

REVISTA

DE LA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

SUMARIO

MARTÍN H. IRIONDO Y EDMUNDO C. DRAGO, Descripción cuantitativa de dos unidades geomorfológicas de la llanura aluvial del Paraná medio, República Argentina	143
MARTÍN H. IRIONDO, Mapa geomorfológico de la llanura aluvial del río Paraná desde Helvecia hasta San Nicolás, República Argentina	155
EDUARDO JORGE LLAMBÍAS, Estructura del grupo volcánico Farallón Negro Catamarca, República Argentina	161
DANIEL A. VALENCIO Y JOHN MITCHELL, Edad potasio-argón y paleomagnetismo de rocas ígneas de las Formaciones Quebrada del Pimiento y Las Cabras, provincia de Mendoza, República Argentina	170
ELDA CRISTINA DI PAOLA, Litología de la sección media del Grupo Paganzo en las comarcas Paganzo-Amaná y Olta-Malanzán, Prov. de La Rioja, República Argentina	179
CARLOS ROBERTO GONZÁLEZ, La Formación Las Salinas, Paleozoico superior de Chubut (Argentina). Parte II. Bibalvia : Taxinomia y Paleocología	188
HUMBERTO G. MARCHESI, Sedimentología de la Formación San Juan (Ordovícico) y del conglomerado "Basal" de la Formación Los Espejos (Silúrico?), en la quebrada de Talacasto, Prov. de San Juan, República Argentina	215
RICARDO MON, Esquema estructural de la provincia de Tucumán, República Argentina	223
RUBÉN J. CUCCHI, Geología y estructura de la sierra de Cortaderas, San Juan-Mendoza, República Argentina	229
PEDRO N. STIPANICIC, Kimeridgiano (Piso) vs. Cimmerico (Diastrofismo) ..	249
NOTAS BREVES :	
CÉSAR R. CORTELEZZI, VIII Congreso Internacional de Sedimentología	254
MARCELO R. YRIGROYEN, VIII Congreso Mundial del Petróleo. Moscú, Junio de 1971	255
RAFAEL R. GONZÁLEZ Y KOJI KAWASHITA, Edades Potasio Argón de rocas básicas de la provincia de Córdoba	259
COMENTARIOS BIBLIOGRÁFICOS	261

BUENOS AIRES
REPUBLICA ARGENTINA

1972

DESCRIPCION CUANTITATIVA
DE DOS UNIDADES GEOMORFOLOGICAS
DE LA LLANURA ALUVIAL DEL PARANA MEDIO
REPUBLICA ARGENTINA

POR MARTIN H. IRIONDO¹ Y EDMUNDO C. DRAGO¹

RESUMEN

Se describen cuantitativamente dos unidades geomorfológicas del valle aluvial del río Paraná medio: *llanura de bancos y llanura con avenamiento impedido*, considerándose a esta última como producto de una fase evolutiva posterior a la primera. Los elementos seleccionados para tal caracterización han sido las lagunas, los cauces temporarios y los bañados y pantanos, obteniéndose de los mismos los siguientes parámetros: número, superficie, circularidad y área cubierta por lagunas, pantanos y bañados; número, longitud, ancho, densidad de avenamiento, radios de curvatura, direcciones de cauces, etc. Se calcularon parámetros estadísticos de tendencia central, dispersión y asimetría de todas las poblaciones analizadas. Finalmente se analizaron las interrelaciones entre los distintos elementos.

Se encontró asimetría positiva en la distribución de todas las poblaciones, así como también una dependencia constante de los rumbos generales de los cauces temporarios con respecto a la pendiente general. Comparando los valores obtenidos se detectaron ciertas tendencias evolutivas: aumento de la dispersión y asimetría de las poblaciones, evolución independiente de los distintos sistemas (lagunas, cauces temporarios, etc.), disminución del relieve local y del ancho y radio de curvatura de los meandros.

Los planos de trabajo fueron confeccionados en base a mosaicos fotográficos en escala 1 : 10.000.

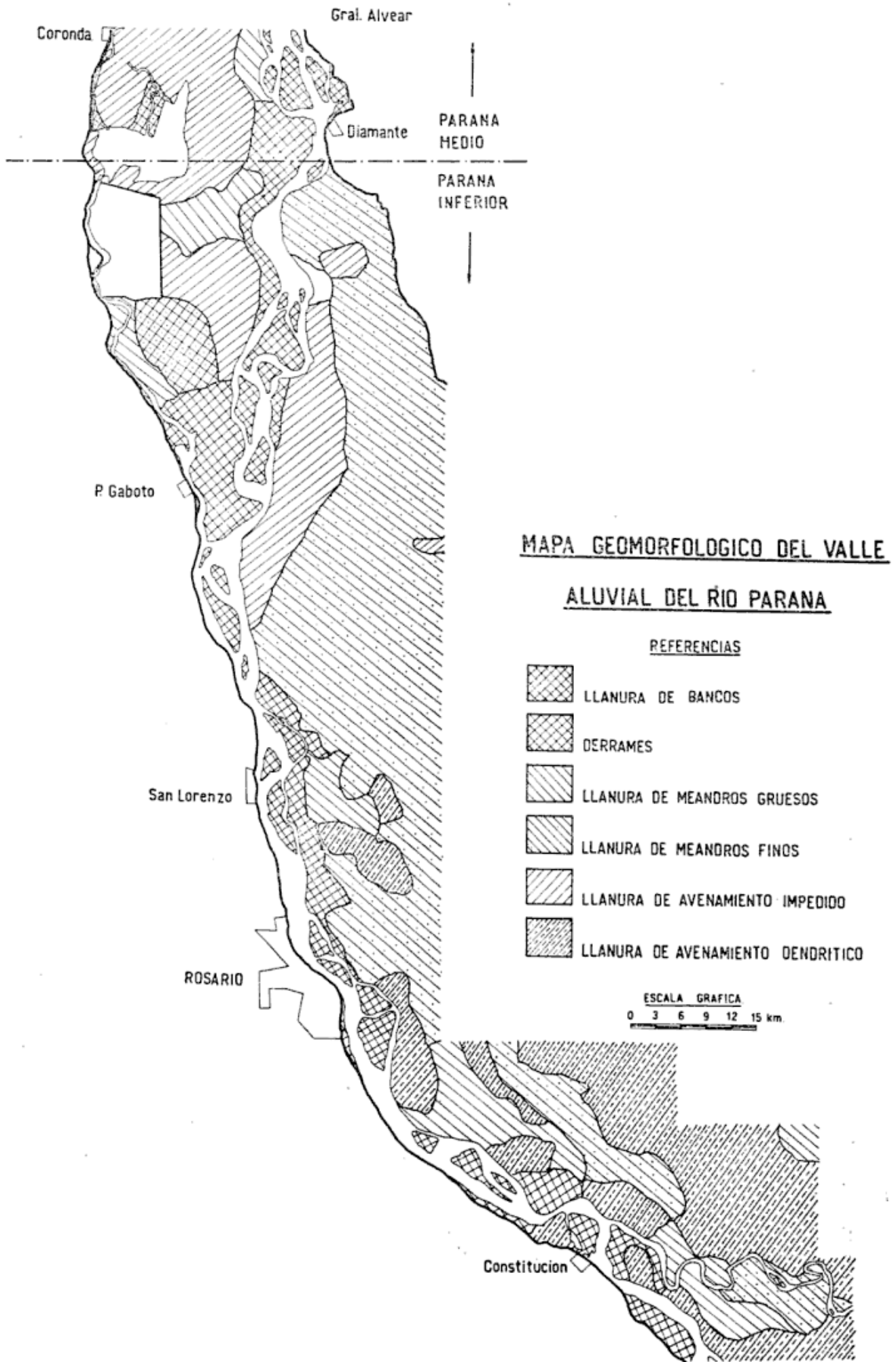
ABSTRACT

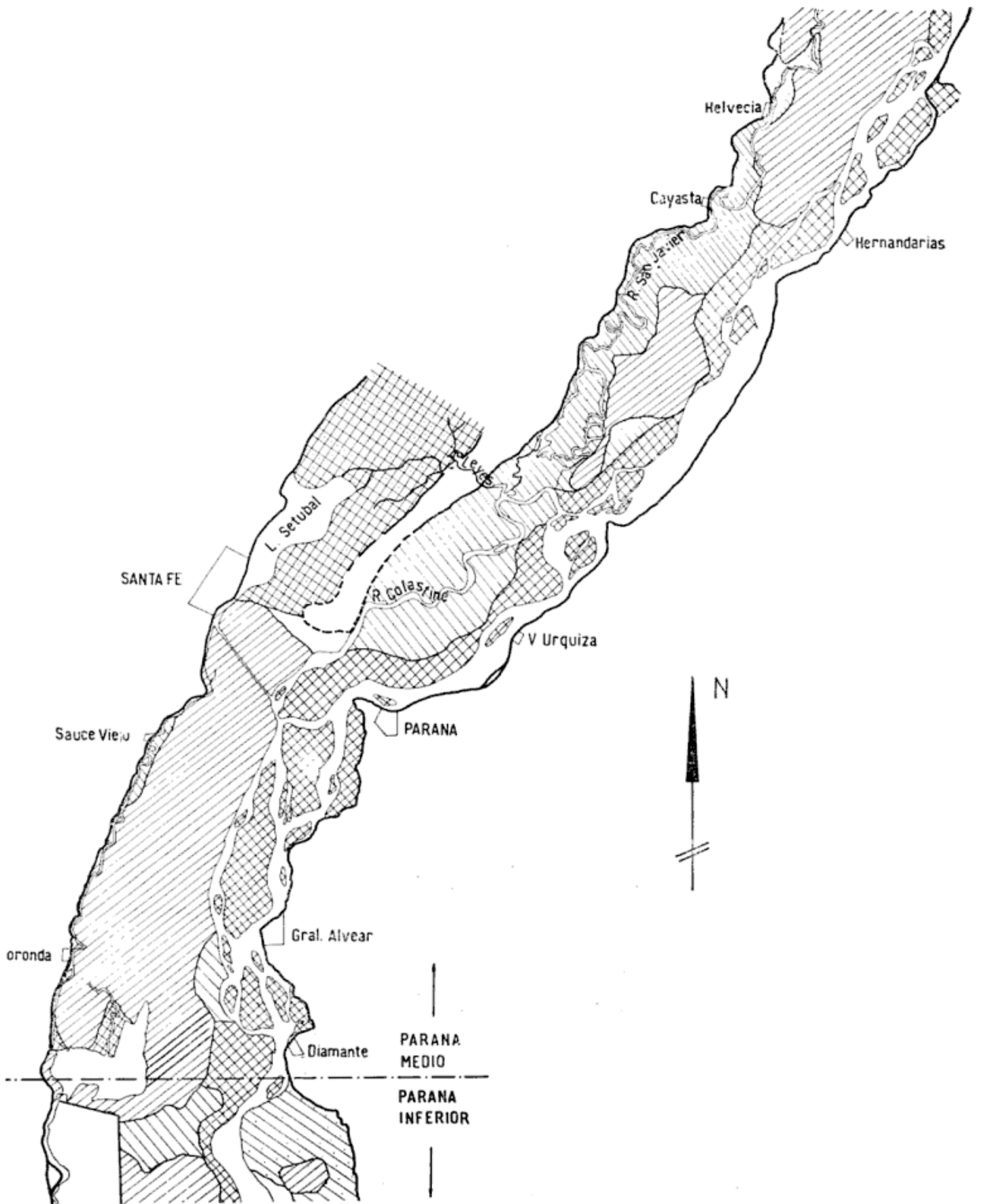
Two geomorphological units of the middle Paraná flood-plain are quantitatively analyzed: bar plain and hindered-drainage plain (the first one is assumed to be representative of an early phase, the second product of a late phase of the flood-plain development). Ponds, adventitious channels and swamps were selected as characterizing elements. The following parameters were measured: number, surface, circularity and area of ponds and swamps; number, length, width, drainage density, curvature radiuses and direction of channels, etc. Statistical parameters of central tendency, dispersion and asymmetry are computed for all populations. Finally, the interrelations between different elements are analyzed.

Following conclusions are meaningful: positive asymmetry in all population distributions. Consistent relationships between adventitious channel slopes and regional slope. Some evolutive trends appear in comparing both units: increase of dispersion and asymmetry of the population distributions; independent evolution of the systems (ponds, adventitious channels, etc.); decrease of the local relief; decrease of the channel width and curvature radiuses.

The working scale was 1 : 10.000.

* Instituto Nacional de Limnología (CNICT). Santo Tomé, Prov. de Santa Fe.





This One



94P6-53T-XA62

INTRODUCCION

El área seleccionada para este estudio se encuentra localizada en la llanura de inundación del Paraná medio, entre las ciudades de Santa Fe (Prov. de Santa Fe) y Paraná (Prov. de Entre Ríos). La situación geográfica está dada por los paralelos de $31^{\circ} 38'$ y $31^{\circ} 44'$ de latitud sur y los meridianos de $60^{\circ} 33'$ y $60^{\circ} 43'$ de longitud oeste.

La región analizada posee una superficie de $78,7 \text{ km}^2$, correspondiéndole un 57 % de esta superficie a la *llanura de bancos* (isla Carabajal) y un 43 % a la *llanura con avenamiento impedido* (isla Sirgadero); está limitada hacia el este por el cauce principal del río Paraná y hacia el oeste por uno de los cauces secundarios, el denominado río Santa Fe. Es atravesada, además, por otro cauce secundario llamado río Colastiné, que representa el límite natural entre estas dos unidades geomorfológicas (fig. 1).

El objetivo perseguido en este trabajo es describir cuantitativamente los elementos de las unidades geomorfológicas de la llanura aluvial del Paraná medio, de tal manera que ello permita detectar analogías y diferencias que escaparían a un examen geomorfológico clásico.

Luego de un análisis general de una región de aproximadamente 5.000 km^2 de esta llanura, se ha escogido dicho sector por:

- 1) Ser suficientemente representativo de las unidades geomorfológicas a las que pertenece.
- 2) Por contarse con pares estereoscópicos en escala 1:50.000 y mosaicos fotográficos en escala 1:50.000, 1:10.000 y 1:5.000.
- 3) Por conocerse a fondo el área en virtud de numerosas campañas terrestres y reconocimientos aéreos, incluyendo el uso de helicópteros.

