que incluye a la brecha volcánica y la toba.

En el afloramiento del Cordón de los Siete Hermanos, la Formación comienza con un conglomerado basal de color rojo violado oscuro en la parte inferior y pardo rojizo en su parte superior. Como ya lo indicara Schlagintweit (1937, p. 6), el conglomerado es de carácter torrencial. Los rodados, de formas irregulares y angulosas, son de distinto tamaño, desde guija hasta bloques y se encuentran en una matriz constituida por arena arcillosa. Los fenoclastos, derivados de los sedimentos ordovícicos subyacentes, son de cuarzo, areniscas lutíticas y lutitas. Por sus bordes angulosos denotan poco transporte. El espesor es de unos 20 a 30 m.

Sobre el conglomerado de base se apoyan areniscas de color rojo pardusco, de grano fino, compactas, con intercalaciones de bancos más arcillosos. El pase del conglomerado a las areniscas es paulatino, mediante unas pocas camadas conglomerádicas, cada vez de menor espesor y con fenoclastos de dimensiones que disminuyen a medida que se asciende la columna estratigráfica. En la parte inferior de las arenis-

cas, los bancos presentan laminación entrecruzada, con las características de un depósito subácueo. Se observan intercalaciones de bancos de diversos colores, por decoloración secundaria, como ser blancas amarillentas, rosadas, verdes, moradas, etc. La estratificación es muy buena y bien visible.

En el afloramiento del cerro Colorado y su prolongación austral, el conglomerado de base es algo más potente, de unos 40 m, distinguiéndose una fracción de grano más fino. Hacia el sur del cerro Colorado se nota que la potencia del conglomerado aumenta. A continuación se observan bancos de arenisca silicificada, de tonos rojizos a parduscos, de una dureza similar a la arenisca que aflora en la pendiente oriental del cerro Tacanaite, pero mayor que la correspondiente a las areniscas de los afloramientos restantes. Se presentan constituyendo bancos bien estratificados. Muestran laminación entrecruzada. Al desagregarse la roca, da lugar a la formación de un derrubio de aristas angulosas, mientras que las areniscas más blandas originan derrubio en formas más suaves. También se observan bancos de diversos colores, predominando el amarillo o sus tonalidades.

Al oeste de Chocoite se observa que falta el conglomerado de base, comenzando la Formación con bancos de lutitas de color violado y continuando con bancos de arenisca cuarcítica compacta.

A lo largo de la pendiente occidental de la Sierra de Cochinoca afloran las areniscas rojizas y moradas ya reseñadas, con el agregado de una intercalación de sedimentos piroclásticos. Por lo general falta el conglomerado de base, comenzando la Formación con areniscas de grano mediano, de color rojizo, duras, en bancos bien estratificados. Sobre las capas de areniscas se apoyan los sedimentos piroclásticos que constituyen bancos de tobas brechosas y brechas volcánicas, de colores abigarrados. Las brechas volcánicas presentan clastos de andesita de hasta 25 cm de largo, predominando los que tienen una longitud de 10 a 15 cm. A continuación se tiene bancos de toba de color crema y luego un paquete de estratos de tobas color verde turquesa, con pocos clastos, de hasta 20 cm de lado. Hacia arriba continúa una sucesión de bancos intercalados, integrados por brecha volcánica, toba brechosa y toba, predominando las capas correspondientes a la primera.

La toba contiene fragmentos de pórfido de tonos claros, en una matriz oscura. En total, la intercalación de sedimentos piroclásticos tiene unos 1.400 m de espesor. A continuación siguen bancos de arenisca y luego camadas de conglomerado que terminan contra una falla.

A menudo las capas de areniscas rojizas son de grano fino, de carácter margoso y fácilmente deleznable. Entonces son atacadas con mayor facilidad por la desagregación y erosión, como puede observarse en Rinconada y en el valle longitudinal del río Santa Catalina.

La Formación se presenta con un espesor máximo de 1.600 m, en la latitud de Cerrillos, debido a la potente intercalación de sedimentos piroclásticos. La intercalación tiene la forma de una cuña, con su vértice hacia el Sur.

i) *Rocas de dique que atraviesan a la Formación Pirgua:* En dos afloramientos de la Formación se han encontrado diques que atraviesan los sedimentos. Los diques corresponden a andesita y basalto.

Andesita. — La intercalación de sedimentos piroclásticos en las areniscas rojizas en las inmediaciones de Cerrillos, presenta diques de rumbo N 50°W e inclinación NE, con una longitud de varios kilómetros y una potencia que varía entre uno y cinco metros. Las rocas que los integran, de grano fino, son de color pardo oscuro en corte fresco y rojizo por meteorización. Su textura porfírica permite reconocer fenocristales de color blanco, de feldespato. La pasta es de grano fino.

Diques conteniendo este tipo de roca han sido encontrados 1 ½ km al norte de Cangrejillos. Los diques tienen rumbo N 85°W, potencia de 30 a 40 cm y una longitud que no sobrepasa los 100 m. La roca es de color verde grisáceo, impartido por los cristales de plagioclasa. Al microscopio aparece totalmente alterada, pudiéndose clasificar como roca andesítica.

Basalto. — Diques con rocas de color rojo violado y con fenocristales de hasta 5 mm de largo, correspondientes a labradorita y hornblenda.

b) *Formación Lecho:* La Formación que se detalla a continuación está integrada por areniscas, ricas en calcáreo, de color blanquecino. Bonarelli (1913, p. 18) introdujo el término Horizonte Calcáreo Dolomítico en la literatura geológica. Posteriormente el complejo fué dividido por Hagermann (1933, p. 457) y finalmente Schlagintweit (1941, p. 340) consideró a las subdivisiones como entidades distintas. La Formación a tratarse está compuesta por sedimentos similares a los que integran las Areniscas Calcáreas en otras regiones.

Constituyen dos afloramientos. El primero en la pendiente oriental del Cordón de los Siete Hermanos, continuación austral del aflora-

miento reseñado en la región contigua al naciente. El segundo asoma en la ladera occidental de la Sierra de Cochinoca, prolongándose más allá del límite austral de la región.

La única localidad donde está expuesta la base se halla en el Cordón de los Siete Hermanos donde ésta se apoya concordantemente sobre las areniscas rojizas de la Formación Pirgua. El complejo comienza con capas de conglomerados brechoides, de material calcáreo con abundante cemento silíceo, con un espesor total de unos 5 m. El conglomerado no se ha observado en todos los lugares, posiblemente debido a que constituya lentes. En el conglomerado se presentan intercalaciones de areniscas. A continuación se tiene una sucesión integrada por areniscas calcáreas de color blanquecino y gris amarillento, constituyendo bancos gruesos con laminación entrecruzada del tipo torrencial y arenisca silícea, de tonos claros, de tipo conglomerádico pequeño, con intercalaciones más arcillosas. La consistencia es más tenaz y la estructura de mayor compacticidad que en la Formación subyacente, y la estratificación no es tan neta.

El perfil que se presenta en la pendiente occidental de la sierra de Cochinoca (quebrada de Rubino) es bastante parecido al que se acaba de describir. Está plegado en un anticlinal cuya ala oriental está cortada por una falla. La entidad comienza con areniscas levemente calcáreas, de color blanco amarillento y de grano mediano, en bancos de 15 a 20 cm de espesor. Poco más al oeste la arenisca se presenta con color rojo pálido a salmón. Sobre esto se apoya un conglomerado grueso en capas de 30 a 50 cm de espesor y a continuación conglomerado fino en capas de 20 a 30 cm de potencia, pasando a bancos de areniscas, con las cuales remata la Formación. El espesor de esta Formación es de unos 300 m.

c) *Formación Yacoraite*: Corresponde a una entidad formada por capas calcáreas con intercalaciones de bancos de areniscas o sea por sedimentos parecidos al del Horizonte Calcáreo Dolomítico propiamente dicho de Bonarelli, Hagermann y Schlagintweit. Constituye dos afloramientos, uno en el Cordón de los Siete Hermanos y el otro en la pendiente occidental de la Sierra de Cochinoca.

Se sobrepone concordantemente a la arenisca gris blanquecina de la Formación Lecho, y siendo dudoso el contacto con dicha Formación tal vez sea arbitrario separarlos con un límite neto y preciso. Una observación de campaña que ha dado resultados provechosos en la separación de los dos complejos es la referente a la estratificación. Las areniscas calcáreas de la Formación Lecho presentan una estratifica-

ción pobre, mientras que los integrantes de la Formación Yacoraite están bien estratificados.

La Formación está constituida por bancos de calcáreo oolítico, predominantes en su miembro inferior, y por capas de areniscas, areniscas calcáreas y margas en la parte superior. El calcáreo está estratificado en potentes bancos que alcanzan hasta 2 m de espesor. Su consistencia en general es tenaz, pero las capas intercaladas de areniscas son más débiles y, por consiguiente, más fáciles de sucumbir por la erosión. Esta erosión desigual tiene como consecuencia, que el Cordón de los Siete Hermanos, visto desde el noroeste, dé la impresión de estar formado por pliegues apretados, paralelos y de rumbo sudeste a nordeste, cuando en realidad corresponde al ala occidental de un pliegue. Es una estructura catafilar. La roca es de color gris, en ocasiones gris oscuro con tonos azulados. El techo está integrado por bancos de areniscas muy duras y calcáreas. Poco al nordeste, en la prolongación del primer afloramiento, se han encontrado abundantes restos orgánicos fósiles, correspondientes a gasterópodos turriformes y melanoideos y pelecípedos. En el segundo afloramiento hay individuos del fósil problemático (*Keidelia* sp.) (Bonarelli, 1945).

La Formación se presenta con un espesor de 800 m aproximadamente.

d) *Edad del Grupo Salta*: Este Grupo sedimentario, en cuya composición entran elementos de origen diverso, ha sido atribuido a edades distintas. En la actualidad se han generalizado dos opiniones; para unos es del Triásico y para otros del Cretácico. Asimismo, hay un tercer parecer, sustentado por un número limitado de autores (Picard, 1948), quienes sostienen que la entidad basal debe ser asignada al Carbónico. La incertidumbre vigente se debe a la falta de fósiles bien determinables. Además, éstos faltan por completo en las dos Formaciones basales.

d'Orbigny (1842, III, 4, p. 60, lám. VI, figs. 1-3) encontró en bancos calcáreos de Bolivia, un gasterópodo que describió como *Chemnitzia potosensis* y figuró como *Melania potosensis*. Aparentemente primero consideró que los ejemplares eran del género *Melania*, pero al describirlos los asignó a un género nuevo, *Chemnitzia*. Desde entonces todos los autores han preferido emplear el nombre genérico *Melania*. Según Gerth (en Groeber, 1952, p. 481) los gasterópodos que se encuentran en los bancos del Horizonte Calcáreo Dolomítico son sin duda alguna del género *Melania*. En base al estudio de fósiles por él encontrados, d'Orbigny opinó que los bancos calcáreos indicaban sedimentos del Triásico. Brackebusch (1883, p. 34) expresó que su edad verdadera

permanecía como un enigma. Justo es decir que su parecer todavía sigue vigente, como se reseñará a continuación. Con todo, atribuyó los depósitos de su Formación Petrolífera o Sistema de Salta al Cretácico (Brackebusch, 1883 y 1891). Bonarelli (1921) asignó sus Areniscas Inferiores al Pérmico Trías y el Horizonte Calcáreo Dolomítico al Triásico Lías. Cossmann (1925) comenzó el estudio paleontológico de varias colecciones fosilíferas provenientes de diversas localidades, pero todas de capas análogas al Horizonte Calcáreo Dolomítico. Infortunadamente no pudo terminar su investigación, pero en base a lo que había hecho y publicado "post mortem" se puede admitir que tácitamente llegó a la misma conclusión que Bonarelli. Schlagintweit (1941) es de opinión que el Horizonte Calcáreo Dolomítico es del Cretácico y las Margas Multicolores del Terciario; este último en base a un estudio paleontológico de Cockerell (1925) sobre insectos y peces. Ahlfeld (1946) concuerda con Schlagintweit en cuanto a la edad de este complejo. Picard (1948, p. 785), en base a un bivalvo por él encontrado y descrito por Frenguelli (1945), asigna el Horizonte Calcáreo Dolomítico al Pérmico inferior y las Areniscas Inferiores al Carbónico. Bonarelli (1950 *a* y *b*) mantiene su posición referente a la edad de las Areniscas Inferiores y del Horizonte Calcáreo Dolomítico. Luego Groeber (1952, p. 479-489) atribuye las distintas Formaciones de este Grupo al Andico (= Cretácico parcialmente reformado) en base a correlaciones con un conjunto que aflora en Chile, de edad indudablemente Cretácico. Finalmente, Haas (1953, p. 309) expresa que las capas del Horizonte Calcáreo Dolomítico son del Triásico superior (Nórico).

A pesar de tantos años de estudio, la incertidumbre referente a la edad de las Formaciones del Grupo Salta todavía subsiste, dividiéndose los autores en dos tendencias: los que asignan estos sedimentos al Triásico y los que son de opinión que representan al Cretácico. Dado que en el presente trabajo no se aporta ningún dato nuevo que ayude a resolver el problema, el autor se abstiene de asignar a las distintas Formaciones edades determinadas, limitándose a incluir el Grupo Salta en el Mesozoico.

3. CENOZOICO

a) Terciario: Dacita: Unos 7 km al nornordeste de la localidad de Rinconada hay un pequeño cono volcánico, el cerro Redondo, cuyas efusiones abarcan una superficie de 2 por 1 ½ km. La manifestación volcánica ya era conocida en los tiempos de Brackebusch (1883), quien

comunicó que correspondía a una efusión traquítica. El cerro aislado se encuentra alejado de los principales centros eruptivos, que se encuentran algo más al sur y al poniente.

El pequeño centro volcánico, todavía conservado, está constituido por dacita. La roca es de color gris claro en corte fresco y gris oscuro a morado por meteorización, con numerosos alvéolos. A simple vista se observa su textura porfírica, reconociéndose fenocristales de cuarzo, muy escasos, plagioclasa, abundantes, y hornblenda. La pasta es microgranular. El cuerpo volcánico es de composición homogénea, no observándose segregaciones locales. Como inclusiones sólo se han reconocido trozos de las lutitas de la Formación Acoite.

Edad. — La edad sólo se puede deducir por analogías con regiones limítrofes, ya que dentro de la región no se cuenta con suficientes elementos de juicio. Por consiguiente, se asignan las efusiones dacíticas al Terciario superior, Plioceno.

b) Terciario-Cuartario?: Formación Tafna: Corresponde a un complejo integrado por sedimentos clásticos finos y de estratificación igualmente fina. Petrográficamente se compone de ceniza volcánica de color blanco o gris blanquecino.

Los asomos se encuentran agrupados en tres sectores. El primero, al oeste de La Quiaca, entre la quebrada Ciénaga y la localidad de Tafna, constituye dos afloramientos de dirección aproximada norte-sur. El segundo sector se encuentra en las inmediaciones de Calahoyo, observándose varios retazos de superficie muy reducida, que afloran debido a la erosión del acarreo cuartario. Finalmente, al norte de Oros, se hallaron tres asomos de este material piroclástico. O sea, la distribución de la Formación está limitada generalmente a las depresiones, adosándose lateralmente contra las elevaciones constituidas por rocas antiguas, no existiendo entre ambas entidades viejos conos de deyección provenientes de tales elevaciones.

Las tobas están poco consolidadas, pudiéndose considerar como tobas cineríticas. La consolidación que muestran es secundaria, por diagénesis, siendo bastante friables, algo porosas y suaves al tacto. Son de color blanco nieve en corte fresco, y blanquecino gris, a veces con ligeras tonalidades verduscas por meteorización. Constituyen bancos de 20 a 40 cm de espesor, con laminación entrecruzada, generalmente con una leve inclinación hacia el naciente, o sea, que han sido dislocados con posterioridad a su sedimentación. Hay duda referente a si se deben interpretar como correspondientes a un depósito piroclástico di-

recto, en vista de la estratificación fina, o deben ser consideradas las tobas cineríticas como sedimentos secundarios, es decir, productos de acarreo, derivados de cenizas y masas de lodo volcánico, que fueron transportados hacia las cuencas y lagunas de agua estancada. En la base se observa una camada conglomerádica, más bien brechosa, que se pierde paulatinamente hacia arriba, pero no siempre está presente. Por lo general la toba cinerítica se asienta directamente sobre las lutitas de la Formación Acoite.

El espesor de las tobas no pasa, en general, de unos 20 m.

Las tobas cineríticas están relacionadas con la actividad de los macizos volcánicos situados al poniente, como, por ejemplo, el cerro Redondo y otros ubicados fuera de la región de estudio, tanto dacíticos como andesíticos.

Edad. — El límite superior de las tobas cineríticas está fijado por la base del acarreo correspondiente al Cuartario inferior, ya que entre los elementos que entran en su composición se encuentran precisamente bancos de tufitas. El límite inferior no es tan fácil de fijar, pero considerando que más al oeste tuvieron lugar erupciones volcánicas durante el Terciario superior (Mioceno? y Plioceno), se puede estimar que los sedimentos reseñados no pueden ser de una edad más antigua. Por consiguiente, están comprendidos entre el Terciario superior y la base de los acarreos del Cuartario inferior, pudiendo ser asignados tanto al Plioceno más alto, al Cuartario más bajo, como también a ambos a la vez.

c) Cuartario: Los sedimentos a reseñarse a continuación, en parte no consolidados, se extienden en cinco franjas paralelas y alargadas, de norte a sur, constituyendo el material de relleno de las depresiones entre los cordones serranos y el borde oriental de otra depresión que no entra en la región de estudio. En base a datos puramente geológicos, el Cuartario ha sido dividido cronológicamente en Inferior, Superior y Reciente y Actual.

i) Inferior: Estos depósitos, constituídos en su mayor parte por sedimentos arenosos con intercalaciones arcillosas, se caracterizan por tener en su techo una capa calcárea y estar rematados por un banco de arcilla de color rojo. Corresponden a acumulaciones torrenciales, fluviales y lacustres.

Constituyen tres fajas de afloramiento con dirección meridional. Las más extensas se encuentran en la parte oriental de la región, mientras que la tercera está en el borde noroccidental.

Los depósitos se apoyan directamente, y en discordancia angular, sobre rocas de la Formación Acoite, Grupo Salta y Formación Tafna, indistintamente. No se han observado conos de deyección en la base del Cuartario inferior.

Están constituídos por sedimentos pobremente consolidados, predominando las arenas. El color de éstas es muy variable, presentándose rojizo, rosado, amarillo verdoso, pardo amarillento, pero siempre en sus tonos claros. En el perfil se observan intercalaciones de camadas de rodados, generalmente lenticulares, como también interposiciones de arcillas. Digna de mención es una intercalación de una arena de color negro brillante; los rodados próximos se hallan cubiertos por una película de psilomelano. Entre la quebrada de Sansana y Tafna se nota un incremento en la cantidad de bancos de color blanquecino, intercalados en el perfil. Están integrados por tufitas, cenizas volcánicas mezcladas con limo, de color pardo amarillento, de tonos muy claros en corte fresco. Al poniente de La Quiaca se torna algo difícil distinguir entre tobas y tufitas. El criterio más adecuado para separar las dos Formaciones reside en que las tobas se asientan directamente sobre las lutitas ordovícicas, mientras que las tufitas se posan sobre capas de areniscas y de arcillas. Los bancos de tufitas se observan muy bien en la pendiente izquierda de la quebrada de Sansana y en las llanuras al naciente y poniente de La Quiaca, reconociéndose por su coloración blancuzca, que sobresale entre los estratos de coloración pardusca clara. Al microscopio se observa que el material proveniente de los bancos tufíticos muestra partículas de vidrio muy redondeadas (quebrada de Sansana), mientras que en muestras de los alrededores de La Quiaca el redondeamiento no es tan perfecto. En Yavi las capas de color blanquecino no contienen partículas de vidrio, como se ha expresado en el informe correspondiente a la región contigua al este. En La Quiaca, al cavar un pozo en busca de agua, se reconocieron dos bancos tufíticos, en un espesor de 10 m.

En la margen occidental de la región alcanza un espesor mucho mayor. Está representado por materiales muy poco consolidados, conglomerados y areniscas, estratificados en capas prácticamente horizontales o con muy poca inclinación hacia el poniente. Cuando los acarros son casi incoherentes, presentan taludes inclinados, mientras que si son más consolidados, están cortados a pique.

La estratificación es horizontal en la mayoría de los casos, aunque en ciertas localidades los depósitos se encuentran levemente dislocados, como se observa al naciente de la quebrada de Sansana, en el camino

a Yavi. La estratificación horizontal es bien visible, indicando que su sedimentación se llevó a cabo en aguas muy tranquilas. Los bancos, por lo general, son potentes, 1 a 2 m de espesor.

El espesor es muy inconstante, variando entre un mínimo de unos pocos centímetros y un máximo de 800 m. La variación se debe a que el relieve sepultado es sumamente irregular. Se observa cierta tendencia en la potencia de los sedimentos a aumentar desde la divisoria de aguas en el sur hacia el norte, sobre todo en la franja de afloramientos que se encuentran en ambos lados de la vía férrea.

ii) Superior: Está constituido por sedimentos arenosos y arcillosos intercalados. Se encuentran como relictos en las terrazas de los cañadones y quebradas. La base está formada por capas de arena que se asientan discordantemente sobre las rocas preexistentes. Si se apoya sobre las rocas del Paleozoico y Mesozoico, es mediante una discordancia angular, pero cuando cubre depósitos del Cuaternario inferior es merced a una discordancia erosiva. Sobre las capas basales se apoyan arenas y arcillas, malamente estratificadas, de color gris, predominando tonalidades claras. En algunas camadas de arenas se encuentran numerosos rodados con un diámetro de hasta 1 cm.

En las cercanías de La Quiaca se observa que en las partes bajas del terreno se ha acumulado una arena de grano muy fino, de color gris amarillento, que muestra cierto parecido con el loes. Corresponde a un sedimento eólico y puede llegar a tener una potencia considerable.

En la comarca de Rinconada, como asimismo más al norte, estos acarreos adquieren cierta importancia por su contenido en oro. Están integrados por conglomerados, en parte brechosos, y algunas camadas de arena. En la composición de los conglomerados, los clastos de lutitas y limolitas entran en un porcentaje preponderante; el cuarzo es de menor importancia. Los clastos están en una matriz de arena ferruginosa, de color pardo o pardo rojizo. Las arenas son de origen fluvial y se observan intercalaciones de lentes constituidos por arcillas. Poco al naciente de la serranía baja que bordea a Rinconada por el este se observan los restos de antiguos conos de deyección, con una superficie completamente plana.

El espesor de estos acarreos es sumamente variable, y se considera que no supera los 60 m.

iii) Reciente y Actual: Corresponde a los depósitos eólicos y conos de deyección en formación. Los depósitos más clásticos son de acumulación torrencial y fluvial. En general los depósitos de esta entidad

tienen carácter de sedimentos clásticos, gruesos o muy finos, de estratificación esfumada, que se extienden horizontalmente, cubriendo como una capa todas las Formaciones más antiguas.

Los depósitos cólicos constituyen los médanos, que afloran en unas pocas localidades, como ser en ambas márgenes del río Colorado, entre Cienaguillas y Cerrillos, etc. A veces los médanos se encuentran sepultados por depósitos aluviales más recientes. Forman parte de la capa superficial arenosa que se extiende sobre las depresiones.

Por encima de todos los depósitos hay una capa de cantos rodados que se extiende como un manto, cubriendo todo juntamente con arena gruesa.

Los conos de deyección son de dimensiones reducidas y se encuentran al pie de las Sierras de Cochino y de la Rinconada.

Petrográficamente se componen de depósitos arenosos de color pardo amarillento y una capa de cantos rodados; esta última se observa muy bien sobre la arcilla de color rojo del Cuartario inferior. Los clastos varían de tamaño, predominando los que presentan dimensiones entre 2 y 5 cm de largo. En su mayoría corresponden a lutitas, limolitas, cuarzo, areniscas silicificadas y diversas rocas ígneas.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- AHLFELD, F., 1946. *Geología de Bolivia*; en Rev. Museo La Plata, Secc. Geol., III, (La Plata) p. 5-370.
- 1948a. *Estudios geológicos de yacimientos minerales de la provincia de Jujuy, 1ra. parte*; en Univ. Nac. de Tucumán, Inst. Geol. y Minería, Public. 455 (Jujuy).
- 1948b. *Estudios geológicos de yacimientos minerales de la provincia de Jujuy, 2da. parte*; en Univ. Nac. de Tucumán, Inst. Geol. y Minería, Public. 474 (Jujuy).
- BEDER, R., 1928. *Los yacimientos de mineral de plomo en el departamento de Yari, de la provincia de Jujuy*; en Direc. Gral. Minas, Geol., Hidrog., Public. 38 (Buenos Aires).
- BODENBENDER, G. 1902a. *Comunicaciones mineras y mineralógicas: VII, Criaderos auríferos de la Rinconada*; en Acad. Nac. Cs. en Córdoba, Bol. XVII (Córdoba) p. 364-368.
- 1902b. *Comunicaciones mineras y mineralógicas: X, Plomo nativo en el aluvión aurífero de la Puna de Jujuy*; en Acad. Nac. Cs. en Córdoba, Bol. XVII (Córdoba) p. 375-376.
- BONARELLI, G., 1913. *Las Sierras Subandinas del Alto y Aguara Güe*; en Anal. Min. Agric., Secc. Geol., Mineral. y Min., VIII. 4 (Buenos Aires).
- 1921. *Tercera contribución al conocimiento geológico de las regiones petrolíferas*

- subandinas del norte (provincias de Salta y Jujuy)*; en Anal. Min. Agric., Secc. Geol., Mineral. y Min., XV, 1 (Buenos Aires).
- 1945. *Seconda revisione sistematica dei fossili finora raccolti nel « Calcareaodolomítico » delle regioni preandini e subandini dell' Argentina e della Bolivia*; en Ult. Misc., II, 9 (Gubbio),
- 1950a. *El « Puca » de Bolivia*; en Ult. Misc., IV, 5 (Gubbio).
- 1950b. *La serie mesozoica de Alfarcito (departamento de Tilcara, provincia de Jujuy)*; en Ult. Misc., IV, 6 (Gubbio).
- BRACKEBUSCH, L., 1883. *Estudios sobre la Formación Petrolífera de Jujuy*; en Acad. Nac. Cs. en Córdoba, Bol. V (Córdoba) p. 137-252.
- 1891. *Mapa geológico del interior de la República Argentina, escala 1:1.000.000* (Gotha).
- COCKERELL, T. D. A., 1925. *Tertiary Insects from Argentina*; en U. S. Nat. Museum, Proc., LXVIII, 2602 (Wáshington) p. 1-5.
- COSSMANN, M. 1925. *Description des gastropodes mesozoiques du Nord-Ouest de l' Argentine*; en Com. Museo N. H. Nat. « Bernardino Rivadavia », II, 19 Paleont. Invert., 10 (Buenos Aires) p. 193-209.
- DOMINGUEZ, C., 1955. *Geoedafología en el Departamento de Yavi, Provincia de Jujuy*; en Rev. Museo Municipal de Ciencias Naturales y Tradicional de Mar del Plata, I, 2 (Mar del Plata) y en Min. de Agric., Inst. de Suelos y Agro-tecnia, Publicación N° 42 (Buenos Aires).
- D'ORBIGNY, A., 1842. *Voyage dans l' Amerique Méridionale*; III, 4. (Paris).
- FRENGUELLI, J., 1945. *Moluscos continentales en el Paleozoico superior y en el Triásico de la Argentina*; en Inst. Museo, Univ. Nac. de la Plata, Notas del Museo, X, Paleontología, 83 (La Plata) p. 181-204.
- GROEBER, P., 1938. *Mineralogía y Geología*. (Buenos Aires).
- 1952. *Mesozoico, Andico, en Geografía de la República Argentina*; Soc. Arg. Est. Geog. Gaea, II, I (Buenos Aires) p. 349-521.
- HAAS, O., 1953. *Mesozoic Invertebrate Faunas of Peru*; en Bull. Amer. Mus. Nat. Hist., CI (Nueva York).
- HAGERMANN, T., 1933. *Informe preliminar sobre el levantamiento geológico del dpto. de Santa Bárbara en la provincia de Jujuy*; en Bol. Inf. Pet., X, 107 (Buenos Aires) p. 451-496.
- HAUSEN, J., 1925. *Sobre un perfil geológico del borde oriental de la Puna de Atacama*; en Acad. Nac. de Cs. en Córdoba, Bol. XXVIII (Córdoba) p. 1-95.
- 1930. *Geologische Beobachtungen in den Hochgebirgen der Provinzen Salta und Jujuy, Nordwestargentinien*; en Meddel. Abo Akademis Geologisk — Mineralogiska Inst. 11 (Avtryck ur Acta Geog., III, 1) (Helsinki).
- JENKS, A., 1914. *Minería de la provincia de Jujuy*; en Bol. Oficial I (Jujuy).
- KEIDEL, J., 1937. *La prepuna de Salta y Jujuy*; en Rev. Cent. Est. Doct. Cs. Nats., I, 3 (Buenos Aires) p. 125-154.
- KITTL, E., 1925. *Los yacimientos auríferos de la Sierra de la Rinconada*; en Acad. Nac. Cs. en Córdoba, Bol. XXVIII (Córdoba) p. 107-132.
- LOSS, R., 1948. *Consideraciones preliminares sobre la cronología de las estructuras paleozoicas de los alrededores de La Quiaca (Departamento de Yavi, Provincia de Jujuy)*; en Univ. Nac. Tucumán, Inst. Geol. y Min., Public. 456 (Jujuy).
- NOVARESE, V., 1893. *Los yacimientos auríferos de la Puna de Jujuy*; en Soc. Cient. Arg., Anales XXXV (Buenos Aires) p. 89-117.

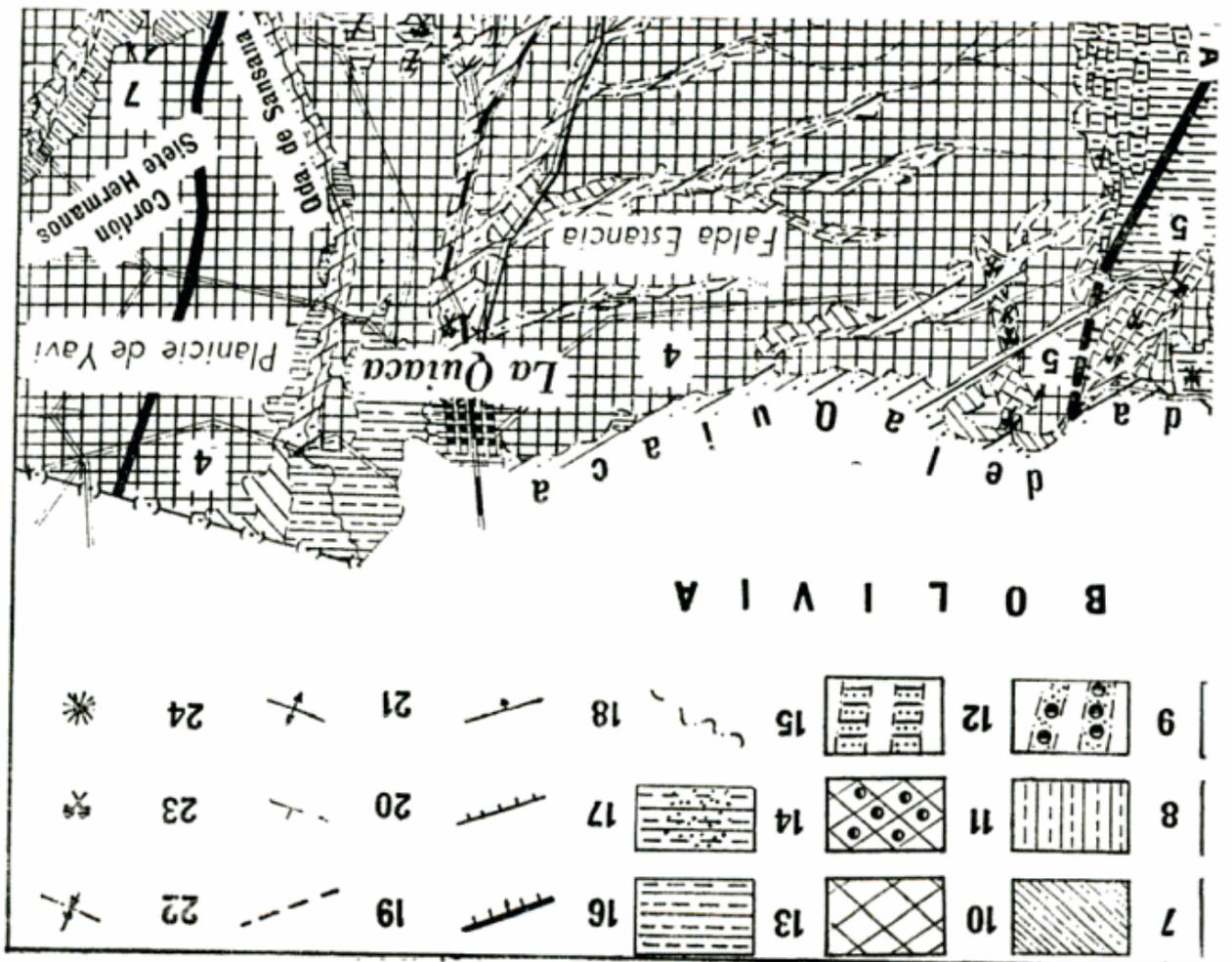
- PETERSEN, C. S., 1947. *Informe sobre estudios hidrogeológicos en la zona de La Quiaca, Jujuy*; en Dir. Minas y Geol., Inf. Prel y Com., 2 (Buenos Aires).
- PICARD, L., 1948. *La structure du Nord-Ouest de l' Argentine avec quelques reflexions sur la structure des Andes*; en Bull. Soc. Geol. France, 5a. parte, XVIII (Paris) p. 765-846.
- SCHLAGINTWEIT, O., 1937. *Observaciones estratigráficas en el norte argentino*; en Bol. Inf. Pet., XIV, 156 (Buenos Aires) p. 1-49.
- 1941. *Correlación de las calizas de Miraflores en Bolivia con el Horizonte Calcáreo-Dolomítico del norte argentino*; en Inst. Museo, Univ. Nac. La Plata, Notas del Museo, VI, Geol. 14 (La Plata) p. 337-354.
- SGROSSO, P., 1939. *Descripción geológica de la provincia de Jujuy*; en Min. del Interior, Aguas Min. Rep. Arg., V (Buenos Aires).
- 1943. *Contribución al conocimiento de la minería y geología del noroeste argentino*; en Dir. Minas y Geol., Bol. 53 (Buenos Aires).
- STEINMANN, G., 1906. *Die Entstehung der Kupferlagerstätten in Corocoro*; en Rosenbusch-Festschr., (Stuttgart) p. 335-376.
- STEINMANN, G., Y HOEK, H., 1912. *Das Silur und Cambrium des Hochlandes von Bolivia und ihre Fauna*; en Beiträge zur Geologie Palaeontologie von Sudamerika, XVIII, Neuen Jahb. Min. etc., Beilageband, XXXIV (Stuttgart). p. 176-252.
- STEINMANN, G., HOEK, H. Y VON BISTRĂM, A., 1904. *Zur Geologie des südöstlichen Boliviens*; en Centralblatt für Min., Geol. und Pal., (Stuttgart) p. 1-4.
- TURNER, J. C. M., 1954. *Descripción geológica de la Hoja 2c — Santa Victoria — provincias de Salta y Jujuy*. Dir. Nac. de Geología y Minería (Buenos Aires), Inédita.
- 1959. *Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias*. Bol. Acad. Nac. de Cs. en Córdoba, XL (Córdoba).
- WÄSMANN, S., 1930. *La base de una producción de hierro en las provincias de Salta y Jujuy*; en Dir. Gral. Minas, Geol. e Hidrog., Public. 69 (Buenos Aires).

Dirección Nacional de Geología y Minería, Servicio Geológico.

Manuscrito recibido en noviembre de 1958.

REFERENCIAS DEL MAPA

1	Acarreo	(arenas, capas de rodados)	Reciente y actual	}	Cuartario	}	Cenozoico
2							
3	Acarreo	(arenas y arcillas)	Superior				
4	Acarreo	(conglomerado, areniscas y arcillas)	Inferior				
5	Formación Tafna	(tobas cineríticas)		Cuartario-Terciario			
6	Dacita		Plioceno		Terciario		
7	Grupo	Formación Yacoraite (calcáreo dolomítico)		}		}	Mesozoico
8		Formación Lecho (areniscas calcáreas)					
9		Diques de andesita y basalto					
10	Salta	Formación Pirgna	(brechas volcánicas)	}		}	
11			(areniscas y conglomerados)				
12	Diques de pórfido cuarífero y dacita y filones capas de diabasa				Pérmico-Carbónico	}	Paleozoico
13	Formación Acoite	(limolitas, lutitas y areniscas lutíticas)		}	Ordovícico		
14		(sedimentos metamorfizados)					
15	Contacto						
16	Falla						
17	Falla (labio inferior)						
18	Falla (inclinación)						
19	Falla oculta o supuesta						
20	Rumbo e inclinación						
21	Ejes de anticlinales						
22	Ejes de sinclinales						
23	Yacimientos de minerales						
24	Localidades fosilíferas						



BRAQUIPODOS GOTLANDICOS DE LA PRECORDILLERA DE SAN JUAN

POR HILDEBRANDA A. CASTELLARO

ABSTRACT

The study of a collection of brachiopods from various localities in the Precordillera de San Juan, substantiate an upper Silurian age. Six species are redescribed: *Leptaena argentina* (Thomas); *Stropheodonta (Brachyprion) fascifer* (Kayser); *Chonetes fuertensis* Kayser; *Clarkeia antisiensis* (d'Orb.); *Atrypina acutiplicata* Kayser and *Australina jachadensis* Clarke. Three are new for this country: *Parmorthis* sp.; *Mendocella* sp. and *Chonetes stappenbecki* n. sp.