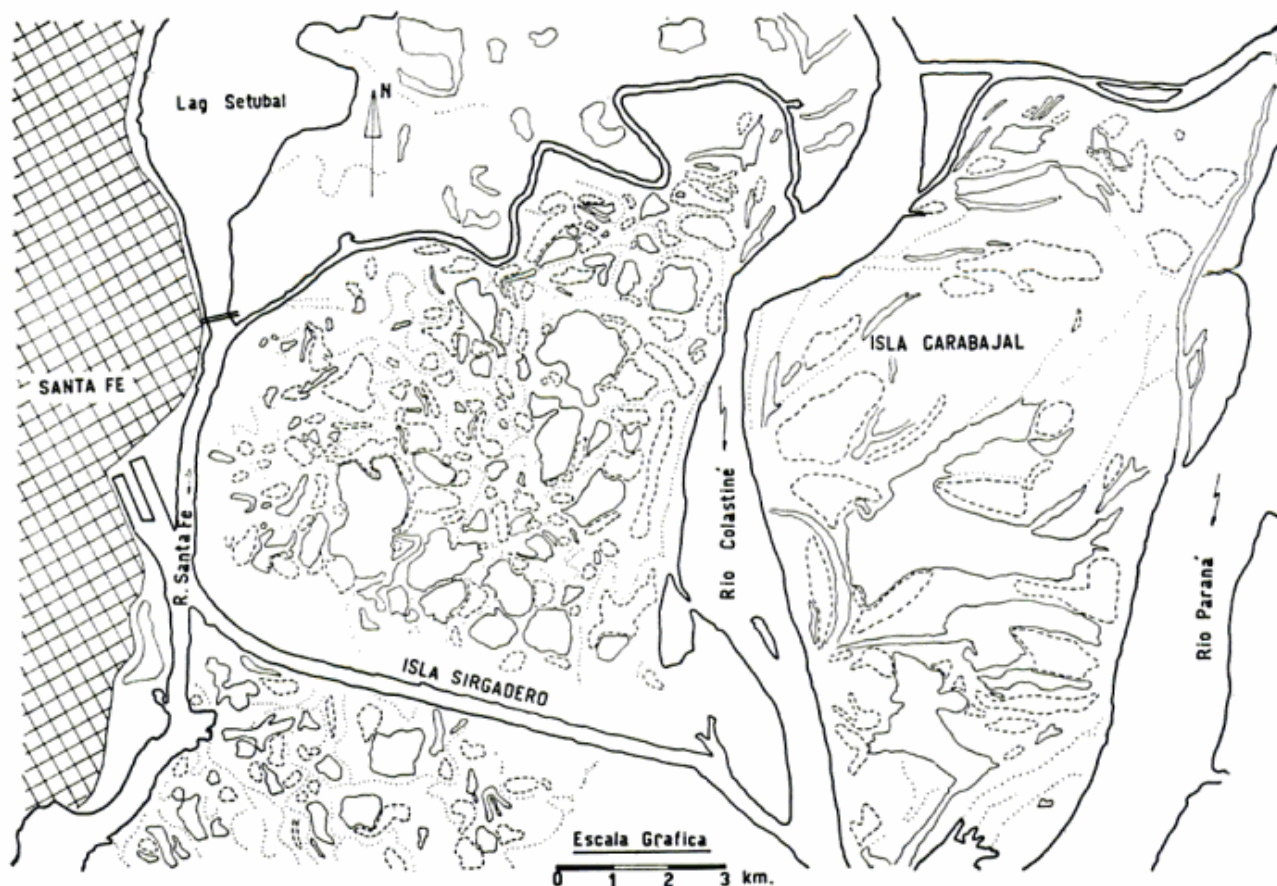


Fig. 1. — Aspecto general de las dos unidades analizadas : , cauces temporarios ; — — — , perímetro de bañados y pantanos ; ——— , perímetro de lagunas

CARACTERISTICAS GENERALES DE LA LLANURA ALUVIAL

La llanura aluvial del Paraná medio posee una longitud de 600 km y una superficie aproximada de 7.200 km²; constituye una típica llanura de inundación compuesta, es decir, formada por *depósitos de cauce y de inundación* (Drago, 1971). Otra de sus características es la de quedar prácticamente cubierta por las aguas durante las grandes crecientes, por lo que se la puede considerar como una "llanura de inundación viva".

Los *depósitos de cauce* pueden dividirse en llanuras de bancos y llanuras de meandros. Estas últimas están caracterizadas por una sucesión ininterrumpida de albardones y lagunas semilunares, originadas por la migración de los cauces secundarios.

Por su parte, la *llanura de bancos* está integrada por las islas del cauce principal y zonas generalmente adyacentes al mismo. Sus elementos geomorfológicos sobresalientes son los bancos arenosos del río, apenas emergentes, fijados por la vegetación; el adosamiento progresivo de los mismos origina lagunas de gran superficie, muy digitadas, con profundidades de hasta 6 metros. Los cauces temporarios son escasos y divagantes, presentando profundidades de hasta 7 metros. Estos últimos son formados por corrientes secundarias que nacen en el cauce principal y desembocan en el mismo aguas abajo; por procesos de taponamiento quedan aislados, originando cuerpos de agua de tipo lenítico.

Otros elementos morfológicos frecuentes en esta unidad son los bañados y pantanos, originados en las depresiones naturales (irregular adosamiento de los bancos, fase final de una laguna, etc.), los cuales contienen una delgada capa de agua con vegetación acuática y palustre.

Por su parte, los *depósitos de inundación* poseen las características de llanuras con avenamiento impedido. Presentan un relieve subnormal, con numerosas lagunas de forma casi circular, de

escasa profundidad (hasta 3,5 m) y generalmente de superficie menor que las anteriores. El relieve local es más importante que la pendiente general, lo que dificulta casi completamente el avenamiento; los cauces son divagantes y la densidad del retículo hidrográfico es grande.

Los cauces, de menor profundidad que los anteriores, comunican a veces a las lagunas entre sí y con los cursos de agua principales; en creciente alimentan a las lagunas y en bajantes les sirven de desagüe. Una gran parte de la superficie no ocupada por lagunas y cauces temporarios está cubierta por bañados y pantanos; cabe destacar que, en este estado de evolución, los elementos se encuentran más aislados de la influencia directa de los cursos de agua principales debido al progresivo aumento de la altura de los albardones perimetrales.

Se debe señalar que la primera fase en la formación de una llanura aluvial es la aparición de los depósitos de cauce, que evolucionan posteriormente hacia depósitos de inundación. Las comparaciones que se realizan en este estudio se efectúan de acuerdo a este esquema evolutivo.

METODOLOGIA

El trabajo de gabinete fue realizado mediante el empleo de pares estereoscópicos y mosaicos aerofotográficos en escala 1:50.000 y 1:10.000 respectivamente. Los planos de trabajo se obtuvieron de los mosaicos aerofotográficos en escala 1:10.000 por razones de precisión y comodidad.

Las superficies se determinaron mediante un planímetro polar (Salmoiraghi, mod. 236) y las longitudes se midieron con un curvómetro común.

Las direcciones de los cauces fueron obtenidas tomando como referencia el norte geográfico. Para medirlas, fueron divididos en segmentos rectos de una longitud no inferior a los 50 metros, es

decir, se despreciaron las pequeñas desviaciones de dirección que no afectaban al conjunto. En el caso de meandros y otros tramos curvos de los cauces se dividió a los mismos en segmentos menores de manera tal que no se alterara apreciablemente la verdadera forma de los mismos. Al mismo tiempo, cada una de las unidades fue dividida en áreas que presentaban una dirección común de avenamiento (entre 1 y 10 km² de superficie); también se determinaron los valores correspondientes a los ángulos de unión de los cauces. Debido a que en una de las unidades el retículo fluvial posee las características de avenamiento impedido y a que tales cauces actúan como tributarios o emisarios de los demás cuerpos de agua, se ha evitado utilizar el término confluencia. En dichas uniones se midieron los ángulos comprendidos entre 0° y 90°.

Para la caracterización cuantitativa de las unidades morfológicas se eligieron sus elementos más importantes: lagunas, cauces temporarios y bañados y pantanos.

Otro elemento geomorfológico importante, los albardones, no han sido considerados como tipificadores debido a que dependen estrechamente de la existencia de los cauces.

De las lagunas y bañados y pantanos, se obtuvieron los siguientes parámetros: número, superficie, índice de circularidad ($I_c = \frac{P}{2\sqrt{\pi A}}$, donde P es el perímetro y A el área); de los cauces temporarios: número, superficie, ancho medio, longitud, densidad de avenamiento ($D = \frac{\sum L}{A}$, donde L es la longitud total para una determinada área, y A la superficie correspondiente), dirección, radios de curvatura, etc.

Fueron consideradas también de importancia las diversas interrelaciones existentes entre los elementos anteriormente mencionados, a saber: número de cauces tributarios y emisarios de lagunas; número de cauces conectados a

bañados y pantanos; número de lagunas con bañados y pantanos adyacentes, y número de uniones entre cauces.

Los parámetros estadísticos empleados para la descripción de las poblaciones respectivas fueron los siguientes: media aritmética (\bar{x}) y mediana (P_{50}), como expresiones de tendencia central;

$$\alpha_{2\phi} = \frac{P_5 + P_{95} - 2P_{50}}{P_{84} - P_{16}}$$

(Inman, 1952), como expresión de la asimetría;

$$\sigma_1 = \frac{P_{84} - P_{16}}{4} + \frac{P_{95} - P_5}{6,6}$$

(Folk y Ward, 1957), como medida de la dispersión. Este último parámetro fue calculado también en valores reducidos (σ_{1R}), para permitir la comparación entre poblaciones de distinta naturaleza, transformando las magnitudes reales en magnitudes relativas, asignando el valor unidad a cada intervalo del histograma respectivo.

Para el cálculo de los rumbos de los segmentos de cauce se utilizó el cociente

de consistencia ($L = \frac{R}{n} \times 100$, donde

R es la magnitud del vector resultante y n el número total de longitudes medidas: Reiche, 1938).

MORFOLOGIA CUANTITATIVA

Lagunas

Como puede observarse en el cuadro I, existen diferencias sustanciales en lo que respecta a las lagunas; así, en la llanura con avenamiento impedido el número de aquéllas es 17 veces mayor al encontrado en la llanura de bancos. Por su parte, la superficie total cubierta por estos cuerpos de agua no alcanza a ser el doble. El parámetro que sintetiza la diversidad mencionada es el número de lagunas por km², el cual presenta un valor muy bajo para la llanura de bancos (0,11) en relación al ofreci-

CUADRO I

Llanura de bancos		Llanura con avenamiento impedido	
Número.....	5	Número.....	86
Número por km ²	0,11	Número por km ²	2,53
Area cubierta por lagunas	9,5 %	Area cubierta por lagunas	17,4 %
\bar{x}	0,86 km ²	\bar{x}	0,066 km ²
		P_{50}	0,024 »
		σ_1	0,062 »
		σ_{1R}	3,10
		$\alpha_{2\phi}$	2,40
<i>Indice de circularidad :</i>			
\bar{x}	1,92	\bar{x}	1,25
		P_{50}	1,19
		σ_1	0,178
		σ_{1R}	1,80
		$\alpha_{2\phi}$	0,65

CUADRO II

Llanura de bancos		Llanura con avenamiento impedido	
Número.....	34	Número	121
Número por km ²	0,75	Número por km ²	3,55
Area cubierta por bañados y pantanos.....	11 %	Area cubierta por bañados y pantanos.....	16,6 %
\bar{x}	0,146 km ²	\bar{x}	0,046 km ²
P_{50}	0,045 km ²	P_{50}	0,028 km ²
σ_1	0,06	σ_1	0,033
σ_{1R}	1,18	σ_{1R}	3,26
$\alpha_{2\phi}$	0,92	$\alpha_{2\phi}$	1,47
<i>Indice de circularidad :</i>			
\bar{x}	1,40	\bar{x}	1,27
P_{50}	1,34	P_{50}	1,14
σ_1	0,37	σ_1	0,23
σ_{1R}	2,68	σ_{1R}	2,32
$\alpha_{2\phi}$	0,42	$\alpha_{2\phi}$	1,30

CUADRO III

Llanura de bancos		Llanura con avenamiento impedido	
Número.....	46	Número.....	82
Número por km ²	1,02	Número por km ²	2,41
Area cubierta por cauces.....	5 %	Area cubierta por cauces.....	6,04 %
Longitud total.....	42,5 km	Longitud total.....	73,9 km
Densidad de avenamiento....	0,95 km/ km ²	Densidad de avenamiento....	2,17 km/ km ²
\bar{x}	0,93 km	\bar{x}	0,83 km
P_{50}	0,70 »	P_{50}	0,48 »
σ_1	0,65 »	σ_1	0,82 »
σ_{1R}	3,22	σ_{1R}	4,05
$\alpha_{2\phi}$	0,53	$\alpha_{2\phi}$	1,45
<i>Ancho de cauces :</i>			
\bar{x}	54 metros	\bar{x}	27,5 metros
P_{50}	50 »	P_{50}	25 »
σ_1	33,25 »	σ_1	18,54 »
σ_{1R}	1,68	σ_{1R}	1,88
$\alpha_{2\phi}$	0,34	$\alpha_{2\phi}$	0,75
<i>Radios de curvatura :</i>			
\bar{x}	2,18 km	\bar{x}	0,32 km
P_{50}	1,70 »	P_{50}	0,14 »
σ_1	0,81 »	σ_1	0,25 »
σ_{1R}	4,20	σ_{1R}	3,25
$\alpha_{2\phi}$	0,39	$\alpha_{2\phi}$	1,98

do por la llanura con avenamiento impedido (2,53).

La media aritmética es aproximadamente 12 veces mayor para la llanura de bancos; la circularidad es superior en las lagunas pertenecientes a la llanura con avenamiento impedido (1,25) que en aquéllas de la llanura de bancos (1,92).

Varios parámetros estadísticos no fueron calculados para la llanura de bancos, debido al escaso número de lagunas existentes.

Bañados y pantanos

De acuerdo al cuadro II, puede apreciarse que para los cuatro primeros parámetros se repite el esquema presentado por aquéllos correspondientes a las lagunas, pero con una diferencia menor entre ambas unidades morfológicas.

Los valores de dispersión y asimetría son considerablemente más altos para las llanuras con avenamiento impedido que para la de bancos. Así, contrariamente a lo que pudiera esperarse, los

procesos que actúan en estos ambientes no producen una mayor uniformidad en el paisaje, sino lo contrario.

Con respecto al índice de circularidad, se puede observar que los bañados y pantanos presentan una mayor tendencia hacia la forma circular en la llanura con avenamiento impedido. En esta unidad la dispersión baja un poco, en tanto que la asimetría es bastante mayor.

Cauces temporarios

Del cuadro III se deduce que el número de cauces temporarios por km² es más del doble en la llanura con avenamiento impedido, lo que refleja un estado de mayor disección de la misma. Por otra parte, el área cubierta por este elemento es similar en ambas unidades.

Los valores correspondientes a la longitud media son similares; la dispersión en este elemento es algo mayor y la asi-

metría bastante más alta para la llanura con avenamiento impedido.

Estas relaciones coinciden con las ya mencionadas para las lagunas y bañados y pantanos.

Cabe destacar que el ancho de los cauces en la llanura de bancos es prácticamente el doble que en llanura con avenamiento impedido. Por su parte, la dispersión y asimetría se comportan de la misma forma que para los otros parámetros aunque las diferencias son más atenuadas.

En cuanto a los radios de curvatura, la tendencia es la misma, excepto en el valor de la dispersión, que resulta mayor en la llanura de bancos. Esto último es debido a que aquí los cauces temporarios son determinados por la disposición de los bancos originarios, mientras que en la llanura con avenamiento impedido los factores hidráulicos responsables de la divagación de los cauces han uniformado este fenómeno.

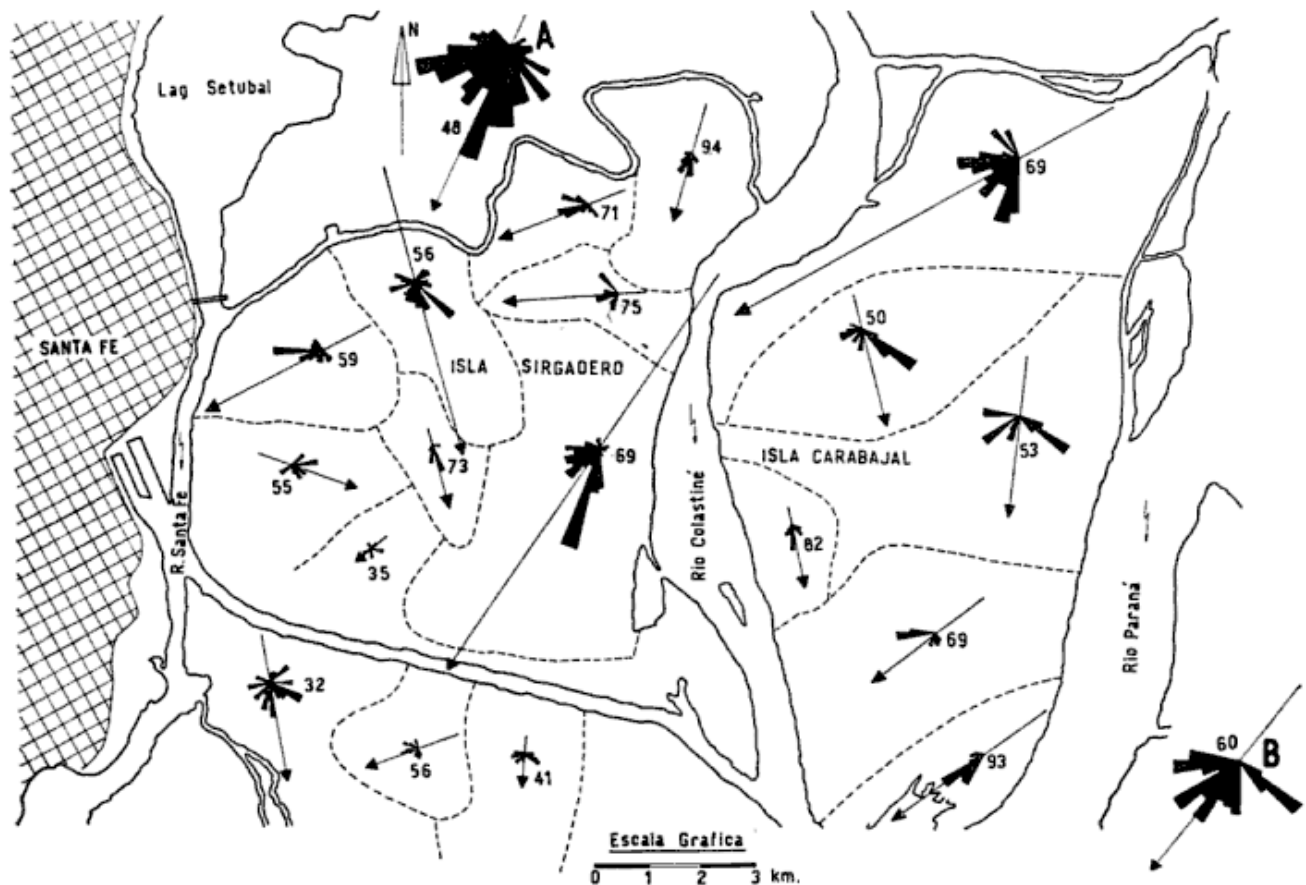


Fig. 2. — Direcciones de los segmentos de cauces en el área estudiada. En el diagrama A se agruparon todos los valores correspondientes a la llanura de bancos, en B los correspondientes a la llanura con avenamiento impedido.