En la presente contribución se realiza una revisión de los braquiopodos que integran la fauna gotlándica expuesta en la falda oriental de la Precordillera de San Juan.

El estudio sistemático de la primera colección de fósiles —obtenida de la citada región por Bodenbender— fué iniciado por Kayser (1895) y por Thomas (1905). Más tarde Clarke (1913) efectuó una revisión de estas colecciones y del material recogido por Stappenbeck, Kozłowski (1923) y Leanza (1950) contribuyeron también al mejor reconocimiento de algunos integrantes de esta fauna.

Se ha dispuesto para efectuar este trabajo, de las colecciones cedidas gentilmente por la Dirección Nacional de Minería obtenidas por los doctores Bodenbender (1902); Stappenbeck (1910) y Keidel (1921) y del material coleccionado en sucesivas excursiones realizadas por personal docente de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires durante los años 1944, 1945 y 1958.

El material estudiado procede del área comprendida entre los ríos Jachal y San Juan, de localidades fosilíferas frecuentemente citadas en la literatura geológica y estudiadas en detalle por numerosos investigadores.

Las localidades de cuyos afloramientos provienen las colecciones examinadas son las siguientes:

Co. del Fuerte (flanco occidental), situado a 7 km al E de Jachal. Col. Bodenbender. Col. Stappenbeck. Col. Keidel. Col. F. C. E y N. 1944, 1945 y 1958.

Co. del Agua Negra, situado al S de Jachal. Col. Bodenbender. Col. Stappenbeck. Col. Keidel.

Qda. Aguadita, al S de Jachal. Col. Stappenbeck.

Co. Blanco, situado al S de Jachal. Col. Bodenbender. Col. Keidel.

Qda. del Jume, al S de Jachal. Col. Stappenbeck.

Loma de los Piojos, situada inmediatamente al SW de Jachal. Col. Stappenbeck. Col. F. C. E. y N. 1944, 1945 y 1958.

Qda. de Talacasto, situada al NW de San Juan. Col. Bodenbender. Col. Stappenbeck. Col. F. C. E. y N. 1944, 1945.

Gualilán, situada al NW de Talacasto. Col. Stappenbeck. Col. F. C. E. y N. 1944 y 1945.

Qda. de Huaco, al NE de Jachal. Col. Stappenbeck.

Qda. del Agua Felipe, situada en las cercanías de Niquivil. Col. Stappenbeck.

Además de los braquiópodos que constituyen el más importante grupo de fósiles, frecuentes en número de ejemplares pero reducido en especies, otras formas biológicas están asociadas en esta faúna. Constituyen elementos comunes restos de trilobites, moluscos, ostrácodos, corales, graptolites y crinoideos.

Los ejemplares descriptos en el presente trabajo integran las colecciones de la Cátedra de Paleontología del Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, bajo los números 7655 a 7734 del catálogo de la citada cátedra.

DESCRIPCIONES SISTEMATICAS

Superfamilia DALMANELLACEA Schuchert y Cooper, 1931

Familia WATSELLIDAE Schuchert y Cooper, 1931

Género PARMORTHIS Schuchert y Cooper, 1931

Parmorthis sp.

Lám. I, figs. 18-21

Descripción: *Valva dorsal* de tamaño mediano; contorno suborbicular a subcircular, ligeramente convexa. Seno medio superficial, ensanchándose gradualmente y extendido desde el umbón hasta el mar-

gen anterior. Máximo ancho de la valva en la mitad de su longitud. Línea cardinal recta y más corta que el mayor ancho de la valva. Extremidades cardinales redondeadas. Márgenes laterales y anteriores redondeados y en directa continuación. Interárea anaclina, baja y triangular. Umbón inconspicuo. Nototirio parcialmente cerrado por el proceso cardinal. Extremidad posterior del proceso cardinal ensanchado y bilobado, adelgazando en la extremidad anterior, en forma de gota. Septo medio bajo y ancho en la porción posterior, afinándose distalmente y extendido por toda la longitud de la valva: soporta el proceso cardinal y separa las impresiones musculares. Fostetas dentales pequeñas y profundas; láminas fulcrales desarrolladas. Braquióforos largos y divergentes; sus soportes extendidos hacia adelante, circunscriben como plataforma elevada a las impresiones musculares. Impresiones de los aductores subovales, alcanzando hasta la mitad de la longitud de la valva. Aductores anteriores y posteriores separados entre sí por carenas bajas.

Superficie marginal del molde interno provista de impresiones de costillas radiales bajas, de sección redondeada, en número de 3 costillas en el espacio de 1 mm. Microestructura finamente punctada, observable en los restos de conchilla adheridos a los moldes internos.

Dimensiones en mm:

	Nº 7703	Nº 7704
Longitud.....	17	12,5
Máximo ancho.....	20	13,5
Línea cardinal.....	17,5	10

Observaciones: Aunque la valva ventral no ha sido encontrada en las colecciones en estudio, los caracteres diagnósticos de la valva dorsal, permiten determinar con relativa seguridad su posición sistemática, asignándola al género *Parmorthis* Schuchert y Cooper 1931 (genotipo *Orthis elegantula* Dalman). Los ejemplares descritos presentan estrecha similitud con la especie designada *Dalmanella tacopayana* Kozłowski 1923 (p. 83, lám. X, fig. 16, fig. texto 4) de Tacopaya y Matorral, Bolivia, asociado a *Clarkeia antisiensis* d'Orb., y debe ser referida probablemente al género *Parmorthis*. Difiere de la forma argentina solamente por estar desprovista de seno en la valva dorsal y por la menor longitud del septo medio que no alcanza el extremo frontal de la valva. *Parmorthis brownsportensis* Amsden, 1949 A (p. 42, lám. I, figs. 1-6); (1951, p. 74, lám. XVI, figs. 17-23); del silúrico de la formación Brownsport, del W de Tennessee y de la formación Henryhouse, Oklahoma, es de contorno más elíptico, más larga que ancha y la depre-

sión media de la valva dorsal es más superficial que en los especímenes argentinos.

Parmorthis waldronensis Foerste, 1917 tal como está figurada en Shimer y Shrock, 1947 (lám. 138, figs. 31-33) del silúrico medio de Waldron es ligeramente más larga que ancha.

Localidad y material examinado: Cerro del Agua Negra. Dos moldes internos de valva dorsal con restos de conchilla.

Ejemplares figurados: Nos. 7703-7704.

Género **MENDACELLA** Cooper, 1930

Mendacella ? sp.

Lám. I, fig. 22

Descripción: Valva ventral de tamaño pequeño y contorno subelíptico, más ancha que larga, moderadamente convexa y provista de seno amplio y bien definido en la mitad anterior de la valva. Línea cardinal recta y corta, correspondiendo aproximadamente a 2/3 del ancho máximo, el cual está situado en la mitad del largo total de la valva. Extremidades cardinales redondeadas. Márgenes laterales curvados; margen anterior sinuoso. Umbón muy pequeño. Interárea baja. Deltirio abierto. Dientes prominentes, recurvados y soportados por placas dentales bien definidas, anchamente divergentes y cuyas extremidades anteriores se prolongan como carenas bajas hasta la mitad de la longitud de la valva, circunscribiendo los márgenes laterales de las impresiones musculares. Impresiones de los diductores largas y estrechas. Aductores no visibles.

Superficie provista de costillas radiales de sección redondeada, que aumentan por bifurcación y más raramente por intercalación a partir de la mitad anterior de la valva. En el margen de la valva el número de costillas es de 4-5 en el espacio de 1 mm. Microestructura de la conchilla densa y finamente punctada.

Dimensiones: Largo: 7,5 mm; ancho: 9 mm.

Observaciones: La posición genérica de la forma descrita no puede dilucidarse con certeza, pues se desconoce la valva dorsal. Es probable que corresponda al género *Mendacella* Cooper, 1930 (p. 380) genotipo: *M. uberis* (Billings, 1866) del ordovícico superior de Anticosti, homeomorfo externo de *Schizophorella* Reed 1917, genotipo: *S. fallax* (Salter) que posee conchilla impunctada.

La forma argentina se diferencia de *M. uberis* tal como ha sido figurada por Cooper, 1930 (lám. XXXVI, figs. 2, 16, 17 y 18) por su contorno general, menor tamaño y mayor profundidad del seno medio.

Mendacella mullockiensis (Davidson) Cooper (Davidson 1866-1870, p. 221, lám. XXIX, figs. 14-18) del Llandoveriano inferior, grupo Mulloch Hill, Girvan, Ayrshire, Escocia, se distingue de nuestra forma por presentar las impresiones musculares divididas longitudinalmente por fuerte septo medio.

Mendacella arisaigensis (Mc Learn, 1924) Cooper 1930, (Mc Learn, p. 58, lám. IV, figs. 9-13) de la formación Beechhill, Arisaig, N. Escocia, se diferencia de nuestros ejemplares por presentar el seno de la valva ventral escasamente definido y el área muscular fuertemente delimitada.

Localidad y material examinado: Cerro del Fuerte. Dos valvas ventrales y tres moldes internos de valvas ventrales.

Ejemplar figurado: N^o 7706.

Superfamilia STROPHOMENACEA Schuchert, 1896

Familia LEPTAENIDAE Cooper, 1956

Género LEPTAENA Dalman, 1828

Leptaena argentina (Thomas)

Lám. 1, figs. 12-17

1905. *Stropheodonta argentina* Thomas, *Neue Beitr. z. Kenn. Devon. Fauna Arg.*, p. 261, lám. XIII, fig. 27, 28.

1913. *Leptaena argentina* (Thomas) Clarke, *Foss. dev. do Paraná*, p. 340-341, figs. texto 1-2.

Descripción de topotipos: Valvas de tamaño mediano a grande y contorno subrectangular. Longitud igual a la mitad del ancho. Línea cardinal recta y larga, coincidiendo con el máximo ancho de la conchilla. Extremidades cardinales subauriculadas. Margen anterior geniculado; márgenes laterales algo excavados en la proximidad de los extremos cardinales; márgenes anterolaterales regularmente curvados; margen posterior rectilíneo.

Valva ventral débilmente convexa en la región umbonal, aplanada en la región visceral. Borde de la valva con geniculación marginal convexa dirigida dorsalmente y al parecer limitada a ejemplares adultos. Área geniculada corta (5 mm), formando en la región an-

terior, un ángulo próximo a 120° con el disco visceral. Umbón pequeño, inconspicuo. Interárea angosta. Línea cardinal no denticulada. Deltirio y pseudodeltidio no observables. Dientes apenas divergentes, orientados subparalelos a la línea cardinal, soportados por láminas dentales sobresalientes, las cuales se continúan hacia adelante circunscribiendo los campos musculares. Impresiones de los músculos diductores de forma ovoide y tamaño reducido, extendidos $1/3$ de la longitud del disco visceral y separados por un septo medio que termina abruptamente en el margen anterior de la plataforma muscular. Aductores no visibles.

Valva dorsal plana, ligeramente deprimida en la región umbonal. Área geniculada cóncava. Umbón inconspicuo. Quilidio desconocido. Interárea lineal. Proceso cardinal formado por dos placas sésiles cortas, subparalelas y surcadas longitudinalmente. Braquióforos débiles en forma de quillas cortas y dirigidas antero-lateralmente. Fosetas dentales bien definidas. Septo medio angosto y de superficie redondeada, iniciado por delante de la cavidad subumbonal y extendido $1/3$ de la distancia entre el margen articular y el margen anterior.

Superficie de ambas valvas ornada por estrías radiales tubulares algo sinuosas, finas y gruesas irregularmente alternadas, separadas por espacios interestriales estrechos y que aumentan por bifurcación. En el margen anterior de las valvas se observan de 2 a 3 estrías en el espacio de 1 mm. En algunos especímenes suele presentarse en la región media de la valva ventral una a tres estrías más finas entre dos más gruesas. Superficie de ambas valvas con finas líneas de crecimiento. Área postgeniculada (disco visceral) con corrugaciones subconcéntricas bajas, inflexas en la proximidad del margen posterior y de apariencia crenulada por el cruce de las costillas radiales. Su número es de 13 a 14 en conchillas adultas estando irregularmente espaciadas. La superficie interna del disco visceral y área geniculada de ambas valvas se presenta fuertemente pseudopunctada. Pseudopunctas en forma de gotas, ordenadas en hileras longitudinales, siendo más abundantes y de forma menos alargada en la región inmediata a la plataforma muscular.

Dimensiones en mm:

	N° 7676 *	N° 7679	N° 7678
Longitud disco visceral.....	21	—	20
Longitud área geniculada	5	—	—
Línea cardinal	40	20	30
Longitud impresiones musculares.....	—	5,5	—
Ancho impresiones musculares.....	—	4,5	—

Observaciones: Los caracteres descriptos aseguran la asignación de la especie de Jachal al género *Leptaena* Dalman, alejándola del género *Stropheodonta* Hall, en el cual fuera ubicado por Thomas (1905), y de la posibilidad sugerida por Caster, 1939 (p. 124) de pertenecer a un miembro Stropheodontidae.

Aceptada la existencia de dos distintos stocks leptaenoideos (siguiendo a Sokolskaja 1952, p. 35-36; Campbell 1957, p. 40; Cvancara 1958, p. 859), nuestra forma quedaría integrando el grupo *Leptaena* del Paleozoico inferior, diferenciándose de las formas del Devónico inferior y Carbonífero inferior, tipificados por el género *Leptaenella* Sokolskaja 1952 (p. 35) (genotipo: *Productus analoga* Phillips), sinónimo de *Leptagonia* McCoy 1844, que incluye formas provistas de espondilio bien desarrollado, fuerte plataforma de aductores en valva ventral y elevada carenación marginal en el interior de valva dorsal.

La especie argentina, con débil pseudoespondilio formado por el engrosamiento de la pared de la conchilla alrededor de los campos musculares y falta de carena marginal en valva dorsal, soporta las evidencias señaladas por los autores citados para *Leptaena* del Paleozoico inferior.

Cabe añadir que Spjeldnaes 1957 (p. 173), basándose en que las especies ordovícicas de *Leptaena* tienen impresiones musculares ventrales flabeladas, mientras que las especies silúricas o más modernas están provistas generalmente de impresiones musculares angostas, de lados paralelos o levemente curvados, aconseja usar *Leptagonia* McCoy = *Leptaenella* Sokolskaja como término subgenérico para estas últimas, restringiendo el rango stratigráfico de *Leptaena* (*Leptaena*) al ordovícico medio-superior y posiblemente silúrico basal.

Se considera que la forma de las impresiones musculares tan sólo no constituye un carácter diagnóstico diferencial absolutamente constante a través del tiempo geológico.

* Valva dorsal.

Leptaena boyaca Caster 1939 (p. 19, lám. I, figs. 4-13; lám. X, figs. 1-3) de la serie oriskania de Colombia, probablemente sea asignable al género *Leptagonia* (como ha sido sugerido por Campbell, 1957, p. 41), como así también la especie *Leptaena waltheri* Méndez Alzola, 1938 (p. 23, lám. VI, fig. 5) del devónico medio de Rincón de Alonso (Uruguay), aunque de esta última especie el autor ha figurado tan sólo un molde interno fragmentario de una valva ventral.

Leptaena rhomboidalis (Wilckens, 1769) (p. 78, lám. VIII, figs. 43-44), de amplia distribución estratigráfica, se diferencia de la especie argentina por presentar el disco visceral de longitud casi equivalente a la de su área geniculada y las arrugas concéntricas de la escultura son más toscas y espaciadas.

Leptaena tennesseensis Amsden, 1949 A. (p. 54, lám. V, figs. 16-22) del silúrico (serie Niágara) de la formación Brownsport del W. de Tennessee, posee el disco visceral dos veces más largo que el área geniculada, interárea de la valva ventral mucho mayor que la correspondiente de la valva dorsal y menor número de arrugas concéntricas que la especie descripta.

Asimismo *Leptaena oklahomensis* Amsden, 1951 (p. 85, lám. XVI, figs. 29-35), de la formación Henryhouse (Niágara) de Oklahoma Central, se diferencia de *Leptaena argentina* por presentar conchilla de contorno subelíptico y área geniculada más desarrollada.

Localidad y material examinado: Cerro del Fuerte. Numerosas valvas aisladas, moldes externos e internos de valvas dorsales y ventrales.

Ejemplares figurados: Nros. 7676-7681.

Familia **STROPHEODONTIDAE** Caster, 1939 emend. Williams, 1953

Subfamilia **Stropheodontinae** Caster, 1939

Género **STROPHEODONTA** Hall, 1852

Subgénero **Brachyprion** Shaler, 1865 emend. Williams, 1953

Stropheodonta (Brachyprion) fascifer (Kayser)

Lám. I, figs. 1-11

1897. *Tropidoleptus fascifer* Kayser, *Beitr. z. Kenn. einiger paläozoischer Faunen*, p. 291, lám. IX, figs. 13-16.

1905. *Tropidoleptus fascifer* Kayser, Thomas, *Neue Beitr. z. Kenn. Devon Fauna Arg.* p. 266.

1913. *Tropidoleptus fascifer* Kayser, Clarke, *Foss. dev. do Parand.* p. 337, figs. texto 1-5.

1923. « *Tropidoleptus* » *fascifer* Kayser, Kozłowski, *Faune dév. de Bolivie*, p. 90, lám. X, fig. 15.
1950. « *Tropidoleptus* » *fascifer* Kayser, Leanza, *Fós. gott. Tambolar*, p. 161, lám. I, figs. 6-8.

Descripción: Conchilla de tamaño mediano y contorno semielíptico, algo más ancha que larga. Línea cardinal recta. Ancho máximo coincidente con la línea cardinal o inmediatamente por delante de ella. Extremidades cardinales rectangulares a subacuminadas. Márgenes laterales regularmente curvados hacia adelante; margen frontal sub-circular.

Valva ventral convexa. Umbón pequeño. Interárea angosta. Deltirio abierto. Pseudodeltidio no observable. Dientes adyacentes al deltirio, expandidos como láminas alargadas y triangulares, apenas divergentes (alrededor de 5°) respecto a la horizontal, extendidos 1/3 de la longitud de la línea cardinal y provistos de 5-6 denticulaciones prominentes sobre la superficie dorsal. Constituyen una estructura compuesta, formada por la fusión de los dientes denticulados alargados y las láminas dentales. Proceso ventral presente, prolongado anteriormente en un septo medio, el cual es engrosado en su porción posterior, adelgazado distalmente y extendido hasta 1/3 de la longitud de la valva, separando las impresiones musculares. Impresiones de músculos diductores flabelados, estriados en sentido radial y delimitados póstero-lateralmente por carenas que se extienden desde la cavidad deltirial en dirección ántero-lateral y sin delimitación anterior.

Impresiones de músculos aductores cortos y angostos, ubicados en la cavidad subumbonal y a ambos lados del septo medio.

Valva dorsal subcóncava en el área posterior, aplanada en las áreas antero-laterales. Umbón inconspicuo. Interárea lineal. Nototirio ocupado por proceso cardinal sésil bilobado (estado conjunto), sobreelevado de una plataforma postumbonal de material adventicio. Lados posteriores de los lóbulos surcados longitudinalmente para la fijación de los músculos diductores. En dirección anterior el proceso cardinal se continúa sin interrupción en un septo medio bajo, extendido hasta la mitad de la longitud de la conchilla. A ambos lados del proceso cardinal, la plataforma lleva cortos braquióforos, menos elevados que las láminas del proceso, divergentes alrededor de 30° de la línea cardinal y terminando abruptamente. Fosetas dentales excavadas y provistas de surcos que corresponden a los denticulos de la valva ventral. Las fosetas están bien delimitada, anteriormente por

la cara posterior de los braquióforos y posteriormente por aristas elevadas del margen cardinal (lám. I, fig. 11). Impresiones de los músculos aductores poco visibles, situadas a ambos lados del septo medio y debajo del proceso cardinal.

Superficie de ambas valvas ornamentada por estrías radiales, de sección redondeada, separadas por espacios interestriales algo cóncavos y aumentando en número hacia el margen por intercalación y bifurcación. Estrías prominentes alternan con estrías finas integrando fascículos, no presentando ninguna regularidad en el orden de intercalación. En efecto, mientras en algunos especímenes las estrías más finas alternan con las más gruesas, en otros ejemplares hay 2 a 4 y aún más estrías finas entre dos prominentes. Suele también observarse entre dos estrías primarias intercaladas tres estrías más finas, de las cuales la central de éstas es más desarrollada que las otras dos, pero sin alcanzar el tamaño de las primarias. Superficie con líneas de crecimiento bien marcadas. El interior de las valvas carece de estriación, pero debido a la delgadez de la conchilla la ornamentación exterior aparece impresa sobre los moldes internos. Interior fuertemente pustuloso, excepto en la porción umbonal. En la región próxima a los campos musculares se observan pseudopuntas redondeadas, ordenadas en hileras radiales que corresponden a los espacios interestriales de la superficie exterior de la conchilla. El tamaño de las pseudopuntas (que es diferente en ambas valvas) decrece en dirección de los bordes laterales.

Dimensiones en mm:

	Nº 7694	Nº 7693	Nº 7690 *	Nº 7697 "	Nº 7695
Longitud	24	20	—	13	8,5
Ancho	26,5	22	22	18	10

Observaciones: La especie que se acaba de describir ha sido referida por Kayser al género *Tropidoleptus* Hall, 1857; genotipo: *T. carinatus* (Conrad.). El citado género, está caracterizado por presentar ornamentación de costillas grandes e indivisas, fuerte septo en valva dorsal y microestructura de la conchilla endopunctada, caracteres que no se reconocen en la especie de Jachal.

Nuestra forma, por su limitado grado de denticulación sobre la línea cardinal indica un estado de desarrollo primitivo, correspondiendo a un miembro incipiente del género *Stropheodonta* y quedando ubi-

* Valva dorsal.

cado en el subgénero *Brachyprion* Shaler, 1865 (emend. Williams, 1953, A. p. 35) lo cual ya fuera señalado con reservas, por Clarke.

La especie tipo de *Brachyprion*: *Strophomena leda* Billings de la serie de Anticosti (formación Júpiter y formación río Gun) se diferencia de la forma argentina por ser más ancha que larga, más convexa y con extremos cardinales alados.

"*Tropidoleptus*" *fascifer* Kayser de los depósitos gotlándicos de Mizque, Dpto. Cochabamba, Bolivia, sobre la base de los limitados caracteres señalados por Kozlowski 1923, (p. 90, lám. X, fig. 15) podría incluirse en la asignación propuesta.

Localidad y material examinado: Cerro del Fuerte, Loma de los Piojos, Quebrada de Talacasto, Cerro del Agua Negra, Gualilán, Cerro Blanco, Quebrada del Agua Felipe, Quebrada del Aguadita. Numerosas valvas, moldes internos y externos dorsales y ventrales.

Ejemplares figurados: N^o 7693-7700.

Superfamilia CHONETACEA Shrock y Twenhofel, 1953

Familia CHONETIDAE Hall y Clarke, 1895

Subfamilia Chonetinae Waagen, 1884

Género CHONETES Fischer de Waldheim, 1830-1837

Chonetes fuertensis Kayser

Lám. III, figs. 17-20

1897. *Chonetes fuertensis* Kayser, *Beitr. z. Kenn. einiger paläozoischer Faunen*, p. 300, lám. X, fig. 3.

1905. *Chonetes fuertensis* Kayser, Thomas, *Neue Beitr. z. Kenn. Devon. Fauna Arg.* p. 260.

Descripción: *Valva ventral* convexa, pequeña, de contorno semi-orbicular a subrectangular; de ancho doble respecto a su longitud. Extremidades cardinales subrectangulares. Línea cardinal recta y larga, correspondiendo al mayor ancho de la valva. Márgenes laterales suavemente curvados, con ligera concavidad inmediatamente anterior a la línea cardinal; margen frontal ligeramente sinuoso, determinado por un seno superficial que se inicia en la mitad anterior de la valva; margen posterior recto. Umbón pequeño. Área cardinal angosta, provista en su borde de 3 pares de espinas cardinales huecas, algo curvadas y de longitud creciente hacia los ángulos cardinales. Del-

tirio ancho y triangular. Dientes cardinales triangulares, dispuestos a ambos lados del deltirio y subparalelos a la línea cardinal. Septo medio angosto y corto, extendido desde la cavidad umbonal hasta 1/10 de la longitud de la valva. Impresiones musculares diferenciadas como leves depresiones subhemisféricas en la región post-umbonal.

Valva dorsal plana a subcóncava, con pliegue superficial. Umbón inconspicuo. Area cardinal lineal. Proceso cardinal, si está desarrollado, es desconocido. Fosetas dentales alargadas y superficiales, delimitadas posteriormente por láminas extendidas en dirección casi paralela con la línea cardinal. Septo medio alcanzando 1/3 de la longitud de la valva flanqueado por dos cortos septos (placas crurales) divergentes aproximadamente en 45° respecto a la línea cardinal, extendidos 1/8 de la longitud de la valva y dividiendo las impresiones de los aductores.

Superficie de las valvas ornamentada por estrías radiales finas y de sección redondeada que aumentan por bifurcación e intercalación, siendo el número total de estrías en el margen de la valva próximo a 80. Conspicua estría mediana de mayor tamaño que las demás, se extiende desde el umbón al borde anterior en la valva ventral. Microestructura de ambas valvas pseudopunctada. Superficie interna provista de pseudopunctas como finas papilas, distribuídas en hileras radiantes. Capa más externa de la valva generalmente destruída, por lo cual la superficie entre dos líneas radiales aparece provista de hileras de pequeñas fosetas de tamaño uniforme.

Dimensiones en mm:

	Nº 7690	Nº 7692	Nº 7675	Nº 7691*
Largo	5	4,5	4,5	1,7
Ancho	7	8	6,5	4
Longitud del septo medio.	—	—	—	1

Observaciones: *Chonetes fuertensis* Kayser se asemeja a *Chonetes cornutus* (Hall), 1843 (*Geol. N. York; Rep. Fourth Dist*, p. 73, fig. 3) de la formación Clinton del W de Nueva York, por su tamaño, dirección de espinas y presencia de fuerte estría media en la valva ventral. Esta especie sin embargo, es menos convexa que la especie argentina y la relación largo-ancho es diferente.

Chonetes novascoticus Hall, 1860 (*Canadian Nat. Geol. V*, p. 144, fig. 2) del silúrico superior de Arisaig, NE de Nueva Escocia, Canada; de Waldron, Indiana y de la formación Rose Hill, Maryland, de

* Valva dorsal.

U.S.A., se distingue de nuestra especie por el mayor número de estrías radiales flexuosas.

La forma descrita puede también compararse con *Chonetes exploitensis* Twenhofel y Shrock, 1939 (p. 259, lám. XXIX, figs. 11-12) de la formación Goldson, Río Exploits, Bahía Notre Dame, del silúrico de Terranova Septentrional por su tamaño similar, pero sus extremos cardinales algo acuminados, estriación más fina de su superficie y ausencia de costulación media en la valva ventral, la diferencia de la especie de Kayser.

Localidad y material examinado: Co. del Fuerte, Loma de los Pios, Qda. de Talacasto, Co. del Agua Negra, Qda. del Aguadita, Qda. del Agua Felipe. Numerosas valvas aisladas, moldes externos e internos de valvas ventrales y dorsales.

Ejemplares figurados: N^o 7675; 7690-7692.

***Chonetes stappenbecki* n. sp.**

Lám. III, figs. 14-16

Diagnosis: Valva ventral de tamaño mediano, convexa, alargada transversalmente, sin seno ni pliegue. Línea cardinal coincidente con el mayor ancho de la valva y unida a los márgenes laterales en ángulo casi recto. Dientes cardinales fuertes y conspicuos. Septo medio extendido $1/5$ del largo total de la valva. Superficie con líneas radiales flexuosas muy finas; estría radial media sobreelevada.

Descripción: Valva ventral de tamaño mediano y contorno subrectangular a subelíptico; máxima convexidad en la región umbono-central, decreciendo hacia los márgenes anterior y lateral. Longitud dos tercios de su ancho. Línea cardinal recta, coincidiendo con el mayor ancho de la valva. Márgenes laterales unidos a la línea cardinal en ángulo casi recto. Márgenes antero-laterales suavemente curvados y en directa continuación; margen anterior levemente sinuoso. Umbón muy pequeño. Área cardinal anaclina y triangular. Deltirio ancho, provisto de callosidad apical pequeña y convexa. Espinas no visibles sobre el margen cardinal. Dientes cardinales gruesos y conspicuos. Septo medio relativamente alto y extendido $1/5$ de la longitud de la valva.

Superficie provista de estrías radiales muy finas y flexuosas, que aumentan por adición intersticial, siendo su número de 6-7 estrías en 1 mm, en el margen anterior de la valva. Estría media central sobreelevada. Microestructura pseudopunctada. Pseudopunctas como papilas dispuestas en hileras radiales.

Dimensiones del Holotipo: Largo 9 mm. Ancho 15 mm.

Observaciones: La forma descripta presenta estrecha similitud con *Chonetes novascoticus* Hall, 1860 (*Canadian Nat. Geol.* V, p. 144, fig. 2) del silúrico superior de Arisaig, Nueva Escocia, Canadá (formaciones Moydart y Stonehouse); de la serie Niágara de Waldron, Indiana y de la formación Rose Hill, Maryland, de U.S.A., pero la especie de Hall presenta escultura de líneas radiales más finas y la estría mediana más conspicua.

Chonetes tenuistriatus Hall, 1860 (*Canadian Nat. Geol.* V, p. 145, fig. 3) del silúrico de Arisaig (formaciones Ross Brook y Mc Adam), es más convexa, ornada de estrias más finas y no flexuosas y la relación largo-ancho es diferente que en la especie propuesta.

Chonetes primigenus Twenhofel 1914 (*Geol. Surv. Canadá Mus. Bull.* n° 3, Geol. Ser. n° 19, p. 26, lám. I, figs. 4-5) del silúrico de la isla Anticosti, Canadá, (formaciones Río Gun y Río Jupiter) se diferencia de la especie argentina por su menor tamaño, escultura de su superficie más fina y área cardinal estriada.

Se considera probable que la forma mencionada, pero no ilustrada, por Clarke en Quebrada del Jume, Jachal (Clarke 1913, p. 349, y p. 351) como *Chonetes* sp. cf. *novascoticus* Hall corresponda a la especie aquí propuesta.

Localidad y material examinado: Cerro del Agua Negra. Dos moldes internos y dos moldes externos de valva ventral.

Ejemplares figurados: *Holotipo:* N° 7688; *Paratipo:* N° 7689.

Superfamilia RHYNCHONELLACEAE Schuchert, 1896

Familia **CAMAROTOECHIIDAE** Schuchert y Le Vene, 1929

Género **CLARKEIA** Kozłowski, 1923

Clarkeia antisiensis (d'Orb.)

Lám. II, figs. 1-13; Lám. IV, figs. 1-20; Lám. V, C. figs. 19-31

1847. *Terebratula antisiensis* d'Orbigny, *Voyage dans l'Amérique Meridionale*, t. III, 4ª pt. p. 36, lám. II, figs. 26-28.

1892. *Rhynchonella* cf. *antisiensis* d'Orb. Ulrich, *Palaeoz. Verst. aus Bolivien*, p. 57, lám. IV, figs. 1-7.

1897. *Liorhynchus bodenbenderi* Kayser, *Beitr. z. Kenn. einiger paläozoischer Faunen*, p. 292, lám. VIII, figs. 1-10.

1905. *Liorhynchus bodenbenderi* Kayser, Thomas, *Neue Beitr. z. Kenn. Devon. Fauna Arg.* p. 265, lám. XIV, figs. 31-34.

1908. *Liorhynchus antisiensis* d'Orb., Knod, *Dev. Faunen Boliviens*, p. 555.
1913. *Clintonella bodenbenderi* Kayser, Clarke, *Foss. Dev. do Paraná*, p. 341-345, figs.-texto 1-5.
1923. *Clarkeia antisiensis* (d'Orb.), Kozłowski, *Faune dév. de Bolivie*, p. 86, lám. IX, figs. 10-23.
1950. *Clarkeia antisiensis* (d'Orb.), Leanza, *Fos. gott. Tambolar*, p. 161, lám. I, figs. 1-6 y 8.

Descripción: Conchilla biconvexa de contorno variable, de suborbicular a subelíptico alargado longitudinalmente; comúnmente más larga que ancha. Máximo ancho por delante de la mitad de su longitud. Línea cardinal corta. Extremos cardinales redondeados. Seno en la valva ventral y pliegue en la valva dorsal. Márgenes póstero-lateral y lateral redondeados y en directa continuación; comisura anterior rectimarginada en ejemplares juveniles a fuertemente uniplicada en especímenes adultos.

Valva ventral moderadamente convexa. Máxima convexidad en la región post-umbonal; flancos aplanados. Umbón pequeño, recurvado sobre el área. Foramen submesotórico, con collar peduncular soportado posteriormente por septo corto. Placas deltoidales pequeñas limitadas a las partes laterales de la base del foramen. Seno bien definido en ejemplares adultos en la mitad anterior de la conchilla, de amplitud variable (lám. II, fig. 1b-10 b) y continuado en algunos especímenes en una proyección lingual, (lám. II, fig. 8b). Dientes cardinales robustos, soportados por láminas dentales casi paralelas a la pared lateral de la valva y circunscribiendo hacia adelante el área muscular. En ejemplares gerónticos las láminas dentales están cementadas a la pared lateral de la valva por gruesa callosidad umbonal de material adventicio (lám. IV, figs. 11-12). Dentículos póstero-laterales y cavidad denticular presente (lám. V, figs. 23-24). Septo medio bajo, extendido hacia adelante 1/3 de la longitud de la valva. Aductores pequeños y cordiformes, fijados en una leve plataforma; situados en el 1/3 posterior de la conchilla y separados entre sí por miosepto. Diductores grandes, subovales.

Valva dorsal más convexa que la ventral en ejemplares adultos. Umbón inconspicuo, oculto en el interior de la valva opuesta. Pliegue medio gradualmente ensanchado hacia adelante, bien definido sólo en la región anterior. Lámina cardinal no dividida, maciza y sobresaliente en especímenes adultos. Proceso cardinal prominente y bilobado; lóbulos subdivididos en ejemplares juveniles por un surco medio débil, haciendo al proceso cuadrilobado. Fosetas dentales

cortas, denticuladas. Cruras tipo arcuífero, de base gruesa y cónica y extremidad afinada. Elevándose de la base de la lámina cardinal las cruras descienden recurvadas antero-ventralmente y convergen hacia el plano de simetría, siendo muy característica la extrema longitud de las mismas, las cuales casi alcanzan a la valva ventral. Septo medio prominente, soportando la lámina cardinal y extendido hacia adelante alcanzando hasta 2/3 de la longitud de la valva. En el extremo posterior el septo se bifurca formando un septalio corto y profundo, limitado a 1/8 de la longitud de la valva. Área muscular solamente bien definida en ejemplares seniles, en los cuales los aductores anteriores y posteriores están fuertemente impresos por el desarrollo de plataformas adventicias de conchilla a cada lado del septo medio.

Superficie de ambas valvas ornamentada por costillas radiales de sección redondeada, que irradiando de la zona umbonal aumentan en prominencia anteriormente, estando separadas entre sí por espacios intercostales algo cóncavos de menor dimensión que las costillas. El seno de la valva ventral posee 3 costillas, formadas por una central y dos laterales, pudiendo estas últimas estar limitadas a una sola. El pliegue de la valva dorsal está provisto de 4 costillas, resultantes de la bifurcación simétrica en la mitad de la longitud de la valva, de las dos costillas primarias de los estados neánicos, o bifurcándose solamente una de ellas, de tal manera que sobre su borde anterior, se observan 3 ó 4 costillas. Flancos de ambas valvas provistos de 5 a 6 costillas simples de las cuales aquellas próximas a los márgenes postero-laterales están menos impresas. Microestructura de la conchilla impunctada.

Dimensiones en mm:

Ejemplares completos	N° 7655	N° 7656	N° 7657	N° 7659
Longitud de la valva ventral.....	9	10	12,5	14
Máximo ancho.....	8,5	11,5	10	12,5
Espesor.....	5	5	6	8
L/A.....	1,05	0,86	1,25	1,12

Ejemplares completos	N° 7660	N° 7661	N° 7662	N° 7663	N° 7664
Longitud de la valva ventral..	18,5	18,5	19	20,5	22,5
Máximo ancho.....	15	17	16	14,5	23,5
Espesor.....	10,5	10,5	10,5	12	14,5
L/A.....	1,23	1,08	1,18	1,41	0,95

Observaciones: Los autores que se ocuparon de la especie en estudio, han señalado su acentuada variabilidad morfológica externa e interna, determinando dificultades en su interpretación.

Los especímenes adultos de la especie argentina, pueden ser considerados homeomorfos externos del género *Liorhynchus* Hall, 1860 (*Thirteenth Rep. N. York State Cab. Nat. Hist.* p. 75) y cuyos rasgos característicos internos son diferentes, puesto que el género de Hall presenta la lámina cardinal dividida longitudinalmente en forma de V y carece de proceso cardinal.

El género *Uncinulus* Bayle, 1878 (*Expl. Carta Géol. Fr.* 4, Atl. I, lám. XIII) presenta caracteres internos semejantes al género *Clarkeia* tales como el fuerte desarrollo de las cruras y proceso cardinal, pero difiere en el carácter de la costulación y márgenes agudamente serrados.

Plethorhyncha Hall y Clarke (1893, *Pal. N. York*, VIII, pt. II, p. 191) semeja *Clarkeia* en el desarrollo considerable de la lámina cardinal, proceso cardinal bilobado y septo medio dorsal prominentemente engrosado en la región posterior, pero la conchilla es fuertemente biconvexa y las cruras son cortas y rectas.

El género *Fenestrirostra* Cooper, 1955 (p. 56, lám. XIII, figs. 1-12; fig. texto 1, E, 22-27) del silúrico de la Isla Anticosti, Canadá, presenta semejanzas apreciables con el género en discusión pero su valva dorsal carece de proceso cardinal.

De las consideraciones expuestas queda reconocida la validez del género *Clarkeia* para los especímenes de Jachal y su identidad específica con los ejemplares bolivianos como ya fuera señalado por Kozłowski (1923).

Localidad y material examinado: Cerro del Fuerte, Cerro del Agua Negra, Loma de los Piojos, Qda. de Talacasto, Gualilán, Qda. de Huaco, Qda. del Agua Felipe, Qda. del Aguadita, Qda. del Jume y Cerro Blanco. Centenares de ejemplares completos y moldes internos de valvas dorsales y ventrales.

Ejemplares figurados: N^o 7655-7664; N^o 7667-7668.

Superfamilia ATRYPACEA Schuchert y Le Vene, 1929

Familia ATRYPIDAE Gill, 1871

Género ATRYPINA Hall y Clarke, 1893

Atrypina acutiplicata Kayser

Lám. III, figs. 10-13 ; Lám. V, A, figs. 1-10

1897. *Leptocoelia acutiplicata* Kayser (non Conrad) Kayser, *Beit. z. Kenn. einiger paläozoischer Faunen*, p. 295, lám. VIII, fig. 13.

1905. *Leptocoelia acutiplicata* Kayser (non Conrad) Thomas, *Neue Beitr. z. Kenn. Decon. Fauna Arg.*, p. 263, lám. XIV, figs. 36a-c, 37.

1913. *Atrypina acutiplicata* Kayser, Clarke, *Foss. det. Paraná*, p. 348-349.

Descripción: Conchilla pequeña, plano-convexa, de contorno subpentagonal a transversalmente subelíptico; más ancha que larga. Ancho máximo cerca del medio de la conchilla. Extremidades cardinales redondeadas. Márgenes laterales anchamente redondeados. Comisura anterior episulcada, serrada.

Valva ventral convexa; máxima convexidad en el 1/3 posterior de la valva. Seno medio iniciado a 2/3 de distancia del umbón, se profundiza fuertemente hacia el margen anterior y se proyecta en extensión linguiforme formando un ángulo casi recto con el plano de la valva. Umbón agudo con ápice recurvado sobre el área. Foramen circular, submesotírico. Línea cardinal curvada, subterebratuloidea. Interárea subcóncava, delimitada por carenas agudas divergentes desde el umbón hacia los extremos cardinales. Deltirio cubierto por placas deltidiales cóncavas. Dientes fuertes fijados a las paredes laterales de la valva, desprovistos de láminas dentales. Septo medio bajo, filiforme, extendiéndose 1/3 de la longitud de la valva. Impresiones de los músculos aductores pequeñas, cordiformes.

Valva dorsal plana, con leve convexidad en la región umbonal. Pliegue medio limitado a la región próxima a la comisura anterior, truncado por la prolongación linguiforme de la valva opuesta. Umbón inconspicuo. Lámina cardinal pequeña. Proceso cardinal bilobado, con lóbulos divergentes surcados en su ápice y soportado por láminas crurales recurvadas unidas al margen posterior de la conchilla. Fostetas dentales estrechas, subhorizontales. Septo medio desarrollado, adelgazado distalmente y extendido hasta 1/3 de la longitud de la valva. Braquidio presente (lám. V, A, figs. 9-10) pero la dirección de las espiras no es observable.

Superficie ornamentada con 12 costillas simples en cada valva, iniciadas en el umbón y engrosadas anteriormente. Las costillas son de sección subangular separadas por espacios intercostales de fondo cóncavo y algo más anchos que las costillas. El seno ventral está recorrido por una costilla mediana y flanqueado a cada lado por una costilla lateral. El pliegue braquial lleva dos costillas medias y está delimitado por dos surcos. Líneas de crecimiento concéntricas observables en ejemplares bien preservados. Conchilla delgada e impunctada.

Dimensiones en mm:

Ejemplares completos	N° 7682	N° 7683
Longitud	8	10
Ancho.....	9	9
Espesor.....	3,5	4

Observaciones: *A. clintoni* Hall, 1893 de las calizas de Clinton, W de N. York, (Hall y Clarke, *Pal. N. York*, VIII, Pt. II, p. 163, lám. 53, figs. 7, 17-19; lám. 83, fig. 6; Hall y Clarke 1892-95, *An introd. study*, etc. lám. 41, fig. 6) posee valva dorsal más cóncava y las costillas de sección más redondeada que la especie argentina.

Atrypina disparilis Hall, 1852 (*Pal. N. York*, II, p. 277, lám. 57, fig. 6) del silúrico de Waldron, Indiana, se diferencia de la especie descrita, por poseer menor número de costillas, siendo éstas de sección redondeada.

Atrypina magnaentra Grubbs, 1939 (p. 557, lám. 62, figs. 21-25) del silúrico (serie Niágara) de las dolomitas del área de Chicago, es de contorno más alargado, umbón ventral muy desarrollado y la superficie de las valvas está ornamentada por menor número de costillas que en nuestra especie.

A. ? paraguayensis Harr., 1950 (p. 62, lám. I, figs. 9-10 y 13-16) del silúrico inferior de Co. Aparipi y Cantera Vargas Vila, Paraguay, se distingue de *A. acutiplicata* Kayser, por presentar contorno diferente, valva dorsal más convexa, mayor número de costillas (quince) de sección redondeada y falta de pliegue y seno medio en valva dorsal y ventral, respectivamente.

Localidad y material examinado: Cerro del Fuerte, Loma de los Pios, Cerro del Agua Negra, Gualilán, Qda. de Agua Felipe. Centenas de ejemplares completos, valvas aisladas y moldes internos.

Ejemplares figurados: N° 7682-7685.

Género **AUSTRALINA** Clarke, 1913

Australina jachalensis Clarke

Lám. III, figs. 1-9, 21; Lám. V, B, figs. 11-18

1897. *Meristella* ? sp. Kayser, *Beitr. z. Kenn. einiger paläozoischer Faunen*, p. 294, lám. IX, fig. 5.

1905. *Meristella* ? sp. Thomas, *Neue Beitr. z. Kenn. Devon. Fauna Arg.*, p. 263, lám. XIV, fig. 38-38a.

1913. *Australina jachalensis* Clarke, *Foss. Dev. do Paraná*, p. 346 a 348, figs. texto 1-3.

Descripción: Conchilla subcircular, plano-convexa, de tamaño pequeño a mediano; de ancho igual o algo mayor que el largo. Máximo ancho coincidente con la línea cardinal o algo posterior a la mitad de la longitud de la conchilla. Extremidades cardinales redondeadas. Márgenes antero y postero-laterales redondeados y en continuación directa. Comisura anterior recta a levemente sinuosa.

Valva ventral muy convexa en la región umbonal y media, algo deprimida en el 1/3 anterior. Umbón pequeño, subrecto. Foramen circular, submesotírico, Área cardinal corta. Dientes fuertes y prominentes situados a los lados del delirio abierto, fijados directamente a la pared de la valva. Miofragma como plataforma sobreelevada en forma de V invertida extendida hasta la mitad de la longitud de la valva y estriada radialmente. Se inicia como septo bajo, en la cavidad umbonal, aumentando en ancho y alto hacia adelante, formando una área triangular excavada en su base y cuyos lados carenados se proyectan antero-lateralmente.

Valva dorsal levemente convexa en la región umbonal, aplanada antero-lateralmente. Seno estrecho y profundo en el 1/3 posterior, se ensancha y esfuma hacia la extremidad anterior. Umbón inconspicuo, Lámina cardinal curvada, soportada por un septo medio alto y corto, extendido hasta 1/3 de la longitud de la valva. Proceso cardinal bifido, con lóbulos bifurcados (lám. V, B, fig. 11) soportado por láminas crurales recurvadas hacia abajo y unidas al margen posterior de la conchilla, delimitando profundas fosetas dentales. Las láminas están separadas entre sí por una fisura estrecha que delimita una pequeña foseta en el extremo posterior de la lámina cardinal (lám. III, fig. 21 indicando probable existencia de un foramen cardinal dorsal. Braquidio tipo atrypoideo, fijado a la placa cardinal por las bases cru-

rales. Consta de 3 a 4 vueltas de espiras verticales, dorsalmente dirigidas y convergentes hacia la línea media. Bandeleta yugal desconocida. Campos musculares en posición postero-mediana. Aductores posteriores alargados; aductores anteriores pequeños y ovales.

Superficie exterior lisa, presentando solamente líneas concéntricas de crecimiento que forman várices sublamelosas, desigualmente espaciadas y dispuestas en la mitad anterior de ambas valvas. Moldes internos provistos de costulación radial espaciada y poco definida. Estructura de la conchilla fibrosa, impunctada.

Dimensiones en mm:

Ejemplares completos	N° 7671	N° 7670	N° 7669
Longitud	18,5	16	10,5
Ancho.....	21,5	18	10
Espesor.....	7,5	7	4

Observaciones: El hallazgo de soporte braquial espiralado, permite considerar a la especie de Jachal como miembro del elenco de primitivos atrypoideos, separándola de la familia *Orthidae* en la cual fuera ubicado por Clarke (1913) al crear el género.

Dentro de los integrantes lisos de la familia *Atrypidae* presenta sus mayores analogías con los géneros: *Lissatrypa* Twenhofel; *Glassia* Davidson y *Nanospira* Amsden. Pero *Lissatrypa* Twenhofel, 1914; genotipo *L. atheroidea* Tw. (p. 31, lám. I, figs. 11-15) posee perfil biconvexo, carece de plataforma muscular en valva ventral y sus impresiones musculares son débiles. *Glassia* Davidson, 1881; genotipo: *Atrypa obovata* Sow (Davidson A, p. 11; Davidson B, p. 148, lám. V, figs. 1-2) presenta el braquidio comprimido lateralmente faltando la fuerte plataforma triangular. *Nanospira* Amsden, 1949; genotipo: *N. parvula* Amsden, 1949 (1949 B, p. 203; 1951, p. 91, lám. XIX, figs. 1-9, fig. texto 1) posee braquidio con menor número de vueltas de espiras.

Los especímenes de Jachal no pueden ser incluidos satisfactoriamente en ninguno de los géneros establecidos hasta el presente. Las diferencias anotadas se consideran adecuadas para mantener separados los ejemplares descritos en una entidad genérica distinta: *Australina* Clarke.

Glassia tenella Williams, 1951 (p. 114, lám. V, figs. 16-18, fig. texto 18) descrita del Llandoveryano medio de Gales, puede ser considerada como probable congénérico de la especie argentina.

Localidad y material examinado: Cerro del Fuerte, Loma de los Piojos, Cerro del Agua Negra, Quebrada del Aguadita, Cerro Blanco, Gualilán, Quebrada del Agua Felipe. Centenares de ejemplares completos, valvas aisladas y moldes internos y externos de valvas dorsales y ventrales.

Ejemplares figurados: n^o 7669-7674; 7686-7687; 7708.

CONCLUSIONES

La edad de esta fauna ha sido considerada devónica, hasta la realización de los trabajos paleontológicos de Clarke (1913) que evidenciaron dos distintos niveles, asignando al gotlándico a la asociación fosilífera inferior. Posteriormente Caster (1939, págs. 15, 134, 135) sin afirmarlo con evidencias conclusivas apoya la asignación cronológica señalada en primer término.

Resulta difícil fundamentar la edad de esta fauna, basándose tan sólo en el estudio de los braquiópodos, sin especies comunes con otras faunas de edad similar e integrada por géneros de recorrido estratigráfico amplio o representado por formas endémicas. Sin embargo, la integración de los elementos de juicio provistos por los braquiópodos estudiados, permiten ratificar las conclusiones de Clarke, pues de su comparación con los de otras áreas mundiales se ha podido comprobar su fuerte afinidad con especies de secciones silúricas equivalentes de Canadá, Norte América y Gran Bretaña.

En efecto, de acuerdo con lo expuesto en el texto precedente, los Braquiópodos estudiados muestran sus mayores vinculaciones con especies congénéricas de la "*serie de Anticosti*", isla Anticosti, Canadá; formación río Gun (Llandov.), formación río Júpiter y formación Chicotte (Wenlock).

Asimismo, presenta afinidades remarcables con los Braquiópodos de la "*serie silúrica de Arisaig*" N. E. de N. Escocia, Canadá: formación Beechill y formación Ross Brook (Llandov.), formación Mc Adam (Wenlock), formación Moydart y formación Stonchouse (Ludlow.).

Se vincula también a especies norteamericanas del grupo *Clinton* (Wenlock.) del W de Nueva York; del grupo *Niágara* (Wenlock.) de Waldron, Indiana; de Tennessee (formación Brownsport); de Oklahoma (formación Henryhouse) y de Maryland (formación Rose Hill y formación Rochester), evidenciándose además afinidades con especies del Llandoveryano de Gales.

Se concluye que la edad asignable a la fauna en discusión podría corresponder al Gotlántico inferior (Llandov.) o medio (Wenlock).¹

La presencia del graptolite *Monograptus* aff. *vomerinus* (Nicholson) determinado por Turner (1950, tesis inédita) asociado a los Braquiópodos de la Precordillera, substanciaría edad wenlockiana, pues las zonas graptolíticas de la serie Wen'ock en Gran Bretaña están recorridas por *M. vomerinus* (Nicholson).

LISTA DE LOS TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- AMSDEN, TH. W., 1949 (A). *Stratigraphy and Paleontology of the Brownsport Formation (Silurian) of Western Tennessee*. — Peabody Museum Nat. Hist. Bull. 5. Yale Univ.
- 1949 (B). *Two new genera of brachiopods from the Henryhouse formation (Silurian) of Oklahoma*. — Washington Acad. Sci. Journ. vol. 39.
- 1951. *Brachiopods of the Henryhouse formation (Silurian) of Oklahoma*. — Journal of Paleontology, Vol. 25, n° 1.
- CAMPBELL, K. S. W., 1957. *A Lower Carboniferous brachiopods-coral fauna from New South Wales*. — Journal of Paleontology, Vol. 31, n° 1.
- CASTER, K. E., 1939. *A Devonian fauna from Colombia*. — Bulletin of American Paleontology, Vol. 24, n° 83, Ithaca, N. York, U. S. A.
- CLARKE, J. M., 1899. *A fauna siluriana superior do Rio Trombetas. Estado do Pará, Brasil*. — Archivos Mus. Nac. Rio de Janeiro, Vol. 10.
- 1913. *Fosséis devonianos do Paraná*. — Serv. Geol. e Mineral. do Brasil; Mon. Vol. 1.
- COOPER, G. A., 1930. *The Brachiopod genus «Pionodema» and its homeomorphs*. — Journal of Paleontology, Vol. 4, n° 4.
- 1955. *New genera of middle Paleozoic Brachiopods*. — Journal of Paleontology, Vol. 29, n° 1.
- CYANCARA, A. M., 1958. *Invertebrate fossils from the lower Carboniferous of New South Wales*. — Journal of Paleontology, Vol. 32, n° 5.
- DAVIDSON, TH., 1866-1871. — *A Monograph of the British Fossil Brachiopoda*. Vol. III. part. VII: The Silurian Brachiopoda. Palaeontographical Society, London.
- 1881 (A). *On genera and species of spiral bearing Brachiopoda from specimens developed by the Rev. Norman Glass*. — Geol. Magaz. New series, decade II, Vol. 8, n° 1, January, London.
- 1881 (B). *Description of new upper Silurian Brachiopoda from Shropshire*. — Geol. Magaz. N. serie, decade II, Vol. 8, n° IV, April.
- 1882-84. *A Monograph of the British Fossil Brachiopoda*. Vol. V: Silurian and Devonian. *Supplements*, London. The Palaeontographical Society Instituted MDCCCXLVII.

¹ Alwyn Williams (Queens University of Belfast), en comunicación epistolar, se inclina —sobre la base de *Stropheodonta (Brachyprion) fascifer* (Kayser)— a ubicarla en el Llandoveryano.

- DAVIDSON y MAW, 1881. *Upper Silurian Rocks of Shropshire with the Brach.* — Geol. Mag. New series, decade II ; Vol. 8, n° 3.
- GRUBBS, D. M., 1939. *Fauna of the Niagaran nodules of the Chicago area.* — Journal of Paleontology, Vol. 13, n° 6, noviembre.
- HALL, J. y CLARKE, J. M., 1894-1895. *An Introduction to the study of the Brachiopoda intended as a Handbook for the use of students.* — Report of the State Geologist ; 1894 (part 1), 1895 (part 2).
- HARRINGTON, H. J., 1950. *Geología del Paraguay Oriental.* — Contribuciones Científicas, Serie E : Geología. T. I, Fac. Ciencias Exactas y Naturales, Univ. de Buenos Aires.
- KAYSER, E., 1897. *Beträge zur Kenntniss einiger paläozoischer Faunen Süd Amerikas.* — Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft. Band 49.
- KREIDEL, J., 1921. *Observaciones geológicas en la Precordillera de San Juan y Mendoza.* — An. Minist. Agric. Nac. Sección Geología, Mineralogía y Minería, T. XV, n° 2.
- KNOD, R., 1908. *Devonische Faunen Boliviens ; Beitr. zur Geol. u. Pal. von Südamerika*, pt. 14. — Neues Jahrb. Miner. Geol. Pal. Beil Bd. 25. Stuttgart.
- KOZŁOWSKI, R., 1923. *Faune déronienne de Bolivie.* — Ann. de Paleont. T. XII. Paris.
- LEANZA, A. F., 1950. *Fósiles gotlándicos en la formación del Tambolar (San Juan).* — Rev. Asoc. Geol. Arg., T. V, n° 3.
- MC LEARN, F. H., 1918. *Silurian Arisaig series of Arisaig. N. Scotia.* — Am. Journ. Sci. Vol. 45.
- 1924. *Paleontology of the Silurian rocks of Arisaig. Nova Scotia.* — Geol. Surv. Canadá. Mem. n° 137 ; Ottawa, Canadá.
- MÉNDEZ ALZOLA, R., 1938. *Fósiles devónicos del Uruguay.* — Bol. Inst. Geol. del Uruguay, n° 24. Montevideo.
- MUIR WOOD, 1955. *A History of the classification of the phylum Brachiopoda.* British Museum (Nat. Hist.), London.
- POULSEN, CHR., 1934. *The Silurian faunas of North Greenland. I : The fauna of the Cape Schuchert Formation.* — Museum de Mineralogie et de Geologie de l'Université de Copenhague. Communications paléontologiques n° 50. Reprinted from : Meddelelser om Gronland, Vol. 72, n° 2. AFD n° 1, Copenhague.
- 1943. *The Silurian faunas of North Greenland. II : The Fauna of the Olftey Island Formation ; Part II : Brachiopoda.* — Museum de Mineralogie et de Géologie de l'Université de Copenhague. Communications paléontologiques n° 64. Reprinted from : Meddelelser om Gronland, Vol. 72, n° 3. Copenhague.
- PROUTY, W. F. y SWARTZ, C. K., 1923. *Systematic Paleontology of Silurian Deposits - Brachiopoda.* — « Silurian », Maryland Geological Survey. The Johns Hopkins Press. pag. 412. Baltimore.
- SARYTCHEVA, T. G. y SOKOLSKAJA, A. N., 1952. *A description of the Paleozoic Brachiopoda from the Moscow Basin.* — Trans. Paleont. Inst. Moscow, Vol. 38.
- SCHMIDT, H., 1951. *Das Stropheodonte schloss der Brachiopoden.* — Abh. Senckenbergischen Nat-forschenden Gesellsch. 485.
- SCHUCHERT, C. y LE VENE, C. M., 1929. — *Brachiopoda editus a J. F. Pompecki : Fossilium catalogus.* — I : Animalia, part. 42, Berlin.

- SCHUCHERT, C. Y COOPER, G. A., 1931. *Synopsis of the brachiopod genera of the suborders « Orthoidea » and « Pentameroidea », with notes on the Telotremata.* — Am. Journ. Sci. 5th. serie, Vol. 22.
- SHALER, N. S., 1865. *List of the Brachiopoda from the Island of Anticosti, sent by the Museum of Comparative Zoology to different Institutions in Exchange for other Specimens, with annotations.* — Bull. Mus. Comp. Zool. Harvard Coll. Vol. I. n° 4.
- SHIMER, H. W. Y SHROCK, R., 1947. *Index fossils of North America*, N. York Second ed.
- SHIRLEY, J., 1938. *The fauna of the Baton River beds (Devonian) New Zealand.* — Quart. Journ. Geol. Soc. London, Vol. 94, pt. 4.
- SOKOLSKAYA, A. N., 1954. « *Strophomenidae* » of the Russian Platform. — Trudy Palaeont. Inst. Acad. Nauk. S. S. S. R. vol. 51 (no visto).
- SPJELDNAES, N., 1957. *The Middle Ordovician of the Oslo Region, Norway.* 8. — Brachiopods of the suborder *Strophomenida* en: Norsk Geologisk Tidsskrift utgitt av Norsk Geologisk Forening; Oslo, Norway; Bind 37, Hefte I.
- STAPPENBECK, R., 1910. *La Precordillera de San Juan y Mendoza.* — Anales Minist. Agric. Sección Geología, Mineralogía, Minería. T. IV, n° 3.
- THOMAS, I., 1905. *Neue Beiträge zur Kenntnis der Devonischen Fauna Argentinuensis.* — Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Band 57.
- TURNER, J. C., 1950. *South American Graptolithes.* — Universidad de Cambridge. Tesis inédita.
- TWENHOFEL, W. H., 1914. *The Anticosti Island Faunas.* — Geol. Surv. Canadá, Mus. Bull. n° 3 (Geol. Ser. n° 19) Ottawa.
- TWENHOFEL, W. H. Y SHROCK, R. R., 1939. -- *Silurian fossils from Northern Newfoundland.* — Journal of Paleontology. Vol. 13, n° 3.
- WILCKENS, C. F., 1769. *Nachricht von selten Versteinerungen.* Berlin.
- WILLIAMS, A., 1951. *Llandovery Brachiopods from Wales with special reference to the Llandovery District.* — Quart. J. Geol. Soc. London, T. CVII. part. I; 4.
- 1953 (A). *North American and European « Stropheodontids.* — Their morphology and Systematic. The Geol. Soc. America; Memoir n° 56, N. York.
- 1953 (B). *The classification of the « strophomenoid » brachiopods.* — Washington Acad. Sci. Journ. Vol. 43, n° 1.

Cátedra de Paleontología.

Departamento de Ciencias Geológicas.

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.

Universidad de Buenos Aires.

LAMINAS

LAMINA I¹

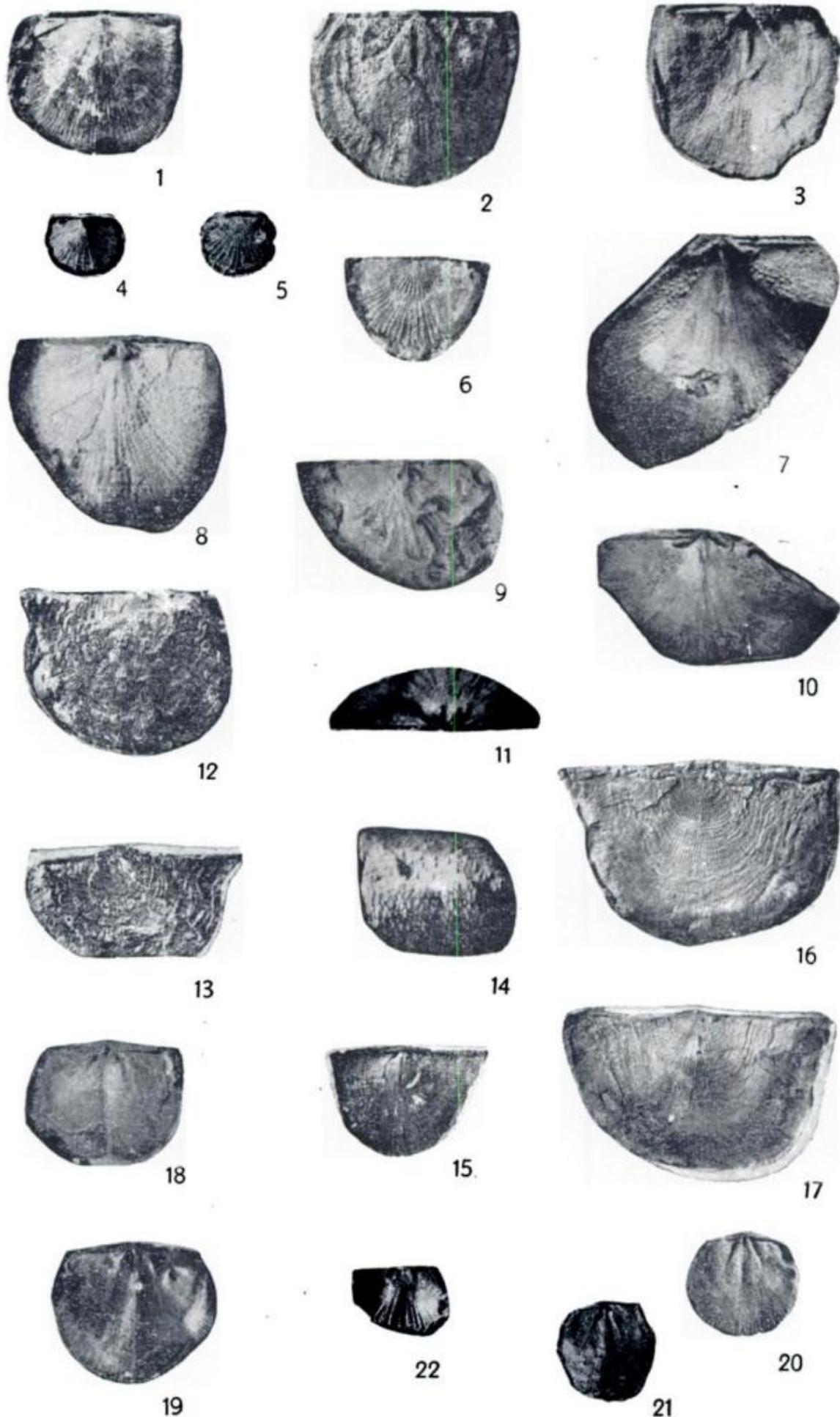
Figs. 1-11. — *Stropheodonta (Brachyprion) fascifer* (Kayser). — Fig. 1, molde interno de valva ventral con restos de conchilla. N° 7693. $\times 1$, Qda. de Talacasto. Col. F. C. E. y N. 1945 ; Fig. 2, molde interno de valva ventral, N° 7694. $\times 1$, Cerro del Agua Negra. Col. Stappenbeck ; Fig. 3, interior ventral en látex del ejemplar de la fig. 2 ; Fig. 4, vista exterior de valva ventral, N° 7695, $\times 1$, Qda. de Talacasto. Col. F. C. E. y N. 1945 ; Figs. 5-6, moldes externos de valva dorsal, N° 7696 y N° 7697 respectivamente. $\times 1$, Qda. Aguadita. Col. Stappenbeck ; Fig. 7, interior ventral en látex del ejemplar de la Fig. 10, $\times 1$, 36 ; Fig. 8, interior dorsal en látex, N° 7699, $\times 1,40$, Qda. de Talacasto. Col. F. C. E. y N. 1945 ; Figs. 9 y 11, dos diferentes vistas de interior dorsal en látex, N° 7700, $\times 1$ y $\times 1,5$ respectivamente, Cerro del Agua Negra. Col. Stappenbeck ; Fig. 10, molde interno de valva ventral, N° 7698, $\times 1$; Cerro del Agua Negra. Col. Stappenbeck.

Figs. 12-17. — *Leptaena argentina* (Thomas). Ejemplares *topotipos*. Fig. 12, vista exterior de valva ventral, N° 7678 ; Fig. 13, vista interior de valva ventral, N° 7680 ; Fig. 14, vista interior de porción de conchilla de valva dorsal mostrando las pseudopunctas, N° 7681 ; Fig. 15, molde interno de valva ventral, N° 7679 ; Fig. 16, vista interior de valva dorsal, en región umbonal molde externo, N° 7677 ; Fig. 17, vista exterior de valva dorsal ; parte superior izquierda en molde interno, N° 7676. $\times 1$. Cerro del Fuerte. Col. F. C. E. y N. 1945.

Figs. 18-21. — *Parmorthis* sp. Fig. 18, molde interno de valva dorsal, N° 7703, $\times 1$; Fig. 19, interior dorsal en látex del mismo ejemplar de la figura 18 ; Fig. 20, molde interno de valva dorsal, N° 7704, $\times 1,14$; Fig. 21, interior dorsal en látex del mismo ejemplar de la figura 20. Cerro del Agua Negra. Col. Stappenbeck.

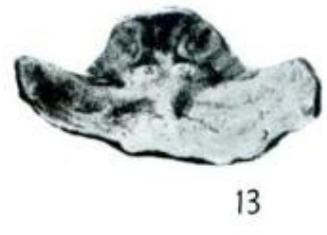
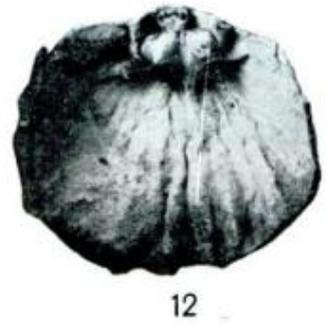
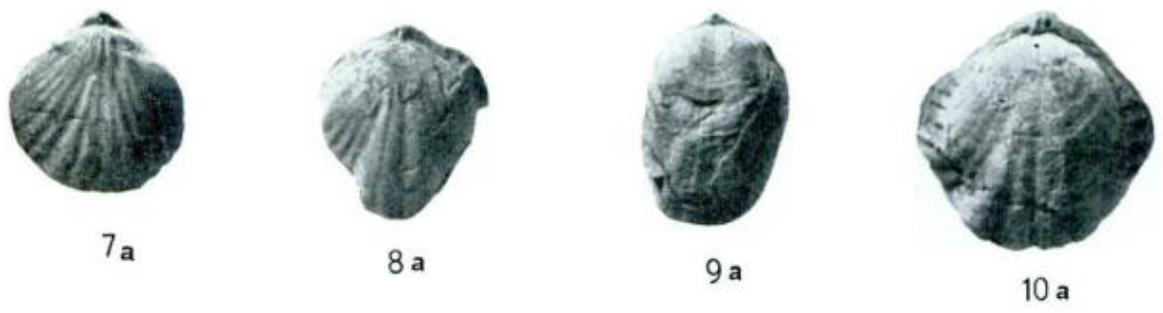
Fig. 22. — *Mendacella* ? sp. Molde interno de valva ventral, N° 7706, $\times 1,41$. Cerro del Fuerte. Col. F. C. E. y N. 1945.

¹ La numeración corresponde al catálogo de la Cátedra de Paleontología del Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires.



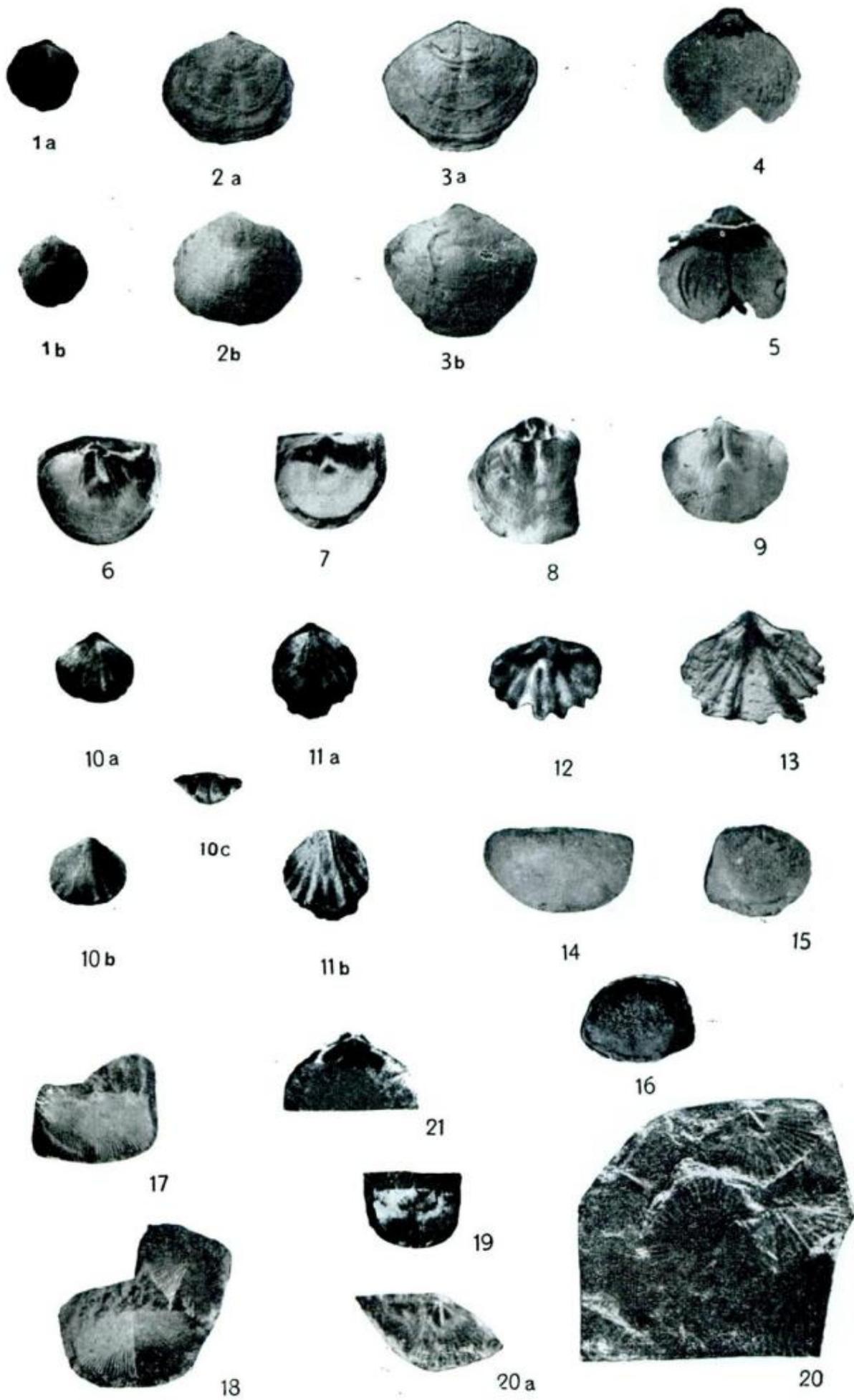
LAMINA II

- Figs. 1-10. — *Clarkeia antisiensis* (d'Orb.). Vista dorsal (a), vista ventral (b) y vista anterior (c) de la conchilla de diversos especímenes completos. *Plesiotipos*. Fig. 1, N° 7655; Fig. 3, N° 7657; Fig. 4, N° 7658; Fig. 5, N° 7659; Fig. 6, N° 7660; Fig. 7, N° 7661; Fig. 8, N° 7662; Fig. 10, N° 7664; Cerro del Fuerte. Col. Stappenbeck. Fig. 2, N° 7656, Qda. del Aguadita, Col. Stappenbeck. Fig. 9, N° 7663, Qda. de Huaco, Col. Stappenbeck $\times 1$.
- Figs. 11-13. — *Clarkeia antisiensis* (d'Orb.). Interior dorsal en látex, con parte de umbón ventral y dientes cardinales adheridos; obtenidos de moldes internos completos. Figs. 11-12, N° 7667; Fig. 13, N° 7668. $\times 1,5$. Zona de Jachal. Col. Stappenbeck.