Rumbos de cauces temporarios

El cálculo de los rumbos de los cauces temporarios según el método descrito anteriormente, fue realizado con el objeto de determinar el número de segmentos por unidad de superficie, la relación entre la pendiente local y la pendiente general del valle, y la variabilidad dentro de cada área, entre las distintas áreas dentro de una misma unidad, y entre las unidades geomorfológicas.

El número de segmentos de cauce por km² de las distintas áreas no presenta diferencias apreciables dentro de cada unidad, siendo el valor máximo algo más del triple que el valor mínimo en ambos casos. Comparando las dos unidades (fig. 2), observamos que existe una diferencia apreciable en los valores de este parámetro, siendo el mejor índice para detectarlo la media aritmética de los valores individuales de cada unidad.

CUADRO IV

Llanura de bancos				Llanura con avenamiento impedido			
Areas	Nº seg./km ²	L	Rumbo	Areas	Nº seg./km ²	L	Rumbo
A	2,9	69	271°	A	5,7	94	232°
B	2,6	50	198	B	10,0	71	287
C	1,5	53	217	C	9,3	75	304
D	3,8	82	194	D	16,6	56	208
E	1,7	69	263	E	7,3	69	252
F	5,0	93	263	F	5,0	73	212
				G	12,0	59	276
				H	10,0	55	144
				I	5,0	35	257
				J	12,1	32	211
				K	10,6	56	282
				L	5,4	41	223
Promedio	2,9	69			9,0	60	
Amplitud			73°				160°

Unidades tomadas cada una como población homogénea :

Nº de segmentos/km ²	L	Nº de segmentos/km ²	L
1,75	60	9,47	48
Rumbo del vector resultante		Rumbo del vector resultante	
247°		240°	

Cabe señalar que si consideramos una relación lineal, el 40 % de esta diferencia está explicado por la densidad de avenamiento, mientras que el resto depende de la mayor divagación de los cauces en la llanura con avenamiento impedido.

El cociente de consistencia (L) presenta valores extremos en esta última, mientras que para la llanura de bancos aquéllos son más uniformes; comparando las medias se observa una mayor consistencia en la llanura de bancos. También aquí, la media aritmética de los valores individuales es el índice más sensible.

Considerando la variabilidad de los rumbos a nivel de áreas dentro de cada unidad vemos que aquélla es netamente mayor en la llanura con avenamiento

impedido, presentando una amplitud de 160°, mientras que para la llanura de bancos dicha amplitud es de sólo 73°.

Una importante característica determinada es el grado de consistencia existente entre el rumbo de los cauces temporarios, el de los cursos de agua principales y el del propio valle. En este sentido se ha encontrado una notable coincidencia entre los correspondientes valores: el rumbo del valle aguas arriba de la región estudiada es de 215°, el de los cursos de agua principales en el área oscila alrededor de los 230°-240°, mientras que los rumbos de los vectores resultantes para las dos unidades es de 240° y 247°. Todo esto demuestra que existe una estrecha dependencia entre la pendiente general y los elementos aislados o agrupados, pese a la gran complejidad típica de estos paisajes.

Interrelaciones entre los elementos

CUADRO V

	Llanura de bancos	Llanura con avenamiento impedido
A. Número de lagunas con cauces tributarios o emisarios	3	18
B. Número de cauces tributarios o emisarios de lagunas..	10	22
C. Número de bañados y pantanos con cauces tributarios o emisarios	2	12
D. Número de cauces tributarios o emisarios de bañados y pantanos..	2	14
E. Número de lagunas con bañados y pantanos adyacentes	4	29
F. Número de bañados y pantanos adyacentes a lagunas..	8	32
G. Número de uniones entre cauces temporarios.....	13	29

La primera interrelación (A) evidencia un fenómeno interesante: el número de lagunas con cauces tributarios y/o emisarios en la llanura con avenamiento impedido es sumamente bajo, a pesar de la gran profusión de lagunas y cauces divagantes, mientras que en la llanura de bancos es alta. Por otra parte, el porcentaje de cauces relacionados con lagunas (B) es el mismo en ambas uni-

dades; esto indicaría que el sistema de lagunas tiende a evolucionar independientemente de los cauces temporarios, y viceversa. El hecho de conservarse en la llanura con avenamiento impedido la misma proporción de B es debido a que en esta unidad la superficie cubierta por lagunas y la densidad de avenamiento son mucho mayores que en la llanura de bancos.

Con respecto a las interrelaciones C y D, si bien aumentan levemente en la llanura con avenamiento impedido, los valores hallados son tan bajos que permiten afirmar que ambos elementos se originan y evolucionan en forma independiente.

En las interrelaciones E y F la tendencia es similar a aquéllas observadas en A y B: por un lado, las lagunas tienden a evolucionar claramente en forma independiente de los bañados y pantanos; por el otro, la proporción de bañados y pantanos relacionados con lagunas permanece constante.

El número de uniones de cauces temporarios (G) es proporcionalmente el mismo en ambas unidades, aunque la naturaleza de estas uniones difiere considerablemente: en la llanura de bancos los ángulos de unión oscilan alrededor de los 50°, mientras que en la llanura con avenamiento impedido, la mayoría está entre 80° y 90°.

CONCLUSIONES

Las características observadas a través del análisis de cada uno de los elementos integrantes de las unidades geomorfológicas permite deducir ciertas características y tendencias generales, dentro del esquema evolutivo ya señalado, a saber:

1) La asimetría es positiva para la distribución de todas las poblaciones.

2) Dependencia constante del rumbo general de los cauces temporarios con respecto a la pendiente general. Considerando los rumbos resultantes de los cauces pertenecientes a las áreas en que se dividieron las unidades, se aprecia una tendencia hacia la mayor variabilidad de aquellos valores, atribuibles a una mayor incidencia de la pendiente local. Esto coincide con lo enunciado en el punto 3.

3) El aumento en general de la dispersión y la asimetría; lo que indica

una menor uniformidad en los agentes responsables de la morfología de la llanura con avenamiento impedido. Es decir, desde el punto de vista morfogenético, el río encauzado es más "equilibrado" que la inundación.

4) La evolución de los distintos sistemas (lagunas, bañados y pantanos y cauces temporarios) es independiente. Esta es más evidente en el caso de las lagunas; la proporción de bañados y pantanos y cauces temporarios relacionados con lagunas permanece constante debido a que la superficie cubierta por aquéllos y la densidad de avenamiento aumentan considerablemente, hecho que oscurece la tendencia señalada.

5) Disminución del relieve local, reflejado por el menor tamaño de las lagunas, bañados y pantanos. También aquí, los elementos indicadores más sensibles son los cuerpos lagunares.

6) Disminución del ancho y radio de curvatura de los cauces y aumento en su longitud, atribuibles a la menor competencia hidráulica de las aguas que los recorren esporádicamente (la menor competencia es un efecto de la muy baja pendiente local).

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Drago, E., 1971. *Génesis y evolución de la llanura aluvial del Paraná medio y los cuerpos de agua contenidos en ella*. Instituto Nac. de Limnología (CNICT). Inédito.
- Folk, R. y Ward, W., 1957. *Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters*. Jour. of Sedimentary Petrology, Vol. XXVII, pp. 3-26.
- Horton, R., 1945. *Erosional development of streams and their drainage basins*. Geol. Soc. of America Bull., Vol. LVI, pp. 275-370.
- Inman, D., 1952. *Measures of describing the size distribution of sediments*. Jour. of Sedimentary Petrology, Vol. XXII, pp. 125-145.
- Reiche, P., 1938. *An analysis of cross-lamination of the Coconino sandstone*. Jour. of Geology, Vol. XLIV, pp. 905-932.

Recibido el 14 de octubre de 1971.

MAPA GEOMORFOLOGICO DE LA LLANURA ALUVIAL DEL RIO PARANA DESDE HELVECIA HASTA SAN NICOLAS REPUBLICA ARGENTINA

Por MARTIN H. IRIONDO¹

RESUMEN

Se ha confeccionado el mapa geomorfológico del valle aluvial del Paraná en un tramo de 300 km de longitud, abarcando un trecho del Paraná medio y parte del Paraná inferior. El sistema estudiado configura una llanura de inundación compuesta, encontrándose en el Paraná medio cuatro unidades geomorfológicas: llanura de bancos, derrames, llanura de meandros y llanura de avenamiento impedido. En el Paraná inferior aparecen dos nuevas unidades que ocupan la mayor parte del valle: la llanura de meandros finos (variedad de la llanura de meandros) y la llanura de avenamiento dendrítico, típicamente deltaico-litoral. El trabajo fue efectuado principalmente en base a interpretación aerofotográfica.

ABSTRACT

A geomorphological map of the Paraná flood-plain for an area of 7,800 km² is presented here, comprising a portion of both middle Paraná and lower Paraná. The analyzed system is a composite flood-plain; the middle Paraná portion is characterized by four geomorphological units: bar plain, splay deposits, meander plain and hindered-drainage plain. Two other units are found in the lower Paraná: the thin-meander plain (variety of meander plain) and the dentritic-drainage plain, typically deltaic-litoral.

The present work is chiefly based on photographic interpretation.

A) INTRODUCCION

Se ha realizado un mapa geomorfológico de la llanura aluvial del Paraná medio desde los 31° de latitud sur (al norte de Helvecia, provincia de Santa Fe) hasta su entrada en el Paraná inferior, aproximadamente a los 32° 10' de latitud sur (al sur de Diamante, Entre Ríos). El Paraná inferior fue mapeado en una faja correspondiente a su sector occidental, desde la latitud anteriormente mencionada hasta los 33° 20' de latitud sur (a la altura de San Nicolás), cubriéndose un área total de 7800 km². El trabajo está basado principalmente

en la interpretación de fotografías aéreas y los mosaicos correspondientes en escala 1 : 50.000, realizándose campañas terrestres y aéreas de apoyo.

B) CLASIFICACION

Las unidades que constituyen la llanura aluvial del Paraná fueron clasificadas siguiendo un criterio eminentemente genético. Cuando se considera la formación y evolución de una llanura aluvial deben considerarse dos tipos principales de procesos: los que tienen lugar en el cauce del río y los que se desarrollan fuera del mismo durante las inundaciones que cubren periódica-

¹ Instituto Nacional de Limnología (CNICT). Santo Tomé (S. Fe).

mente todo el sistema. En el cauce del río fluye agua durante todo el año en la gran mayoría de los casos. Este flujo presenta un carácter turbulento, con considerable capacidad de transporte, erosión y remodelación, transportando siempre material en suspensión y arrastre, especialmente durante las crecientes; la inundación, en cambio, es de duración comparativamente corta, su flujo sobre la llanura es menos turbulento (a veces laminar) y mucho más lento debido a la mayor sección de descarga y al efecto de la vegetación.

El cauce presenta dos tipos de depósitos, ambos compuestos por acumulaciones de material transportado por arrastre: los bancos de cauce, de forma elíptica, que se forman durante la fase final de las crecientes (cuando el río al perder caudal ya no puede seguir transportando toda su carga) y los bancos de meandro, largos y arqueados, que aparecen en el lado interno de los meandros, originados por el flujo helicoidal de la corriente en esos tramos. Ambos elementos morfológicos están compuestos en su mayor parte por sedimentos gruesos; limos y arcillas son proporcionalmente escasos o prácticamente inexistentes (Morisawa, 1968).

Un depósito que en rigor es de inundación pero que se presenta estrechamente asociado al cauce es el albardón, cresta angosta ubicada en ambas márgenes

del cauce, originada por la sedimentación que se produce cuando el río pierde localmente capacidad de transporte al salirse de madre.

Los depósitos típicos de inundación derivan de la sedimentación del material suspendido que se deposita por disminución de la velocidad y aún estancamiento del agua, sumado al efecto de "fijamiento" que ejerce la vegetación. Los sedimentos de inundación tienden a hacer disminuir el relieve local, rellenando lagunas y pantanos, pero se depositan también sobre los albardones y otras partes elevadas del sistema. Esta evolución es, por supuesto, sumamente lenta; el agua de inundación encuentra en la llanura aluvial de los grandes ríos un paisaje complejo con antiguos albardones, lagunas, pantanos, cauces abandonados por el río, etc., encauzándose en estos últimos, erodando en ciertas áreas y sedimentando en otras. Es decir, el relieve no sólo resulta disminuido por la acción de las inundaciones sino también transformado en otros aspectos; en general, cuando el valle aluvial es lo suficientemente grande, las áreas sujetas a la influencia predominante de las inundaciones presentan características de llanuras con avenamiento impedido.

De acuerdo a los procesos bosquejados más arriba, puede realizarse la siguiente clasificación geomorfológica de llanuras aluviales:

depósitos de cauce	{ llanura de bancos	{ ll. de bancos s. str. derrames
	{ llanura de meandros	
depósitos de inundación	{ llanura con avenamiento impedido	

Si una llanura está formada por dos o más unidades geomorfológicas se la clasifica como *llanura compuesta* (Melton, 1936).

Las *llanuras de bancos* son originadas por el adosamiento más o menos irregular de bancos de cauce, bajos y de forma elipsoidal, frecuentemente inundados;

están disectados a veces por numerosos brazos del río (ríos anastomosados), sobre todo cuando se trata de ríos de fuerte pendiente. En sistemas con escasa pendiente son típicas de esta unidad geomorfológica las lagunas de forma irregular ubicadas en las depresiones situadas entre bancos (fig. 1).