LAMINA III

- Figs. 1-3. — *Australina jachalensis* Clarke. Especímenes completos en vista dorsal (a) y en vista ventral (b) de la conchilla; Fig. 1, N° 7669; Fig. 2, N° 7670; Fig. 3, N° 7671. \times 1. Loma de los Piojos. Col. F. C. E. y N. 1958.
- Figs. 4-5. — *Australina jachalensis* Clarke. Sección longitudinal aproximadamente perpendicular al plano de simetría de la conchilla. Fig. 4, seccionado desde la valva dorsal, N° 7686. \times 1,63; Fig. 5, seccionado desde la valva ventral, N° 7687. \times 2,23. Cerro del Agua Negra. Col. Stappenbeck.
- Figs. 6-9, 21. — *Australina jachalensis* Clarke. Figs. 6-7, dos diferentes vistas de interior de una valva ventral, en látex, N° 7673, \times 1,6 y \times 1,4 respectivamente; Fig. 8, vista interior de una valva dorsal en látex, N° 7674, \times 1,4; Fig. 9, molde interno de valva ventral, N° 7672, \times 1,5; Fig. 21, vista apical de valva dorsal, N° 7708, \times 2,5. Loma de los Piojos. Col. F. C. E. y N. 1958.
- Figs. 10-11. — *Atrypina acutiplicata* Kayser. Ejemplares completos en vista dorsal (a), vista ventral (b) y vista anterior (c). Fig. 10, N° 7682; Fig. 11, N° 7683, \times 1,22. Cerro del Fuerte. Col. F. C. E. y N. 1945.
- Figs. 12-13. — *Atrypina acutiplicata* Kayser. Fig. 12, vista interior de una valva dorsal, N° 7684, \times 2; Fig. 13, vista interior de una valva ventral, N° 7685, \times 2. Cerro del Fuerte. Col. F. C. E. y N. 1945.
- Figs. 14-16. — *Chonetes stappenbecki* n. sp. Fig. 14, molde interno de valva ventral. *Holotipo*, N° 7688, \times 1,5; Fig. 15, molde interno de valva ventral. *Paratipo*, N° 7689, \times 1,27; Fig. 16, interior ventral en látex del mismo ejemplar de la figura 15. Cerro del Agua Negra. Col. Stappenbeck.
- Figs. 17-18. — *Chonetes fuertensis* Kayser. Vista exterior de valvas ventrales; Fig. 17, N° 7692, \times 2,13; Fig. 18, N° 7690, \times 3. Loma de los Piojos. Col. F. C. E. y N. 1958.
- Figs. 19-20. — *Chonetes fuertensis* Kayser. Fig. 19, valva ventral. *Topotipo*, N° 7675, \times 1,71; Fig. 20, vista de las superficies internas de varias valvas dorsales, N° 7691, \times 5,33; Fig. 20 a, ejemplar aislado de la figura 20, \times 5,33. Cerro del Fuerte. Col. F. C. E. y N. 1945.

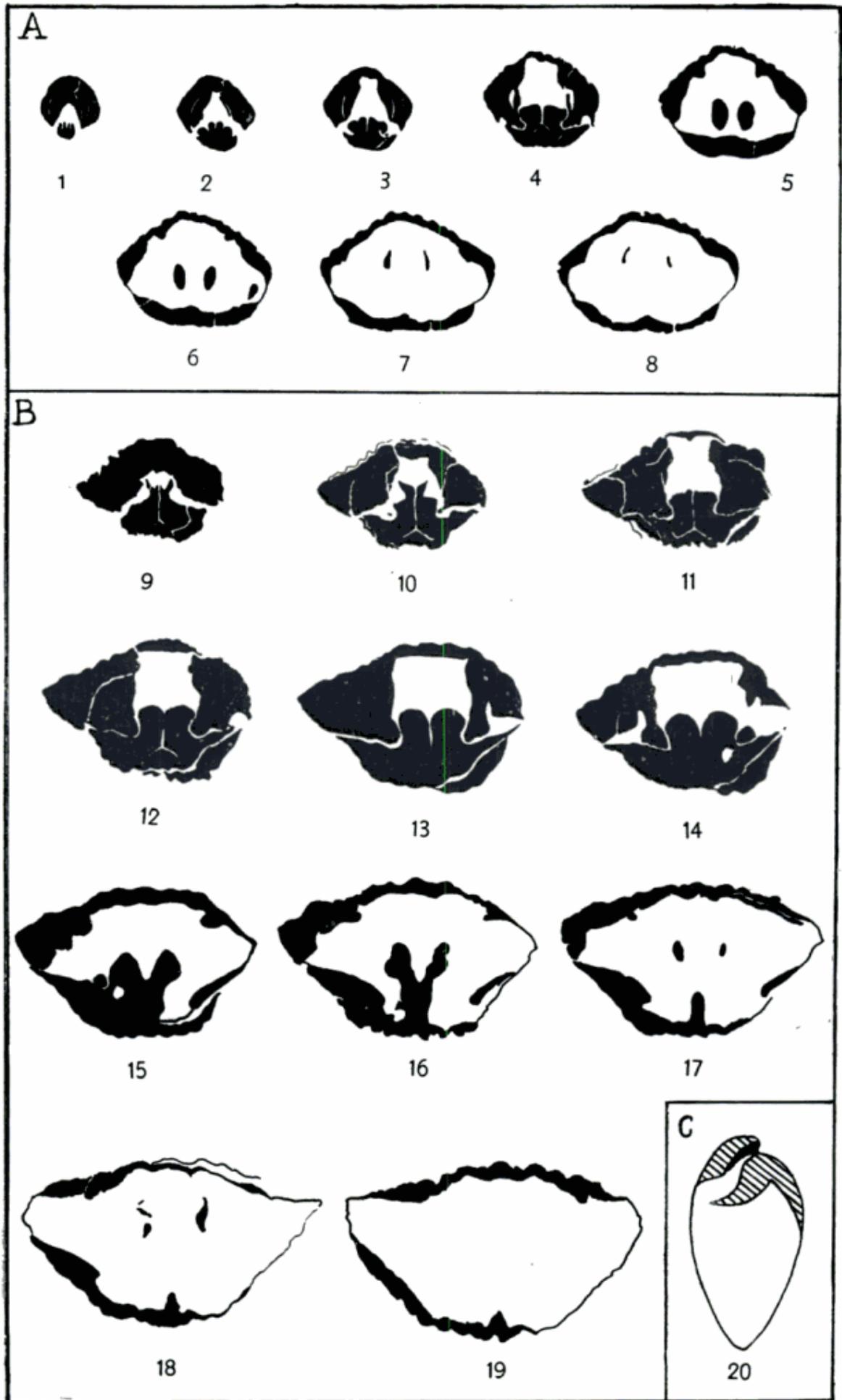


LAMINA IV

Clarkeia antisiensis (d'Orb.). Secciones seriadas transversales aproximadamente perpendiculares al plano de unión de las valvas mostrando la estructura interna de la conchilla ¹.

- A. Figs. 1-8. — Distancia de las secciones desde el extremo posterior de la conchilla : 1, a 0,4 mm ; 2, a 0,6 mm ; 3, a 0,8 mm ; 4, a 1,1 mm ; 5, a 1,6 mm ; 6, a 1,7 mm ; 7, a 2 mm ; 8, a 2,1 mm. El largo original del espécimen era de 12 mm de proporciones equivalentes al ejemplar figurado en Lám. II, fig. 2. \times 3,05. Loma de los Piojos. Col. F. C. E. y N. 1945.
- B. Figs. 9-19. — Distancia de las secciones desde el extremo posterior de la conchilla : 9, 0,3 mm ; 10, a 0,5 mm ; 11, a 0,8 mm ; 12, a 1 mm ; 13, a 1,2 mm ; 14, a 1,3 mm ; 15, a 1,5 mm ; 16, a 1,6 mm ; 17, a 1,7 mm ; 18, a 2,3 mm ; 19, a 2,6 mm. El largo original del espécimen era de 20 mm. \times 3,04. Cerro Agua Negra. Col. Stappenbeck.
- C. Fig. 20. — Reconstrucción del interior de *Clarkeia antisiensis* (d'Orb.). Sección longitudinal aproximadamente perpendicular al plano de unión de las valvas. N° 7665. \times 1,5. Loma de los Piojos. Col. F. C. E. y N. 1945.

¹ En todas las secciones transversales la valva ventral arriba.

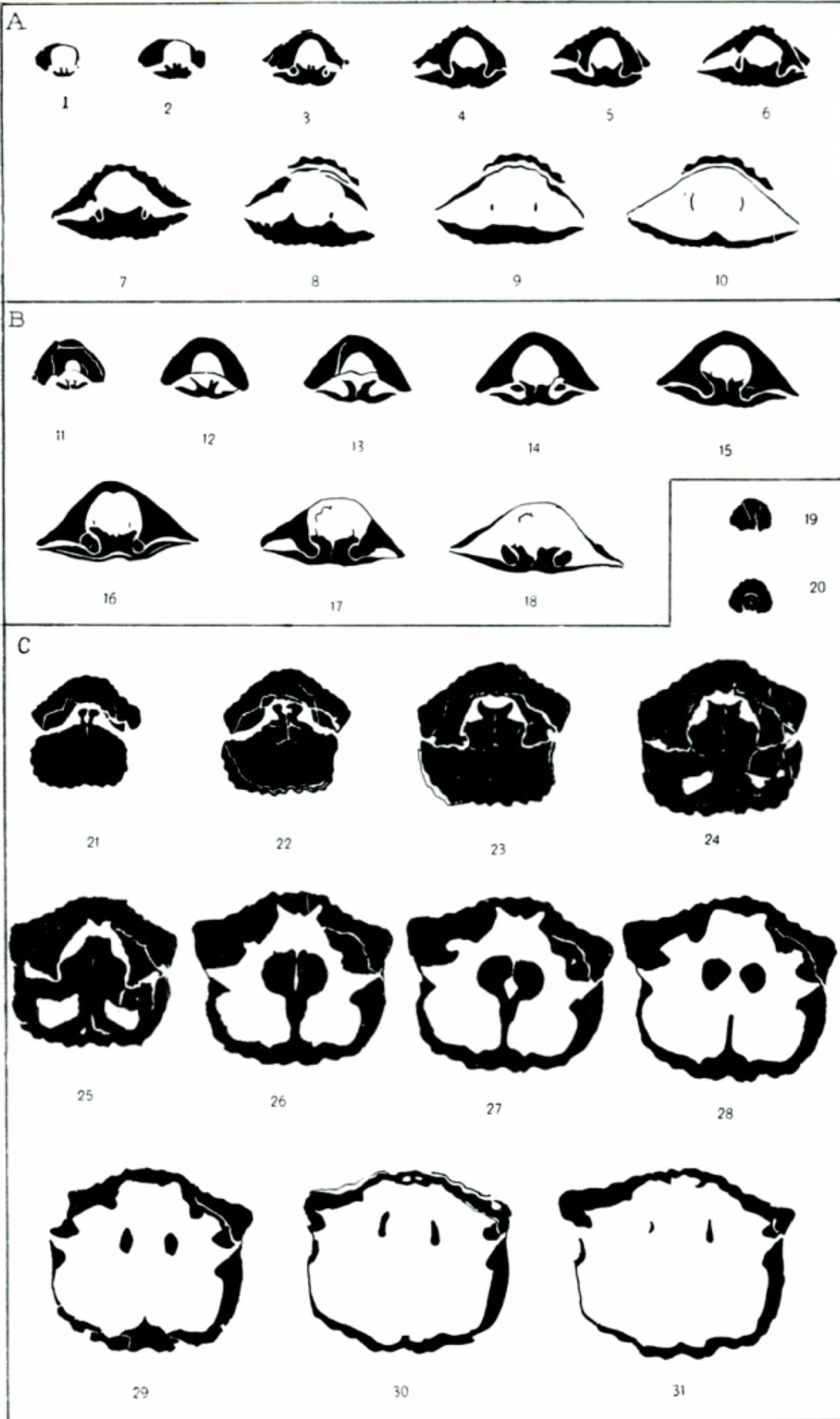


LAMINA V

Secciones seriadas transversales mostrando la estructura interna de la conchilla ¹.

- A. Figs. 1-10. -- *Atrypina acutiplicata* Kayser. Distancia de las secciones con respecto al ápice del umbón : 1, a 0,1 mm ; 2, a 0,2 mm ; 3, a 0,3 mm ; 4, a 0,4 mm ; 5, a 0,5 mm ; 6, a 1,2 mm. El largo del espécimen era de 7,5 mm ; 7 a 10, cuatro secciones de otro ejemplar : 7 a 1,3 mm ; 8, a 1,4 mm ; 9, a 1,6 mm ; 10, a 1,8 mm. El largo original del espécimen era de 8 mm. \times 3,20. Cerro del Fuerte. Col. F. C. E. y N. 1945.
- B. Figs. 11-18. — *Australina jachalensis* Clarke. Distancia de secciones con respecto al ápice del umbón : 11, a 0,3 mm ; 12, a 0,4 mm ; 13, a 0,5 mm ; 14, a 0,6 mm ; 15, a 0,7 mm ; 16, a 0,8 mm ; 17-18, dos secciones de otro espécimen : 17, a 0,6 mm ; 18, a 0,7 mm. El largo original de ambos especímenes era de 11 mm. \times 3,44. Loma de los Piojos. Col. F. C. E. y N. 1958.
- C. Figs. 19-31. — *Clarkeia antisiensis* (d'Orb.). Distancia de las secciones desde el extremo posterior : 19, a 0,1 mm ; 20, a 0,2 mm ; 21, a 0,8 mm ; 22, a 1 mm ; 23, a 1,4 mm ; 24, a 1,6 mm ; 25, a 1,8 mm ; 26, a 2,3 mm ; 27, a 2,4 mm ; 28, a 2,6 mm ; 29, a 2,8 mm ; 30, a 3,3 mm ; 31, a 3,5 mm. Secciones 19 y 20 muestran la valva ventral solamente. El largo original de la conchilla era de 22,5 mm de proporciones equivalentes al espécimen figurado en Lám. II, fig. 10. \times 2,20. Cerro del Fuerte. Col. Stappenbeck.

¹ En todas las secciones la valva ventral arriba.



REVISTA
DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Tomo XIII

Abril de 1958

Nº 2

SERPENTINITAS DEL RIO DE LAS TUNAS
CUCHILLA DE YALGUARAZ, MENDOZA

POR RAUL ALBERTO ZARDINI

Departamento de Ciencias Geológicas. Universidad de Buenos Aires.

RESUMEN

Se describen cuerpos serpentínicos pertenecientes a la faja expuesta en la Cordillera Frontal. Los mismos están alojados concordantes con las estructuras de las rocas de caja, en esquistos micaceos, anfibolitas, ambos granatíferos, calizas y cuarcitas. Un cuerpo de porfiro diorítico intruye a todo el complejo, y cuarzo de vena que no afecta a las serpentinas. Se describen tres variedades texturales de serpentina, según su relación con cristales de olivina. En una localidad hay clinopiroxeno, además clorita, magnetita y brucita, completan la mineralogía de las serpentinitas. Se describe un proceso de metamorfismo retrógrado, probablemente en conexión con la gran falla inversa que corre al pie de la cordillera frontal. Para la forma globosa de los cuerpos serpentínicos se acepta que ello se deba a estructuras previas o singenéticas con la intrusión; además la relación de calizas y cuerpos serpentínicos se explica suponiendo que aquellas favorecen el flujo plástico. Se concluye que la relación olivina-serpentina está regida por la relación líquido-olivina en el momento de la intrusión.

ABSTRACT

Serpentine bodies belonging to the southern end of a ultrabasic belt in the Cordillera Frontal and Precordillera are composed of antigorite with small crysotile veins, magnetite, brucite, and isolated crystals of olivine and clinopiroxene. The country rocks are micaceous and chloritic schists with garnet porphyroblasts, limestones, quartzites and amphibolites. The garnet meta-cryst have been replaced by biotite, chlorite, quartz, due to retrogressive metamorphism probably in connexion with a regional dislocation. This complex has been intruded by a dioritic porphyry and quartz bodies, although the latter have not penetrated the serpentines. Previous structures or syngenetic are thought to be responsible of the globe

shaped form of these bodies. Three textural varieties of serpentine are recognized. It is concluded that the relation olivine-serpentine depends by the liquid-olivine ratio during intrusion.

INTRODUCCION

Durante la breve estada del autor en el servicio geológico de la Dirección Nacional de Geología y Minería en los últimos meses del año 1953, tuvo oportunidad de interiorizarse del relevamiento sistemático que de la Alta Cordillera Mendocina realizaba el doctor Jorge Polanski, quien llamó su atención sobre la faja serpentínica por él mapeada, que se desarrollaba en la Cordillera Frontal (Hojas 24 b y 25a). En acuerdo con el entonces jefe de servicio, doctor Félix González Bonorino, se proyectó el estudio de la mencionada faja, estudio que consistiría en el relevamiento en detalle de algunos cuerpos, que sería la base para el de tipo regional. La primera etapa se cumplió y representó un trabajo que fue considerado como tesis del autor en el Museo de La Plata en diciembre de 1955. Posteriormente se redactó nuevamente y se adaptó a su publicación.

El autor agradece al doctor Félix González Bonorino por su asistencia durante el trabajo de campo y de laboratorio; además por los comentarios críticos y corrección de este trabajo; al doctor Jorge Polanski, quien posibilitó una segunda visita a la zona de estudio durante el año 1955; al doctor Mario E. Teruggi por la corrección del trabajo de tesis presentado en 1955; y a mis compañeros, doctores Bernabé J. Quartino, Roberto J. Poljak y Arturo J. Amos por sus sugerencias durante la elaboración del trabajo.

RESUMEN DE LA GEOLOGIA REGIONAL

Las serpentinitas están alojadas en metamorfitas de la Cordillera Frontal. Esta cadena en el tramo mendocino está compuesta por varios cordones, constituyendo una unidad geográfica más que geológica. En el río de las Tunas se encuentra la soldadura entre dos cordones, el del Plata hacia el Norte y el del Portillo hacia el Sur, unidos por el cordón Santa Clara. El primero está constituido por micacitas, calizas cristalinas y cuerpos ultrabásicos, de edad precámbrica; y por lutitas negras, areniscas, cuarcitas oscuras y conglomerados, atribuidas al Carbonífero. El cordón del Portillo consiste en un gran plutón granitoide con *roofs pendants* carboníferos. Acompaña a todo el conjunto una gran variedad de vulcanitas (Polanski, 1953-1954; 1957).

La faja de cuerpos ultrabásicos continúa hacia el norte en las hojas Mendoza (Aparicio y otros, 1956) y Ramblón (Harrington, 1954) dentro de la precordillera de Mendoza y San Juan.

El área estudiada se encuentra en la margen derecha de la desembocadura del río de Las Tunas, frente al refugio militar Coronel de la Plaza, y comprende los primeros espolones que representan un pequeño zócalo cristalino (*rock pediment*) (fig. 1). Las rocas constituyentes son metamorfitas, serpentinitas y un cuerpo hipabisal mesosilíceo que intruye a todo el complejo, y cuerpos de cuarzo de vena.

EL COMPLEJO METAMORFICO DEL RIO DE LAS TUNAS

Este complejo consiste en esquistos, calizas, cuarcitas y anfibolitas. En general la asociación mineralógica de los esquistos es cuarzo-muscovita-biotita-clorita-granate. Existen variaciones, algunas de las cuales son: cuarzo-granate-actinolita; cuarzo-granate-apatita y clorita-anfibol.

El cuarzo se presenta ya como cuarzo del esquisto, ya como cuarzo inyectado. El primero muestra todas las características del cuarzo que ha seguido la evolución del esquisto, como ser recristalización, impurezas, contactos interpenetrados y orientación óptica. El segundo es un cuarzo límpido, forma ojos, no presenta ninguna característica de deformación en su estructura íntima, y frecuentemente está acompañado por un cristal de pirita.

Las micas están ampliamente distribuidas, notándose pasajes entre ellas, así como también una intensa decoloración de la biotita. Ellas forman los corrugamientos que presentan los esquistos, los cuales han formado un curioso sistema romboidal (fig. 2).

La clorita, ya forma láminas dentro de los esquistos o constituye la masa de los esquistos cloríticos. La actinolita se presenta como pequeñas pajuclas a veces convertidas en talco o como masas fibrosas de largos cristales (fig. 3), sus propiedades ópticas son las siguientes: Pleocroísmo X: verde amarillo muy pálido; Y: verde amarillento y Z: verde pálido; Z: $c 12^\circ$ y $2V (-) 81^\circ$.

El granate almandino se encuentra dentro de los esquistos o en las masas anfibólicas; presentándose como granos perfectamente constituidos o en pequeños remanentes en agregados de contornos policátricos constituidos por clorita, biotita, magnetita y cuarzo.

Las anfibolitas forman cuerpos lenticulares de colores verdes obs-

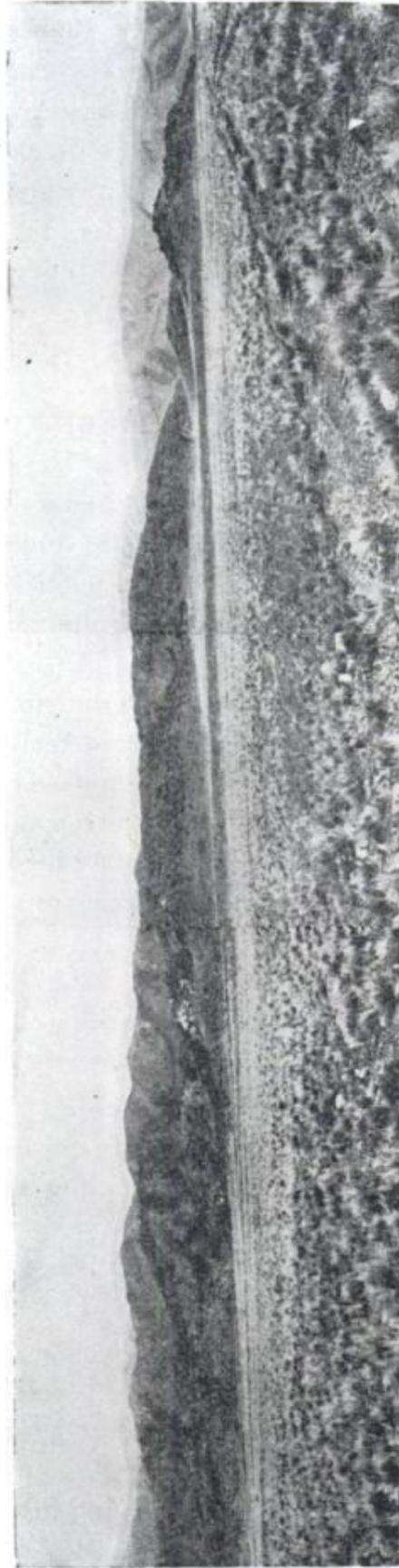


Fig. 1.— Fotografía mostrando una vista frontal del área relevada. La parte de la derecha, fué levantada en el detalle.
Fotografía: J. Polanski.



Fig. 2.—Fotografía del esquisto micáceo, mostrando la disposición romboidal de los dos sistemas de corrugamientos. Fotografía Sr. A. Ferreyra, Museo de La Plata.



Fig. 3.—Fotografía de una masa de cristales de actinolita formando como una "cabellera". Fotografía Sr. A. Ferreyra, Museo de La Plata.

curos y textura variable entre granulares a esquistosas. Al microscopio se presentan como un agregado de actinolita albita, clorita, granate, epidoto y calcita. La actinolita en perfectos cristales idiomorfos presenta las siguientes características ópticas: X: amarillento verdoso pálido; Y: amarillento verdoso; Z: verde pálido; Z: $c 9^\circ$ y $2V (-) = 80^\circ$.

La albita forma en algunos casos blastocristales que muestran los efectos deformativos, maclas borrosas, flexionadas, o una alteración sericitica tan intensa que sólo ha dejado pequeños remanentes del cristal original.

El epidoto, clinozoisita está muy distribuido y suele formar núcleos en una base cuarzosa.

El granate aparece también como remanente en un agregado de laminillas de biotita y clorita mostrando esta última aún restos del pleocroísmo de aquélla. Se puede ver una faja de pasaje entre granate y productos de alteración, notándose en las grietas la presencia de clorita.

Las calizas forman numerosos bancos en el lado norte del área estudiada. Son generalmente irregulares, engrosados en el centro y acunados en los costados, y poseen color y grano variable. La presencia de anfíbol les confiere esquistosidad. La textura es cristaloblastica, y el anfíbol es actinolita. En algunas zonas están teñidas por carbonatos de cobre (malaquita y azurita). Las cuarcitas en bancos delgados, son rocas claras, amarillentas, moteadas, con concentraciones irregulares de biotita y clorita.

En cuanto al rumbo de todas estas rocas, están regionalmente en el cuadrante NE, y las variaciones de este rumbo se producen cuando se ponen en contacto con los cuerpos serpentínicos. Las inclinaciones son siempre de valores muy altos, cercanos a la vertical o verticales.

SERPENTINITAS

Las serpentinitas del río de Las Tunas se presentan como cuerpos alargados, lenticulares, globosos, concordantes con las rocas de caja. Cuando adquieren estas dos últimas formas es muy notable el ajuste de las rocas de caja a ellos, ajuste consistente en el doblaje de los esquistos. De cualquier manera siempre las líneas estructurales que limitan a estos cuerpos son líneas suaves, elípticas, redondeadas, nunca interiorizan los cuerpos, y los cambios de rumbo de los esquistos no

son debidos a rupturas entre ellos. Sin embargo hay dos excepciones en nuestro mapa, una dada por los paquetes de esquistos que quedaron entre dos apófisis del cuerpo intrusivo mesosilícico, y la segunda una pequeña estructura de rumbos encontrados, como algo local, que posiblemente sea previa a la intrusión de las serpentinitas.

En el mapa geológico que acompaña a este trabajo pueden distinguirse dos zonas, separadas por una faja de sedimentos cuaternarios; en la zona norte los cuerpos serpentínicos son lentes delgados, filonicos, alojados generalmente entre bancos de caliza. En la zona sur hay un cuerpo principal, globoso, con las estructuras de la roca de caja concordantes. En este cuerpo penetra una apófisis del pórfiro diorítico. Hacia el oeste aparece nuevamente un filón serpentínico que desaparece bajo los sedimentos cuaternarios.

Si bien complejas y heterogéneas, todas las serpentinitas en los afloramientos están representadas por un tipo común de roca, masiva, de colores oscuros, superficialmente violáceos, amarillentos y con tonalidades rojizas en los espejos de fricción, en los cuales se han desarrollado dos sistemas de estrías perpendiculares.

El estudio microscópico revela un agregado antigorítico con clorita, y pequeños cristales, restos de individuos mayores de olivina. Acompaña invariablemente magnetita, y en una localidad augita.

El piroxeno augita es fresco y agrupado en venillas, que a su vez están atravesadas por diminutas fracturas rellenas con antigorita. Las propiedades ópticas son las siguientes: $2V(+)$ 56° ; $Z: c$ $43-45^\circ$. La olivina, que se presenta como restos de cristales mayores es fresca rodeada por una base serpentínica o serpentínica-clorítica; en algunos cristales, pero que no es el común, se nota la alteración serpentinosa siguiendo las fracturas del cristal; sus propiedades ópticas son: $2V(+)$ 84° ; $Fa = 24\%$. La magnetita aparece en concentraciones grandes o como un fino polvo diseminado.

Tomando como base los restos de olivina que extinguen en forma simultánea, el grano de la roca no pasa en general de 1 mm hasta diminutos cristales.

En cuanto a la serpentina, ella suele aparecer como serpentina fibrosa (¿antigorita?) o laminar; estas dos variedades están relacionadas con restos de olivina, y una tercera que sería serpentina "moteada" (antigorita), aparentemente sin relación con olivina; además escaso crisotilo en venillas.

Desde este punto de vista podemos distinguir algunas variedades texturales; una de ellas sería la formada por cristales de olivina

fresca en una base serpentínica-clorítica fibrosa, con pequeños núcleos de serpentina moteada; la base serpentínica-clorítica es una mezcla de fibrillas de serpentina y de clorita, reconocible esta última por su mayor birrefringencia y por su color azul profundo de interferencia; cuando estas fibrillas cloríticas se agrupan y forman núcleos mayores adquiere un carácter casi isotropo.

Otra variedad es la constituida por serpentina laminar, que se encuentra típicamente como reemplazando a los cristales de olivina, ya que éstos suelen encontrarse en el centro de núcleos de lineamien-



Fig. 4.— Microfotografía de serpentina donde se distinguen en el centro y derecha la estructura moteada y a la izquierda estructura laminar. X 125. Fotografía Sr. A. Ferreyra., Museo de La Plata.

tos poligonales, rellenos con láminas de antigorita. Estas láminas tienen una estructura esferulítica; acompaña invariablemente a este tipo, magnetita en polvo finamente diseminado, estando frecuentemente restringida al centro de estos núcleos, quedando en los bordes antigorita límpida.

Por último una tercera variedad correspondería a antigorita "moteada" (fig. 4), es decir, una serpentina de grano muy fino, que tendría el aspecto de una malla de trama fina; generalmente no está

asociada con olivina ni con magnetita. Todo el conjunto y variedad se halla siempre acompañado por finos cristales fibrosos de tremolita, por áreas de talco y carbonato, el que forma venillas o salpicaduras dentro de la masa serpentinosas.

En cuanto a la brucita, ella se presenta en una localidad, la roca que la contiene es clara grisácea con áreas amarillentas e intensamente carbonatadas. En sección delgada se muestra una asociación mineralógica consistente en: nódulos inmersos en una masa serpentínica y en cuyo interior se halla un agregado de serpentina y clorita bordeados por magnetita en polvo; además clinopiroxeno, y actinolita. La brucita se presenta en tablillas idiomórficas de hábito micáceo y en láminas irregulares de hábito intersticial, siempre acompañada por granos de epidoto.

Áreas de talco, que han permitido un laboreo minero, se hallan distribuidas irregularmente dentro de los cuerpos. Estas áreas se asocian a zonas de sisa y la transformación de serpentina en talco es considerado un proceso posterior e hidrotermal.

CUERPO INTRUSIVO MESOSILICICO

El componente más joven del complejo es un pórfiro diorítico que muestra las características de una roca filónica; su forma es de diques unidos por unos abultamientos en sus extremos. Existen variaciones de color, grano y textura, llegando a una diorita; en general son grises, resaltando, cuando es pórfiro, el blanco de los fenocristales de plagioclasa que alcanzan a tener 2 a 3 mm de largo por 1 mm de ancho. Los manchones más oscuros obedecen a la concentración de mafitos. En general no presenta grandes signos de alteración. Al microscopio se resuelve en plagioclasa, cuarzo, hornblenda verde, biotita y accesorios, formando una textura porfírica con pasta microgranulada. La plagioclasa forma cristales euedrales de contornos cristalinos nítidos, su tamaño es variable, alcanzando un promedio de 2 mm. Las maclas son de albita, albita-carlsbad y periclino, y maclas complejas mal desarrolladas. Su composición puede determinarse como andesina media. La estructura zonal es muy frecuente y se presenta aún en los cristales de la pasta, tiene un carácter oscilatorio. Presentan una alteración sericítica y un producto de naturaleza arcillosa, que cuando ha sido profunda sólo queda el contorno cristalino y algún resto de plagioclasa.

La biotita es muy reducida por su cantidad, en comparación con la hornblenda verde. La primera es un poco decolorida y la acompaña como producto de alteración, laminillas de clorita y granos de epidoto, los que se forman entre el clivaje, separando las laminillas.

La hornblenda verde se presenta alterada en clorita y titanita.

El cuarzo es límpido en granos angulosos con inclusiones fluídas; en el pórfiro la pasta microgranuda está formada por cuarzo y feldespato y fibrillas de hornblenda. Se destacan además unos agregados irregulares con tablillas de plagioclasa inmersos en una pasta tipo granófiro.

De los accesorios, está presente la magnetita en cristales idiomorfos o en agregados granulares, y apatita en prismas aislados.

Aflora además gran cantidad de cuarzo silicotermal que adquiere dimensiones mapeables, no observándose en ningún caso que afecten a los cuerpos serpentínicos, planteando un interrogante en su relación con éstos a que haremos referencia más adelante.

Análisis de serpentinitas cuyos resultados se comparan con los dados por Haapala (1936, p. 52)

	Muestra		
	Nº 20 ¹	Nº 39 ¹	Haapala p. 52
SiO ₂	40.24	37.26	37.44
Al ₂ O ₃	3.94	2.96	0.53
OCa.....	2.96	4.20	0.12
OMg.....	35.38	34.87	43.70
Fe ₂ O ₃	5.77	5.50	4.71
FeO.....	0.54	2.82	2.97
Pérdida al rojo.....	10.12	10.36	—
Humedad 110°C.....	1.20	1.32	—
Alcalis Na-K.....	n. r.	0.61	0.55
H ₂ O.....	—	—	7.86
—H ₂ O.....	—	—	0.50
OMn.....	—	—	—
S.....	—	—	1.47
Cr ₂ O ₃	—	—	0.18
NiO.....	—	—	0.28

¹ Analista Sra. Natalia Kotelnikov. Dirección Nacional de Geología y Minería.

Diagrama de rayos X de Antigorita ¹ que se compara con el dado por Selfridge (1936, p. 469)

Antigorita ² d (obs.) (k.x.)	I (est.)	Selfridge Antigorita	
		d A	Est. I
7.365	f-ff	7.355	8 $\frac{1}{2}$
4.596	md	4.658	4
4.021	dd	3.641	9
3.659	f-ff	2.558	10
2.972	dd	2.186	7
2.516	mf	1.845	3
2.486	m	1.794	4
2.154	d	1.583	7 $\frac{1}{2}$
1.876	dd	1.553	7 $\frac{1}{2}$
1.601	d	1.326	6
1.558	dd	1.273	4
1.535	mf	1.160	2
1.504	m	1.061	3 $\frac{1}{2}$
1.478	d	1.005	4
1.437	d	979	3
1.414	dd	897	3 $\frac{1}{2}$
1.305	dd	857	1
1.276	d	831	2
1.150	d	778	3
1.137	d	743	3
1.044	d		

Referencias: ff = muy fuerte; f = fuerte; mf = medio fuerte; m = mediano; d = débil; dd = muy débil; df = difusa.

EL PROBLEMA DE LA SERPENTINA Y DISCUSION DE NUESTRO TRABAJO

Turner y Verhoogen en su discusión sobre las asociaciones plutónicas básicas y ultrabásicas hace una triple división de estas rocas en: 1º Gabbros, Peridotitas y rocas de lopolitos y mantos; 2º Peridotitas y Serpentinatas, y 3º Anortositas y rocas asociadas. Todo lo que sigue de nuestra discusión se refiere al segundo grupo, cuyas características

¹ Realizado por el doctor Roberto J. Poljak.

² Método de Hull-Debye.

generales de acuerdo a los autores que se ocuparon de este problema son:

1. Los cuerpos intrusivos son concordantes con la roca de caja.
2. Los cuerpos se intruyen en rocas de ambiente geosinclinal y de gran movilidad tectónica.
3. La facies metamórfica alcanzada por las rocas de caja cuando sobreviene la intrusión corresponde a la de esquistos verdes-albita-epidoto-anfibol y anfibolita.
4. Ausencia de intrusiones ácidas de la misma edad.
5. Distribución en todas las épocas geológicas.
6. No provocan metamorfismo de contacto.
7. Homogeneidad de facies petrográficas dentro del mismo cuerpo.
8. Las serpentinitas son rocas, en cierto sentido, monominerálicas, formadas por serpentina y opacos.
9. Generalmente están asociadas con peridotitas, o alguna roca ultrabásica.
10. Sólo se han reconocido dos variedades de mineral serpentínico, es decir, antigorita (laminar) y crisotilo (en tubos).

La antigorita tiene más hierro en su composición. La serpentina está compuesta por tres óxidos: SiO_2 — MgO — H_2O , los cuales forman el silicato $\text{SiO}_2\text{Mg}_7\text{H}_2\text{O}$.

La clásica teoría de la diferenciación de las rocas ígneas por cristalización fraccionada de un magma basáltico incluyó también a las peridotitas, con las cuales están íntimamente ligadas las serpentinitas, y que se suponen como producto de alteración de las primeras. Uno de los problemas que en sí mismas llevan estas rocas consiste en la transformación de olivina a serpentina, y otro si ellas son representantes de la diferenciación de un magma gabbroide o de la capa peridotítica.

La olivina es un mineral anhidro, compuesto estructuralmente por grupos de tetraedros de $(\text{SiO}_4)^{4-}$, individuales, que tiene que pasar a serpentina hidratada, con estructura laminar de grupos de tetraedros con $(\text{Si}_4\text{O}_{10})^{4-}$, proceso que de acuerdo a los resultados experimentales (Bowen y Tuttle, 1949, p. 452) sólo podría ocurrir a una temperatura de 400°C o menos. De las varias reacciones propuestas para



50

61

72

83

94

105

116

127

138

149

160

171

182

193

204

215

226

237

248

259

270

281

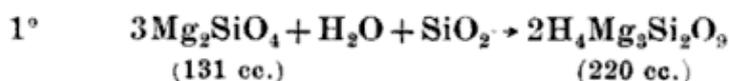
292

303

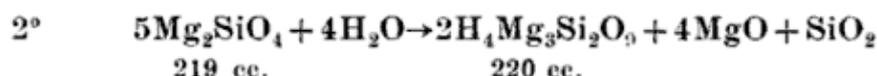


explicar la hidratación y el contenido mayor de SiO₂ de la serpentina, ninguna es totalmente satisfactoria.

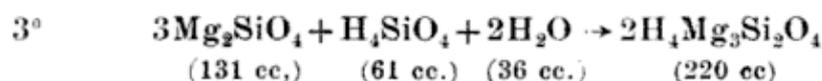
Por ejemplo:



Esta reacción supone, por la adición de agua y sílice a una masa olivínica, un incremento del 70 % del volumen, hinchazón ésta que los autores consideran de excesiva magnitud para los hechos observados en el campo.



Esta otra obvia el problema del aumento del volumen, pero supone una remoción de sílice y magnesio, la que debería provocar un metamorfismo magnésico en la roca de caja, hecho tampoco observado en general en el campo.



Esta última sería la solución, ya que no supone un aumento de volumen ni una remoción de magnesio. En las dos primeras se trata de olivina ya formada o una fusión de ella que se intruye y luego sometida a la acción del agua y sílice, o del agua solamente; en cambio en la tercera la sílice y el agua formarían parte del magma "serpentínico"; pero, se contradice con los datos experimentales mencionados según los cuales la serpentina no sería estable arriba de los 400°C. De acuerdo al principio de reacción en petrogénesis al precipitar olivina y producirse un descenso de temperatura el líquido reacciona con aquélla para producir piroxeno mucho antes de alcanzar la temperatura de formación de la serpentina. Al considerar estas cuestiones, Turner, dice: "parecería entonces que ningún mecanismo de serpentización hasta ahora sugerido, explicaría completamente todos los datos petrográficos, químicos y de campo" (Turner, 1948, p. 131). *

Según Hess, en el magma serpentínico cristalizaría primero olivina y luego sería atacada por el líquido residual, es decir, sería una reacción autometamórfica; por otra parte este autor no supone un aumento de volumen sino una contracción, que provocaría grietas

* Traducción del autor.

dentro de los cuerpos, las que se rellenarían con esta solución, dando lugar a la formación de crisotilo.

Parece estar descartada la idea de que la serpentización sea un proceso hidrotermal en el cual el agua y la sílice provenga de intrusivos ácidos cercanos a estos cuerpos.

Además Avias (1949) ha propuesto una nueva hipótesis de peridotización y serpentización, fenómenos que serían producidos por difusión de iones en rocas volcánicas de tipo andesítico. Por último Marmo (1958) piensa en una cristalización contemporánea entre olivina y serpentina.

En cuanto al mecanismo de emplazamiento de estos cuerpos dentro de la corteza, se ha aceptado el sugerido por Bowen y Tuttle (1948, p. 455) de que son cuerpos intrusivos de baja temperatura en rocas de geosinclinal y capaces de un "flujo plástico" ascendente a niveles superiores, aunque Bowen mismo, en 1947, había dicho: "El problema total de la serpentina intrusiva permanece en gran misterio" (Bowen, 1947, p. 271). * Este ascenso, producido por las fuerzas compresivas se vería facilitado por la estructura de la olivina (tetraedros aislados) con películas líquidas intergranulares. Sin embargo Hess cuestiona este mecanismo para las serpentinitas intruídas en rocas sedimentarias, lutitas, grauvacas, de bajo ángulo de inclinación y dice: "Así el problema permanece sin resolver; todavía falta alguna pieza de vital evidencia" (Hess, 1955, p. 402). *

Estos cuerpos en las cadenas de montañas de tipo alpino formarían fajas serpentínicas, que si se instruyen en el primer hundimiento del piso marcarían el eje del tectógeno y además servirían para datar el nacimiento de la cadena montañosa.

Bailey y McCallien (1954) han actualizado la antigua posición de geólogos italianos e ingleses que al final del siglo pasado establecieron la relación entre lavas "almohadones" (*pillow lavas*), serpentinitas y ftanitas (*cherts*) de radiolarios, a lo que se le ha dado en llamar la "Trinidad" de Steinman, la que supone que la serpentina se ha depositado como una lava.

Resumiendo, podemos visualizar tres posiciones principales en este problema: la existencia de una masa compuesta principalmente por olivina y piroxeno, cuyos cristales estarían lubricados por delgadas películas de un líquido intergranular que facilitaría el flujo ascendente de estos cuerpos bajo alta presión dirigida. La serpentización

* Traducción del autor.

se provocaría durante su ascenso, tomando el agua necesaria de las rocas húmedas del geosinclinal, o ese mismo líquido lubricante provocaría la serpentización. 2º La posibilidad de un magma que estuviera compuesto por olivina, pero sus cristales inmersos en un líquido residual silíceo, que provocaría la serpentización *in situ*, es decir, cuando sobreviene la intrusión la roca es ya serpentina, y 3º Un magma ultrabásico del cual cristalizaría directamente serpentina y una deficiencia local en sílice provocaría la formación de olivina (Marmo, 1958, p. 10).

Desde otro punto de vista, el problema se podría enunciar así: ¿Interviene la capa peridotítica en la evolución de los geosinclinales que dan cadenas montañosas de tipo alpino? Esta parecería ser la idea dominante en los trabajos de Hess, las intrusiones de serpentinitas en los arcos islándicos y su asociación con las anomalías de la gravedad; la comprobación de que la cadena atlántica media es una dorsal (*welt*) de peridotitas; la explicación de las características de los *guyots* pacíficos y los movimientos epeirogénicos se atribuyen a procesos de serpentización y deserpentinización de la capa peridotítica. Su consideración lleva en sí problemas de temperatura, composición de la capa peridotítica, y profundidad de la discontinuidad de Mohorovicic. Por último Ross, Foster y Myers (1954) sostienen la intervención de la capa peridotítica en el origen de las dunitas y de los nódulos olivínicos en rocas basálticas.

En el área de nuestro estudio la asociación mineralógica, descrita para las rocas de caja de albita-epidoto-anfíbol-granate, revela que el metamorfismo alcanzó la isograda de granate almandino, siendo posteriormente sometido a un proceso de metamorfismo retrógrado que estaría representado por los nódulos de contornos poliédricos (fig. 5) convertidos en un agregado de clorita, biotita, magnetita y cuarzo con remanentes de granate y por áreas cloríticas color verde con una tonalidad castaña clara acompañada por una pigmentación de un mineral opaco (¿magnetita?) de pequeñísimas dimensiones que estaría indicando un proceso de metamorfismo regresivo a partir de la biotita. En cuanto al granate ya se habría construido de allí los lincamientos poliédricos y luego degradado. En ningún caso se observaron fenómenos de rotación o crecimiento de granos; en cambio sí es posible apreciar concentraciones de clorita y biotita, sin restos de granate, dando la impresión que el crecimiento de este mineral se vió interrumpido por un relajamiento de la intensidad de algunos de los factores metamórficos, la temperatura o la presión, o ambas.

La asociación de actinolita y talco también se ha relacionado con metamorfismo retrógrado. Este proceso se halla cerca de la gran falla inversa que corre al pie de toda la cordillera frontal.

La relación entre el cuarzo silicotermal y las serpentinitas, ya que nunca se ha observado que nos corten a los otros, abre un interrogante que ha de ser dilucidado con más observaciones de campo, aunque el

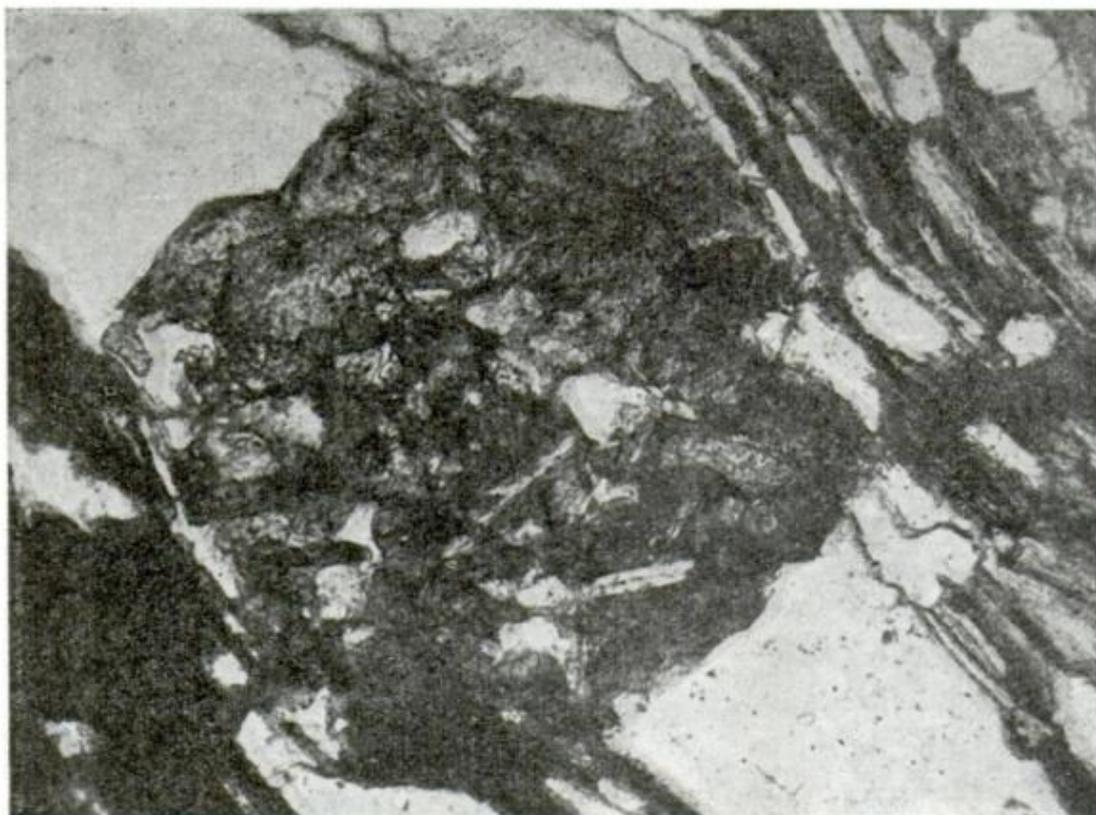


Fig. 5.— Microfotografía donde se observan biotita, clorita, cuarzo y restos de granate; todos encerrados en concentraciones de contornos poliédricos. Fotografía Sr. A. Ferreyra, Museo de La Plata. X 125.

doctor Polanski transmitió verbalmente al autor que ello es de observación corriente en toda la faja reconocida por él.

El cuerpo serpentínico sur presenta la forma de una sección de un domo; parecería que sufrió un aumento de volumen, pero también, podría interpretarse que la serpentina al fluir encontró una estructura favorable y migró hacia ella. Es decir, el arqueamiento de los esquistos provocó una cavidad que fué ocupada por la serpentina. En la otra sección del mapa las serpentinitas tienen forma de lentes alargados en el sentido del rumbo general, y frecuentemente con uno de sus lados en contacto con un banco de caliza. La soldadura entre la caliza

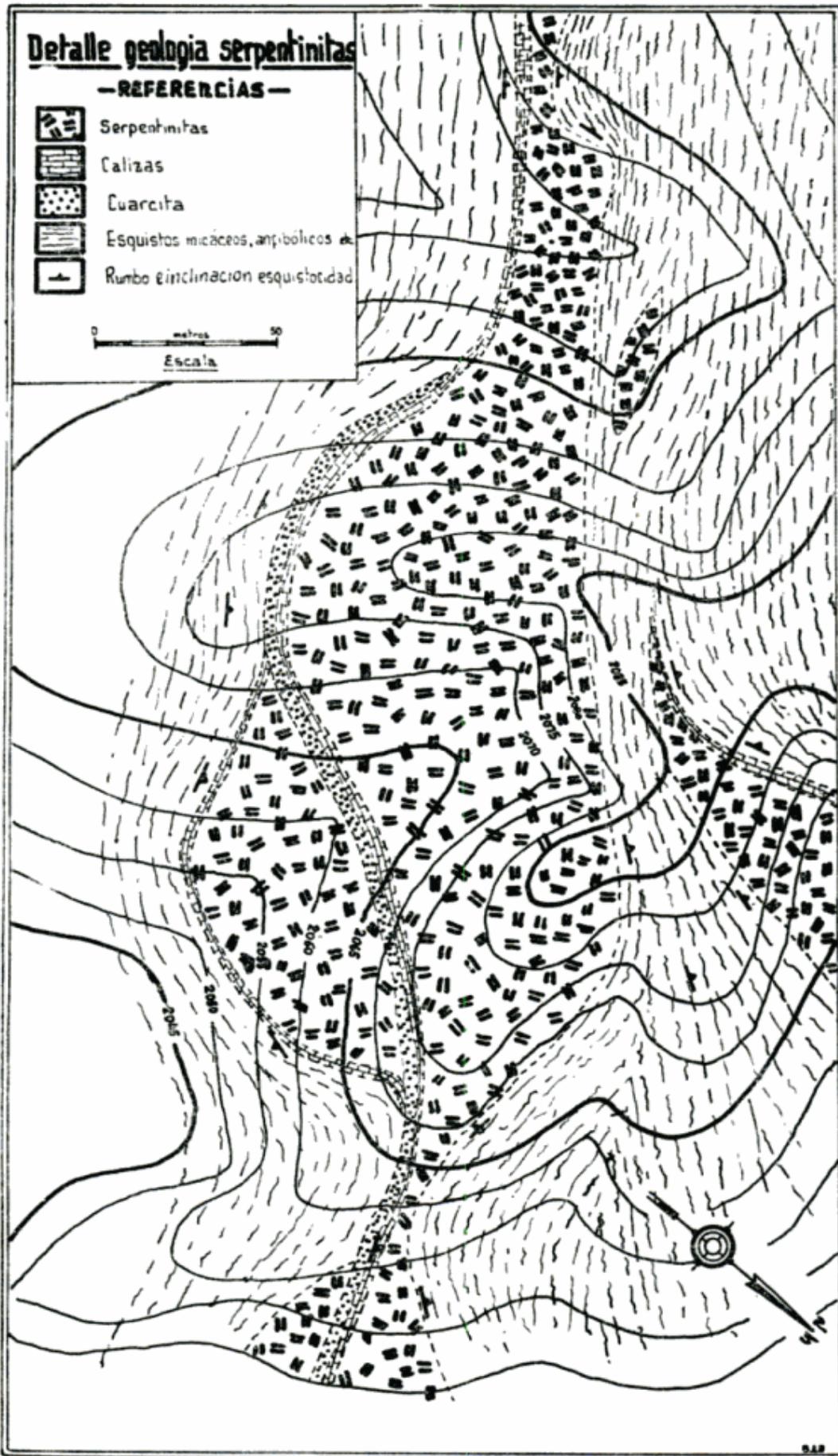


Figura 6

y los esquistos sería más débil y por lo tanto el lugar más apropiado para una intrusión de tipo plástico como serían estos cuerpos. También se realizó un detalle (fig. 6), donde se puede apreciar la forma concordante y de lentes de estos cuerpos; un tabique de caliza y cuarcita separa las dos lentes y la más pequeña tiene la dimensión del pequeño banco de caliza que lo limita, es decir, no ha tenido fuerza suficiente para separar los esquistos.

En opinión del autor los cuerpos serpentínicos fueron intruídos en forma de cuerpos concordantes como una masa heterogénea compuesta de cristales de olivina y líquido de composición peridotítica; este último cristalizó directamente como serpentina, actuando también sobre los cristales de olivina serpentinizándolos. Esto equivale a decir que al sobrevenir la intrusión, los cristales de olivina se comportan como inclusiones dentro de un sistema no cristalino del cual cristaliza serpentina. Aquellos han debido adaptarse al nuevo estado de equilibrio físico-químico, produciéndose la serpentización de la olivina. El principio de reacción entre la olivina y la fase no cristalina corresponde al principio establecido por Bowen (1922, p. 567-568), quien dice: "... puede ser decidido definitivamente que un líquido saturado con un cierto miembro de una serie de reacción está efectivamente saturado con todos los precedentes de aquella serie. El no puede disolverlos y sólo puede reaccionar con ellos para convertirlos en los miembros con los cuales está saturado" *.

Esta interpretación es en cierto modo el enlace entre las ideas de Hess sobre la cristalización directa de serpentina y de Bowen de la serpentización de la peridotita. De acuerdo a la mayor o menor cantidad de líquido (o magma serpentínico) y cristales de olivina habría una relación entre las cantidades de olivina y serpentina en las serpentinitas.

BIBLIOGRAFIA

- APARICIO, E. y otros, 1956. *Hoja geológica Mendoza 23 c.* — Informe inédito, D. N. de Geología y Minería.
- AVIAS, J. 1949. *Note préliminaire sur quelques observations et interprétations nouvelles concernant les peridotites et serpentinites de Nouvelle-Calédonie (Secteur Central).* — Bull. Soc. Geol. France. T. XIX, p. 439-451.
- BAILEY, E. B. AND MC CALLIEN, W. I., 1954. *Serpentine Lavas, the Ankara Melange and the Anatolian thrust.* — Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Vol. LXII, Part. II, pp. 403-443.

* Traducción del autor.

- BAIN, W. N. 1936. *Serpentinization of Vermont ultrabasic*. — Bull. Geol. Soc. Amer. vol. 47 pp. 1961-1980.
- BENSON, W. N., 1919. *The origin of Serpentine, a historical and comparative study*. — Amer. Jour. Sci. vol. 46, 4^a serie, pp. 693-731.
- 1927. *The tectonic conditions accompanying the intrusion of basic and ultrabasic igneous rocks*. — Mem. Nat. Acad. Sci. 19, Mem. 1.
- BONNEY, T. G. AND RAISIN, G., 1905. *The microscopic structure of minerals forming serpentine and his relation to its history*. — Quat. Jour. Geol. Soc. vol. 61, p. 690-715.
- BOWEN, N. L., 1922. *The behavior of inclusiones in igneous rocks*. — Journ. Geol. vol. 30, p. 513-570.
- 1928. *The evolution of igneous rocks*. — Princeton University Press.
- 1947. *Magmas*. — Bull. Geol. Soc. Amer. vol. 58, p. 270.
- BOWEN, N. L. AND TUTTLE, O. F., 1949. *The system MgO-SiO₂-H₂O*. — Bull. Geol. Soc. Amer. vol. 60, p. 439-460.
- CAILLERE, S., 1936. *Contribution a l'étude des mineraux des serpentines*. — Bull. Soc. Fran. Miner. t. 59, p. 162-326.
- DU RIETZ, T., 1935. *Peridotites, Serpentines and Soapstone of northern Sweden*. — Geol. Fören. Stockholm. Förh. 401 ; Bd. 57, H. 2, p. 135-260.
- HAAPALA, P., 1936. *On the serpentine rocks in nothern Karelia*. — Comm. Geol. Finlande. Bull. 114.
- HARRINGTON, H. J., 1954. *Hoja geológica Ramblón 22 c*. — Informe inédito D. N. Geología y Minería.
- HESS, H. H., 1933. *The problem of serpentinization and the origin of certain chrysotile asbest tale and soapstone deposits*. — Econ. Geol. vol. 28, p. 635-657.
- 1935. *On the problem of serpentinization*. — Econ. Geol. vol. 30, p. 320-325.
- 1938. *A primary peridotite magma*. — Amer. Jour. Sci. vol. 35, p. 321-344.
- 1948. *Major structural features of the Western North Pacific, and interpretation of H. O. 5485 Bathymetric chart, Korea to New Guinea*. — Bull. Geol. Soc. Amer. vol. 59 p. 417-438.
- 1955. *Serpentines orogeny and epeirogeny en «Crusth of the earth»*. — Bull. Geol. Soc. Amer. Special Paper n° 62 p. 391-408.
- HESS, H. H. SMITH, R. J. AND DENGGO, C., 1952. *Antigorite from the the vicinity of Caracas, Venezuela*. — Amer. Min. vol. 37, p. 68-75.
- HUTTON, C. O., 1936. *Basic and Ultrabasic rocks in North-west Otago*. — Trans. and Proc. of the Royal Geol. Society of New Zealand, vol. 66, p. 231-254.
- NAGY, B., 1953. *The pattern textural of the serpentine*. — Econ. Geol. vol. 48, n° 7.
- NAGY, B. AND BATES, T. P., 1952. *Stability of Chrysotile asbest*. — Am. Min. vol. 37, p. 1035-1038.
- LODOCHNIKOV, W. N., 1933. *Serpentinities and serpentines and the petrological problems connected with them*. — Problems of Soviet Geology, n° 5.
- MARMO, V., 1958. *Serpentinities of Central Sierra Leone*. — Bull. Comm. géol. Finlande n° 180 p. 1-30.
- PHILLIPS, F. C., 1927. *The serpentine and associated rocks and minerals of the Shetland Islands*. — Quart. Jour. Geol. Soc. vol. 83, p. 622-651.
- PHILLIPS, A. H. AND HESS, H. H., 1936. *Metamorphic differentiation of contacts between serpentinites and siliceous country rocks*. — Amer. Miner. vol. 21, p. 333-362.

- POLANSKI, J., 1953-1954. *Relevamiento geológico Hoja 24a, 24b y 25a.* — Informe inédito Dir. Nac. Minería, Bs. As.
- 1957. *El bloque varisco de la Cordillera Frontal de Mendoza.* — Rev. Asoc. Geol. Arg. T. XII, n° 3, p. 169.
- READ, H. H., 1934. *On zoned associations of antigorite, talc, actinolite, chlorite and biotite in Unst. Shetland Islands.* — Miner. Mag. vol. 22, p. 519-540.
- 1934. *The metamorphic geology of Unst in the Shetland Islands.* — Quart. Geol. Jour. Soc. vol. 90, p. 637-688.
- 1958. *Regional Metamorphism in South East Nelson N. Z.* — Geological Survey. Bull. n° 60.
- ROSS, C. S., FOSTER, M. O., MYERS, A. T., 1954. *Origen of dunites and Olivine-richs inclusion in basaltic Rocks.* — Am. Miner. vol. 39, pp. 693-737.
- ROY, D. AND ROY, R. 1954., *An experimental study of the formations and properties of synthetic serpentines and related layers silicate minerals.* — Am. Min. vol. 39, p. 957-975.
- SELFRIDGE, C. C., 1936. *An X Ray and optical examinations of the serpentine minerals.* — Amer. Miner. vol. 21, p. 463-503.
- SOSMAN, H. B. *Evidence on the intrusion-temperature of peridotites.* — Amer. Jour. Sci. 5^{ta}, serie vol. 35. A. p. 353-359.
- TURNER, F. J., 1948. *Mineralogical and structural evolution on the metamorphic rocks.* — Mem. 30. Bull. Geol. Soc. Amer.
- WILKINSON, J. F. G , 1954. *Some aspects of the Alpine typs serpentinites of Queensland.* Geol. Mag. vol. 90, n° 5, p. 305-321.

Manuscrito recibido noviembre 1959.

SOBRE NUEVOS RESTOS DE « EUMEGAMYSOPS PRAEPENDENS » (AMEGH.) KRAGL.

POR ELSA F. DE ALVAREZ *

RESUMEN

La autora completa el conocimiento genérico, dado en un trabajo anterior, con el estudio de un premolar, región occipital y serie dentaria superior completa, "in situ". Esta última en parte de cráneo. Se complementa con un cuadro sintético, que reúne los caracteres dentarios de *Eumegamyidae*, utilizable como clave.

ABSTRACT

The author completes the generic knowledge, given in a previous work, with the study of a premolar, occipital region and the complete "in situ" upper set teeth. The latter in part of the skull; and complemented with a chart showing the dental features of the *Eumegamyidae*, usable as a key.

En este trabajo, me ocuparé del estudio detenido de nuevos restos correspondientes al género *Eumegamysops*. Se trata de uno de los representantes de mayor talla, dentro de los *Eumegamyinae*.

Anteriormente, he dado la diagnosis genérica (4), que completo ahora, con el aporte de nuevas piezas. Entre ellas, un premolar inferior izquierdo, correspondiente a la colección Amegh. (calcotipo n° 1508 de esa colec.). Procedente de las barrancas de los alrededores de la ciudad de Paraná (Entre Ríos). Una porción craneana occipital completa, con los parietales y ambas regiones auditivas algo destruidas. De la misma localidad que el anterior. Lleva el número 4007 del catálogo de la sección Paleontología (Vertebrados), del Museo Argentino de Ciencias Naturales de Buenos Aires.

El otro ejemplar que me ocupa, es una valiosísima pieza, perteneciente al Museo de La Plata (n° 41 XII-13-237). Fraccionado en dos porciones; pero a pesar de ello, proporciona interesantes datos para el conocimiento hasta ahora imperfecto de este género. Ha sido exhu-

* Departamento de Ciencias Geológicas. Cátedra de Paleontología. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

mado en Paraná (Entre Ríos). Su horizonte es la formación Entrerriana.

Completaré además las diagnósis dada en (4) con las medidas del tipo, omitidas en esa oportunidad por razones de espacio.

Entrando en tema, el premolar inferior izquierdo fué identificado por Ameghino como segundo o tercer molar inferior izquierdo (2, pág. 205, lám. XXVI, fig. 1). Creo más acertada mi designación, al deducirlo de su comparación con otros premolares inferiores de *Eumegamysinae*, que presentan como en este caso, sección triangular alargada y cara mesial angular.

Es un molariforme pentalaminar en el cual dos láminas anteriores se reúnen labialmente, permaneciendo libres sobre el costado lingual. Las tres láminas posteriores son totalmente independientes.

Se distingue netamente de *Eumegamys* y *Pentastylodon*, por su morfología laminar (ver cuadro comparativo), con los cuales podría confundirse por sus dimensiones.

Medidas (algo aproximadas por tratarse de un calco), en mm.

Longitud total.....	60
Diám. antero posterior de la corona.....	25
Diám. antero posterior del pliego doble....	11
Diám. antero posterior de la 1ª lámina.....	6,5
» » 2ª » 	3,5
» » 3ª » 	3
» » 4ª » 	4
» » 5ª » 	5
Diám. int. ext. de la 1ª lámina	8 (aprox. por fractura)
» » 2ª » 	13,4
» » 3ª » 	16,5
» » 4ª » 	18
» » 5ª » 	18

Ej. n° 4007. Fué descrito y figurado por primera vez, por Burmeister en 1889 (3), como *Megamys patagoniensis*. Kraglievich, en 1926 y posteriormente en 1932 (5 y 6), lo identificó como *Phoberomys* (*Phoberomyinae*). Así lo había considerado yo, cuando no conocía el ejemplar de La Plata. El estudio de esta pieza y en especial de su serie dentaria, me ha permitido determinarlo como *Eumegamysops*. Ocasionalmente se posee de este cráneo la región homóloga con el ej. n° 4007 perteneciente al Museo de Buenos Aires. Del estudio comparativo de ambos he deducido que son congéneres, presentando el ej. n° 4007 algunas diferencias que podrán apreciarse en la descripción, y que me

sugiere la duda de que pertenezca a la misma sp. *praependens*, aunque momentáneamente lo incluyo dentro de ella.

Descripción: Tamaño mayor que *Eumegamys*. El espesor óseo es considerable, contribuyendo así a reducir aún más la capacidad de alojamiento cerebral, por naturaleza de escasas dimensiones. Dan una idea de ello las siguientes magnitudes: 27 mm para el parietal, en la región de las crestas temporales, 8 mm para el basioccipital en su región media y 17 en la lateral. Esta última medida, en *Eumegamys* es de 11 mm.

Norma superior: Bastante semejante a *Eumegamys*. Crestas temporales fuertes, salientes y anchas. El ángulo que determinan entre sí, es más cerrado que en *Eumegamys*. Cresta sagital, muy fuerte y pro-

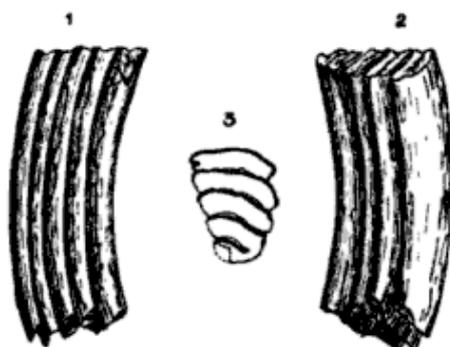


Fig. 1. — *Eumegamysops praependens* (Amegh.) Kragl. Premolar inferior izquierdo. (Calco No 1508 de la Colección Ameghino) X 1 1/2. 1, Cara lingual; 2, Cara labial; 3, Cara triturante.

porcionalmente más corta. Fosa temporal más extendida en dirección ántero posterior y a la vez más alta que en *Eumegamys*. Es una consecuencia del acercamiento también mayor, de las crestas temporales entre sí. La línea de sutura parieto-temporal, difiere algo morfológicamente de *Eumegamys* (Ej. n^o 4006 del Museo de Buenos Aires). Es decir, en la región correspondiente a Bregma, la unión de ambos parietales determina una especie de apófisis anterior, que se interpone entre ambos frontales. En este género, es angulosa. También lo es en *Eumegamys*, pero su ángulo es más abierto, más extendido en dirección transversal. La región lateral de esta sutura se aproxima más que en *Eumegamys* a la cresta temporal correspondiente. Esta pieza se ha fracturado precisamente, por la línea recién descrita, poniendo en evidencia que se trata de un individuo más bien joven., en el cual las sinártrosis óseas no han llegado a obliterarse.

Norma inferior. — Bulas timpánicas poco prominentes y arriñonadas. Semejantes a *Eumegamys*.

Cóndilos, mejor desarrollados. Hacia la región anterior de éstos, se destacan dos fuertes depresiones, más bien elípticas, que dejan entre ellas, una especie de cresta rugosa.

Paracóndilos muy extendidos en dirección ant. posterior y transversal. Pero no salientes, como se observa en otros *Eumegámidos*, como por ejemplo: *Tetrastylus intermedius* Rov.

Los *procesos paraoccipitales*, ausentes en el ejemplar, posiblemente han sido gruesos y poco desarrollados.

Fosa retrotimpánica, profunda, alargada y estrecha. En su fondo se destacan dos forámenes. Uno de ellos no se encuentra directamente en la fosa, sino que desemboca en ella. Interesa el cuerpo del cóndilo occipital. Sus dimensiones son apreciables. Es el forámen condilóideo. Debajo de él, pero interesando la fosa mencionada, existe el segundo forámen citado. Alargado en dirección ántero posterior y a la vez interno externa. Separado del anterior por un tabique óseo regularmente espeso. Es el forámen *lacerum posterius*.

La región anterior de la bula corresponde a la fosa pretimpánica. De ella se conservan algunos vestigios, en la región correspondiente a su pared posterior. Creo identificar en ella, primeramente, en su porción más externa, la pared posterior que corresponde al canal óseo, que alojaría la trompa de Eustaquio, que penetra directamente en la bula timpánica. Lateralmente a éste, hacia la región media del cráneo, existe la pared posterior de otro canal. Correspondería al forámen *lacerum medium*, que penetra en el cráneo.

Norma lateral. — La región que corresponde a Inion y a la cresta occipital es menos saliente y menos angulosa que en *Eumegamys*. En pocas palabras, el plano occipital es casi perpendicular a la norma superior. En *Eumegamys* es oblicuo.

Temporales muy reducidos en ambas direcciones. Aplanados e inclinados de atrás hacia adelante y hacia la parte interna de la región craneana. Espesor óseo considerable. Esta particularidad lo distingue notablemente de *Eumegamys*, no sólo con respecto a este hueso, sino a todos en general. Se diferencia notablemente con el homólogo de este último género, en la sutura con la región petrosa del mismo y su relación con el meato auditivo externo. En *Eumegamysops*, primeramente es recta en su porción anterior. Luego cóncava. En este punto se encuentra el meato auditivo externo. Nuevamente desciende, para continuar hacia atrás, levemente convexa. En *Eumegamys*, aparece sensiblemente recta en toda su longitud.

La región auditiva ofrece algunas diferencias entre ambos géneros. En *Eumegamysops*, el meato auditivo se halla ubicado a nivel de la región media temporal, con un orificio externo bien desarrollado. Por detrás de él se encuentra la región correspondiente a la cuña del petroso, muy extendida. Ubicada entre el exoccipital que la circunda en su porción posterior y basal posterior, y el parietal. En *Eumegamys*, es de ubicación más posterior. La cuña del petroso, menos extendida hacia arriba. Además, el exoccipital no llega a la región basal de la cuña.

La saliencia mastóidea, que en *Eumegamys* es poco pronunciada, se destaca bien en *Eumegamysops*.

Detrás del conducto auditivo externo, se encuentra un forámen, alargado en dirección súpero inferior, con la misma inclinación que la cuña. Su pared posterior se encuentra como dividida en dos porciones, por un surco. La porción posterior presenta unas pequeñas crestitas, Posiblemente relacionado con el arco visceral hyoideo.

Los procesos paraoccipitales no han sobrepasado a la saliencia mastóidea, quizás más de 15 a 20 mm.

Norma posterior. — Más extendida en dirección transversal que en *Eumegamys* y menos saliente hacia la región posterior. Presenta fortísimas depresiones y crestas, relacionadas con formaciones musculares que posiblemente han robustecido el equilibrio craneano. Existe una cresta vertical, desde Inion a la parte superior del forámen magnum. Muy gruesa; termina en su porción inferior por una expansión triangular de superficie cóncava. A ambos lados de la misma, en su región superior y en situación inferior a la cresta occipital, existen dos hendiduras casi circulares.

En la región más superior y externa de esta norma, se destacan dos prominencias, laterales con respecto a la línea media súpero inferior. De aspecto piramidal triangular. Esta conformación no la he observado en *Eumegamys*, ni en ningún otro Eumegámido, en los que he tenido oportunidad de estudiar tal región (*Telicomys giganteus*, *Tetrastylus intermedius*).

Las expansiones o superficies articulares (paracóndilos) que se extienden entre los cóndilos occipitales y los procesos paraoccipitales, adquieren forma cuadrilátera. No presentan saliencia hacia la base del cráneo, como en *Tetrastylus intermedius*. En *Eumegamys* se presentan deprimidos en dirección ántero posterior y algo salientes hacia la región posterior del cráneo. En *Eumegamysops*, rectos en su porción posterior y por el contrario, voluminosos. Entre el paracóndilo y la

parte superior del occipital, existe una fuerte depresión transversal, en el fondo de la cual se observan tres forámenes circulares y de iguales dimensiones entre sí.

Faltaría por estudiar la región interna de la caja cerebral, que a consecuencia de la fractura del cráneo en esa región, ha quedado al descubierto.

Indudablemente, tanto el cerebro como el cerebelo, han tenido dimensiones muy reducidas en relación con el tamaño del individuo. Basta decir, para formarse una idea exacta de su volumen, que el diámetro transverso máximo, en su región posterior es de 46 mm y su diámetro súpero inferior máximo, 50 mm. Si se tiene en cuenta que se trata de un individuo, cuyo diámetro craneano ántero posterior ha oscilado posiblemente entre los 470 y 500 mm aproximadamente.

En la cara interna del occipital, se observa una depresión súpero inferior, correspondiente a la fosa del vermis, en relación con el cerebelo. A ambos lados de ella, se observan dos depresiones circulares, que ocupan la totalidad de la superficie interna del supraoccipital.

En el basioccipital, existe una depresión angular algo estriada, que corresponde al clivus Blumenbachii.

Superiormente al occipital, en la región que corresponde a la sutura interparietal, se destaca una especie de canal ántero posterior. Desaparece en la región posterior, donde es reemplazado por una formación de aspecto triangular alargada y algo cóncava. Correspondería al interparietal o epactal. A sus lados se observan dos esbozos de crestas, que tal vez correspondan a la "crista tentorii" o cresta cerebelosa, que en otros mamíferos alcanza gran desarrollo. Inmediatamente hacia el lado externo, se destaca una depresión alargada, que acompaña en su trayecto, a las crestas temporales, ubicadas debajo de ellas.

La región auditiva se halla constituida por dos regiones, que determinan una superficie angular. De modo que la arista de este diedro, aproximadamente de 90°, está constituida por la cresta petrosa. Detrás de ella y en la región inferior del peñasco, se destaca el meato auditivo interno. Quizá algo menor que el for. condilóideo. Posteriormente a éste, en el punto de contacto del peñasco con el basioccipital, se distingue un forámen estrecho y alargado. Sería el orificio interno del foramen *lacerum posterius*.

Para la osteometría de este ejemplar, ver cuadros osteométricos correspondientes al ej. n° 41-XII-13-237 del Museo de La Plata.

Continuaré ahora con el estudio de esta última pieza. Como queda expresado en páginas anteriores, se halla fracturada en dos porciones.

Una de ellas es la región occipital, con parte de la región posterior de los frontales. Sobre la norma inferior se encuentra fracturada a nivel del preesfenoides. El segundo fragmento corresponde a la región rostral o facial. Están presentes los palatinos, maxilares y premaxilares con la serie dentaria completa (izquierda). En la derecha falta el segundo molar. Los dos incisivos están implantados. La existencia *in situ* de la serie dentaria, es lo que me ha permitido identificar esta pieza como *Eumegamysops præpendens* (Amegh.) Kragl., del cual conocía algunos molariformes aislados. (Ver 4).

Se trata, evidentemente, de un individuo joven, pues sus sinártrosis se hallan separadas.

Descripción. — Los elementos osteológicos presentes y que no describo, es porque han sido descritos en el ej. anterior y son afines con él.

Región craneana. — *Norma superior:* Tanto para ésta como para las otras normas a que me referiré, pueden observarse las láminas finales.

A diferencia de su homóloga, descrita en páginas anteriores, las crestas temporales se insinúan como láminas. Pero su disposición es idéntica.

La cresta occipital pertenece al hueso de ese nombre, observándose nítidamente la sutura de él con los parietales, que es anterior a ella. Se conforma como una expansión laminar hacia la parte superior y posterior del cráneo.

Los frontales, de los que se conservan dos porciones posteriores, han asumido probablemente gran desarrollo. Se destaca la sutura entre el frontal y el temporal, en forma de semicírculo.

Norma inferior. — El basiesfenoides es sumamente excavado en la región anterior a las bulas timpánicas. Esta depresión se halla limitada hacia atrás por dos pequeñas crestas semicirculares, a nivel de las bulas timpánicas. Limitan hacia la región posterior, dos nuevas depresiones, que se extienden hasta alcanzar la porción anterior condilóidea. Dejan entre ellas una saliente algo rugosa.