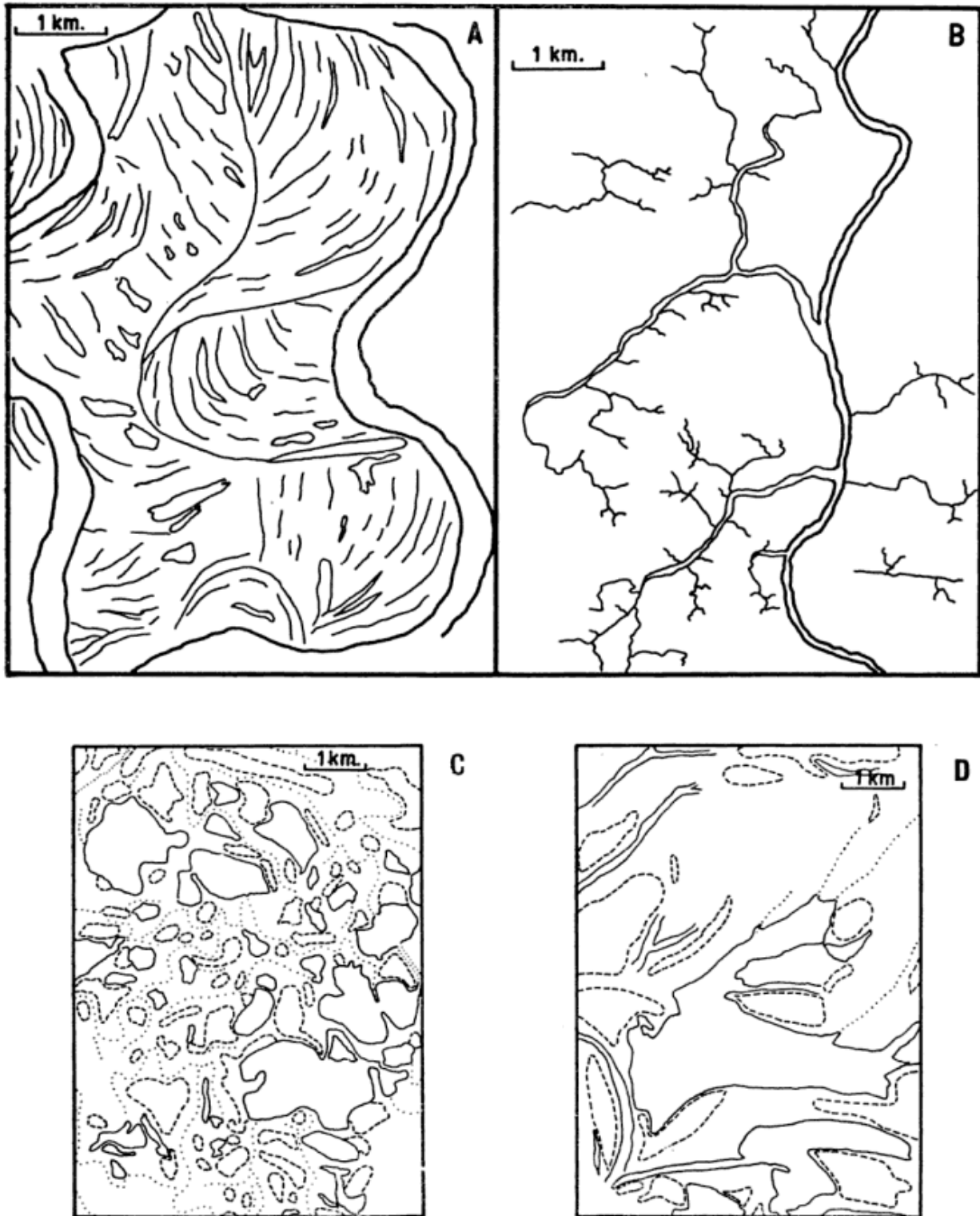


Fig. 1. — A, llanura de meandros ; B, llanura con avenamiento dendrítico ; C, llanura con avenamiento impedido ; D, llanura de bancos. Para C y D : , cauces temporarios ; - - - , perímetro de bañados y pantanos ; ——— , perímetro de lagunas.

Los *derrames* forman un subtipo de la unidad anterior; son materiales gruesos esparcidos sobre la llanura aluvial que aparecen cuando algún cauce rela-

tivamente caudaloso de la misma desemboca en alguna depresión grande, depositando su carga transportada por arrastre, o en los lugares en que el agua

del cauce penetra en un área baja adyacente por ruptura del albardón. Se diferencian de la llanura de bancos propiamente dicha por sus características geométricas (similares a las de los deltas mayores) y por desarrollarse en un cuerpo de agua interno de la llanura.

Las *llanuras de meandros* son originadas por la migración lateral de cauces. Están constituidas por series ininterrumpidas de espiras formadas por sucesivos bancos de meandros, separados entre sí por depresiones someras y lagunas semi-lunares que ocupan meandros abandonados; frecuentemente se observan series de espiras nuevas cortando a otras más antiguas.

Las *llanuras con avenamiento impedido* están caracterizadas por gran cantidad de lagunas someras, bañados y pantanos y están surcadas por cauces adventicios, activos solamente durante el comienzo y el final de las inundaciones (estos cauces generalmente no están conectados con los cursos de agua principales ni con las lagunas interiores de esta unidad).

Además de las unidades geomorfológicas descritas en los párrafos anteriores, las llanuras aluviales suelen presentar frecuentemente depósitos de procesos asociados, como conos de deyección de afluentes, depósitos coluviales, médanos, llanuras de mareas, etc., que si bien son de importancia en todo relevamiento e interpretación geomorfológicos, no deben ser tenidos en cuenta al clasificar a la llanura aluvial como tal.

C) CARACTERISTICAS PRINCIPALES DEL SISTEMA ALUVIAL DEL PARANA

La llanura aluvial del río Paraná comienza en las cercanías de la ciudad de Corrientes, continuándose hasta su desembocadura en el Río de la Plata, 900 km aguas abajo. De acuerdo con sus características geográficas e hidrológicas se la divide en el llamado Paraná medio (que comprende los primeros 600 km y

constituye la llanura aluvial propiamente dicha) y el Paraná inferior o delta. Su ancho es de alrededor de 10 km en Corrientes y va aumentando paulatinamente hasta su desembocadura, donde mide 60 km. El cauce del río corre junto a la margen izquierda de la llanura en casi todo el Paraná medio; al entrar al tramo llamado Paraná inferior se recuesta sobre la margen derecha, continuando así hasta la desembocadura. Su ancho en aguas medias es bastante uniforme (alrededor de 2000 metros) y su caudal medio 16.000 m³/seg.; en las grandes crecientes, con todo el valle inundado, el caudal puede llegar a los 65.000 m³/seg.

La llanura está surcada también por una densa red de cauces menores, algunos permanentes, otros activos sólo durante las inundaciones. A lo largo de todo el Paraná medio se observan importantes corrientes secundarias sobre la margen derecha, conectadas por medio de riachos transversales con el cauce principal, del cual reciben la mayor parte de su caudal. Este esquema se repite en forma simétrica en el Paraná inferior, aunque las corrientes secundarias son aquí mucho menos caudalosas y su importancia reducida. Las crecientes tienen una recurrencia anual y una duración de varios meses. Esta zona también está sujeta a inundaciones ocasionadas por las mareas y sudestadas.

La región estudiada abarca alrededor de la tercera parte de estos dos sistemas.

D) DESCRIPCION GEOMORFOLOGICA DE LA REGION MAPEADA

Paraná medio: la llanura aluvial presenta las características de *llanura compuesta* (Drago, 1971), con llanura de bancos, derrames, llanura de meandros y llanura con avenamiento impedido.

La *llanura de bancos* está compuesta

por las islas de cauce principal y áreas adyacentes al mismo, formando una faja más o menos continua de unos 5 km de ancho que va ampliándose hacia el sur y entre las ciudades de Paraná y Diamante alcanza a 8 km de amplitud. Forma el 21 % del total de la región mapeada.

Los depósitos de *derrame* están principalmente representados aquí por el extenso delta interior que forma el arroyo Leyes (de gran capacidad de transporte) en la laguna Setúbal, al norte de la ciudad de Santa Fe y por el pequeño delta del río Coronda cuando desemboca en la laguna del mismo nombre, ya casi en el Paraná inferior. Constituyen el 9 % del total.

La *llanura de meandros* ha sido construida en esta región (con una sola excepción en el sur) por los cursos que corren por la margen derecha de la llanura. Alcanza gran desarrollo al norte de la ciudad de Santa Fe. Los primeros 53 km de esta unidad están recorridos por el río San Javier, con una faja de 5-6 km de ancho de meandros con radios de curvatura del orden de los 3 kilómetros. Hacia el sur, sin solución de continuidad, se observa la llanura de meandros del río Colastiné, de unos 25 km de largo y 10-12 de ancho, caracterizada por depósitos de meandros algo más grandes (4-6 km de radio de curvatura). Al sur de Santa Fe existe una delgada faja de esta unidad, de unos 12 km de largo asociada al río Coronda (que no ha evolucionado mucho en este aspecto) a la altura de Sauce Viejo. Constituye el 17 % del total del sistema.

La *llanura con avenamiento impedido* está representada aquí por tres áreas: una de ellas está ubicada al norte de Hernandarias y ocupa casi todo el valle, continuándose hacia el N fuera de la región mapeada durante varias decenas de kilómetros; otra menor, de unos 150 km² de superficie, se encuentra en el centro de la llanura a la altura de Brugo; la tercera, de 10 a 15 kilómetros de ancho, se extiende desde

la ciudad de Santa Fe hasta el Paraná inferior (que comienza a unos 75 km al sur de esta ciudad) y luego se continúa en él hacia abajo. Presenta en toda la región las mismas características: cauces adventicios, albardones, bañados, pantanos y lagunas de todo tamaño que cubren gran parte de su superficie. Forma el 30 % de la llanura aluvial del Paraná medio.

Paraná inferior: en esta región la relación espacial entre las distintas unidades es más compleja. La *llanura de bancos* conserva las características que presenta en el Paraná medio, aunque disminuye su ancho; la *llanura de meandros* se presenta como faja asociada al río Coronda y en zonas alargadas más irregulares cercanas al cauce principal. La *llanura con avenamiento impedido* puede observarse en varias áreas hasta un poco al sur de Puerto Gaboto, desapareciendo allí. Se han observado depósitos de *derrame* asociados al río Coronda en un área de unos 70 km² a la altura de Puerto Gaboto.

La principal característica es aquí la existencia de dos unidades que no se observan en el Paraná medio. Una de ellas es la *llanura de meandros finos*, asociada a los riachos y arroyos que nacen en la margen izquierda del río y se alejan hacia el este y sudeste, desde Diamante hacia el sur. Estos cauces secundarios son muchos menos anchos y caudalosos que las corrientes generadoras de la llanura de meandros gruesos y recorren largos trechos en forma independiente, dando lugar a un paisaje de relieve mucho menor que el de la otra variedad, caracterizado por espiras muchos más finas e irregulares y radio de curvatura muy variable, aunque predominan los arcos amplios (8 a 10 km de radio). Cubre gran superficie del área mapeada (31 %), especialmente en la zona situada entre Diamante y Rosario.

La otra unidad es la *llanura con avenamiento dendrítico*, caracterizada por la ausencia de elementos morfológicos

producidos por procesos deposicionales. Su rasgo distintivo es la presencia de redes dendríticas de avenamiento de 2 a 6 km de longitud total con cauces muy anchos (alrededor de 50 metros) y sumamente playos, conectados siempre a algún cauce activo. Son áreas generalmente pantanosas, muy semejantes a las llanuras litorales de marea y de origen probablemente similar, pues la influencia de las mareas se puede notar en condiciones normales hasta la altura de Rosario (la sudestada suele producir también inundaciones aquí). Es en este sentido una unidad típicamente litoral y deltaica, de desarrollo muy improbable si actúan solamente los factores específicos de las llanuras aluviales, razón por la cual no figura en la clasificación de la sección B. Forma el 15 % de la zona mapeada en el Paraná inferior.

E) ESQUEMA EVOLUTIVO

La primera etapa en la evolución del sistema de la llanura aluvial del Paraná medio es la aparición de bancos en el cauce principal, que son fijados por la vegetación y que, por sucesivos adosamientos, forman la *llanura de bancos* de extensión considerable. Estas áreas van quedando paulatinamente aisladas de aquél por el crecimiento del albardón del río. Cuando una zona es atravesada por un cauce secundario permanente de suficiente caudal, éste forma una *llanura de meandros*. La fase final es la representada por los depósitos de *llanura con avenamiento impedido*, aislada de los

cauces activos por albardones anchos y bien desarrollados, con lagunas y pantanos alimentados únicamente por el agua de las inundaciones. Los depósitos de *derrame* pueden formarse en cualquiera de los estados, pero son más frecuentes en el último.

En el Paraná inferior la evolución parece haber sido similar; la única diferencia existente es la presencia de la *llanura con avenamiento dendrítico*, que parece ser el estado final en la evolución de los depósitos con avenamiento impedido, posibilitado aquí por la repetición sumamente frecuente de las inundaciones originadas por mareas y sudestadas.

AGRADECIMIENTOS

Deseo testimoniar mi agradecimiento al doctor Argentino Bonetto y a los colegas E. Drago y J. Orellana por sus valiosos consejos y referencias con respecto al tema de este trabajo.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Drago, E. C. 1971. *Génesis y evolución de la llanura aluvial del Paraná medio y de los cuerpos de agua contenidos en ella*. Instituto Nacional de Limnología (CNICT). Santo Tomé (inédito).
- Melton, F. 1936. *An empirical classification of flood-plain streams*. Geogr. Rev. XXVI, pp. 593-609.
- Morisawa, M. 1968. *Streams, their dynamics and morphology*. Mc Graw Hill Book Co. 173 págs. (N. York).

Recibido el 14 de Octubre de 1971.

ESTRUCTURA DEL GRUPO VOLCANICO FARALLON NEGRO CATAMARCA, REPUBLICA ARGENTINA

POR EDUARDO JORGE LLAMBIAS¹

RESUMEN

Se describe la estructura de una región volcánica localizada en un área tectónicamente deprimida del Basamento Cristalino. Los primeros intrusivos se emplazaron a lo largo de una fractura anular producida por el hundimiento de una caldera. Después de este acontecimiento todos los cuerpos intrusivos se emplazaron en un sistema de fracturas NW-SE cuyo origen se debe a procesos de tectónica regional y no volcánica. Este sistema impera desde el principio del vulcanismo hasta el final.

ABSTRACT

The structure of a deeply eroded Tertiary volcano is described. The outcrops consist of andesitic igneous breccia; basaltic-andesitic dikes; quartz andesites, rhyodacites and rhyolites subvolcanic intrusives; and two stocks of monzonite and granodiorite porphyry. The emplacement of the intrusives has been controlled at the beginning of the volcanic activity by a ring fracture caused by cauldron subsidence. Then the intrusives have been emplaced along a NW-SE fracture pattern of regional tectonics origin independent of the volcanic stress field.

El distrito volcánico de Farallón Negro es conocido por los yacimientos de manganeso y por las manifestaciones de cobre diseminado puestas en evidencia por los geólogos de la Dirección Nacional de Geología y Minería y de Yacimientos Mineros Agua de Dionisio (YMAD).

Farallón Negro ha sido un enorme volcán de edad terciaria, cuya estructura interna podemos conocer a causa de un prolongado y lento período erosivo que duró parte del Terciario y Cuaternario, y que dejó al descubierto una numerosa cantidad de cuerpos subvolcánicos y dos plutónicos. La geología ya ha si-

do descripta brevemente por Quartino (1960) y con más detalle por Llambías (1970).

Este trabajo tiene por objeto dar una descripción de la estructura interna y su evolución, ya que los distintos períodos eruptivos durante el proceso de formación del volcán han estado sometidos a cierto ordenamiento, que ha sido regido principalmente por la estructura del Basamento Cristalino y el campo de esfuerzo existente en él y, en menor proporción, por fenómenos propios de la dinámica del vulcanismo.

El Grupo Volcánico Farallón Negro desde el punto de vista petrográfico corresponde a la asociación Pacífica de Rittman (1962, pág. 107) y está caracterizado por la abundancia de andesi-

¹ Universidad Nacional del Sur, Departamento de Geología. Bahía Blanca, República Argentina.

tas con hornblenda (raramente augita y/o hipersteno) que forman el esqueleto de este volcán. En orden decreciente de edad se distinguen las siguientes unidades (Llambías, 1970): *a*) brechas; *b*) basaltos, andesitas: filones capas y coladas; *c*) andesitas de La Chilca, que son contemporáneas a los filones capas; *d*) basaltos, andesitas: diques; *e*) monzonitas de Alto de La Blenda; *f*) intrusivos de El Durazno; *g*) andesitas cuaríferas de Agua Tapada; *h*) riolacitas de Macho Muerto; *i*) alteración hidrotermal; *j*) riolitas y *k*) vetas de manganeso.

I. RELACIONES ENTRE EL VOLCAN Y EL BASAMENTO

Se distingue aquí como Basamento Cristalino al conjunto de formaciones cuya edad es pre-terciaria y que al co-

mienzo del vulcanismo presentaban una estructura rígida. Han sido descritas por González Bonorino (1950) como precámbricas. Lo importante de destacar aquí es que las rocas de la sierra Bola del Atajo — migmatitas gneisicas y granitos con megacrístales de feldespato potásico — son muy distintas de las rocas de la sierra de la Ovejería, que consisten en pizarras y filitas de bajo grado de metamorfismo, las cuales han sido intruidas por rocas graníticas que dieron origen a un metamorfismo térmico. El grado de metamorfismo entre los dos grupos de afloramientos descritos es tan distinto que es necesario suponer entre ellos una importante falla, cuya edad, es anterior al vulcanismo.