Paracóndilos, proporcionalmente mejor desarrollados que los cóndilos.

Procesos paraoccipitales (que faltan) a juzgar por su cara de fractura, han sido, posiblemente, de aspecto piramidal triangular y poco prominentes.

Bulas timpánicas bien desarrolladas. Se destaca la fosa retrotimpánica en cuyo fondo se distingue el foramen *lacerum posterius*, en forma de ojal y con inclinación externa interna. Anteriormente a éste, se observa una escotadura sobre la pared de la bula. Separado del for. *lacerum posterius* por una delgada lámina ósea, se distingue el *foramen condilóideo* que interesa directamente la pared del cóndilo.

En la fosa pretimpánica se diferencia el forámen *lacerum posterius*, de grandes dimensiones. Comunica directamente con la cavidad craneana. Sobre la pared ósea correspondiente al esfenoides, existe un canal que se abre en la fosa pretimpánica, y que penetra en el cuerpo del hueso. El preesfenoides y la lámina cribosa del etmoides están destruídos. A los lados del pico del preesfenoides se observan los surcos esfenoidales, cubiertos en parte por ganga y en parte destruídos. Inmediatamente sobre ellos, dos forámenes (uno a cada lado). Tal vez identificables con el foramen aliesfenoidal, que recorre la base del hueso del mismo nombre.

Norma posterior. — Cresta vertical del tendón del cuello, muy saliente. Principalmente la región superior, en forma de laminilla. Dos depresiones laterales la separan de dos eminencias laterales, también laminares y en forma de ganchos, que convergen diagonalmente por medio de convexidades, hacia la cresta citada.

Se observan dos depresiones que circundan al paracóndilo, en cuyo fondo se encuentran pequeños forámenes (cuatro en cada una), de distinta ubicación en ambas. Existe además otro forámen, sobre la región superior de dicha foseta de dimensiones equivalentes a los anteriores.

Norma lateral. — Fosas temporales sumamente profundas:

Sutura parieto-témporo-occipital, anterior a la cresta occipital. Determina dos semicírculos desde ese punto, hacia arriba y abajo.

La sinártrosis entre el parietal y el temporal, se dirige en línea más o menos recta y algo descendente hacia la parte anterior, para elevarse luego y dirigirse hacia adelante, en forma de semicírculo, hasta alcanzar el frontal. La región correspondiente a la apófisis cigomática del temporal, se halla fracturada. Por sus vestigios, se deduce que ha sido ancha y fuerte.

La bula timpánica, se encuentra limitada superiormente, por el temporal. Hacia atrás por el occipital y la porción anterior del proceso paraoccipital.

Meato auditivo, subdividido en dos por una lámina vertical. La porción anterior forma una especie de tubo saliente. Detrás de él, se destaca el forámen estylomastóideo.

OSTEOMETRIA

Región craneana

Ejemplares correspondientes a :	Mus. de Bs.As.	Mus. de La Plata
Números de los respectivos catálogos :	4007	41-XII-13-237
Medidas en :	mm	mm
<i>Norma superior :</i>		
Distancia Inion Bregma.....	90	78
Distancia biasterial.....	125	125
Distancia entre las crest. temp. (parte mas ant.)	—	120
» » » (a nivel de la parte más posterior de la sutura parieto-temp.)...	96	—
Longitud de la cresta sagital.....	28	29
<i>Norma inferior :</i>		
Longitud de las bulas timpánicas.....	47	46
Diámetro transverso del forámen magnum....	31,5	30,5
Diámetro antero posterior de los paracóndilos .	24	18,3
Diámetro interno externo » » ...	aprox. 28-29	28
Diám. int. ext. del basioccipital al nivel de las bulas timpánicas.....	—	44
<i>Norma lateral :</i>		
Distancia Bregma-basioccipital.....	74	70
Diámetro ant. post. del canal auditivo externo	18,3	16,5
» » de la primera sección.....	9	10
» » segunda sección.....	5	7
» súpero inferior del canal audit. ext..	15	12,2
<i>Norma posterior :</i>		
Dist. Inion a parte superior del for. magnum..	65	63,6
Diám. lateral superficie cóndilo-paracóndilo ..	40	40
Espesor antero posterior del paracóndilo.....	8	8

Región facial: El fragmento correspondiente a esta región lleva el mismo número que la porción craneana. Su estado de conservación se ha detallado al comenzar la descripción de este espécimen.

Norma superior. — Muy destruída. Sólo se conservan los incisivos y la parte anterior de los premaxilares, en parte también destruídos. Incisivos muy arqueados y de tamaño proporcional a los molariformes.

Recubiertos por una delgada capa de esmalte, estriada longitudinalmente. Su límite posterior se halla exactamente en la base del primer molar. El reborde de esmalte externo es ancho y grueso. De sección triangular, casi equilátera. Caras internas o centrales, algo divergentes entre sí.

Norma inferior. — La región correspondiente al diastema, corresponde al premaxilar y maxilar, casi por partes iguales. Se distingue en su diámetro medio antero posterior, la sutura entre ambas formaciones óseas, bastante abierta. La región anterior a ella, es más bien ensanchada; presenta dos depresiones alargadas, ubicadas a ambos lados de la sutura entre los premaxilares. Limitadas lateralmente por un reborde anguloso, de dirección ántero posterior. Se continúa hacia atrás, formando el borde superior del proceso cigomático del maxilar.

La región correspondiente a los forámenes incisivos, ofrece por sus dimensiones, una curiosa conformación. Los premaxilares y parte anterior de los maxilares en lugar de dejar una pequeña incisión en la línea media, como se observa en la generalidad de los eumegámidos, determinan entre ellos, una especie de cavidad subcircular, bastante profunda. Parecería que el vómer la dividiera en dos.

La apófisis cigomática del maxilar, es proporcionalmente pequeña. Sobre ella, en la norma superior, se observa un canal de dirección ántero posterior, limitado hacia adentro por la pared del maxilar y hacia afuera por una saliencia laminar curva, dirigida hacia la parte superior craneana.

Pa'adar completamente triangular. Se destaca en primer término, la sutura intermaxilar, saliente, en forma de cresta. A ambos lados, dos surcos muy pronunciados que se esfuman en la porción más anterior. Alcanzan el máximo diámetro transversal, a nivel de la cara distal del primer molar. En ese punto, en el fondo del canal mencionado, se observa un forámen (uno en cada canal o surco). Detrás de ellos se distingue la sutura máxilo palatina. Ojival en la región anterior, se abre hacia la porción posterior, formando una curva a nivel del tercer molar, para alcanzar luego el nivel del margo alveolar.

SERIE DENTARIA:

Incisivos bien desarrollados (descriptos en la norma superior). Molariformes, penta y exalaminares. Disminuyen sus dimensiones longitudinales de los anteriores hacia los posteriores. Con excepción del P⁴, que es equivalente al M². (Ver cuadro osteométrico).

Inserción póstero ánteroposterior. Así, por ejemplo, el P⁴, que generalmente se dirige hacia la parte anterior, divergiendo su ápice con el del M¹, en este género es concordante con él.

Premolares. — Cuarto premolar (P⁴).

Sección triangular isósceles, con uno de sus vértices sobre la cara lingual. Pentalaminar y sus láminas dispuestas en la siguiente forma: dos láminas anteriores, completamente independientes. De ellas, la anterior, más reducida hacia la región bucal. Las tres restantes, posteriores, se hallan reunidas lingualmente, pero libres sobre la cara labial. Las dimensiones transversales laminares disminuyen desde las anteriores a las posteriores.

Molares. — Primer molar (M¹).

Sección algo pentagonal; pentalaminar. Las dos láminas anteriores son independientes, a semejanza de sus homólogas del P⁴, pero mejor desarrolladas. Las tres posteriores reunidas lingualmente, siendo mayor el diámetro ánteroposterior de las láminas libres que el mismo diámetro del conjunto trilaminar. En el P⁴ sucede a la inversa.

Segundo molar (M²).

De sección análoga al anterior, pero más alargado y exalaminar. Se observa que el pliegue trilaminar posterior se ha reducido notablemente, alcanzando gran extensión ánteroposterior las láminas libres.

Tercer molar (M³).

Sección triangular alargada, con uno de sus vértices hacia la región posterior o distal. Exalaminar constituido por tres láminas anteriores, independientes. Las tres posteriores se han desarrollado en distinta forma que sus homólogas de los molares anteriores. Es decir, la primera de ellas inflexionada angularmente hacia la cara distal. La región posterior de esta lámina, a su vez subdividida en dos láminas más pequeñas, de situación más bien ánteroposterior, algo diagonal. Entre estas dos subdivisiones y la lámina anterior de este conjunto posterior se encuentra una columna de esmalte elíptica. De tal manera que sobre la región labial se cuentan seis columnas de esmalte, pero sobre la cara triturante siete pliegues o envolturas de esmalte.

OSTEOMETRIA

Región facial

Ejemplar perteneciente a las colecciones del :	Museo de La Plata
Número del catálogo de la sección Paleontología :	41-XII-13-237
Medidas en :	mm
Longitud aproximada del diastema	140
Diám. transv. del diastema a nivel de la sutura entre el premaxilar y el maxilar	59
Diám. transv. máximo (cav. central del diastema)	30,7
Longitud aproximada de los incisivos	205
Diámetro transv. de los maxilares (cara mesial del M ¹)	84,5
Longitud palatal (cara mesial del P ⁴ a Palation)	112,8
Longitud palatina (Part. más ant. de la sutura maxilo palatina a Palation	60
Diámetro transversal ant. de la bov. palatina	9
» » post. » » (cara dist. M ¹)	78
Longitud de los canales palatinos	53
Diámetro transversal posterior de los canales palatinos ...	6,7
<i>Serie dentaria :</i>	
Diámetro interno externo o lateral de los incisivos	22,5
Diámetro antero posterior de los incisivos	22,2
<i>Premolares. Cuarto premolar (P⁴)</i>	
Longitud total	53,8
Diámetro antero posterior máximo	22,5
Diámetro transversal máximo	16,9
<i>Molares. Primer molar (M¹)</i>	
Longitud total	62
Diámetro antero posterior máximo	23
Diámetro transversal máximo	17,6
<i>Segundo molar (M²)</i>	
Longitud total	52
Diámetro antero posterior máximo	25
Diámetro transversal máximo	17,5
<i>Tercer molar (M³)</i>	
Longitud total	46
Diámetro antero posterior máximo	26
Diámetro transversal máximo	16

Dimensiones correspondientes al ejemplar tipo n^o 4584 del catálogo de la sección Paleontología (Vert.) del Museo Argentino de Ciencias Naturales de Buenos Aires.

<i>Medidas en :</i>	mm
Longitud total	52
Diámetro ant. post. de la corona	26
» » de la 1ª lámina	6
» » » 2ª »	4
» » » 3ª »	3
» » » 4ª »	3,5
» » » 5ª »	3
» » » 6ª »	3,4
Diámetro int. ext. de la 1ª lámina	19
» » » 2ª »	21
» » » 3ª »	20
» » » 4ª »	16
» » » 5ª »	10,2
» » » 6ª »	5
Diám. ant. post. de la columnita accesoria.....	2
Diám. transversal de la columnita accesoria.....	2

En las páginas siguientes el lector encontrará un cuadro que he confeccionado con el fin de que puedan apreciarse las diferencias genéricas entre los representantes de esta gran familia Eumegamyidae, que, como es notorio, residen en la distinta morfología de sus respectivas series dentarias.

Los números entre paréntesis indican las láminas reunidas lingual o labialmente, según se trate de molariformes maxilares o mandibulares, respectivamente.

EUMEGAMYIDAE

EUMEGAMYINAE

	<i>Eumegamys</i> sp.	<i>Protomegamys</i> sp.	<i>Pentastylodon</i> sp.	<i>Eumegamysops</i> sp.	<i>Isostylomys</i> sp.
Incisivos.....	—	—	—	—	—
Cuarto premolar... (P ⁴)	2 lám. ant. } y (3) post. } 2+(3)	?	2 lám. ant. } y (3) post. } 2+(3)	2 lám. ant. } y (3) post. } 2+(3)	2 lám. ant. } y (3) post. } 2+(3)
Primer molar..... (M ¹)	? 2 lám. ant. } y (2) post. } 2+(2)	?	2 lám. ant. } y (4) post. } 2+(4)	2 lám. ant. } y (3) post. } 2+(3)	2 lám. ant. } y (3) post. } 2+(3)
Segundo molar..... (M ²)	2 lám. ant. } y (3) post. } 2+(3)	Tipo ? M (2) lám. ant. } y (3) post. } (2)+(3)	2 lám. ant. } y (3) post. } 2+(3)	3 lám. ant. } y (3) post. } 3+(3)	2 lám. ant. } y (3) post. } 2+(3)
Tercer molar..... (M ³)	2 lám. ant. } y (4) o (3) } 2+(4) post. } o 2+(3)	?	3 lám. ant. } y (2) post. } 3+(2)	3 lám. ant. } y (3) post. } 3+(3)	3 lám. ant. } y 1 post. ; } 3+(1+1) 2 centrales } y 1 colum- } +1)+1 nita de dif. } postic. }
Cuarto premolar... (P ₄)	(3) lám. ant. } y 3 post. } (3)+3	?	(3) lám. ant. } y 2 post. } (3)+2	(2) lám. ant. } y 3 post. } (2)+3	(2) lám. ant. } y 3 post. } (2)+3
Primer molar..... (M ₁)	(2) lám. ant. } y 2 post. } (2)+2	?	(4) lám. ant. } y 2 post. } (4)+2	?	(3) lám. ant. } y 2 post. } (3)+2
Segundo molar..... (M ₂)	(3) lám. ant. } y 2 post. } (3)+2	?	(3) lám. ant. } y 2 post. } (3)+2	?	(3) lám. ant. } y 2 post. } (3)+2
Tercer molar..... (M ₃)	(3) lám. ant. } y 2 post. } (3)+2	?	(3) lám. ant. } y ? 2 post } (3)+?2	?	(3) lám. ant. } y 2 post. } (3)+2

Molartiformes maxilares

Molartiformes mandibulares

EUMEGAMYIDAE

EUMEGAMYINAE

	<i>Dicellomyia</i> sp.	<i>Tetrastylomyia</i> sp.	<i>Pentastylomyia</i>	<i>Telodentomyia</i> sp.	<i>Carlesia</i> sp.
Incisivos.....	—	—	—	—	Tam. may. en prop. a mol. Estriado long.
Cuarto premolar... (P ⁴)	?	?	?	?	?
Primer molar..... (M ¹)	(2) lám. ant. y (2) post. } (2)+(2)	?	?	?	?
Segundo molar.... (M ²)	2 lám. ant. y (3) post. } 2+(3)	?	?	?	?
Tercer molar..... (M ³)	?	?	?	?	?
Cuarto premolar... (P ₄)	?	?	Molar tipo ? P ₄ 5 láminas libres	?	(2) lám. ant. y 3 post. } (2)+3
Primer molar..... (M ₁)	?	Molar tipo ? M ₁ 4 láminas libres	?	Molar tipo (3) lám. ant. y 1 central (2) post. } (3)+1 + (2)	(2) lám. ant. y 2 post. } (2)+2
Segundo molar.... (M ₂)	?	?	?	?	(2) lám. ant. y 2 post. } (2)+2
Tercer molar..... (M ₃)	?	?	?	?	(2) lám. ant. y 2 post. } (2)+2

Molariformes maxilares

Molariformes mandibulares

EUMEGAMYIDAE

	ERMEGAMYINAE			PHOBEROMYINAE		
	<i>Eusconia</i> sp.	<i>Diaphoromys</i> sp.	<i>Briaromys</i> sp.	<i>Euphátus</i> sp.	<i>Phoberomys</i> sp.	
Incisivos.....	Prop. a molariformes Poca curv.	Prop. a los molariformes mes	—	—	Tamaño prop. a los molares. Cara ant. estriada	
Cuarto premolar.. (P ⁴)	?	?	?	?	?	
Primer molar..... (M ¹)	?	?	?	?	?	
Segundo molar.... (M ²)	?	?	?	?	?	
Tercer molar..... (M ³)	?	?	?	?	?	
Cuarto premolar.. (P ₄)	(3) lám. ant. } y 3 post. } (3)+3	(3) lám. ant. } y 2 post. } (3)+2	?	(2) lám. ant. } y 1 post. } (2)+1	(2) lám. ant. } (2)+2 y 2 post. }	
Primer molar..... (M ₁)	(4) lám. ant. } y 1 post. } (4)+1	(3) lám. ant. } y 1 post. } (3)+1	Según Amegh. } (2) lám. ant. } (2)+2 y 2 post. }	(2) lám. ant. } y 1 post. } (2)+1	3 láms. libres } +1	
Segundo molar.... (M ₂)	(3) lám. ant. } y 2 post. } (3)+2	(3) lám. ant. } y 2 post. } (3)+2	Según Amegh. } (2) lám. ant. } (2)+3 y 3 post. }	(2) lám. ant. } y 1 post. } (2)+1	3 láms. libres } +1	
Tercer molar..... (M ₃)	(3) lám. ant. } y 2 post. } (3)+2	(3) lám. ant. } y 2 post. } (3)+2	?	(2) lám. ant. } y 1 post. } (2)+1	3 láms. libres } +1	

EUMEGAMYIDAE

	GYRIABRINAE		TETRASTYLINAE	
	<i>Gyriabrus</i> sp.	<i>Pseudosigmomys</i> sp.	<i>Tetrastylus</i> sp.	<i>Tetrastylopsis</i> sp.
Incisivos.....	Prop. mayor que mol. Banda lat. esmalt. ancha.		Tamaño prop. a los mol.	
Cuarto premolar... (P ⁴)	2 lám. ant. y (3) post. } 2+(3)		2 lám. ant. (2) post. } 2+(2)	1 lám. ant. y (3) post. } 1+(3)
Primer molar..... (M ¹)	(2) lám. ant. y (2) post. } (2)+(2)		2 lám. ant. (2) post. } 2+(2)	(2) lám. ant. y (2) post. } (2)+(2)
Segundo molar.... (M ²)	(2) lám. ant. y (3) post. } (2)+(3)		2 lám. ant. (2) post. } 2+(2)	2 lám. ant. y (2) post. } 2+(2)
Tercer molar..... (M ³)	3 lám. ant. y (2) post. } 3+(2)		2 lám. ant. (2) post. } 2+(2)	2 lám. ant. y (3) post. } 2+(3)
Cuarto premolar... (P ⁴)	(2) lám. ant. y 2 post. } (2)+2		(2) lám. ant. y 2 post. } (2)+2	?
Primer molar..... (M ¹)	(2) lám. ant. y 2 post. } (2)+2	Un molar } (1+2) labial inf. indet. } (2+3) ling. 3 lám.	(2) lám. ant. y 2 post. } (2)+2	?
Segundo molar... (M ²)	(2) lám. ant. y 2 post. } (2)+2		(2) lám. ant. y 2 post. } (2)+2	?
Tercer molar..... (M ³)	(3) lám. ant. y 2 post. } (3)+2		(2) lám. ant. y 2 post. } (2)+2	?
Molartiformes maxilares				<i>Tet. comys</i> sp.
Molartiformes mandibulares				Proporcionalmente más desrr. que los mol. Levemente es-triado.

BIBLIOGRAFIA

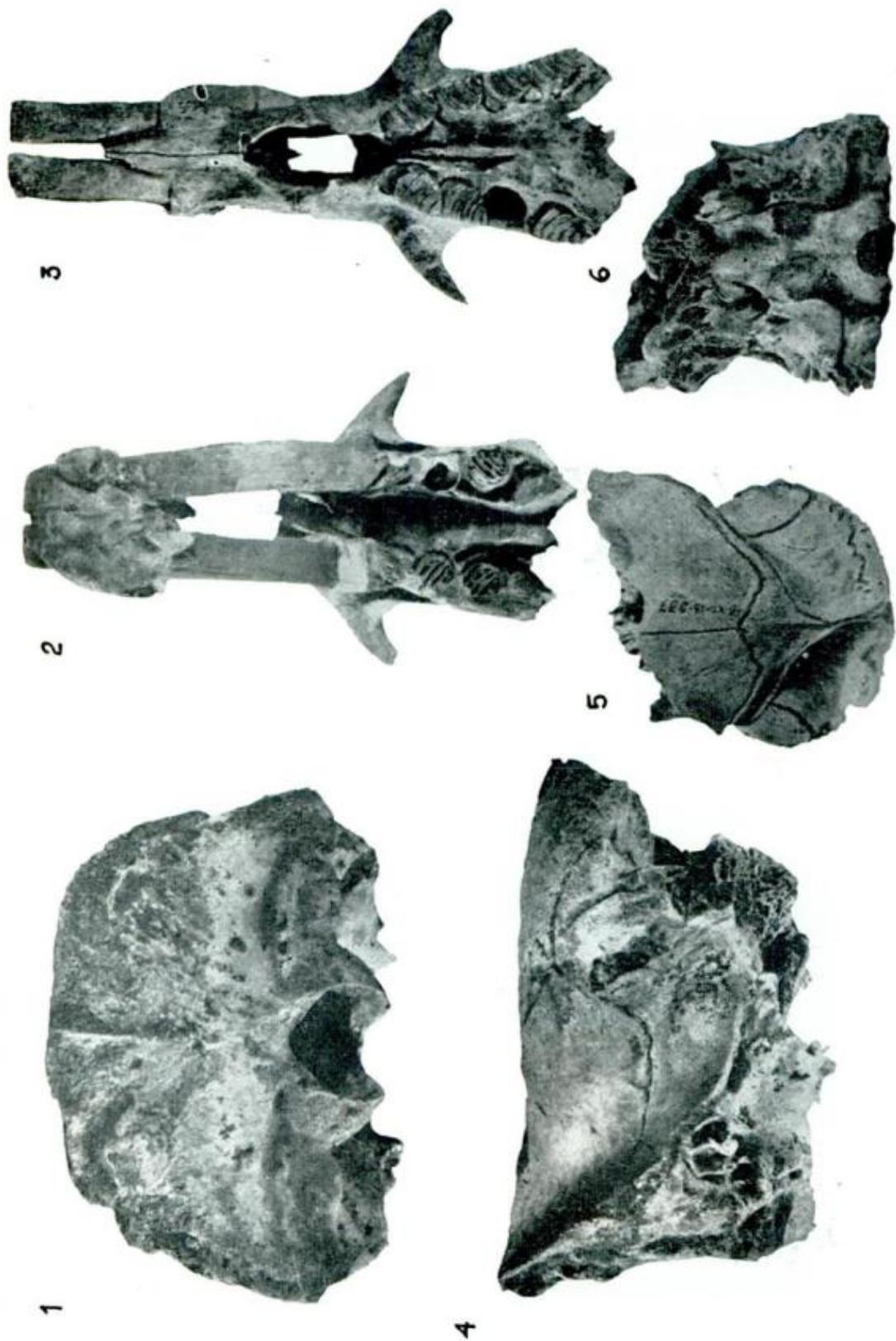
1. AMEGHINO, F., 1886. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, IX, pág. 39.
2. — 1889. *Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina.* — Actas de la Acad. Nac. de Cs. en Córdoba, VI.
3. BURMEISTER, G., 1885. Anales del Museo Nacional de Buenos Aires. T, III, págs. 99-104. Lám. II, figs. 1, 2, 3.
4. FERNÁNDEZ DE ALVAREZ, E., 1947. *Nota preliminar sobre nuevos roedores Eumegamyidae.* — Rev. de la Soc. Geológ. Arg., T. II, n° 1, pág. 61.
5. KRAGLIEVICH, L., 1926. *Los grandes roedores terciarios de la Argentina y sus relaciones con ciertos géneros pleistocenos de las Antillas.* — Anal. del Mus. Nac. de His. Nat. de Bs. As. XXXIV, Sep. de 14 págs.
6. — 1932. *Diagnosís de nuevos géneros y especies de roedores cávidos y eumegámidos de la Argentina.* — An. de la Soc. Científ. Argentina. CXIV, pág. 45.

LAMINAS

LAMINA I

Eumegamysops praependens (Amegh.) Kragl. Ej. N° 41-XII-13-237 correspondiente al Museo de La Plata.

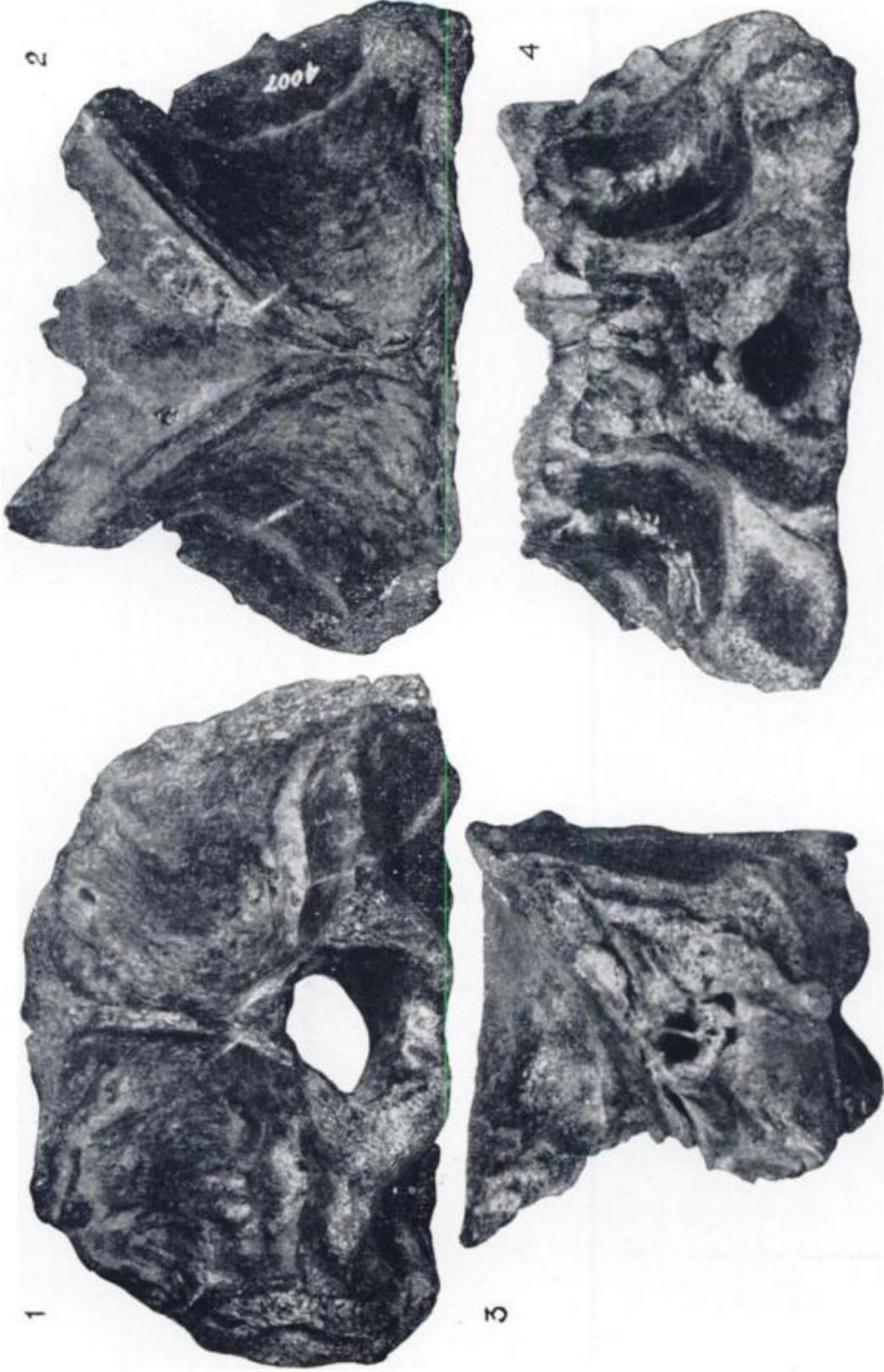
1. Región posterior de cráneo. Norma posterior. $\times 1/2$ (algo menor)
2. Parte de región facial que muestra los incisivos y la cara apical de los molares. $\times 1/3$ (algo menor)
3. Norma inferior de la fig. 2 con la serie dentaria. $\times 1/3$
4. Norma lateral de la fig. 1. $\times 1/2$
5. Norma superior de la fig. 1. $\times 1/3$
6. Norma inferior de la fig. 1. $\times 1/3$ (algo menor)



LAMINA II

Eumegamysops praependens (Amegh.) Kragl. Ej. N° 4007 correspondiente al Museo de Buenos Aires.

1. Región occipital. Norma posterior. $\times 1/2$ (algo menor)
2. Norma superior de la fig. 1. $\times 1/2$ (algo menor)
3. Norma lateral de la fig. 1. $\times 1/3$
4. Norma inferior de la fig. 1. $\times 1/2$ (algo mayor)



CONTRIBUCION AL CONOCIMIENTO DEL CARBONICO

EN LAS NACIENTES DEL RIO TUNUYAN (PROV. DE MENDOZA)

POR FRANCISCO FIDALGO

INTRODUCCION

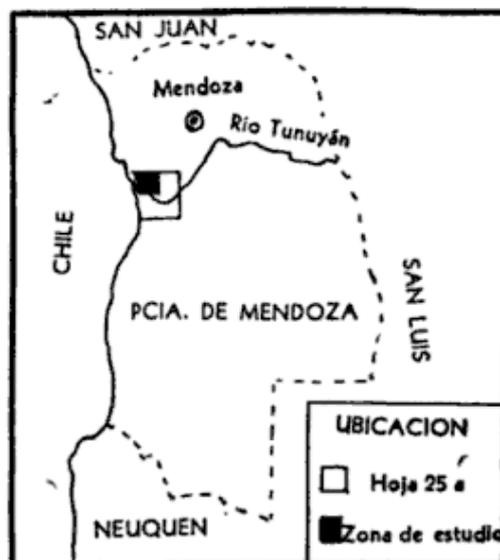
Este trabajo se hizo con el objeto de datar con mayor exactitud los sedimentos atribuidos hasta ahora al "Antracolitico" y su relación con el granito de la Cordillera Frontal, en la zona que nos ocupa ¹.

El mapa con que se trabajó en campaña, de escala 1:50.000, es una ampliación del que recopiló la Dirección Nacional de Geología y Minería para la construcción de la Hoja 25 a, Volcán San José, en base a los relevamientos del I. G. M. en escala 1:100.000.

UBICACION, LIMITES Y VIAS DE ACCESO

La zona de estudio se encuentra situada en la provincia de Mendoza, departamento de Tunuyán, dentro de la Hoja 25 a, Volcán San José, correspondiente a la división realizada por la D. N. de Geología y Minería.

Sus límites son, al N y S los paralelos de 30°30' y 30°40' y al E y W los meridianos 69°45'30" y 69°37'30", respectivamente. Abarca una superficie aproximada a los doscientos kilómetros cuadrados, estando enclavada entre la Cordillera Frontal y la Cordillera Principal.



¹ Fue sugerido por el doctor Polanski y es un resumen de la tesis presentada en la Universidad Nacional de La Plata bajo la dirección del doctor Suero. Debo dejar constancia de mi más profundo agradecimiento hacia dichos profesionales así como a las autoridades y compañeros de la Dirección Nacional de Geología y Minería.

Desde la Villa de Tunuyán puede llegarse al Refugio Militar Capitán Lemos en vehículo, a través de un camino que pasa por el Manzano Histórico. Desde allí se continúa en mula, siguiendo una senda que pasa por el Portillo Argentino, después del cual entramos en la depresión del Alto Valle del Río Tunuyán.

GEOLOGIA

PROTEROZOICO

Complejo Metamórfico

Abarca una estrecha zona ubicada al SE, en el Cordón del Portillo, que se eleva por encima de los 4.000 metros s.n.m., siendo su cumbre más destacada el C^o Azul.

Lo difícil del acceso nos ha imposibilitado realizar observaciones directas de mayor exactitud, ya que sólo hemos podido efectuar una recolección de muestras del material de derrumbe en las nacientes del Arroyo de los Moros.

También hemos obtenido muestras de un gran "roof-pendant" que se encuentra en la misma quebrada y que, al igual que las rocas anteriores, está constituido esencialmente por micacitas.

De las rocas encontradas fueron hechos varios cortes, que al microscopio presentan generalmente mucha biotita, plagioclasa (albita, oligoclasa), microclino, hidromuscovita, sillimanita, epidoto, zircón, y a veces un probable agregado xenomórfico según estauroлита.

Esta asociación de minerales nos pone en presencia de una facies de anfibolita, que corresponde a grados medianos y altos de metamorfismo regional equivalente a la zona de almandino-cianita de Barrow y a la subfacies sillimanita-almandino (Turner y Verhoogen (27)). Afirman estos autores que "los esquistos sillimaníticos y las rocas asociadas caen dentro de la facies de anfibolita, para la cual la paragénesis mineral ideal posee sillimanita-almandino-ortoclasa-plagioclasa-biotita-cuarzo en esquistos de composición pelítica". A veces, dicen, aparece muscovita, estauroлита, como constituyente adicional.

De manera que los componentes de las muestras estudiadas corroboran la posibilidad de que las micacitas pertenezcan a la facies de anfibolita, subfacies sillimanita-almandino, producto de un metamorfismo regional de alto grado sobre los sedimentos pelíticos del Proterozoico.

Antecedentes y conclusiones

Stappenbeck (20), en su monografía realizada en 1917, considera, hablando de la Cordillera Frontal, una sola formación, que atribuye al Paleozoico inferior, dividiéndolo en metamorfizado y no metamorfizado. Las causas se las atribuye a la acción térmica del granito, cuyo metamorfismo de contacto provocó una acción de distinto grado, dando como productos finales: micacitas, gneisses, filitas, hornfels, etc.

Groeber (9) sugiere para las micacitas y gneisses una edad proterozoica, ya que reconoce a estas rocas como producto de un metamorfismo regional, anterior al metamorfismo de contacto producido por el plutón, considerado en esa época permotriásico.

Dicho autor, en 1947, incorpora estas rocas, junto con una diorita cuarcífera situada al NW del Agua de la Chilena, al Proterozoico.

Polanski (16) vuelve al concepto de Avé-Lallemant, describiendo estas rocas metamórficas como correspondientes al Proterozoico.

González Díaz (8), trabajando al NE del Cordón del Portillo en la Cordillera Frontal, considera a estas rocas proterozoicas y equivalentes al "Paleozoico inferior metamorfizado" de Stappenbeck.

De acuerdo a los trabajos realizados y a las precarias observaciones hechas, creemos que las rocas que componen este complejo corresponden a un metamorfismo regional de grado bastante alto y no al producto de un metamorfismo de contacto. Mientras no haya pruebas que certifiquen otra edad, las ubicaremos dentro del Proterozoico.

PALEOZOICO DE DUDOSA UBICACIÓN CRONOLÓGICA

Intrusión granodiorítica

La granodiorita tiene poco desarrollo dentro de la zona, ya que se encuentra en una estrecha franja en forma de cuña, 3 kilómetros al S de la desembocadura del río Palomares, en ambas márgenes del río Tunuyán.

Está relacionada con el granito que la intruye, formando una brecha plutónica, agmatita, observable en la quebrada que forma el A^o Laurita, que desemboca en el río Tunuyán.

La granodiorita, macroscópicamente presenta un color gris claro, distinguiéndose bien las laminillas de biotita y el cuarzo transparente, así como los feldespatos de forma tabular.

Al microscopio la roca se manifiesta con textura granosa hipauto-mórfica, con cristales de plagioclasa de composición oligoclásica alterada en sericita y calcita. Las laminillas de biotita se ven generalmente

alteradas, cloritizadas, reconociéndose a veces penninita, aunque otras veces la alteración es en epidoto. El feldespató potásico (ortosa?) se encuentra muy alterado en sericita y difícil de reconocer, siendo bastante escaso. El cuarzo es abundante y de grano fino, apareciendo como accesorio hornblenda común, alterada en epidoto.

Antecedentes y conclusiones

Rossi (20) dice que: "La intrusión granodiorítica tuvo lugar en algún período del largo lapso comprendido entre la deposición de los sedimentos del basamento y la intrusión granítica de Cacheuta".

Previamente considera: "La observación de los contactos del plutón granodiorítico con la roca de caja, las areniscas, grauvacas y pizarras del basamento muestran que él es francamente discordante". Más adelante, habla de dos áreas, que por acción metamórfica presentan hornfels, describiendo dichas rocas de contacto.

Groeber (11), al describir las hojas Marmolcjo, Aconcagua, etc., muestra un perfil de la Cordillera Frontal, donde distingue: "a) por micacitas, a menudo gneissificadas, proterozoicas; b) pizarras con areniscas cuarcíticas, con escasos restos de plantas antracólicas y con intrusiones de *diorita (cuarcífera)*".

Polanski (19) afirma que en la Cordillera Frontal existe una intrusión cuya composición granodiorítica en muchas zonas pasa a tonalítica, siendo anterior no sólo a la intrusión granítica, sino también a la deposición de los sedimentos del Carbónico superior, dándole edad mesovariscica, aunque no descarta la posibilidad de que exista también otra intrusión granodiorítica o tonalítica anterior a la mesovariscica ya citada.

De acuerdo a los estudios realizados y a las magras observaciones factibles de hacer en la restringida zona de estudio, es difícil asignar una edad precisa a la intrusión granodiorítica.