El basamento aflora al este y sur de Farallón Negro y está representado por cuatro bloques bien definidos (fig. 1): 1) bloque de la Ovejería; 2) bloque del Atajo; 3) bloque de El Durazno y 4)

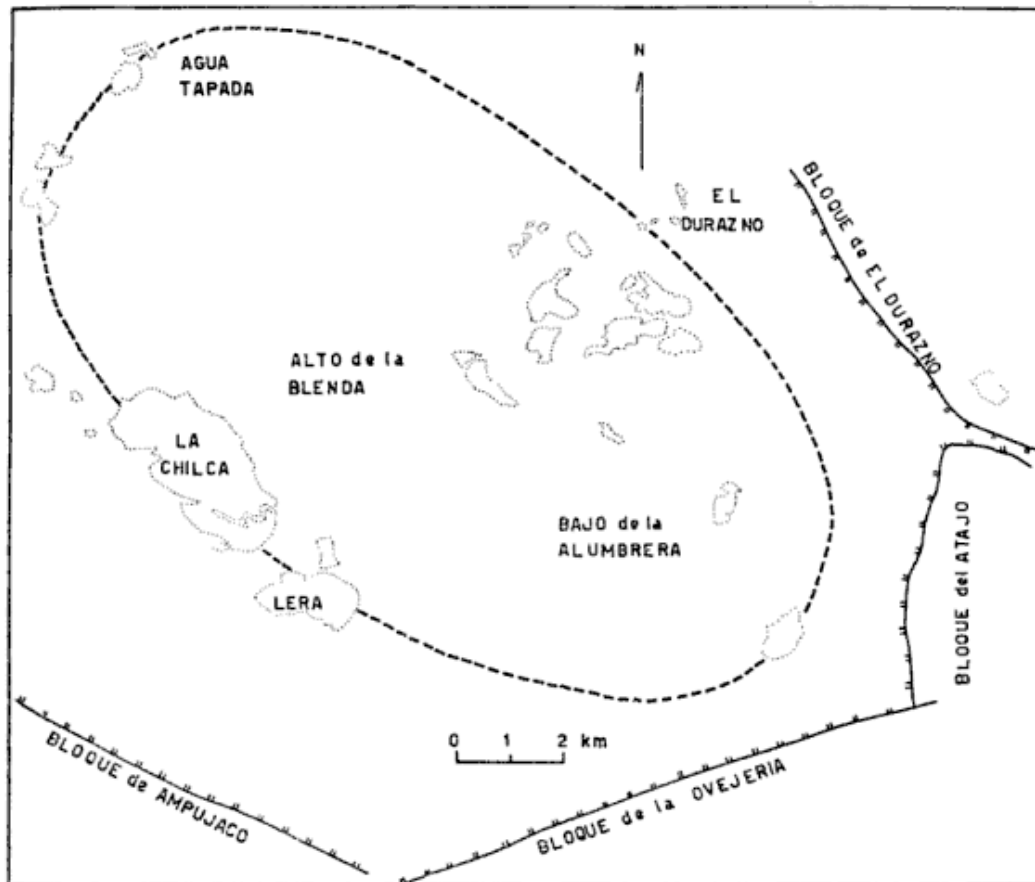


Fig. 1. — Distribución de los cuerpos intrusivos de andesitas de la Chilca. La línea cortada marca la fractura de la caldera. Se han representado también los bloques del Basamento Cristalino

bloque de Ampujaco. Desde el comienzo del período volcánico y hasta la finalización del mismo dichos bloques se elevaron con respecto al área ocupada por el vulcanismo, por lo cual la actividad ígnea se implantó en un área tectónicamente deprimida. Las fallas que delimitan estos bloques son directas y han estado activas con anterioridad al comienzo del vulcanismo. Como ya se ha dicho el labio levantado siempre ha estado en el basamento, como puede deducirse por lo siguiente: en la parte alta de la sierra de la Ovejería se conservan restos de sedimentitas continentales rojas terciarias por encima de las cuales hay tobas y brechas volcánicas. La erosión ha actuado intensamente eliminando la cobertura del basamento, pero en los relictos conservados no aparecen otras rocas volcánicas que las extrusivas mencionadas, faltando íntegramente — con excepción de los pequeños afloramientos de San Lucas descritos por García (1971) — en el basamento cuerpos intrusivos y diques, que por los mismos efectos de la erosión, deberían haber quedado bien visibles. Lo mismo sucede en los bloques del Atajo y Ampujaco, que no están atravesados por ningún cuerpo ígneo terciario.

El bloque de El Durazno es el que menos ha ascendido y por esto conserva todavía en mayor grado su cubierta sedimentaria: sedimentitas terciarias rojas y por encima tobas, brechas y conglomerados volcánicos (González Bonorino, 1950).

En conclusión: el Grupo Volcánico Farallón Negro se implantó en un área tectónicamente deprimida del basamento, cuya estructura de bloques ya se manifestaba con anterioridad al vulcanismo y continuó el descenso con posterioridad a la finalización del mismo. Esta tectónica de bloques sirvió de separación de los otros grupos volcánicos Vis-Vis y Atajo, implantados en condiciones tectónicas similares a las de Farallón Negro.

II. ESTRUCTURA INTERNA DEL VOLCAN

Las rocas más antiguas son brechas ígneas andesíticas de carácter oligomíctico que están en la parte central del volcán, donde tanto clastos como matriz tienen idéntica composición. Hacia la periferia las brechas son polimícticas, con intercalaciones de lentes sedimentarias reflejando el carácter superficial de esta formación.

Andesitas de La Chilca. Emparentadas desde el punto de vista petrográfico con la brecha oligomíctica central están las andesitas de La Chilca, que constituyen cuerpos intrusivos en ella, a veces con contactos netos y otras veces graduales (Llambías, 1970). La distribución de los cuerpos intrusivos forma un óvalo (fig. 1) cuyo eje mayor (18 km) tiene orientación NW-SE y el eje menor (10,5 km) es NE-SW.

El origen de esta distribución corresponde a una antigua fractura anular originada por el desplome de la caldera. En efecto, los siguientes hechos sugieren esta idea: 1) la forma anular. 2) vinculación en la composición y en el tiempo entre los cuerpos intrusivos que se emplazan en esta fractura y la brecha oligomíctica central, que indica que a partir de un mismo magma: a) se forma la brecha, la cual corresponde a la parte profunda de un ciclo eruptivo de carácter piroclástico en superficie; b) una vez consolidada la brecha y, por el enorme volumen de la efusión piroclástica, se hunde la parte superior del volcán por falta de sustentación, originando la fractura; c) intrusión inmediata de las andesitas de La Chilca, que siguen principalmente la zona de debilidad representada por la fractura. 3) con excepción de los intrusivos de El Durazno todos los demás cuerpos intrusivos están dentro del anillo descrito, lo cual corresponde a la parte central del volcán. 4) las brechas con matriz ígnea están dentro de la caldera, mientras que las extrusivas (en parte conglomerados) son externas. A lo largo de la quebrada

de La Chilca se observa con claridad el cambio brusco en la naturaleza de la brecha (p. ej., en La Lechería). 5) desde el punto de vista topográfico las mayores alturas están externamente respecto a la caldera, con excepción del cerro Alto de La Blenda en el stock de monzonita.

La forma del perímetro de la caldera estuvo controlada por un conjunto de fracturas NW-SE como se evidencia: 1) por la alineación de los cuerpos intrusivos de La Chilca, Lera y otros, situados en el borde sudoccidental; 2) por la misma forma oval del anillo. En el borde NE las andesitas de La Chilca siguen una faja NE-SW que indica una segunda dirección de fracturamiento importante, que posteriormente controlará en parte el emplazamiento de algunos diques basáltico-andesíticos (fig. 2) y diques provenientes de los intrusivos de El Durazno (fig. 4).

Sistema de diques basáltico-andesíticos. Los diques de composición basáltica, basandesítica y andesítica forman un sistema de rumbo NW-SE bien definido (Llambías, 1970) y son notablemente abundantes en el centro del volcán (fig. 2). Son diques de dilatación que poseen gruesas estrías verticales de varios centímetros de grosor a ambos lados del dique, producidas durante el ascenso del magma al encontrar saliencias en la roca de caja.

En el centro del área volcánica, en el lugar ocupado por el stock de Alto de la Blenda, se nota la ausencia de diques (fig. 2) porque la intrusión del stock los ha eliminado (fig. 3). El hecho que los diques sean posteriores a la monzonita, como lo sugiere Quartino (1960), no es compartido por el autor. La ausencia de diques en el lugar del stock monzonítico no puede ser explicada por la incapacidad de esta roca de

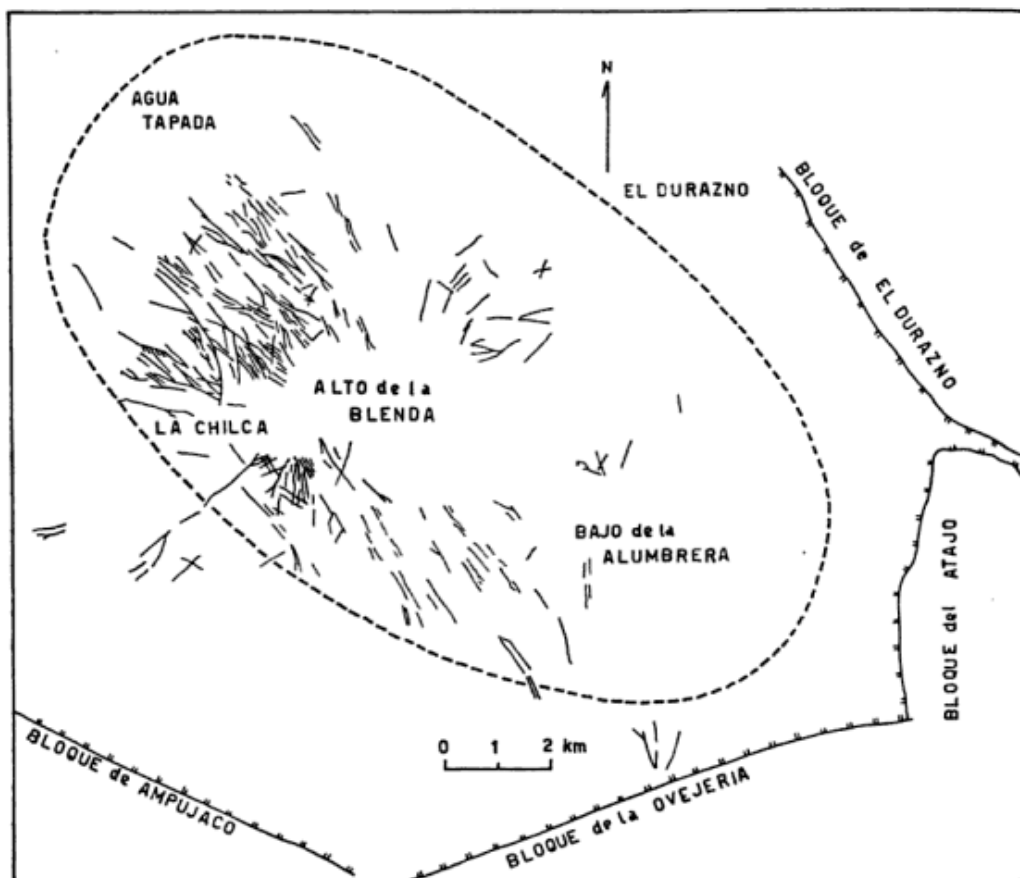


Fig. 2. — Distribución de los diques basáltico-andesíticos



Fig. 3. — Contacto entre el stock de monzonita (M) Alto de La Blenda y la brecha andesítica central (b). Se observa como los diques basáltico-andesíticos terminan abruptamente en el contacto con la monzonita. Al fondo de la quebrada del Aguila está el campamento Farallón Negro.

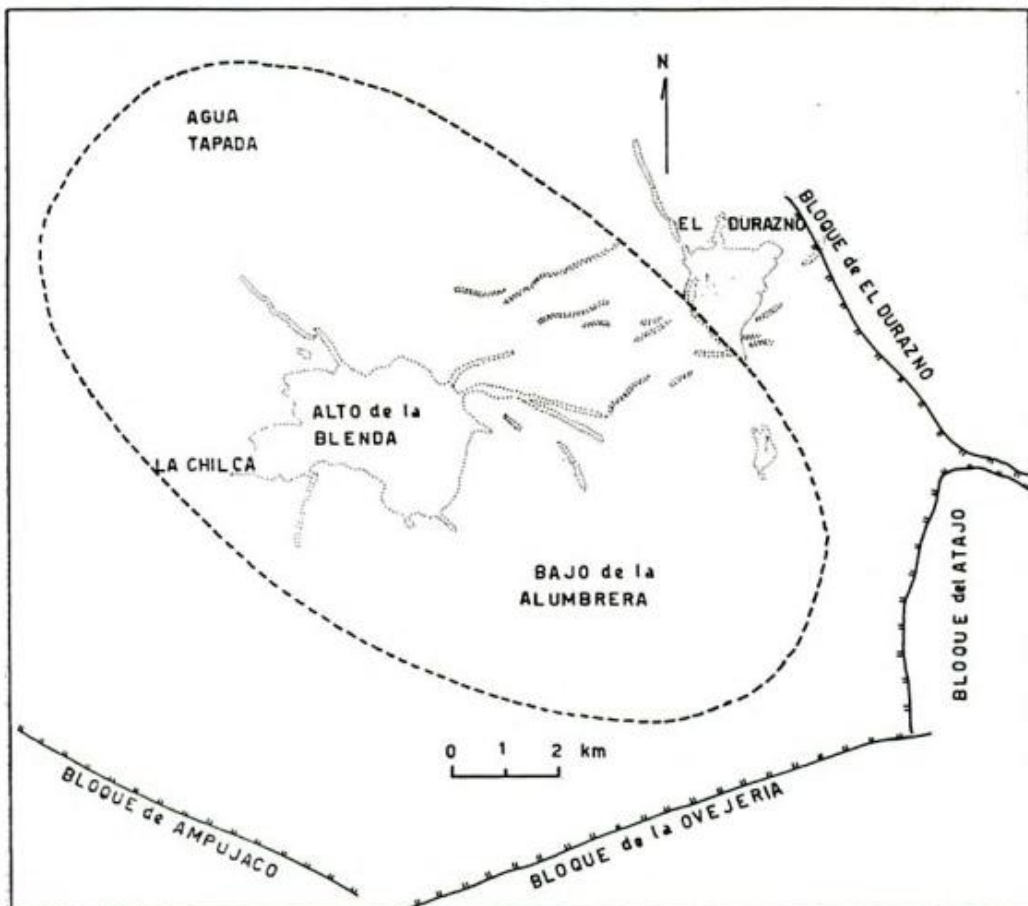


Fig. 4. — Distribución de los cuerpos plutónicos y sus sistemas de diques. Las intrusiones de El Durazno están sombreadas.

fracturarse y por esto no contener diques. Por el contrario las intrusiones de riolacitas (fig. 5) y el sistema de vetas de manganeso (fig. 6) dentro de la monzonita, que siguen el modelo de la estructura regional, ponen en evidencia la capacidad de la monzonita de fracturarse y de ser intruida. Además, los diques basáltico-andesíticos terminan abruptamente en el contacto con la monzonita, como se puede observar en la figura 3.

Cuerpos plutónicos. El stock de monzonita de Alto de La Blenda y el stock de pórfido granodiorítico de El Durazno tienen todas las características de los plutones de epizona descritos por Buddington (1959). Ambos representan el 37,8 % de todos los afloramientos de cuerpos intrusivos, por lo cual se puede decir que una buena parte del magmatismo en Farallón Negro tiene caracte-

rísticas plutónicas, a pesar que estos stocks se han intruido a la misma profundidad que los demás cuerpos volcánicos (Llambías, 1970). Esto se debe posiblemente a una mayor riqueza en el contenido de volátiles que facilitaron la formación de una textura granosa hipidiomorfa y a un emplazamiento menos activo, de tipo pasivo.