De acuerdo a lo manifestado por Rossi, sería interesante poder constatar la edad de las rocas atribuídas al basamento (grauvacas, areniscas, pizarras, etc.), que bien pueden pertenecer al Carbónico, ya que este último tiene abundante desarrollo en la Cordillera Frontal. En tal caso se confirmaría la existencia de la intrusión mesovariscica de Polanski, que Groeber citó como diorita cuarcífera.

Además, los rodados de pórfiro granodiorítico y granodiorita, encontrados en el conglomerado del Carbónico, que describiremos más adelante, podrían pertenecer al ciclo intrusivo mesovariscico de Po-

lanski, es decir, anteriores a la deposición de la Formación Alto Río Tunuyán.

Debido a la falta de relación directa entre la intrusión granodiorítica con los sedimentos carbónicos en la zona, sólo podemos decir que dicha intrusión se produjo con posterioridad al metamorfismo de los sedimentos pelíticos del Proterozoico, existiendo la posibilidad de poder ubicarla en el llamado ciclo intrusivo Mesovariscico (Polanski (19)).

Su límite superior, en cambio, nos permite asegurar que es anterior a la intrusión granítica y probablemente también a la deposición de los sedimentos de la Formación Alto Río Tunuyán.

CARBÓNICO SUPERIOR

Formación Alto Río Tunuyán

Esta formación ocupa la parte central de la zona estudiada, constituyendo un afloramiento cuya extensión en sentido N-S es de dieciocho a veinte kilómetros, mientras que en dirección E-W su ancho varía entre los cuatro y seis kilómetros.

La cúpula satelítica constituida por el granito en la parte N de la zona de estudio ha separado totalmente el afloramiento situado al NW del C^o CAM. Por esta razón nos resultó imposible realizar observaciones directas en esta región, dadas las condiciones de inaccesibilidad y altura.

El afloramiento principal está en su región E y en gran parte de la zona S, en contacto con el plutón granítico.

Por el N se prolonga hacia la hoja 24 b, C^o Tupungato, por intermedio del C^o Jorge, estando en contacto su límite NW con la cúpula satelítica del plutón granítico. En la margen derecha de la lengua glaciar del Río Tunuyán hay una angosta faja de sedimentitas que se extienden desde el A^o Plomo hacia el N. La faja citada tiene un ancho variable a la vista que oscila entre 200 y 300 metros, estando cubierta por coladas de andesita y basalto, provenientes del Mesón San Juan.

Hacia el W la formación se hunde por debajo de los conglomerados de base del Saldeño, al igual que en parte de la zona SW, frente al Refugio Militar Real de la Cruz. Finalmente en el S está cortada por la intrusión granítica en la Quebrada de los Moros.

Por último diremos que las sedimentitas correspondientes a esta formación tienen sus mayores alturas en el C^o Jorge, Cordón de las Delicias, Loma Blanca, C^o Cabras y la cumbre situada al W del C^o CAM.

Observaciones litológicas

Presenta la formación sedimentitas de diversos tipos, siendo las más comunes lutitas, areniscas y cuarcitas, que se encuentran en afloramientos, donde resulta difícil seguir bancos, dada la cantidad de material de derrumbe y morenas que cubren gran parte de dicha formación.

Son de colores gris oscuro hasta negras en su casi totalidad, aunque se presentan más claras, castaño verdosas hasta grises en dos lugares: uno en las vecindades del Refugio Militar Real de la Cruz y el otro en el anticlinal del A^o Loma Blanca, cerca de su desembocadura en el A^o de la Olla.

En la margen derecha del A^o Negro, al N del A^o Perdido, nos encontramos con un afloramiento que constituye gran parte de la ladera SE del C^o Jorge, constituido por una limolita que ha pasado a hornfels, aunque de grano algo grueso. Constituye una roca masiva, de fractura concoide y color negro.

Al microscopio presenta estructura relictica de roca sedimentaria; está caracterizada por la presencia de cordierita. En los metacristales de cordierita se suele ver alteración en sericita, y también probables inclusiones de cuarzo, mientras en la matriz recrystalizada predomina la biotita.

Cerca del A^o Plomo, la formación sedimentaria está constituida preferentemente por areniscas, que sufrieron una intrusión aplítica proveniente del plutón granítico. Está formada dicha arenisca, especialmente por clastos de cuarzo y biotita, aparentando esta última débil orientación. También suele verse algo de feldespato y presenta, en general, aspecto de estar muy diagenizada, aunque puede sospecharse, en la parte pelítica de la roca, un principio de acción térmica.

En la margen izquierda del Río Tunuyán, dos kilómetros aguas arriba del Refugio Militar, se ve, en un afloramiento de unos doce metros de potencia, una arenisca cuarzosa micácea de grano fino. Los clastos de cuarzo son subredondeados, con plagioclasa y laminillas de biotita, pequeñas pero abundantes, que a veces presentan desferrización. El color es gris oscuro a negro, al igual que la mayoría de las sedimentitas de esta formación.

Por debajo de estas areniscas se encuentran lutitas carbonosas de color negro. Se han formado quizás en un ambiente anaeróbico o muy poco oxigenado, presentando a veces pirita disseminada en forma rala, caracterizando probablemente a zonas profundas de reducción.

En estos sedimentos se observa una laminación bastante fina, que llega a veces a presentar aspecto papiráceo.

Cerca de este afloramiento fueron encontrados fósiles, entre los que se reconoció un pectínido en una arcillita carbonosa micácea bastante masiva.

En el A^o de la Pirca, la litología cambia a medida que nos trasladamos a su desembocadura en el Río Tunuyán, hacia el W.

Sobre la margen derecha del Río Tunuyán, encontramos primeramente cuarcitas e internándonos en el arroyo, pasan a areniscas, y ya a un kilómetro de su desembocadura estamos en presencia de lutitas muy afectadas por la tectónica. Estas sedimentitas han sido intruídas por varios diques de pórfiro granítico provenientes del plutón.

Las areniscas están formadas por clastos de cuarzo subredondeados y algo de plagioclasa, alterada a veces en calcita. Se suelen ver cubos de pirita y en la matriz algo de sericita, producida probablemente esta última por recristalización incipiente.

En la zona vecina al contacto, en la margen izquierda del A^o Mansa, a 3.800 metros, encontramos un conglomerado con rodados de tamaño variable entre dos y diez centímetros, constituido por cuarzo lechoso y micacitas del Proterozoico, algo de pórfiro granodiorítico y lutitas. La potencia es de sesenta a ochenta metros a la vista, hallándose sus clastos envueltos en una matriz arenosa de grano fino, con cemento calcáreo.

Este conglomerado lo encontramos también cerca del contacto en la Quebrada de los Moros, pero el tamaño de los clastos es aquí menor, aunque aumenta la cantidad de feldespatos.

Dicho conglomerado posee clastos formados casi exclusivamente por micropertitas, así como lutitas y cuarzo. También se encuentran rodados de una roca gris clara, plutónica, formada por cristales de plagioclasa, micropertita, cuarzo y algo de biotita, que corresponde a una granodiorita. La matriz del conglomerado es arenoso-arcillosa, notándose la presencia de calcita en el cemento.

Por último debemos consignar que cerca del contacto con el granito, en la margen izquierda del A^o Mansa, hemos podido observar en lutitas, ondulitas que caracterizan a zonas oscilatorias.

También encontramos una estructura de "cone in cone" en un rodado que pertenece seguramente a la misma formación de sedimentitas.

En general, podemos afirmar que las lutitas, como las areniscas, se caracterizan por la presencia de cemento calcáreo, llegando en algunos

casos a ocupar los espacios que quedan entre las laminillas de biotita. La abundancia de material calcáreo llega a caracterizar a verdaderas margas.

Contenido paleontológico

En los dos viajes realizados a la zona estudiada fueron encontrados fósiles en la Formación Alto Río Tunuyán.

Es de cierta importancia este hallazgo, no obstante la difícil y a veces imposible de la determinación, ya que son restos mal conservados, muy afectados por la diagénesis y tectónica que sufrieron los sedimentos de la zona.

En el primero de los viajes fueron encontrados, en la margen izquierda del Río Tunuyán, un kilómetro al S de la desembocadura del A^o Negro, restos de bivalvos imposibles de determinar.

El hallazgo verdaderamente importante fué hecho en un trozo de lutita de forma subredondeada. Este trozo se supuso que provenía de un afloramiento situado a mayor altura, aunque los reconocimientos posteriores para su hallazgo "in situ" resultaron infructuosos. En este trozo encontramos aproximadamente unos veinticinco a treinta ejemplares en distinto estado de conservación.

El estudio de dichos fósiles, llevado a cabo por Amos, nos colocó en presencia de *Linoproductus cora* (d'Orb.). Según sus referencias, se ha encontrado en el Carbonífero Superior y Pérmico de Bolivia, donde Koslowsky (1914, lám. VI, figs. 1-10) lo describió como *Productus cora* d'Orb. Revisada la fauna por Chronic (en Newell, 1953), determinó esta especie en el Grupo de Tarma (Pennsylvaniano) y en el Grupo de Copacabana de edad Pérmica.

En el Río Urupady, estado de Pará, Brasil, se encuentra asociada a *Neospirifer condor* (d'Orb.) en sedimentos de edad Carbónica Superior (Cowper Read, 1933).

Linoproductus cora d'Orb. en la Argentina fué identificado por Mézigos (1953) en la Formación Tres Saltos y Esquina Gris del Grupo de Barreal (Pennsylvaniano).

Fué también encontrado por Dessanti y Rossi (1950) en la Serie de Jarillal, donde fueron comparados con *Productus auriculatus* Swall y "*P*" *magnus* Meek. Por dicha similitud y la presencia de plantas fósiles estos autores le asignaron edad Pennsylvaniana.

SUERO en Chubut halló ejemplares identificados como una especie muy afín a la de d'Orbigny, en complejos incluidos en la parte superior del Sistema de Tepuel (Pennsylvaniano).

Podemos consignar en resumen como dato significativo que en ninguna formación del Carbónico inferior ha sido encontrada esta especie, tanto en Argentina como en otros afloramientos de Sud América. Por lo tanto, aunque con cierta reserva, lo podemos tomar como fósil diagnóstico del Carbónico superior (Pennsylvaniano).

Afirma AMOS que a pesar de los desglosamientos sufridos por el género *Linoproductus*, existe la posibilidad de considerarlo una forma polifilética, ya que ha habitado condiciones ecológicas muy diversas, desarrollándose en mares del hemisferio norte durante el Carbónico inferior y superior, habiendo emigrado durante el desarrollo de este último a mares del hemisferio sur. En Australia este género ha aparecido hasta ahora en mares correspondientes al Carbónico Superior (aunque restos mal conservados fueron hallados en el Carbónico inferior).

En el segundo viaje realizado a la zona se intensificó la búsqueda de fósiles, siendo factible encontrar ejemplares, también muy mal conservados. Un *Spiriferidae* indeterminado, *Septosyringothyris keideli* (Harr.), briozoarios pertenecientes probablemente a la familia *Fenestellidae* y numerosos restos de *Gastrópodos* no identificados, así como *Orthoceras*, posiblemente *Michelinoceras*. Fueron estos restos encontrados en la margen izquierda del arroyo Mansa, entre los 4.000 y 4.100 metros de altura en el material de derrumbe proveniente de las sedimentitas carbónicas, cerca de la zona de contacto.

Antecedentes y conclusiones

DARWIN (4), describe un perfil que abarca desde el Paso Piuquenes hasta el Río Tunuyán, fijando su atención especialmente en los sedimentos Mesozoicos y Terciarios. Al hacer referencia a la que hoy designamos con el nombre de Formación Alto Río Tunuyán dice: “una masa gruesa de areniscas silicosas micáceas, de láminas delgadas asociadas con pizarras arcillosas negras en pequeñas cantidades”.

Poco más de un siglo después TRÜMPY (26), realiza un reconocimiento rápido de la zona, llegando hasta el sur del Río Salinillas con el objeto primordial de ver la posibilidad de construir un dique en el Río Tunuyán. De acuerdo con el concepto de STAPPENBECK sobre la Cordillera Frontal distingue: “Paleozoico metamorfozido en distinto grado”.

PASCUAL (15), hace una serie de consideraciones en su tesis alrededor del llamado *Ambiente de la Cordillera Frontal* por GROEBER (1939)

y con el hallazgo de probables restos de plantas mal conservadas, por parte de ARMANDO (1949), y de difícil determinación (Equisetites?) deja entrever la posibilidad de asignar a la formación de "esquistos oscuros" edad Paleozoica, probablemente Carbónico.

BAULIES, en 1950 habla de Paleozoico probablemente Carbónico en base a los hallazgos de ARMANDO, único documento paleontológico que hasta hoy existía.

GROEBER (41) en sus trabajos habla de: "pizarras con areniscas cuarcíticas con escasos restos de plantas antracólíticas con intrusiones de diorita (cuarcífera)", págs. 278 a 280. En la lámina I de la misma obra le dá a las sedimentitas edad Antracólítica.

Hemos reconocido que las sedimentitas pertenecientes a la Formación Alto Río Tunuyán tienen un rumbo general que oscila entre los N20°E y N-S e inclinaciones que varían según los lugares entre 20 ó 25° hasta 85 ó 90°, que por otra parte detallaremos en el capítulo correspondiente a la Tectónica de la zona.

De acuerdo a los estudios realizados y a los nuevos datos aportados en el presente trabajo, podemos considerar con ciertas reservas que estamos en presencia de una formación sedimentaria de edad Carbónico Superior (Pennsylvaniano), cuyo espesor consideramos no menor a los quinientos o seiscientos metros.

Los sedimentos responden a las características comunes provenientes de una sedimentación marina con estratificación paralela. El mar era poco profundo en la mayor parte de la zona y allí se depositaron sedimentos preferentemente costaneros que hoy constituyen las areniscas y cuarcitas de la formación. Las lutitas corresponderían, en cambio, a una zona de mayor profundidad y son a veces, como ya se ha manifestado, típicas de un ambiente de reducción.

El conglomerado encontrado en la Quebrada de los Moros y en el arroyo Mansa podemos considerarlo como un cambio de facies en la sedimentación, aunque el espesor de 70 u 80 metros ya mencionado nos coloca ante el interrogante de un posible conglomerado que separe el Missisippiano del Pennsylvaniano. Contribuyen a este criterio dos razones: la primera es que hemos encontrado los fósiles relacionados con el supuesto Pennsylvaniano por encima de este conglomerado y en segundo término el cambio de litología por debajo del mismo y la aparición de plantas encontradas por ARMANDO (1).

PÉRMICO

Intrusión granítica

La intrusión granítica ocupa la tercera parte de la zona relevada, encontrándose en su casi totalidad situada al E del Río Tunuyán, salvo una pequeña parte en las nacientes, sobre la margen derecha y la región ubicada al S del curso inferior del Río Palomares.

Pueden diferenciarse dos zonas de granito superficialmente separadas por los depósitos de la Formación Alto Río Tunuyán.

La primera está integrada por una cúpula satelítica situada al N de la región estudiada. Forma parte del Cordón de las Delicias, estando su altura máxima representada por el cerro CAM, que sobrepasa los 5.000 metros. Intruye las sedimentitas carbónicas y su contacto baja desde el citado cerro en dirección SW, hundiéndose con un ángulo de 45° en la margen izquierda del Río Tunuyán, ocupando ambos márgenes del mismo hasta la desembocadura del arroyo Plomo. El Carbónico aísla fuera de la zona, en la región correspondiente a la hoja 24 b (Cerro Tupungato) a este cuerpo granítico. En la parte superior del arroyo Perdido fueron observadas dos apófisis graníticas de reducido tamaño que intruyen las sedimentitas carbónicas.

El segundo afloramiento ocupa mucho mayor extensión y tiene un ancho que oscila entre seis y diez kilómetros.

Su máximo desarrollo es en sentido N-S, constituyendo un alargado cuerpo que se extiende a través de toda la zona de estudio, formando el borde occidental del Cordón del Portillo.

Aparece al N en la margen izquierda del arroyo Negro, constituyendo el Cordón Colorado con una altura máxima de 5.505 metros y sigue aproximadamente la curva de nivel de 4.200 metros, intruyendo sedimentitas carbónicas, perdiendo hacia el W y S altura hasta los 3.500 metros en el arroyo Loma Blanca, arroyo Mansa y el arroyo de la Quebrada de los Moros. En esta última zona el borde oriental del afloramiento de granito, se presenta en contacto con el Proterozoico y la granodiorita situada en la vecindad del Portillo Argentino.

Se extiende hacia el oeste, ensanchándose e intruyendo las sedimentitas que constituyen la parte austral de la Formación Alto Río Tunuyán.

Al prolongarse hacia el S el granito intruye a la granodiorita que forma ambos márgenes del Río Tunuyán, mientras que sobre él se depositan en su borde occidental los conglomerados de base del Saldeño.

Litología: El granito que observamos dentro de la zona de estudio

es parte de un gran batolito que constituye con otras formaciones la llamada Cordillera Frontal.

Macrocópicamente es una roca granosa de color rosado a rojizo, de grano mediano en general, aunque cerca de los contactos con las sedimentitas carbónicas tiende ocasionalmente, a tener hábito porfírico, sobre todo en la parte S de la zona. Otras veces es de grano muy fino y homogéneo, representando un borde de enfriamiento.

En general presenta cristales grandes de cuarzo transparente y brillo vítreo, feldespatos tabulares que le otorgan un tono rosado y biotita en laminillas pequeñas.

Al microscopio se presenta como una roca granosa hipautomórfica con grandes individuos de cuarzo y feldespato potásico, este último bastante alterado y algo de plagioclasa ácida, también alterada. Las laminillas de biotita más pequeñas en tamaño suelen mostrar procesos de cloritización. Son comunes también los granos de feldespato potásico perfitico.

Los cristales de plagioclasa están bastante alterados, en sericita, pero son en dimensiones y tamaño, menores que los de feldespato potásico y cuarzo. También suelen verse cristales de zircón.

Diques: Tanto de la cúpula satelítica del Cordón de las Delicias como de la facies granítica del afloramiento de mayor desarrollo, se desprenden numerosos diques que presentan variadas características según las zonas.

El contacto intrusivo que se extiende entre el arroyo San Juan y el arroyo Plomo muestra numerosos diques discordantes, de grano muy fino aplítico que intruyen las sedimentitas del Carbónico.

Dichos diques tienen un espesor que varía entre los veinte y cuarenta centímetros y su longitud oscila entre dos y cuatro metros. Se trata de una roca aplítica constituída por un agregado de cristales de cuarzo, algo de feldespato alterado y plagioclasa muy escasa de composición aproximadamente oligoclásica. Si bien la temperatura de los diques aplíticos no era muy elevada en el momento de la intrusión, se observa a veces en las areniscas que están en contacto con ellos, un incipiente termometamorfismo, que se manifiesta por la presencia de sericita en la matriz de la arenisca, debido, posiblemente, a recristalización.

En la margen derecha del arroyo Loma Blanca, se ven dos diques de mayor potencia (entre uno y tres metros), que intruyen las areniscas y ortocuarcitas en una extensión de 50 a 60 metros aproximadamente.

Son muy cuarzosos, de grano más bien grueso, comunicándole los cristales de cuarzo un color blanco.

Vuelven a observarse diques semejantes en ambas márgenes del arroyo Mansa, pero el espesor en este caso alcanza, cerca del cuerpo granítico, hasta cinco metros y la extensión a la vista es de unos 160 a 200 metros. Estos diques están formados casi exclusivamente por cuarzo, no presentando minerales máficos; suele verse algo de feldespato, pero muy escaso.

De la quebrada de los Moros sale un gran dique, también cuarzoso, que adquiere en parte el aspecto de una silexita y que cerca del Refugio Militar Real de la Cruz, se diferencia en un pórfiro granítico, atravesando el arroyo de la Olla y estando sus manifestaciones más occidentales, quinientos metros al N del citado Refugio Militar. Tiene un desarrollo algo mayor a los 3 kilómetros y un ancho que varía entre 10 y 40 metros.

Posee piritita en cantidad más o menos abundante, cuya meteorización le dá, observando el dique a la distancia, un tono amarillento, resaltando más por intruir areniscas y lutitas carbónicas de color negro.

En la quebrada de la Pirca un pórfiro granítico de grano fino, intruye las cuarcitas carbónicas. Al microscopio muestra una pasta microgranosa formada casi exclusivamente por cuarzo. Los fenocristales de feldespato están muy alterados. Presenta también este pórfiro un mineral ferromagnésico no identificado, alterado en calcita, junto con cuarzo secundario. Suele observarse también cubos de piritita e impregnaciones de limonita.

Relaciones: Se encuentra el granito dentro de la zona de estudio relacionado con el complejo metamórfico, con la granodiorita y las sedimentitas carbónicas, apoyándose sobre él la Formación Saldeño, de probable edad Cretácico superior.

Con el complejo metamórfico y con la granodiorita, ya han sido referidas las relaciones en su oportunidad.

Respecto a las sedimentitas carbónicas, el granito las ha intruído discordantemente, constituyendo un cuerpo evidentemente apotectónico.

La temperatura a la que se produjo la intrusión del cuerpo granítico debe haber sido relativamente baja, ya que el metamorfismo de contacto fué incipiente en la mayor parte de la zona, por lo que las áreas supuestamente hornfelsizadas son mucho más reducidas en realidad, de lo que se había señalado erróneamente hasta ahora.

La zona aparentemente más afectada por el emplazamiento del plutón es la situada en la margen derecha de las nacientes del arroyo Negro. Allí hemos encontrado una limolita que pasó a hornfels, por acción de la temperatura de intrusión.

En otras zonas, como cerca del arroyo San Juan y arroyo de la Pirca, también se ha podido apreciar efectos restringidos de acción térmica.

Dichos efectos, que atribuimos a la intrusión, se describieron en la parte de litología correspondiente a la Formación Alto Río Tunuyán y son, como se ha visto, poco estables.

Antecedentes y conclusiones

STAPPENBECK (21) le asigna al granito edad triásica en su trabajo sobre la precordillera de San Juan y Mendoza.

GROEBER (10) habla de “una serie porfirítica Suprapérmica hasta infratriásica...”, ...“a ella pertenecen los pórfidos cuarcíferos y granitos del Río Blanco, Tupungato, Mendoza (entre Puente del Inca y Uspallata) ...” ...“su límite occidental debe coincidir más o menos con el límite con Chile”, etc.

En 1951 (11) este mismo autor, al describir las Hojas Marmolejo, Aconcagua y la Ramada, hace la descripción de un perfil de la Cordillera Frontal y distingue: “a) por micacitas, a menudo gneissificadas; proterozoicas; b) pizarras con areniscas cuarcíticas con escasos restos de plantas antracólicas con intrusiones de diorita (cuarcíferas); Porfiritas y pórfiros cuarcíferos dispuestos discordantemente sobre a) y b) carnenses; d) granito rojo igualmente carnense que ha penetrado en a), b) y c) más algún leucocrático derivado de d).

Pero en 1952 (11 bis), al escribir su trabajo sobre Mesozoico, llega a la conclusión de que este granito es carbónico y afirma que ha hornfelsizado las lutitas del Carbónico por él citadas en el trabajo de Alta Cordillera.

ROSSI (20) dice que: “La intrusión granítica de Cacheuta está radicada en el Triásico superior, muy probablemente en la parte más inferior de este período”.

Por lo expuesto podemos observar que las opiniones son dispares debido a la falta de datos concretos en el terreno.

Es de señalar, como dato interesante, que también en amplias comarcas de la Patagonia extraandina SUERO localizó una importante intrusión granítica emplazada en el Sistema de Tepuel (Carbónico) y en la Serie de Nueva Lubecka (Pérmico inferior), cuyos rodados y bloques abundan en la base del Liásico. En Santa Cruz, el granito in-

truye al Pérmico, pero no al Triásico documentado en El Tranquilo.

De acuerdo, entonces, con lo visto en la restringida zona de estudio, sólo podemos afirmar que el granito se implantó muy posiblemente poco tiempo después de finalizar la sedimentación que atribuimos al Carbónico superior en la zona, quizás durante la fase Saálica, o, como dice Polanski con mayor amplitud, Tardío-Variscico.

Los datos y relaciones no nos permiten una apreciación más exacta. La relación con el considerado Pennsylvaniano tendría mayor exactitud, en caso de que se pudiera comprobar fehacientemente que la diorita cuarcífera que cita GROEBER, equivale a la granodiorita que tenemos en la zona, pues con ello tendríamos la absoluta certeza de que el granito es post-carbónico, que es, por otra parte, lo que afirma la mayoría de los autores.

Los diques ácidos de aplita, pórfiro granítico, etc., muestran en el campo una diferenciación muy gradual a medida que nos acercamos al cuerpo granítico, de tal forma que no lo podemos diferenciar de este último.

Por ese motivo creemos que se han implantado en forma coetánea con la intrusión del batolito granítico o más bien en el período final de dicha intrusión, por lo que corresponden, según nuestro criterio, al mismo ciclo.

Cretácico Superior? Formación Saldeño

Se encuentra esta Formación al W del Río Tunuyán, limitándola al N el Mesón San Juan, al S el granito pérmico y los sedimentos terciarios equivalentes a Agua de la Piedra, al E los sedimentos carbónicos y al W los sedimentos correspondientes al Terciario, que equiparamos con Pircala-Coihue-Co, y en parte con las efusiones del Cordón de Contreras.

De su litología podemos decir que estos estratos comienzan con un conglomerado basal, descrito por TRÜMPY (26), que apoya sobre los sedimentos carbónicos por medio de una discordancia.

Se trata de un conglomerado polimítico constituido por clastos que oscilan entre 1 y 5 cm, formados en su mayor parte por cuarzo, micacitas, cuarcitas, lutitas y, sobre todo, por riolitas y pórfidos graníticos que se encuentran en una matriz arenoso-tobácea.

Su potencia oscila alrededor de los 80 m, pasando hacia arriba a estratos arenoso-arcillosos, con algunas intercalaciones tobáceas.

En la parte superior de la formación aumenta el contenido de mate-

rial calcáreo en la matriz, lo que produce mayor cementación y, como consecuencia, mayor consistencia en el sedimento.

Hacia la parte alta de la formación encontramos calizas, calizas oolíticas y calizas silicificadas, pasando estas últimas, en muchos casos, a verdaderas ftanitas al aumentar considerablemente la cantidad de sílice. Esta parte alcanza un espesor de 150 a 200 m aproximadamente.

Por encima se encuentran estratos, de poco espesor, de tobas y margas que poseen lentes de yeso fibroso con cierta frecuencia.

Suelen encontrarse dentro de areniscas rellenos de brea seguramente alóctona.

En general, podemos decir que el espesor de esta formación no debe sobrepasar los 500 m, siendo sus colores más comunes el verde, amarillento y pardo, en matices claros.

Lamentablemente la búsqueda de fósiles resultó infructuosa, pero sabemos que TRÜMPY manifestó haber encontrado algunos, sin especificar de qué géneros o especies se trataba.

POLANSKI cita el hallazgo de probables algas superiores, parecidas a *Gimnosolen saltensis* Frenguelli y otras al *Rocalites* de Ihering. En cuanto a vida animal, encontró moldes de *Lithodomus* sp.

Antecedentes y conclusiones

TRÜMPY (26) atribuyó estos sedimentos al Cretácico alto. PASCUAL (15) y ARMANDO (1) le asignaron con reservas igual edad. GROEBER (31), en cambio, atribuye a los sedimentos que se encuentran por encima del conglomerado edad terciaria inferior, correlacionándolas con Pircala-Coihue-Co, afirmando que BAULIES comparte esa asignación de edades.

POLANSKI (17) vuelve al concepto de TRÜMPY, dándole a los sedimentos probable edad cretácica alta, designándolos con el nombre de Formación Saldeño.

Debido a la falta de documentación paleontológica, sólo podemos establecer una relación en base a su litología y a la de los sedimentos que referimos al Terciario inferior que se relacionan con ellos. Por tal motivo nos inclinamos a pensar que la Formación Saldeño tiene aparentemente mayor semejanza con el Malalhueño (Rocanense), como ya lo manifestara TRÜMPY.

Por otra parte, los sedimentos correspondientes al Terciario inferior, como veremos más adelante, son litológicamente semejantes a Pircala-Coihue-Co, según se desprende de la descripción de CRIADO ROQUE (3). De acuerdo a esto consideramos que en la zona de estudio es posible

que se encuentren, aunque con mucho menor desarrollo, los sedimentos pertenecientes al Cretácico alto y Terciario inferior, descriptos por CRIADO ROQUE, BOEHM, GROEBER, WICHMANN y otros autores en la parte austral de Mendoza, desde el Diamante al S.

SEDIMENTOS DEL TERCIARIO

Estos sedimentos tienen dentro de la zona estudiada muy poco desarrollo y, al igual que los correspondientes a la Formación Saldeño, fueron tratados con mayor intensidad en el trabajo de POLANSKI (17).

Fueron distinguidas dos partes en estos sedimentos, de acuerdo a la litología descrita por CRIADO ROQUE para el Terciario del S de Mendoza. La primera correspondería a los sedimentos que el autor citado llama Pircala y Coihue-Co y la segunda a Agua de la Piedra.

El supuesto Pircala-Coihue-Co (Paleoceno y Eoceno inferior y medio) comienza con sedimentos arenosos y arenosos margosos no bien estratificados, que estarían en pseudo concordancia sobre el Saldeño. El cemento es arcilloso calcáreo y los colores del sedimento varían desde gris a violáceo. Continúan hacia arriba paquetes arcillosos que suelen presentar geodas de calcedonia y que, según CRIADO ROQUE, se encuentran en sus Estratos de Pircala.

Por encima hay areniscas más margosas, con intercalaciones de lentes de arcilla, cuyo conjunto se presenta en tonos claros desde amarillento a verde nilo.

El conjunto alcanza un espesor aproximado a los 350 m, aunque es difícil la determinación, dado lo dislocado de estos sedimentos.

Por encima se encuentra un paquete sedimentario de unos 2 m de espesor que equiparamos a los Rodados Lustrosos que se apoyan en discordancia sobre los sedimentos anteriores y cuya parte superior está cubierta por los aglomerados y efusiones del Cordón de Contreras.

En la parte S de la zona de estudio se encuentran los sedimentos que equiparamos con Agua de la Piedra (Oligoceno), constituídos por un conglomerado cuyos rodados tienen dimensiones variables y están dentro de una matriz arenosa tobácea.

Está este conglomerado en contacto con Pircala y Coihue-Co por medio de una discordancia; con el Saldeño el contacto, en parte, es difícil de reconocer debido a que hay restos de una morena que lo está cubriendo. Hacia el E el contacto se produce por medio de una falla inversa que delimita una escama de sobreescurrimiento correspondiente al conglomerado.

Debido a la carencia de argumentos paleontológicos que definan la edad eficientemente, nuestra ubicación en la escala cronológica debe tomarse con reservas.

PLEISTOCENO

Durante el Pleistoceno tuvieron lugar en la zona tres glaciaciones, que dejaron sus depósitos en distintas alturas.

En el mapa no se marcaron dichos depósitos con el objeto de no hacerlo demasiado engorroso, ya que las morenas están cubriendo una extensión considerable de la zona de estudio.

Por otra parte, las glaciaciones las referiremos simplemente a la zona de trabajo, ya que se ha realizado un estudio muy somero, sin datos suficientes como para hacer correlaciones precisas, que requerirían mayor tiempo del que hemos dispuesto.

El primer englazamiento de la zona dejó sus depósitos en Loma de la Ladera, Cordón de las Delicias y Loma Blanca. Dichas morenas se encuentran alineadas en dirección aproximada N-S, por encima de los 3.500 m de altura.

Muy posiblemente el englazamiento del Cordón del Portillo, constituido por las alturas mayores, originó lenguas glaciares que bajando hacia el W, depositaron la que consideramos morena frontal de Loma Blanca.

En cambio el englazamiento del cerro CAM, cerro Jorge y Mesón San Juan dejaron las morenas que en Loma de la Ladera y el Cordón de las Delicias consideramos laterales.

El segundo englazamiento de la zona originó depósitos morénicos entre los 3.000 y 3.500 m de altura, alineados en forma semejante a los anteriores.

Suponemos que en Loma de la Ladera y en la parte W de Loma Blanca, dichos depósitos son característicos de morenas laterales. En cambio, al E de Loma Blanca sospechamos un depósito de morena frontal proveniente del englazamiento del Cordón del Portillo, sin descartar la posibilidad de que pueda ser un depósito morénico de retroceso.

De la tercera glaciación de la zona quedan únicamente depósitos morénicos de retroceso, situados más o menos a igual altura que los niveles de los ríos actuales, de manera que la red de drenaje que vemos quedó definida desde esa época. Dichos depósitos se distinguen claramente en el Río Tunuyán, cerca del Refugio y en las proximi-

dades del arroyo San Juan y arroyo Plomo, así como cerca de las nacientes de los arroyos Mansa y Loma Blanca.

Los dos arroyos situados al SE del Refugio Militar Real de la Cruz, que desembocan en el Río Tunuyán, tienen morenas de retroceso que corresponden por lo menos al 2do. y 3er. englazamiento de la zona.

Tenemos morenas recientes en las nacientes del Río Tunuyán, arroyo Loma Blanca, arroyo Plomo y arroyo San Juan.

La lengua glaciaria del Río Tunuyán merece una mención aparte, ya que es un típico glaciar andino cubierto, según la clasificación de POLANSKI. En la parte final de dicha lengua se ve material detrítico en una extensión de 4 a 5 km. Dicho material protege al glaciar, regulando la fusión de la lengua con los beneficios consiguientes.

El campo de neviza colectivo de este glaciar abarca una extensa superficie, que desde el Mesón San Juan va hasta el cerro Tupungato y origina entre otros al Río Miranda, arroyo San Juan, arroyo Plomo, etc.

En esta época se produce también el vulcanismo basáltico y liparítico, que se tratará en la descripción de todo el vulcanismo de la zona, así como la descripción de la mofeta fría situada en la margen derecha del Río Palomares.

VULCANISMO

Pertenecen a este vulcanismo tres ciclos efusivos, que ubicamos en el Eoceno, Plioceno y Cuartario superior, aunque existe un cuarto, que podemos ubicar en el Cuartario más reciente o post-glacial.

El hecho más saliente en los primeros ciclos, como ya lo manifestara PASCUAL (15) para el Cordón de Contreras, es: "... características intermedias entre un basalto y una andesita. Este es un carácter que vamos a observar en todas las rocas efusivas de la región".

Primer ciclo: Este ciclo corresponde al Eoceno (Mollelitense de Groeber), formado por dos tipos de andesita; una de ellas oscura, melanoandesita y la otra más clara.

La melanoandesita es hornblendífera y augítica, con fenocristales de plagioclasa (labradorita). La pasta está formada también por tablillas de plagioclasa básica y mesostasis oscura indiscriminada.

La otra andesita es de composición similar, pero más clara; la plagioclasa es andesina, los fenocristales de hornblenda son más numerosos.

Estas efusiones ocupan la parte baja del Mesón San Juan, y posible-

mente, dos o tres pequeños conos que perforan el Saldeño al W de Loma de la Ladera, pertenezcan en parte a esta efusión.

Los conglomerados y aglomerados del Cordón de Contreras los consideramos dentro de este ciclo. Su composición es similar a la de las andesitas descritas precedentemente y en parte mandan diques, que afectan los sedimentos que hemos considerado correspondientes a Pir-cala-Coihue-Co.

Segundo ciclo: Las efusiones correspondientes a este ciclo las ubicamos en el Plioceno Huincanlitense de Groeber) y están constituídas por afloramientos que por ser reducidos no han sido mapeados.

En la margen derecha del arroyo Negro, por encima de los 4.000 m, al SW del arroyo Perdido, tenemos una efusión producida posiblemente a través de una zona de debilidad en el Carbónico. Se trata de una andesita hornblendífera con fenocristales de plagioclasa (andesina) e inclusiones de apatita y algo de magnetita.

En la margen izquierda del arroyo Negro, una andesita de composición similar forma un neck entre el contacto de granito y Carbónico, a 4.000 m de altura.

Hay un dique de pórfiro andesítico a 3.500 m sobre la margen izquierda del Río Tunuyán, 5 km al N de la desembocadura del arroyo Negro. Dicho pórfiro andesítico posee fenocristales de plagioclasa bastante alterada en calcita. Presenta fenocristales de biotita, con frecuencia cloritizada, reconociéndose en algunos casos penninita; otras veces pueden verse estructuras poiquilíticas en la biotita. La pasta intergranular tiene agregados de calcita, formados posiblemente por alteración de las microcristales de plagioclasa.

La parte alta del Mesón San Juan, que no entra en el mapa adjunto, está constituída por sucesivas coladas de basalto y rocas mesosilíceas que corresponden a este ciclo efusivo plioceno. Pero es de destacar que prevalece netamente el material basáltico sobre el mesosilíceo, estando por encima de los 4.500 m de altura el Mesón San Juan, cubierto por un gran campo de neviza.

Tercer ciclo: Pertenecen a este ciclo, que ubicamos en el Cuartario superior, tres pequeños focos volcánicos que se encuentran alineados a lo largo de la fractura intermedia que marcamos en el Saldeño, al S del Río Palomares. La roca del mayor de ellos presenta una típica disyunción columnar.

A este ciclo también corresponde una pequeña efusión basáltica que se encuentra cerca de las nacientes del arroyo Mansa, cubierta por la morena correspondiente a la tercera glaciación de la zona.