La monzonita ocupa aproximadamente la parte central de la caldera, mientras que el pórfido granodiorítico está afuera (fig. 4). Ambos plutones emiten diques radiales, teniendo gran parte de ellos orientación NE-SW, coincidente con la orientación de las andesitas de La Chilca que afloran dentro del perímetro de la caldera, de modo que puede suponerse importante el control ejercido por el fracturamiento NE-SW. Parte también de los diques radiales siguen el sistema NW-SE.

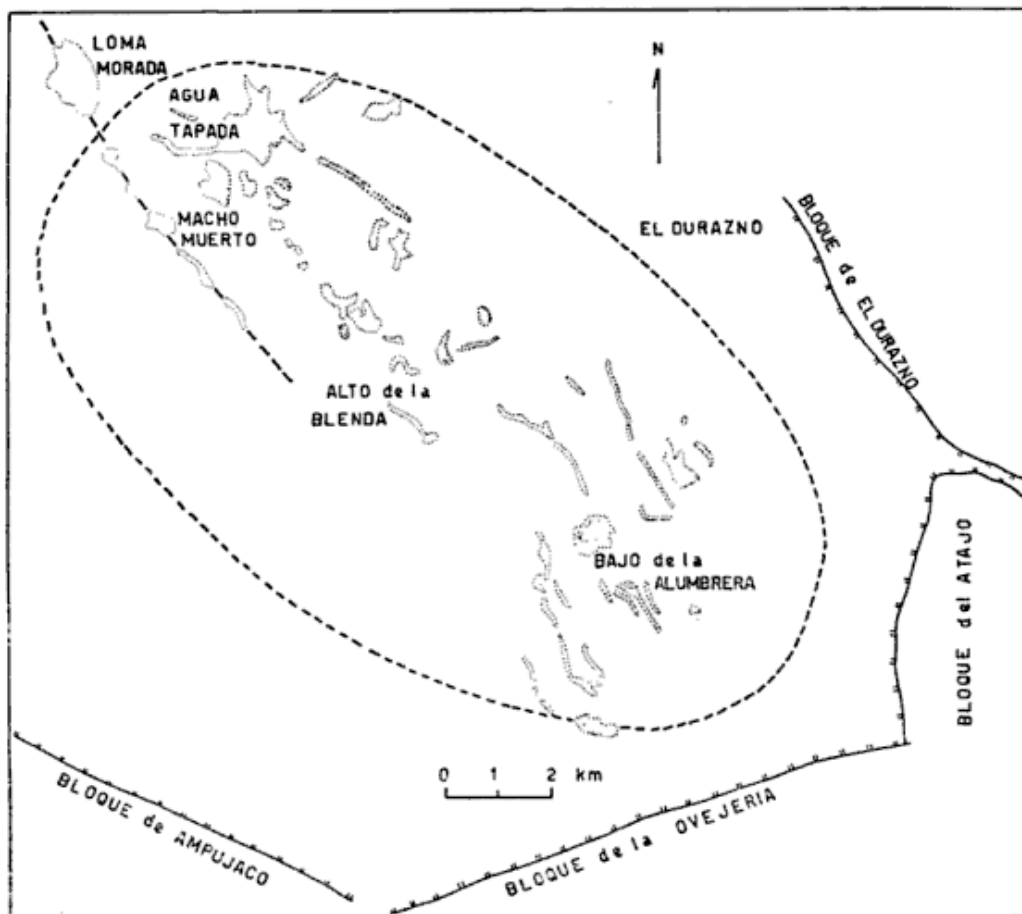


Fig. 5. — Distribución de las andesitas cuarcíferas de Agua Tapada (sombreadas) y las riolacitas de Macho Muerto

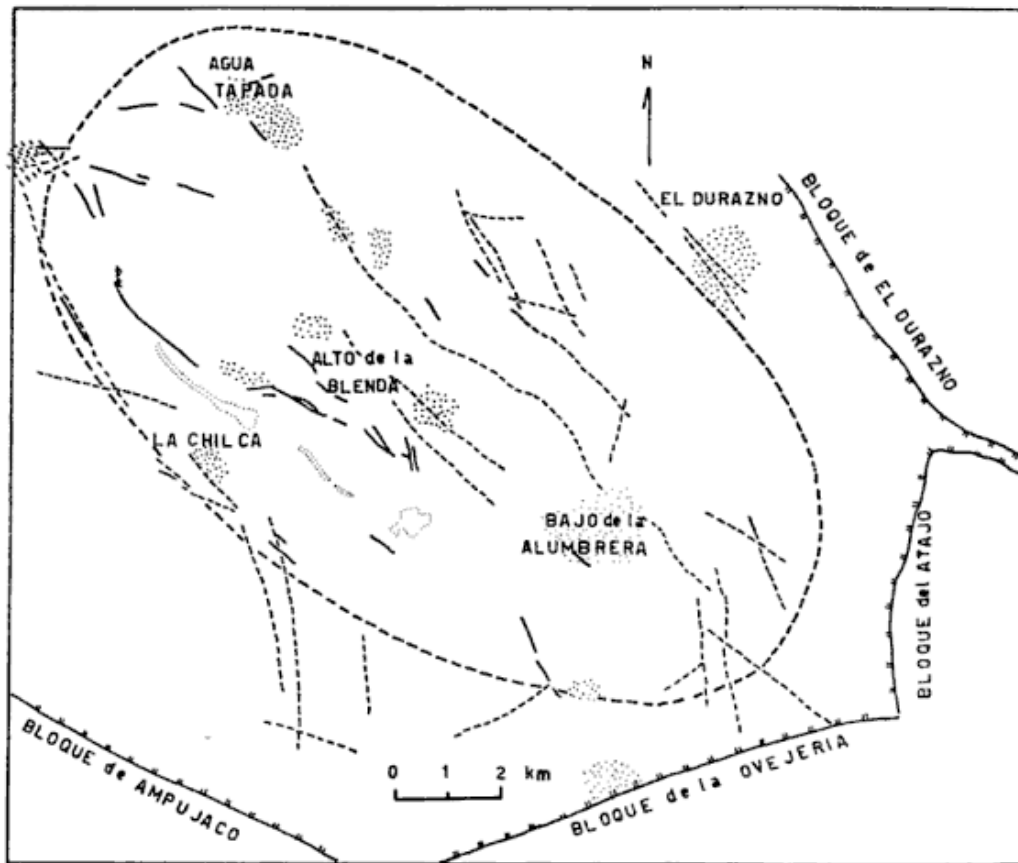


Fig. 6. — Distribución de las riolitas (sombreadas), vetas de manganeso (línea continua), fracturas (línea cortada) y áreas de alteración hidrotermal (punteado)

Andesitas cuarcíferas de Agua Tapada y riolitas de Macho Muerto. Las andesitas cuarcíferas se distribuyen en un área de forma rectangular cuyo eje máximo tiene rumbo NW - SE (fig. 5). Las riolitas de Macho Muerto tienen también distribución análoga a la señalada, aunque el ancho del rectángulo es algo mayor (Llambías, 1970). El límite sur de este rectángulo está indicado por una importante fractura en la cual se emplazan los cuerpos de Loma Morada, Macho Muerto, Los Pozos y otros. La elevada viscosidad del magma no permitió el relleno total de la fractura — lo cual hubiera dado origen a un único dique — sino que favoreció el mecanismo de inyección forzada, lo que dio lugar a los domos mencionados. Aún en el caso de un solo cuerpo, como, p. ej., el de Los Pozos, la alimentación del mismo se ha hecho por tres canales bien definidos alineados con la fractura, como lo ha demostrado Godeas (1971).

La distribución de las andesitas cuarcíferas y riolitas está reflejando una tectónica de bloques de formas paralelepípedas, que controla la actividad magmática. Con excepción del domo de Loma Morada, todos los demás intrusivos están en el interior de la caldera y la distribución del magma en profundidad tendría una sección rectangular, que sería similar a la de los afloramientos.

La línea de fracturación NE-SW, indicada por la alineación de las andesitas de La Chilca y los diques provenientes del sistema de El Durazno, ya está completamente sellada cuando comienzan las intrusiones de andesitas cuarcíferas y riolitas. (El intrusivo de El Durazno es anterior a las andesitas cuarcíferas ya que un dique de estas rocas corta a otro proveniente del sistema de El Durazno).

El cuerpo intrusivo de Agua Tapada todavía conserva cierto grado de fluididad como para poder rellenar con di-

ques el sistema radial de fracturas originado por su intrusión. En cambio las riolitas ya muestran tanta viscosidad, que en el caso de generar un sistema radial de fracturas, el magma no puede rellenarlas.

Alteración hidrotermal. La alteración hidrotermal en forma diseminada en áreas bien definidas se produce a partir del magma riolítico (Llambías, 1970). No obstante esto, no se encuentra una estrecha relación entre la distribución de los cuerpos de riolita y las áreas alteradas. Esto puede ser debido a una mayor movilidad de los fluidos hidrotermales, que se expandieron a zonas más alejadas. De todos modos la mayor concentración de alteración hidrotermal se produce en la parte interior de la caldera, en donde coincide a grandes rasgos con el área de distribución de los afloramientos de las riolitas (fig. 6).

Es evidente que hay cierta alineación de las áreas alteradas en el sentido de la estructura general NW-SE. Posibles alineaciones NE-SW son improbables de encontrar porque como ya se vio, este sistema de fracturas ya está sellado con anterioridad a la evolución del magma riolítico.

Riolitas. Son las últimas manifestaciones ígneas y forman un dique que sigue la estructura regional NW-SE y que está alineado con un cuerpo en forma de domo (fig. 6). Están dentro de la caldera y son algo externas con respecto a los bloques que controlan las andesitas cuarcíferas y riolitas.

Sistema de vetas de manganeso. Las vetas de manganeso son de relleno y siguen un sistema de fracturas bien definido que coincide en general con la estructura regional NW-SE (fig. 6). Casi en su totalidad están dentro de la caldera y la mayor concentración de manganeso se encuentra en el centro del área volcánica. La mineralización ha consistido en rodocrocita y sulfuros primarios. Luego de varias refracturaciones se produjo un intenso proceso de oxidación

que dio origen a grandes volúmenes de criptomelano y pirolusita (Malvicini y Llambías, 1963; Malvicini *et al.*, 1970). Los centros de mayor temperatura se encuentran en el centro del área volcánica, cercanos al stock de Alto de La Blenda (L. Malvicini, com. verb.).

III. CONCLUSIONES

1) En las figuras 1-6 se observa la evolución de la estructura interna del volcán en Farallón Negro en orden decreciente de edad.

2) El volcán se implantó en un área tectónicamente deprimida que continuó su hundimiento durante y después de la finalización del período volcánico. La erosión ejercida sobre el volcán se pudo realizar debido a que su crecimiento fue más rápido que el hundimiento.

3) Desde el comienzo hasta el final del vulcanismo hay una estructura predominante NW-SE. Una segunda dirección de fracturación importante es NE-SW, que se desarrolló desde los comienzos del vulcanismo hasta la iniciación de la fase magmática andesita cuarcífera-riolita. Después no vuelve a tener influencia en los procesos volcánicos.

4) El sistema de diques basáltico-andesítico sigue la fracturación predominante NW-SE, aunque muchos de ellos se emplazan en el sistema NE-SW. Hay sistemas radiales de diques respecto al stock de Alto de La Blenda, stock de El Durazno e intrusivo de Agua Tapada. La formación del sistema radial se sobrepone al sistema regional y los diques radiales se forman por la fácil fluidalidad del magma. Cuerpos más viscosos —riolitas y riolitas— probablemente han producido fracturas radiales, pero el magma no ha tenido suficiente movilidad para rellenar fracturas.

5) El 37,8 % de los afloramientos de cuerpos intrusivos corresponden a rocas plutónicas. El resto, 62,2 %, tiene carácter de rocas volcánicas. Por esto se pue-

de decir que al nivel actual de erosión, Farellón Negro representa una típica asociación ígnea de epizona, donde están mezclados en un mismo proceso magmático, plutonismo y vulcanismo. Si la erosión hubiera profundizado más, las rocas plutónicas serían mucho más abundantes.

6) El centro de erupción está donde se halla localizado el stock de Alto de La Blenda, en la parte central de la caldera y coincide con el cruce de dos sistemas de fracturas bien definidas, mencionadas en el punto 3 de las conclusiones.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Buddington, A. F. 1959. *Granite emplacement with special reference to North America*. Geol. Soc. Am. Bull., 70, 671-747.
- García, H. H. 1971. *Geología del pórfiro cuprífero Bajo de San Lucas, Dep. Andalgalá, Prov. de Catamarca, República Argentina*. Rev. Asoc. Geol. Arg., 26, 327-342.
- Godeas, M., 1971. *El cuerpo subvolcánico riódacítico de Los Pozos, Farellón Negro, Provincia de Catamarca, República Argentina*. Rev. Asoc. Arg. Mineral., Petrol. y Sed., 2, 19-38.
- González Bonorino, F. 1950. *Geología y petrografía de las Hojas 12d (Capillitas) y 13d (Andalgalá)*. Dir. Nac. Geol. y Min., Bol. 70.
- Llambías, E. J. 1970. *Geología de los Yacimientos Mineros Agua de Dionisio, Provincia de Catamarca, República Argentina*. Rev. Asoc. Arg. Mineral., Petrol. y Sed., 1, 2-32.
- Malvicini, L. y Llambías, E. J. 1963. *Mineralogía y origen de los minerales de manganeso y sus asociados en Farellón Negro, Alto de La Blenda y Los Viscos, Hualfín, Catamarca*. Rev. Asoc. Geol. Arg., 18, 177-200.
- Malvicini, L., Bedlivy, D. y Llambías, E. J. 1970. *Criptomelano de la mina "Última Oportunidad", Agua de Dionisio (Provincia de Catamarca, República Argentina)*. Rev. Asoc. Arg. Mineral., Petrol. y Sed., 1, 83-92.
- Rittmann, A. 1962. *Volcanoes and their activity*. J. Willey & Sons, Nueva York.
- Quartino, B. J. 1962. *Sobre la interpretación geológica del distrito volcánico de Farellón Negro (Provincia de Catamarca)*. Anales Ias. Jorn. Geol. Arg., 2, 267-278.

Recibido el 27 de Octubre de 1971.

EDAD POTASIO-ARGON Y PALEOMAGNETISMO
DE ROCAS IGNEAS DE LAS FORMACIONES
QUEBRADA DEL PIMIENTO Y LAS CABRAS
PROVINCIA DE MENDOZA, REPUBLICA ARGENTINA

Por DANIEL A. VALENCIO¹ y JOHN MITCHELL²

RESUMEN

Las edades potasio-argón de magmatitas de la Formación Quebrada del Pimiento (263 ± 5 millones de años) y de la Formación Las Cabras (204 ± 3 millones de años) son acordes con las edades geológicas (Pérmico medio y Triásico medio-superior, respectivamente) asignadas a las mismas.

Los datos paleomagnéticos-radiométricos de la Formación Quebrada del Pimiento permiten definir un breve período en el que el campo magnético terrestre tuvo polaridad normal en el Pérmico medio, dentro del Intervalo Magnético Kiaman (Intervalo del Paleozoico superior de polaridad geomagnética reversa).

El tramo neopaleozoico de la curva de desplazamiento polar de América del Sur sugiere para la sección media del Grupo Paganzo (Paganzo II), aflorante en las inmediaciones de Los Colorados y Huaco, una edad mayor que la de la Formación Quebrada del Pimiento; ello es coherente con la edad potasio-argón de magmatitas intercaladas en sedimentos rojos del Paganzo.

ABSTRACT

The potassium-argon ages of igneous rocks from the Quebrada del Pimiento Formation (263 ± 5 m.y.) and from Las Cabras Formation (204 ± 3 m.y.), agree fairly well with the geological ages given to these formations (Middle Permian and Middle-Upper Triassic respectively).

The palaeomagnetic-radiometric data of the Quebrada del Pimiento Formation define a short period of normal polarity of the geomagnetic field in the Middle Permian, within the Kiaman Magnetic Interval (Late Palaeozoic Interval of reversed geomagnetic polarity).

The neopalaeozoic section of the polar wandering curve of South America suggests that the age of the Sección Media del Grupo Paganzo (Paganzo II) from Los Colorados and Huaco, is older than the age of the Quebrada del Pimiento Formation; that agrees with the potassium-argon ages of igneous rocks included in Paganzo red beds.

¹ Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.

² Department of Geophysics and Planetary Physics, School of Physics, University of Newcastle upon Tyne, Inglaterra.

1. INTRODUCCION

Una de las primeras tareas ejecutadas por investigadores del Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Buenos Aires, fue el estudio de formaciones magmáticas permo-triásicas y triásicas de la provincia de Mendoza (Valencio, 1969 *a* y *b*, y Vilas, 1969). La edad más probable de estas formaciones ha sido objeto de discusión, y recientemente se trató de asignar a algunas de las mismas, una edad acorde a sus antecedentes geológicos y magnéticos, (Valencio, 1970 *a*). Con el objeto de tener un nuevo elemento de juicio y de valorar dicha interpretación, los autores coordinaron determinar la edad radimétrica de algunas de estas magmatitas. El presente trabajo tiene por finalidad presentar los resultados de estos estudios y discutir su significado en relación con el Intervalo Magnético Kiaman (Intervalo del Paleozoico superior de polaridad geomagnética reversa) y la curva de desplazamiento polar de América del Sur.

2. ANTECEDENTES GEOLOGICOS

Valencio, 1969 *a*, ha determinado las características de la magnetización remanente natural de magmatitas de la llamada Serie Porfirítica (Groeber, 1929) o Choiyolitense (Groeber, 1946), aflorantes al sudoeste de San Rafael, provincia de Mendoza; en ese estudio la labor de campo fue efectuada sobre la base de la Hoja 27 *d*, San Rafael (González Díaz, 1963). De acuerdo a este autor (González Díaz, 1966), las magmatitas estudiadas corresponden al Grupo Cerro Carrizalito, equivalente a la Asociación Volcánica Tardiovariscica (Polanski, 1954 y 1957), al cual asigna edad suprapérmica. Al definir el ciclo Variscico, Polanski, 1966, sostiene que una de las manifestaciones póstumas de la Asociación Volcánica Mesovariscica, infrayacente a la aquí considerada, estaría dada por la Formación

Cochicó (276 millones de años), la que acotaría inferiormente a la Asociación Plutónica Tardiovariscica posterior; el citado autor asigna a uno de los batolitos graníticos de esta asociación una edad de 260 millones de años, y sostiene que la Asociación Volcánica Tardiovariscica con la cual finaliza el ciclo Variscico, carece de datación radimétrica. Según González Díaz, 1966, por encima de la Asociación Volcánica Tardiovariscica se presentan los sedimentos y magmatitas de la Formación Puesto Viejo, que el autor asigna a la parte inferior del Triásico medio y Bonaparte, 1967, al Anisiano inferior.

En su estudio paleomagnético, Valencio, 1969 *a*, incluye a magmatitas de la facies básica (Areas 3, 4, fig. 1, del citado trabajo), y de la facies ácida (Areas 1 y 2), del Grupo Cerro Carrizalito, a las que González Díaz, 1966, incluye en la Formación Quebrada del Pimiento y en la Formación Cerro Carrizalito, respectivamente. Las muestras cuyas edades potasio-argón se presentan en el presente trabajo, fueron obtenidas del Area 3, a dos niveles topográficos diferentes y corresponden a la Formación Quebrada del Pimiento, la más baja del Grupo Carrizalito. El estudio radimétrico incluyó a otras muestras de las facies básica y ácida de este grupo, las que arrojaron resultados negativos.

Vilas, 1969, ha realizado el estudio paleomagnético de magmatitas equivalentes a las más arriba consideradas, aflorantes en el ámbito de la Hoja 27 *c*, Cerro Diamante, Dessanti, 1956), por lo que son válidas para las mismas las conclusiones a las que aquí se arriben en lo que a edad geológica del Grupo Cerro Carrizalito se refiere.

Valencio, 1969 *b*, ha definido las propiedades de la magnetización remanente natural de un manto y cuatro filones capas aflorantes a lo largo de la Ruta Nacional 7, entre las localidades de Villavicencio y Uspallata, provincia de Mendoza. En la figura 1 del citado trabajo puede verse la ubicación planimé-

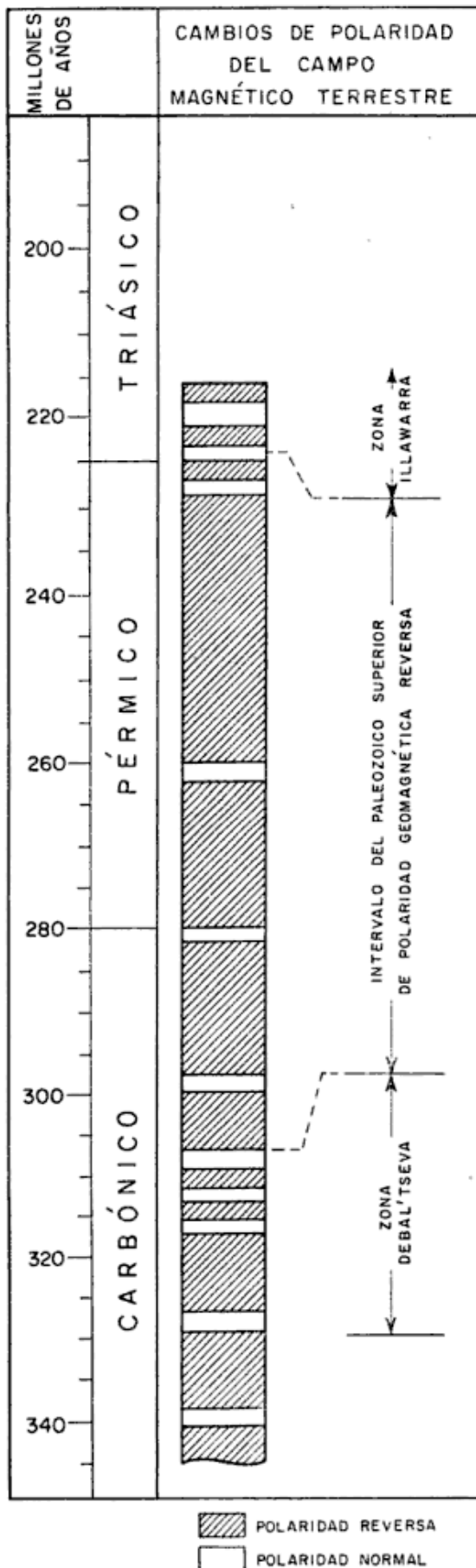


Fig. 1. — Representación esquemática del Intervalo del Paleozoico superior de polaridad geo-

trica de los lugares de muestreo, de acuerdo a un esquema geológico simplificado efectuado sobre la base de los estudios realizados por Harrington, 1941 y 1953. De acuerdo a este autor las magmatitas en cuestión pertenecen a la Formación Paramillos del Grupo Cacheuta, a la que asigna al Triásico superior. Con posterioridad las mismas magmatitas habrían sido incluidas en la parte alta de los Estratos de Las Cabras (Triásico superior, Stipanovic, 1957), en la Formación Potrerillos del Grupo Cerro Cocodrilo (Triásico medio, Rolleri y Criado Roque, 1968), y en la Formación Las Cabras del Grupo Rincón Blanco (Rolleri y Criado Roque, 1970). El estudio radimétrico que acompaña a este trabajo incluye resultados obtenidos de muestras provenientes del más alto, topográficamente hablando, de los filones capas más arriba mencionados. Muestras provenientes del manto de basalto acusaron un alto contenido de argón atmosférico, circunstancia que imposibilitó la obtención de edades radimétricas de confianza.

3. ESTUDIOS PALEOMAGNETICOS Y RADIMETRICOS

Los estudios paleomagnéticos de las magmatitas del Grupo Cerro Carrizalito de la región del Nihuil y de la Formación Las Cabras de la zona de los Paramillos de Uspallata, fueron realizados en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Buenos Aires (Valencio, 1969 *a* y 1969 *b*, respectivamente).

La edad potasio-argón de estas magmatitas fue determinada por uno de los

magnética reserva (Intervalo Magnético Kiaman), Valencio y Mitchell, en prensa; el breve período de polaridad normal del Pérmico Medio (263 ± 5 millones de años), ha sido definido a partir del estudio paleomagnético-radimétrico de las rocas ígneas objeto del presente trabajo.

autores (J. M.), en el Laboratorio Geocronológico de la Universidad de Newcastle upon Tyne, Inglaterra. Para ello se recurrió al método de disolución isotópica convencional, utilizando un espectrómetro de masa Omegatron (Grasty y Miller, 1965) y análisis de fotometría de llama para el potasio. El contenido medio de potasio de cada muestra fue calculado de las determinaciones de siete análisis para las muestras 1248 y 1252 y de tres análisis para la muestra número 1493, cuadro I. El contenido de argón medio fue obtenido de las determinaciones de dos análisis para todas las muestras.

En el cuadro I se han resumido los datos analíticos obtenidos en este estudio radimétrico, así como también las características de la magnetización remanente térmica media de las rocas del mismo manto o área de la muestra cuya edad se presenta en dicho cuadro.

La edad potasio-argón de la Formación Quebrada del Pimiento ha sido obtenida en dos muestras diferentes (1248 y 1252); la coherencia entre las edades de cada una de estas muestras constituye una evidencia clara en favor de la validez de la edad radimétrica presentada; en efecto, si dichas muestras hubiesen estado afectadas por pérdida o "fijación" de argón, sus edades hubiesen sido discordantes entre sí.

4. INTERPRETACION DE LOS RESULTADOS

De acuerdo a los antecedentes geológicos más arriba sintetizados, la edad del Grupo Cerro Carrizalito (Choiyoilitense, Serie Porfirítica) debe ser menor que la de la Formación Cochicó (276 m.a.), pero mayor que la de la Formación Puesto Viejo (Triásico medio bajo).

Las magmatitas de la Formación Quebrada del Pimiento de dicho grupo presentan toda magnetización remanente térmica de polaridad normal, mientras que las incluidas en la Formación Cerro Carrizalito, presentan magnetización

remanente térmica de ambas polaridades, con neto predominio de las de polaridad normal (Valencio, 1969 a).

Resultados similares fueron obtenidos de las magmatitas equivalentes de la Hoja 27 c, Cerro Diamante (Vilas, 1969). Estas evidencias y lo conocido hasta ese entonces acerca del Intervalo del Paleozoico superior de polaridad geomagnética reversa (Intervalo Magnético Kiaman), llevó a Valencio, 1970 a, a asignar a las magmatitas en cuestión al Intervalo Pérmico superior-Triásico inferior.

Sin embargo, dicha interpretación podía variar si con posterioridad se encontrase un período de polaridad normal del campo geomagnético en el intervalo comprendido entre la transición Permo-Carbónica y el Pérmico superior. Esta posibilidad es válida para las magmatitas del Grupo Cerro Carrizalito dada la imprecisión de su edad más arriba señalada y ello fue lo que motivó la decisión de determinar su edad potasio-argón. Como se vio, las edades obtenidas en dos muestras diferentes de la Formación Quebrada del Pimiento de dicho grupo son coherentes entre sí, dando una edad media de 263 millones de años (Pérmico medio, Harland *et al.*, 1964), la que está en un todo acorde con los antecedentes geológicos y con la edad asignada al grupo por González Díaz, 1966. Luego se concluye que la edad más probable para la Formación Quebrada del Pimiento del Grupo del Cerro Carrizalito corresponde al Pérmico medio. Ello implica que por primera vez se tienen evidencias concretas para indicar la presencia de un período de polaridad normal en medio del Intervalo del Paleozoico superior de polaridad geomagnética reversa (fig. 1). En ese estado de cosas ya no es posible utilizar el concepto de Irving y Parry, 1963, para definir este Intervalo como aquél del Paleozoico superior en el cual durante unos 50 millones de años el campo geomagnético tuvo exclusivamente polaridad reversa. La figura 1 sintetiza esquemáticamente el conocimiento actual re-

CUADRO I

Resultados del estudio paleomagnético-radimétrico (potasio-argón) de rocas ígneas de la Formación Quebrada del Pimiento y de la Formación Las Cabras, provincia de Mendoza

Número de muestra	Análisis potasio-argón				Magnetización remanente térmica media				
	K ₂ O %	Argón radiogénico mm ³ /g	Argón atmosférico	Edad en millones de años	Número de muestra	D (°)	I (°)	α ₉₅ (°)	Polaridad
<i>Grupo C^o Carrizalito, Formación Quebrada del Pimiento</i>									
1248	2,63 ± 0,04	(2,44 ± 0,05) 10 ⁻²	9 %	262 ± 6	1247 _a	339	-55	6,5	Normal
1252	2,43 ± 0,05	(2,28 ± 0,04) 10 ⁻²	9 %	264 ± 6	1262				
<i>Formación Las Cabras</i>									
1493	1,05 ± 0,01	(7,49 ± 0,10) 10 ⁻³	25 %	204 ± 3	1881 _a	145	+74	7	Reversa
					1500				

$$\lambda_{\beta} = 4,72 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$$

$$\lambda_e = 0,584 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$$

$$K^{40}/K = 1.19 \times 10^{-2} \text{ atom } \%$$

Referencias : D e I son la declinación y la inclinación magnética medias, respectivamente ; N es el número de muestras empleadas en el cálculo, y α₉₅ es el círculo de confianza, dentro del cual se encuentra la verdadera dirección media de magnetización con una probabilidad de 95 %.

ferente al Intervalo del Paleozoico superior de polaridad geomagnética reversa (Valencio y Mitchell, en prensa), incluyendo los datos aquí presentados. En dicho trabajo se define al Intervalo en cuestión como aquél del Paleozoico superior en el cual el campo magnético terrestre tuvo predominante polaridad reversa durante un lapso de unos 70 millones de años, sólo interrumpido por breves períodos de polaridad normal en la transición Permo-Carbónica y en el Pérmico medio, y se analiza la posibilidad de utilizar el período de polaridad normal del campo geomagnético del Pérmico medio aquí definido, como un horizonte guía para correlacionar formaciones del Paleozoico superior.

Si bien, aparentemente hay criterio generalizado en ubicar dentro de la Formación Las Cabras a las magmatitas aflorantes en las inmediaciones del Paramillo de Uspallata, existen divergencias en cuanto a su edad, la que según diferentes autores podría oscilar entre el Triásico medio y el Triásico superior. El más alto, topográficamente, de los cuatro filones capas aflorantes en las vecindades del Paramillo de Uspallata tiene una edad portasio-argón de 204 ± 3 millones de años, cuadro I, lo que sugiere una edad triásica media-superior (Harland *et al.*, 1964), acorde con la edad geológica asignada a la Formación Las Cabras; en efecto, en este trabajo se fija el límite entre el Triásico medio y el superior a los 205 millones de años.

5. LA CURVA DE DESPLAZAMIENTO POLAR DE AMERICA DEL SUR

Las evidencias citadas en el capítulo precedente indican la necesidad de cambiar la edad asignada hasta ahora a algunos de los polos permo-triásicos de América del Sur. Así el polo paleomagnético determinado sobre la base de la magnetización remanente térmica de rocas del Choiyolite, Grupo Cerro Ca-

rrizalito (Valencio, 1969 *a*), debe ser considerado ahora como de edad pérmica media (263 ± 5 millones de años). Del mismo modo debería ser asignada una edad equivalente al polo paleomagnético calculado con rocas de las Formaciones Cerro Colorado - Cerro Bola (Vilas, 1969). Siguiendo las normas sugeridas por Valencio, 1970 *b*, estos polos deben ser individualizados ahora por las siglas ASP₅ y ASP₆ en vez de ASTr₂ y ASTr₃, respectivamente.

Por el contrario dichas evidencias confirman la edad triásica media-superior del polo ASTr₁ determinado a partir de la magnetización remanente térmica de un manto y cuatro filones capa del Grupo Cacheuta o Formación Las Cabras (Valencio, 1969 *b*).