Cuarto ciclo: Corresponde a este ciclo un pequeño cono volcánico situado en las nacientes del arroyo El Volcán, a 4.300 m de altura. Dicho cono está compuesto por tobas y cenizas bastante estratificadas, con inclinaciones hacia el N y S, a ambos lados del resto de la chimenea que se ve en posición vertical.

Este volcán es muy joven, posterior a la última glaciación de la zona, y los materiales provenientes de él se encuentran a lo largo del arroyo El Volcán, formando parte de una pequeña terraza depositada por el Río Tunuyán en su margen izquierda. Predomina una roca piroclástica de color blanco con bombas y lapillis, mostrando laminitas de biotita al observarla macroscópicamente. Al microscopio dicha roca presenta cristales de albita-oligoclasa difíciles de reconocer y también biotita, en una base de índice cercano a 1,50, que sugiere una composición posiblemente liparítica.

Como fenómeno de vulcanismo póstumo, relacionado con el basalto, consideramos la fumarola fría llamada Salinilla, que se encuentra en una zona de sedimentitas carbónicas, margen derecha del Río Palomares, a 2.900 m de altura.

Como consecuencia se ha depositado travertino y aún brota agua con sales, principalmente cloruro de sodio, que al filtrarse en pequeñas cavernas dejan estalactitas y estalagmitas de dichas sales. También se ve algo de óxido de Fe.

Se trata, entonces, de una mofeta fría salino-ferruginosa-gaseosa pues del agua se ven desprender burbujas continuamente, que son posiblemente de CO₂.

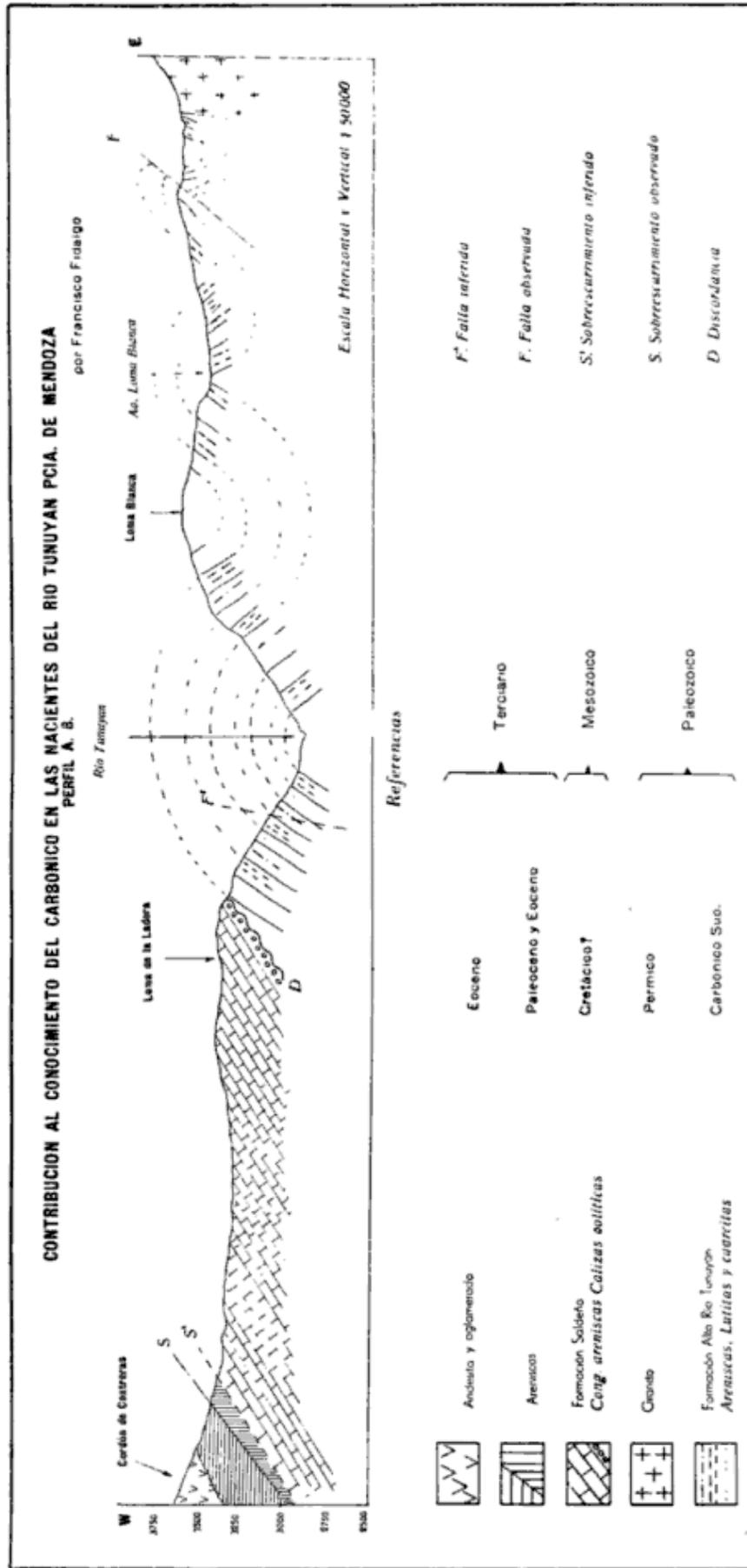
TECTÓNICA

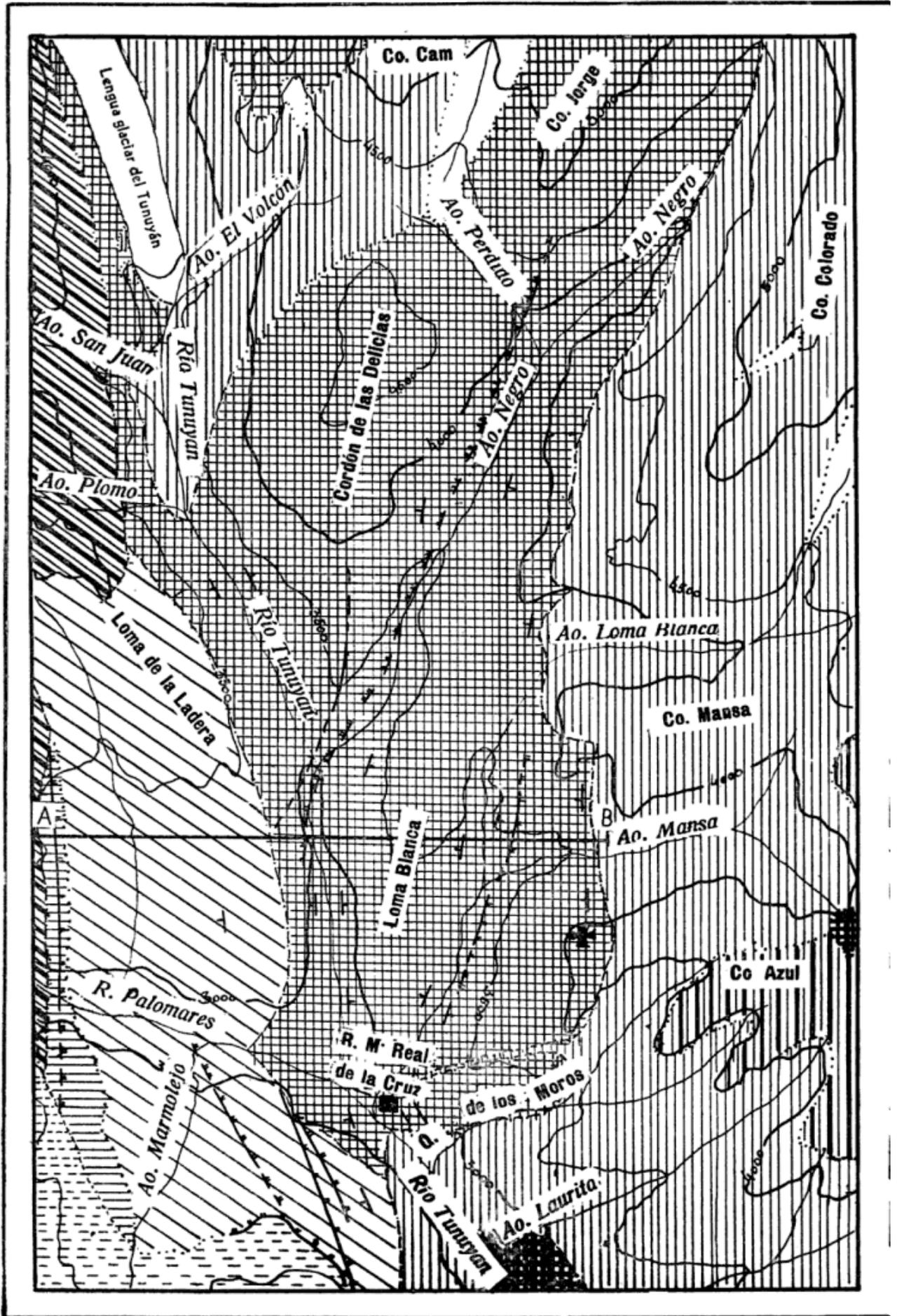
Las estructuras que se observan en la zona son el producto de los distintos movimientos que tuvieron efecto desde el Proterozoico hasta la actualidad, haciendo de ella una región de tectónica fuerte y, en lo que se refiere a la Cordillera Principal, bastante complicada.

El perfil que acompaña al presente trabajo es general y esquemático, al solo efecto de aclarar la interpretación tectónica que hacemos de la zona.

Todos estos movimientos han producido una orientación general N-S de las estructuras, con variaciones que oscilan entre N 10° E a N 10° W.

Las distintas formaciones diferenciadas, han reaccionado frente a los movimientos, según la naturaleza de las unidades rocosas que las integran.



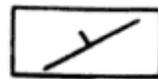


CONTRIBUCION AL CONOCIMIENTO DEL CARBONICO EN LAS NACIENTES DEL RIO TUNUYAN

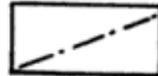
por Francisco Fidalgo
Referencias

A B
Perfil

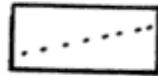
Escala 1:100000



Rumbo e inclinación



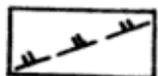
Contacto observado



Contacto inferido



Falla observada



Falla inferida



Localidad fosilífera



Campos de neviza



Conglomerado



Andesita basalto y aglomerado



Areniscas y Conglomerados



Formación Saldeño



Granito, Riolita y Pórfiro granítico



Formación Alto Río Tunuyán



Granodiorita



Complejo metamórfico

Oligoceno

Eoceno

Paleo. y Eoceno

Cretácico?

Permico

Carbónico Sup.

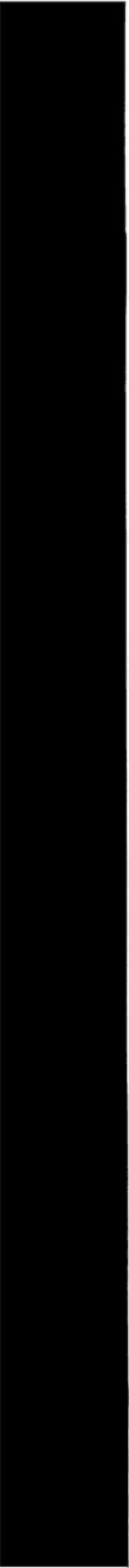
} Actual

} Terciario

} Mesozoico

} Paleozoico

} Proterozoico



Los sedimentos pelíticos del Proterozoico pasaron a constituir los esquistos micáceos que vemos en la actualidad en la zona, como producto de una facies de metamorfismo de alto grado.

Las sedimentitas carbónicas constituyen pliegues concéntricos bien marcados y, en algunos casos, fracturas.

El granito muestra diaclasamiento cuyo estudio puede resultar interesante, pero el escaso tiempo disponible y lo difícil del acceso impidió realizarlo con el detalle que es necesario.

Los conglomerados, areniscas, tobas silicificadas y ftanitas del supuesto Cretácico presentan en algunos casos muy aislados insinuaciones de plegamientos, pero el rasgo fundamental en estas sedimentitas y en las correspondientes al Terciario lo constituyen las imbricaciones que se produjeron entre ellas como consecuencia de fracturas inversas.

La zona de estudio está ubicada en sus dos terceras partes dentro de lo que conocemos como Cordillera Frontal y el resto dentro del ambiente de la Cordillera Principal, por lo que podemos relacionar y diferenciar perfectamente dos estructuras bien definidas, correspondientes a cada uno de los ambientes citados; en la primera las sedimentitas esencialmente se pliegan; en la segunda se imbrican.

Pasemos ahora a describir los efectos tectónicos observados en cada una de las formaciones y el orden cronológico de los diastrofismos responsables:

1. Es evidente que el primero de los movimientos debe haber sido el que actuó sobre los sedimentos pelíticos del Proterozoico. Estos fueron fuertemente plegados, y debido a la profundidad y en parte a la temperatura, hubo acción metamórfica de grado bastante alto en la facies de anfibolita, subfacies sillimanita-almandino.

Como ya lo hemos referido, no se han podido realizar observaciones directas debido a la altura e inaccesibilidad, por lo que nada podemos agregar sobre los efectos producidos por estos movimientos del Proterozoico. Sólo podemos decir que en el "roof pendant" encontrado en la quebrada de los Moros pudimos medir rumbo $N 80^\circ W$ y buzamiento de 30° al W constante, en los esquistos micáceos que lo componen.

2. Más tarde se produjeron los movimientos que afectaron al Carbónico, plegándolo con bastante intensidad y fracturándolo.

En general la estructura de la Formación Alto Río Tunuyán se presenta con un rumbo dominante $N 30^\circ E$ a $N-S$. Dicho rumbo varía a veces en zonas cercanas a los contactos con el granito, debido al efecto de la intrusión.

Otras veces, en cambio, se presenta con rumbo variable entre $N 5^{\circ} W$ y $N 20^{\circ} W$, como sucede en las nacientes del Río Tunuyán y en la zona de los alrededores del Refugio Militar Real de la Cruz.

Las sedimentitas que rodean al Río Tunuyán en sus nacientes tienen un rumbo $N 50^{\circ} W$ hasta $N 30^{\circ} W$. Es la zona que se encuentra al N de la desembocadura del arroyo Negro. A su vez las inclinaciones van de los 70 a 80° cerca del citado arroyo, hasta 30 a 40° en las vecindades de la lengua glaciaria, siendo las mismas hacia el E o el W, según estemos en la margen izquierda o derecha, respectivamente, del río Tunuyán.

Los datos precedentes nos indican que estamos en presencia de un anticlinal con rumbo $N30^{\circ}W$, cuya cresta ha sido erosionada por el río.

En las inmediaciones del Refugio Militar citado fueron hechas numerosas mediciones que a continuación detallaremos.

Unos trescientos metros al N de la desembocadura del río Palomares, las areniscas y ortocuarcitas tienen un rumbo $N 70^{\circ} E$ y buzamiento de $75^{\circ} NW$.

En la margen izquierda del río Tunuyán, quinientos metros al N del refugio, las ortocuarcitas tienen un rumbo $N 75^{\circ} W$ y una inclinación de $70^{\circ} NE$, variando el mismo si seguimos un kilómetro hacia el N, rumbo $N 30^{\circ} E$.

Al S del refugio, en la desembocadura del arroyo Quebrada de los Moros, las lutitas y ortocuarcitas muestran un rumbo $N 60^{\circ} W$ e inclinaciones que varían hacia el E entre 30 y 60° .

Por último, en la quebrada de la Pirca, margen derecha del río Tunuyán, hemos medido un rumbo $N 20^{\circ} W$ e inclinaciones que varían entre los 30 y $45^{\circ} W$.

Estas observaciones, realizadas en la vecindad del Refugio Militar Real de la Cruz, nos han puesto en presencia del extremo de un anticlinal que tiene un rumbo general $N 30^{\circ} W$ y que constituye probablemente la raíz del mismo. Para mayor claridad referiremos esto al extremo N de un anticlinal, cuyo "plunge" es hacia el N-NW y que fué cortado en su parte S por la intrusión granítica.

Las dos estructuras descriptas precedentemente nos demuestran un rumbo semejante, pero que a su vez es distinto al rumbo general del resto de los sedimentos carbónicos, que a continuación describiremos.

En ambas márgenes del Río Tunuyán, tres kilómetros aguas arriba del Refugio Militar, las mediciones efectuadas nos dieron un rumbo que oscila entre N-S y $N 30^{\circ} E$.

Dichas observaciones se mantienen constantes hasta entrar al arroyo Negro, y remontando el mismo encontramos un rumbo N-S, con inclinación de 80° E en la margen izquierda, mientras que en la margen derecha, a pocos metros de dicha observación, se ve el núcleo de un anticlinal, estando los estratos allí casi verticales.

El resto de las observaciones a lo largo de este arroyo nos colocan en presencia de un anticlinal con un rumbo general N 10° E y que constituye evidentemente el anticlinal más extenso de la zona, ya que se extiende desde el cerro Jorge hasta la quebrada de la Pirca. Dicho anticlinal muestra estar fallado a lo largo de un plano cercano al axial, con una inclinación de 70° NW y cuyas evidencias las he encontrado en la margen izquierda del arroyo Perdido, así como a 3.300 m de altura, cerca del lecho del arroyo Negro. Vuelve a evidenciarse esta falla entre los 2.900 y 3.000 metros de altura, en la margen derecha del río Tunuyán, tres kilómetros al N de la desembocadura del río Palomares.

A este anticlinal le sucede, hacia el E, un sinclinal que está cubierto por los sedimentos modernos, especialmente morenas, que constituyen la Loma Blanca.

Su rumbo es en general semejante al del anticlinal del arroyo Negro, correspondiendo la margen derecha del arroyo Loma Blanca al ala E de dicho sinclinal o al ala W del anticlinal de Loma Blanca.

Aguas arriba de este último arroyo, a doscientos metros de su desembocadura en el Mansa, se observa un anticlinal asimétrico típico. El rumbo es N-S, pero la inclinación del ala W es de 70 a 75° W, mientras que el ala E buza 40 a 45° hacia el este.

Este anticlinal se continúa hacia el S, siendo erosionado en su trayecto por el arroyo de la Olla, que posee un típico valle anticlinal.

Hacia el E sigue un sinclinal más estrecho y luego un anticlinal de rumbo N 10° E, que se prolonga también hacia el S en la margen izquierda del arroyo Mansa. Las alas de este anticlinal tienen inclinación muy pronunciada cerca del núcleo, 70 a 80° , estando evidentemente fallado en la zona vecina a su plano axial.

Este anticlinal pasa, aguas arriba del arroyo Mansa, a un sinclinal cuya ala oriental presenta pequeñas variaciones en su rumbo, producidas por la intrusión del granito.

El anticlinal fallado descrito en último caso presenta en su parte superior estratos que aparentan haber sido sobre-escurridos por encima de él, pero no podemos dar fe de mucha exactitud a esta observa-

ción, ya que los afloramientos se encuentran cubiertos por material de derrumbe.

Los sedimentos supracarbónicos fueron plegados entonces con intensidad bastante pronunciada y fallados en varias zonas.

En el extremo S del Cordón de las Delicias, donde el arroyo Negro desemboca en el río Tunuyán, los anticlinales atravesados por cada uno de los dos cursos de agua mencionados, han sido empujados uno contra otro, de tal manera que no aparece a la vista el sinclinal que tendría que haber entre ambos. Los flancos que se tocan de ambos anticlinales aparentan tener fallas de alivio.

A esa misma altura se observa en la barranca de la margen derecha del río Tunuyán una falla que es prolongación de la que inferimos entre estos dos anticlinales que estamos tratando.

En resumen podemos decir que la faja con afloramientos de la Formación Alto Río Tunuyán presenta en lo esencial tres anticlinales con sus correspondientes sinclinales, que tienen un rumbo dominante de N 10° E.

El anticlinal de las nacientes del río Tunuyán y el extremo anticlinal de los alrededores del Refugio Militar, en cambio tienen un rumbo dominante N 30° W.

Debido a esta variación en los rumbos es que consideramos probable la existencia de un fenómeno que SUESS llamó virgación, por cuanto discrepan en el terreno los rumbos dominantes de los pliegues hacia el NNE y al NNW, a ambos lados del Cordón de las Delicias, sucediendo lo mismo en las vecindades del Refugio Militar Real de la Cruz.

Por último, debemos destacar que la totalidad de las estructuras Carbónicas son asimétricas, hasta volcadas hacia el naciente.

POLANSKI (17) ha realizado un trabajo detallado sobre la tectónica de la Cordillera Principal, por lo que creo innecesario hablar sobre el particular, ya que, por otra parte, no es el objeto del presente trabajo.

De lo expuesto se infiere que las distintas formaciones se presentan en fajas, cuyo rasgo estructural más destacado es su rumbo, generalmente N-S, con variaciones de N 10° W a N 10° E. En general, dichas fajas se pueden seguir con cierta frecuencia y es de destacar, por lo tanto, la alineación evidente en la estructura general de la zona.

La intrusión granítica ha producido el levantamiento de las sedimentitas carbónicas que se observa en forma nítida en la margen derecha y sobre todo en la izquierda del arroyo Mansa, donde también se ve claramente que es discordante.

Ascendiendo por el contacto del granito con el Carbónico, en la quebrada de los Moros, se ven también diaclasas longitudinales en un ancho que oscila entre 30 y 50 centímetros, fenómeno que no se ve en otros contactos observados. Allí también se ve que las lutitas se han colocado más o menos paralelas al contacto, pero es algo completamente local.

Resumiendo podemos decir que los movimientos que datamos en el Proterozoico produjeron sobre los sedimentos pelíticos un metamorfismo de alto grado, que dió como resultado los esquistos micáceos de la zona, correspondientes a una facies de anfibolita, subfacies sillimanita-almandino.

Los movimientos que plegaron los sedimentos carbónicos comenzaron probablemente al finalizar dicho ciclo sedimentario. Debido a la ausencia de sedimentos pérmicos, no podemos más que inferir el lapso en que pueden ser referidos, quizás al Appalachiano, al final del Carbónico o a principios del Pérmico.

De la intrusión granítica diremos que se produjo posiblemente en forma coetánea con los movimientos Saálicos, siendo desde ese momento la Cordillera Frontal un área eminentemente positiva. De estos movimientos no tenemos evidencias fehacientes para su cronología, por lo que ciclo Tardío-Variscico, según el término utilizado últimamente por POLANSKI, es más aceptable.

Luego las formaciones estudiadas soportaron nuevos movimientos, que sucedieron durante el Terciario.

Los sobreescurrecimientos, que constituyen la característica esencial estructural de la Cordillera Principal en esta región, son ubicados por POLANSKI en la Tercera Fase del Segundo Movimiento.

Luego durante el Plioceno y a principios del Cuartario hubo ascensos epirogénicos en bloque, que llevaron a la Cordillera Frontal y Principal a las alturas que vemos en la actualidad.

De dichos movimientos podemos considerar como una prueba la altura a que se encuentra la morena que corresponde a la primera glaciación de la zona, que está por encima de los 3.200 metros s. n. m. Si tenemos en cuenta que las alturas menores de la zona, como ya lo citáramos precedentemente, son del orden de los 2.800 metros s. n. m., en el valle del Río Tunuyán, a la altura del Real de la Cruz, llegaríamos a la comprobación de que existen cuatrocientos metros de profundización con respecto al nivel del valle actual. Dicha erosión, producida entre la finalización del primer ciclo glacial de la zona y la actualidad, debe haberse visto favorecida por los levantamientos epirogénicos en bloque, que tuvieron efecto a lo largo del Cuartario.

BIBLIOGRAFIA

1. ARMANDO, V. *Observaciones geológicas en la Cordillera de Mendoza, Dto. de Tunuyán entre Río Palomares y el Cordón de Marmolejo al N del Río Tunuyán.* Tesis inédita. Univ. de La Plata n° 150. 1949.
2. BOEHM, K. *La terminología estratigráfica en las partes del Territorio de Neuquén y Sur de Mendoza.* — Bol. Inf. Petrol. n° 171, 1938.
3. CRIADO ROQUE, P., *Consideraciones generales sobre el Terciario del Sur de la Prov. de Mendoza.* — Rev. Asoc. Geol. Arg. T. V, n° 4, Bs. As., 1950.
4. DARWIN, C. *Geological Observations on South America.* London, 1846.
5. DESSANTI, R. N. *Hoja 27c (Cerro Diamante) Pcia. de Mendoza, D. N. M. Bol. n° 85.* 1956.
6. — *El hallazgo del Carbónico marino en el Arroyo Imperial de la Sierra Pintada.* — Notas del Museo de La Plata. Tomo X, n° 42 Geología, 1945.
7. FOSSA MANCCINI, E. *Las transgresiones marinas del Antracolíptico en América del Sur.* Tomo II, n° 13, Museo La Plata.
8. GONZÁLEZ DIAZ, F. *El Paleozoico y las intrusiones plutónicas en los contrafuertes Nord-orientales del Cordón del Portillo.* — Rev. Asoc. Geol. Arg. T. XII, n° 2. 1958.
9. GROEBER, P. *Mapa geológico de Mendoza.* — Physis. Revista de la Sociedad Argentina de Ciencias Naturales. Tomo XIV, Bs. As., 1939.
10. — *Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, Sur de Mendoza y regiones adyacentes.* — Pub. n° 58, D. M. G. Bs. As., 1929.
11. — *La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29°30'.* — Rev. Inst. Nac. de Inv. de C. Nat. (Museo Bernardino Rivadavia). Ciencias Geológicas, T. 2, n° 5, Bs. As., 1951.
- 11 bis — *Mesozoico*, en Geografía de la Rep. Arg., GAEA, t. II, primera parte, Buenos Aires, 1952.
12. HARRINGTON, H. J. *Sierras de Villavicencio y Mal País.* — D. N. M. n° 49, 1941.
13. — *Hoja 22c Ramblón, Mendoza y San Juan.* — D. N. M. Inédito, 1953.
14. HERRERO DUCLOUX E IRIGOYEN, M. *Observaciones geológicas en la zona del C° Papal. Prov. de Mendoza.* — Rev. Asoc. Geol. Arg., T. VII, pág. 152, 1952.
15. PASCUAL, R. *Observaciones geológicas en la Alta Cordillera de Mendoza. Dto. Tunuyán entre Mesón San Juan y Río Palomares del W del Alto Tunuyán.* — Tesis inédita. Univ. La Plata n° 151, 1949.
16. POLANSKI, J. *Descripción Hoja 25a C° San José.* — DNM, Inédito, 1955.
17. — *Prolegómeno a la estratigrafía y tectónica del Terciario de la Depresión Intermontánea del Alto Tunuyán.* — Fac. C. E. y Naturales, Univ. Bs. As., 1957.
18. — *Estructura de Imbricación tardío variscica en la Alta Cordillera de Mendoza.* — Congr. Int. Geol., México, 1957.
19. — *El bloque variscico de la Cordillera Frontal de Mendoza.* — Rev. Asoc. Geol. Arg. T. XII, n° 3, 1958.
20. ROSSI, J. J. *El stock compuesto de Cacheuta, Prov. de Mendoza.* — Rev. de la Asoc. Geol. Arg. Tomo II, n° 1, Bs. As., 1947.
21. STAPPENBECK, R. *Geología de la falda oriental de la Cordillera del Plata (Prov. de Mendoza).* — An. Min. Agric. Sec. Geol. T. XII, n° 1, Bs. As., 1917.
22. SUERO, T. *Descubrimiento del Paleozoico superior en la zona extraandina del Chubut.* — Bol. de Inf. Petrol. XXV, n° 287, Julio-Dic., 1948, Bs. As.

23. — *Las sucesiones sedimentarias suprapaleozoicas de la zona extraandina del Chubut.* — Rev. Asoc. Geol. Arg. T. VIII, n° 1, pág. 37-53, Bs. As., 1953.
24. — *Datos geológicos sobre el Paleozoico superior en la zona de Nueva Lubecka y alrededores.* — Rev. Museo La Plata. Nueva serie, Sección Geol. T. V, págs. 1-28, 1958.
25. SUCERO, T. Y CRIADO ROQUE, P. *Descubrimiento del Paleozoico superior al Oeste de Bahía Laura (Terr. Nac. de Santa Cruz) y su importancia Paleogeográfica.* — Notas del Museo, XVIII Geol., n° 68, págs. 157-168, 1955.
26. TRÜMPY, E. *Excursión al Alto Valle del Río Tunuyán.* — Inf. inédito, Y. P. F. 1941.
27. TURNER, F. Y VERHOOGEN, J. *Igneous and Metamorphic Petrology*, 1951, New York.

COMENTARIOS BIBLIOGRAFICOS

THORNBURY, WILLIAM D., *Principles of Geomorfology*, John Wiley y Sons, Inc., New York, 1954, IX + 618 págs., 268 figs.

El autor de este libro pertenece al Departamento de Geología de la Universidad de Indiana de los EE. UU. de América, donde enseñó durante varios años Geomorfología, circunstancia que le ha permitido enfocar los diversos temas que agrupa la obra, con un criterio que significa un real avance en el manejo de la geomorfología.

Principles of Geomorfology, comprende veintidós capítulos:

1. *Fundamentos de la Geomorfología*, en el que define el objeto de la geomorfología; hace la historia y desarrollo de las ideas geomórficas, confesándose partidario de la escuela Davisiana; señala además la tendencia moderna en la geomorfología de dar mayor base geológica a todos los aspectos que ella encierra, haciéndola menos geográfica; en el mayor desarrollo de la geomorfología regional; en la aplicada a diversos problemas del agua subterránea, suelos y obras de ingeniería, y en los ensayos realizados para aplicar cuantitativamente leyes de la hidrodinámica con vistas a una mejor comprensión de los procesos geomórficos, pero a este respecto Thornbury hace suya la opinión de Baulig: "the laws of geomorfology are complex, relative and rarely susceptible of numerical expression".

2. *Algunos conceptos fundamentales*, donde se reúnen varios principios; algunos, que gobiernan la evolución del relieve terrestre, y otros que deben ser considerados por los estudiosos para abordar certeramente el análisis de dicha evolución.

3. *Un Análisis de los Procesos Geomórficos*, con definiciones de "proceso geomórfico" y "agente geomórfico", el primero, como todo cambio físico y químico que produce modificaciones en la superficie terrestre y el segundo, como todo medio natural capaz de obtener y transportar los materiales terrestres; así enfocado, el capítulo presenta toda la nomenclatura inherente, definiendo y puntualizando el verdadero sentido de cada término, en especial el de erosión, no siempre bien circunscripto. Incluye el capítulo la influencia del clima sobre los procesos geomórficos y el concepto de región morfogenética.

4. *Meteorización, Proceso del suelo y Remoción en masa*.—El autor confiere considerable importancia a la meteorización y remoción en masa por su contribución a la elaboración de los innúmeros detalle topográficos de las áreas interfluviales; la formación de los suelos como principal consecuencia de la meteorización, posee un tratamiento adecuado.

5. *El ciclo fluvial geomórfico*, reúne todos los conceptos fundamentales del ciclo fluvial. El autor acota que a su juicio es poco satisfactoria la denominación de "ciclo normal" que Davis dió al ciclo fluvial ya que, dice Thornbury, todos los

procesos geomórficos son normales, siendo una apreciación personal del autor, pues el calificativo "normal" representó para Davis al ciclo o proceso que más frecuente actúa en la superficie terrestre.

6. *Complicaciones del ciclo fluvial* que involucra las "interrupciones" del ciclo, responsable de la evolución multicíclica del relieve que es la más común, con un análisis de las causas dinámicas eustáticas y estáticas que pueden producir el rejuvenecimiento de los ríos; considera, además, los ríos desproporcionados ("misfit rivers") y las terrazas fluviales y sus significados.

7. *Acumulación fluvial*, posee un desarrollo acorde con su limitada importancia geomorfológica; resume dilemáticamente las causas de la acumulación fluvial para abordar a continuación, las formas resultantes de esta acumulación: llanuras aluviales, deltas, conos de deyección y bajadas.

8. *El concepto de peneplanicie*, es un capítulo importante con vistas a poner algo en claro este debatido problema. Se inicia con un resumen histórico del origen del término, al que siguen los argumentos que fundamentan el concepto de peneplanicie. Los párrafos ulteriores completan el tema en forma original, siendo estos, los criterios para identificar las peneplanicies ascendidas, los argumentos contrarios al concepto de peneplanicie, los rasgos topográficos confundibles con ella; peneplanicie parcial y edad de las peneplanicies. Como último punto, hay un desarrollo de las ideas de Walther Penck sobre geomorfología.

9. *Topografía de estructuras de domo y plegamiento*, el que resalta, frente a los capítulos anteriores, por las excelentes ilustraciones que brindan varias aerofotos de domos. El desarrollo es en general clásico para el tema, no excluyendo una breve consideración sobre la historia geomórfica de los Apalaches y agregando una enunciación de las teorías referentes a la inversión del drenaje.

10. *Topografía de estructuras falladas*, que en sucesivos párrafos discute los tipos de escarpa, las escarpas asociadas con fallas, criterios para diferenciar las escarpas de falla de las escarpas de las líneas de falla, así como el origen de la topografía de cuencas y cadenas ("basin and range") y de la que exhiben las fallas de desplazamiento horizontal; finalmente, los pilares, fosas y fallas compresivas.

11. *El Ciclo Árido* y 12) *Formas terrestres eólicas*, son tratados brevemente sin dejar de señalar la importancia del ciclo árido ya que el 30 % de la superficie terrestre corresponde a regiones áridas. El primero está dedicado a definir y clasificar los desiertos y formas importantes como las playas, bajadas y pedimentos. Las formas de acumulación y erosión eólica reciben un tratamiento por separado.

13. *Topografía Cárstica*. El autor hace un tratamiento completo del tema y así, aparte de las formas características de este relieve dedica algunas páginas para exponer, mediante varias teorías, el origen de las cavernas en rocas solubles.

14. *Tipos y Características de los Glaciares*, 15. *Glaciación de Montaña* y 16) *Calletas glaciares y sus Efectos Topográficos*, son los tres capítulos que agrupan todo lo relacionado con la glaciación y justo es decir que, dentro del marco que impone la condición de texto general no ha sido excluído ningún aspecto: incluye la clasificación de los glaciares dada por Ahlmann en 1948, el movimiento de los glaciares, su régimen, así como las formas erosivas y de acumulación dadas por los dos tipos fundamentales de glaciario.

17. *Geomorfología de las Costas*, en este capítulo mantiene el estilo objetivo que es la norma del autor, señalando los inconvenientes que presenta el estudio de las costas para su clasificación, tópicos sobre el que hace algunas consideraciones al referirse a las clasificaciones de Johnson de 1919 y a la de Shepard modificada en 1948. Por supuesto incluye el movimiento de las aguas en océanos y lagos, la erosión y deposición marinas y sus rasgos morfológicos; perfil de la costa, para terminar con el desarrollo de las costas por emersión y sumersión.

18. *Topografía de los Fondos oceánicos*, está dedicado a la nueva rama de la geología, esto es, a la geología submarina, que día a día aporta mayores datos para el estudio de los lechos oceánicos y plataformas continentales; presenta así los rasgos generales y morfológicos de la plataforma y talud continental como los valles y cañones y, suma breves referencias sobre la topografía de los fondos oceánicos.

El capítulo cierra con el tema de los arrecifes y atolls tratado en un par de páginas. El interés por estas formas, de escaso valor morfológico, se ha renovado últimamente a raíz de haberse hallado petróleo en estos ambientes. Desfilan en consecuencia los tipos de arrecifes y las ya clásicas teorías que tratan de explicar el origen de estas estructuras básicamente orgánicas.

19. *Formas terrestres resultantes del Vulcanismo* incluye la actual distribución de los volcanes, tipos de erupción, relieve de los campos de lava, tipos de volcanes y otros rasgos asociados, como "ash showers", corrientes de barro volcánicas o "lahars" etc. Se incluye un párrafo que aborda el tema de las depresiones volcánicas: cráteres y calderas. Por último, brevemente, las llanuras y mesetas volcánicas.

20. *Rasgos pseudovolcánicos* reúne a los ya conocidos rasgos topográficos semejantes a aquellos de origen volcánico; tales son los cráteres de bombas y meteoritos, y las depresiones bajas y elípticas denominadas "bays", de origen dudoso, y por último los taponés de sal.

21. *Herramientas del Geomorfólogo*, capítulo que reúne todos los elementos de investigación que ayudan a la mejor solución de los problemas geomorfológicos. Son ellos los mapas topográficos y geológicos, las fotografías aéreas, de las que el texto exhibe muchas y buenas, mapas de suelos y climáticos.

22. *Geomorfología aplicada*, constituye el capítulo que confiere originalidad a la obra. En casi 40 páginas discute las aplicaciones prácticas de la geomorfología, en numerosos problemas de hidrología, presentes en terrenos calcáreos ó áreas de morfología glacial; como un apoyo en estudios de geología económica sobre yacimientos de diversa naturaleza, aluviones, etc.; en proyectos para obras de ingeniería, como caminos, emplazamientos de diques, construcción de aerodromos y especialmente en la búsqueda de petróleo.

Complementan la obra dos índices: uno de autores y otro de materias.

Resta decir que se trata de un texto de interés para especializados y estudiantes. Por su contenido es fácil apreciar el deseo del autor en ofrecer las nuevas ideas surgidas de los más modernos estudios geomorfológicos. En todos los capítulos hay numerosas fotos aéreas, bien seleccionadas, que mantienen los efectos plásticos del relieve gracias a la cuidadosa impresión de toda la obra.

A la fecha *Principles of Geomorphology* ha sido vertida al castellano por el Dr. Juan C. M. Turner y se halla en curso de publicación.

E. J. M.