En el estado de conocimiento actual, sólo se dispondrían de tres polos triásicos y permotriásicos que satisfacen condiciones mínimas de confiabilidad: ASTr₁, Las Cabras (74° S - 266° E, $d\psi = 11^\circ$, $d\chi = 18^\circ$); ASTr₄, Girón (76° S - 209° E, $\alpha_{95} \cong 16^\circ$) y ASTr₅, Villa Unión (77° S - 175° E, $\alpha_{95} = 6^\circ$) Valencio, 1970 *b*. Al respecto obsérvese las nuevas coordenadas aquí presentadas para el polo ASTr₄, Girón, las que reemplazan a las erróneamente presentadas en estudios anteriores (Creer *et al.*, 1969 y Creer, 1970), y citadas en numerosos trabajos posteriores. Analicemos críticamente las características de estos tres polos triásicos y permo-triásicos. Valencio, 1969 *b*, sugiere la posibilidad de que los tres filones capa topográficamente más bajos de la Formación Las Cabras, con las que fue calculado el polo paleomagnético ASTr₁, "se hayan originado en un mismo ciclo intrusivo"; si ello fuera así, existe la posibilidad de que no se hayan eliminado totalmente las componentes no dipolares del campo magnético terrestre en el cálculo del citado polo triásico, lo que explicaría los altos valores de los semiejes $d\psi$ y $d\chi$ de su óvalo de confianza. El mismo razonamiento conduce a pensar que no se han cancelado en su totalidad las componen-

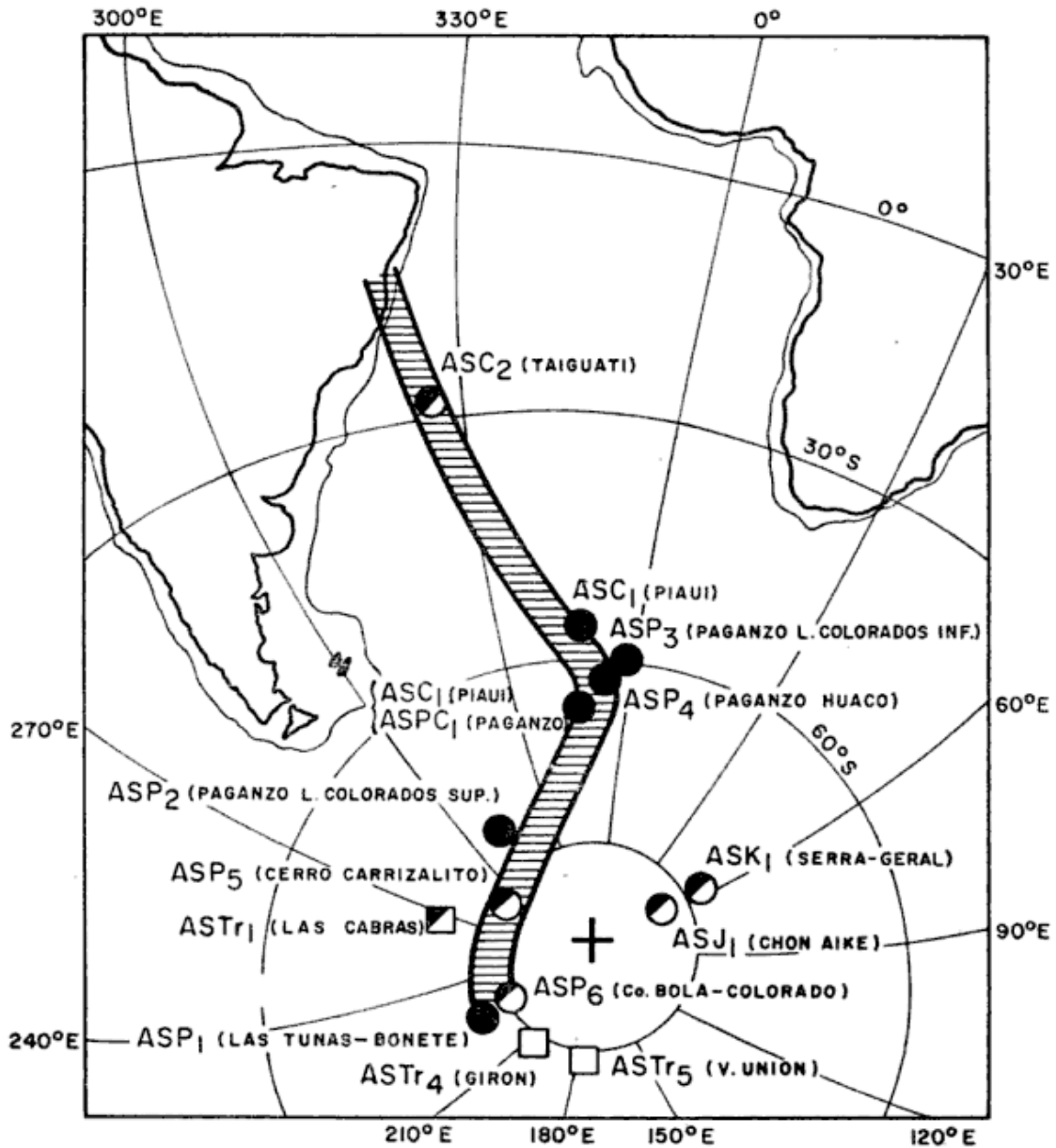


Fig. 2. — Polos paleomagnéticos de América del Sur cuyas edades están comprendidas entre el Carbónico inferior y el Cretáceo medio. Los polos del Paleozoico superior definen sin ambigüedades la curva de desplazamiento polar respectiva; los polos paleomagnéticos de esta edad han sido representados por circulitos para individualizarlos de los triásicos los que han sido indicados por cuadraditos. Los símbolos de los polos paleomagnéticos calculados con muestras exclusivamente de polaridad normal o reversa han sido pintados de blanco y negro, respectivamente, mientras que aquéllos calculados con muestras de ambas polaridades han sido representados con un predominio del color correspondiente a la polaridad magnética prevaleciente.

tes no dipolares del campo magnético terrestre en el cálculo del polo ASTR₄, Girón. Además existen discrepancias en relación a la edad de las sedimentitas del Grupo Paganzo con que fue calculado el polo ASTR₅, Villa Unión, a las que distintos autores ubican en diferentes posiciones dentro del lapso Pérmico-

Triásico inferior. En la figura 2, estos polos han sido representados por cuadraditos para diferenciarlos de aquéllos del neopaleozoico. En esta figura puede observarse que los polos ASTR₄ y ASTR₅ son razonablemente próximos entre sí, aunque algo separados de ASTR₁. El promedio de estos tres polos es 79° S - 231°

E, $\alpha_{95} = 16^\circ$, el que define una posición polar media triásica y permo-triásica para América del Sur próxima a la de sus polos suprapérmicos. Si bien existe una alta probabilidad que esta posición polar media sea próxima a la verdadera posición polar triásica, sería de interés disponer de nuevos polos paleomagnéticos determinados con formaciones de reconocida edad triásica de América del Sur para valorar o definir mejor dicha posición dado lo expuesto anteriormente.

En la figura 2 se han representado los polos paleomagnéticos de América del Sur cuyas edades van desde el Carbónico inferior-medio hasta el Cretácico medio y cuyos círculos de confianza son menores de 20° . Los mismos han sido individualizados siguiendo a Valencio, 1970 *b*, y teniendo en cuenta las modificaciones de edad sugeridas en este trabajo. El orden cronológico de los polos es llamativo, y permite utilizar la curva de desplazamiento polar neopaleozoica como elemento de datación. El tramo de la curva de desplazamiento polar comprendido entre el Carbónico inferior-medio (polo ASC₂, Formación Taiguati) y el Pérmico superior (polo ASP₁, Formaciones Las Tunas y Bonete), está muy bien definido. En orden cronológico decreciente se presentan el polo de la Formación Taiguati (ASC₂, Carbónico inferior-medio), los polos de la Formación Piauí (ASC₁ Carbónico superior) y de la sección media del Grupo Paganzo (Pérmico-Carbónico) denominados Los Colorados inferior (ASP₃) y Huaco (ASP₄), y el polo Los Colorados superior (ASP₂) del grupo anteriormente citado, todos obtenidos, con excepción del Taiguati, con muestras de polaridad reversa. Luego, continúan los polos del Choiyolitense del Grupo Cerro Carrizalito y de las Formaciones Cerro Bola y Cerro Colorado (ASP₅ y ASP₆ respectivamente, Pérmico medio), ambos calculados con rocas en las que predominan la magnetización remanente tér-

mica de polaridad normal. Si se tienen en cuenta las incertidumbres en las posiciones de estos polos, definidas por sus respectivos círculos u óvalos de confianza, el citado ordenamiento cronológico de los polos neopaleozoicos sugiere que las muestras de la sección media del Grupo Paganzo (Paganzo II) recogidas en Los Colorados y Huaco con las que se calcularon los polos homónimos, son de mayor edad que aquéllas utilizadas para calcular el polo del Grupo Cerro Carrizalito (263 ± 5 millones de años). Ello es coherente con las edades radiométricas de magmatitas intercaladas en los sedimentos de la sección media del Grupo Paganzo. En efecto, próximo a la base de la Formación La Colina (Paganzo II) se presentan magmatitas, las que fueron recientemente datadas por el método K/Ar (Thompson y Mitchell, 1972); el filón capa aflorante en las cercanías de la localidad de Paganzo indicó una edad radiométrica media de 266 ± 5 millones de años, mientras que muestras del basalto de la localidad de Las Torres indicaron una edad K/Ar media de 295 ± 5 millones de años, a la que dichos autores consideran como la realmente representativa de la edad de las citadas magmatitas.

El trazado de la curva de desplazamiento polar en la figura 2 ha sido finalizado en el Pérmico superior; como aún faltaría precisar la posición polar triásica y aún no está del todo claro si los polos jurásico ASJ₁, y cretácico ASK₁, son independientes entre sí o forman una población, se ha preferido no continuar el trazado de la curva más allá del Pérmico superior.

De lo hasta aquí expuesto surge que América del Sur habría alcanzado latitudes próximas a las que presenta actualmente ya en el Pérmico medio.

AGRADECIMIENTO

Los autores desean expresar su sincero agradecimiento a la Universidad de Buenos Aires y al Consejo Nacional de

Investigaciones Científicas y Técnicas de la República Argentina, y a la Universidad de Newcastle upon Tyne, Inglaterra, quienes han contribuido en distinto grado a la realización del presente trabajo.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

- Bonaparte, J. F., 1967. *New vertebrate evidence for a southern Transatlantic connexion during the Lower or Middle Triassic*. Paleontology, vol. 10, part. 4.
- Creer, K. M., 1970. *Palaeomagnetic survey of South American rock Formations. Parts I to V. Phill.* Trans. Royal Soc., vol. 267, N° 1183, 534-557.
- Creer, K. M.; Embleton, B. y Valencio, D. A., 1969. *Permo-Triassic and Triassic palaeomagnetic data from South America*. Earth and Planetary Science Letters, vol. 8, 173-178.
- Dessanti, R. N., 1956. *Descripción Geológica de la Hoja 27 c, Cerro Diamante (Prov. de Mendoza)*. Dirección Nacional de Minas. Bol. 85.
- González Díaz, 1963. *Descripción Geológica de la Hoja 27 d, San Rafael (Prov. de Mendoza)*. Informe inédito. Dirección Minas y Geología.
- 1966. *El hallazgo del Infra ? Mesotriásico continental en el Sur del área pedemontana mendocina*. Actas Geológica Lilloana, Tomo VIII, 101-134.
- Grasty y Miller, 1965. *The Omegatron: a useful tool for argon isotope studies*. Nature, 207, 1146-1148.
- Groeber, P., 1929. *Líneas fundamentales de la Geología de Neuquén y regiones adyacentes*. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología. Publicación N° 58.
- 1946. *Observaciones geológicas a lo largo del Meridiano 70. Hoja Chos Malal*. Revista Asociación Geológica Argentina, Tomo I, N° 3.
- Harland, W. B.; Smith, A. G. y Willcock, B., 1964. *The Phanerozoic Time-scale*. A symposium dedicated to Professor Arthur Holmes, Geological Society of London.
- Harrington, H. J., 1941. *Investigaciones geológicas en las Sierras de Villavicencio y Mal País (Prov. de Mendoza)*. Dirección de Minas y Geología, Boletín 49.
- 1953. *Descripción Geológica de la Hoja 22 c, Ramblon, Provincia de Mendoza*. Informe Inédito. Instituto Nacional de Geología y Minería.
- Irving, E. y Parry, L. G., 1963. *The magnetism of some Permian rocks from New South Wales*. Geophys Journal, 7, 395-411.
- Polanski, J., 1954. *Descripción geológica de la Hoja 26 c (La Tosca), Prov. de Mendoza*. Dirección de Minas y Geología.
- 1957. *Bloque Variscico de la Cordillera Frontal*. Revista Asociación Geológica Argentina, Tomo XII, N° 3.
- 1966. *Edades eruptivas Suprapaleozoicas asociadas con el diastrófismo Variscico*, Revista Asociación Geológica Argentina, Tomo XXI, N° 1.
- Rolleri, E. O. y Criado Roque, P., 1968. *La Cuenca Triásica del Norte de Mendoza*. Actas de las Terceras Jornadas Geológicas Argentinas. Comodoro Rivadavia (Chubut), 1966, Tomo I.
- 1970. *Geología de la Provincia de Mendoza*. IVas. Jornadas Geológicas Argentinas, Mendoza, 1969, 1-60.
- Stipanovic, P. N., 1957. *El Sistema Triásico en la Argentina*. Congreso Geológico Internacional, XXª Sesión; Sección II. *El Mesozoico del Hemisferio Occidental y sus correlaciones mundiales*. Ciudad de México, 1956, 73-112.
- Thompson, R. y Mitchell, J. R., 1972. *Palaeomagnetic and radiometric evidence for the age of the lower boundary of the Kiaman Magnetic Interval in South America*. Geophys. J. R. astr. Soc., 27, 207-214.
- Valencio, D. A., 1969 a. *El paleomagnetismo de una formación magmática del suroeste de la Provincia de Mendoza*. IVas. Jornadas Geológicas Argentinas, Tomo II, 375-396, 1970.
- 1969 b. *El paleomagnetismo de algunas magmatitas del Triásico Superior, Grupo Cacheuta*, Revista Asociación Geológica Argentina, Tomo XXIV, N° 3, 191-198.
- 1970 b. *Paleomagnetismo*. Informe de los Grupos de Trabajo, Seminario de Planeamiento sobre el Programa Geofísico Andino y Problemas Geológicos y Geofísicos relacionados. Conferencia sobre Problemas de la Tierra Sólida. Proyecto Internacional del Manto Superior. Buenos Aires, Octubre de 1970, 100-116.
- 1970 a. *Correlación Intercontinental de algunas formaciones de América del Sur sobre la base de estudios paleomagnéticos*. Revista Asociación Geológica Argentina, Tomo XXV, N° 4, 389-404.
- Valencio, D. A. y Mitchell, J. G. *Palaeomagnetism and K-Ar ages of Permo-Triassic igneous rocks from Argentina and the intercontinental correlation of Upper Palaeozoic-Lower Mesozoic Formations*. 24th. International Geological Congress. Montreal, Canadá. Section 3 B.
- Vilas, J. F., 1969. *Resultados preliminares del estudio paleomagnético de algunas formaciones triásicas del sud-oeste de Mendoza*. IVas. Jornadas Geológicas Argentinas, en prensa.

Buenos Aires, 5 de noviembre de 1971.

LITOLOGIA DE LA SECCION MEDIA DEL GRUPO PAGANZO EN LAS COMARCAS PAGANZO-AMANA Y OLTA-MALANZAN, PROV. DE LA RIOJA, REP. ARGENTINA

POR ELDA CRISTINA DI PAOLA¹

RESUMEN

En este trabajo se describen las características litológicas fundamentales de la sección media del Grupo Paganzo en Paganzo-Amaná y Olta-Malanzán. Se sintetizan también los resultados obtenidos por otros autores, en otras localidades. Se concluye que durante la deposición de las sedimentitas pérmicas tuvo lugar un acontecimiento volcánico que afectó, con seguridad la porción central y oriental de la cuenca. Asimismo predominó el mismo tipo de ambiente fisiográfico, de llanura aluvial, en condiciones climáticas similares.

ABSTRACT

In the present paper the fundamental lithological characteristics of the Middle Section of the Paganzo Group are described. The results obtained by others authors in others localities are also considered. It is concluded that a volcanic event took place during the deposition of the permian sedimentary rocks in the eastern and central portion of the basin. Besides the same physiographic environment under similar climatic conditions predominated in the various localities studied.

INTRODUCCION

Las generalidades de carácter regional no serán tratadas aquí, ya que han sido ampliamente discutidas por Azcuy y Morelli (1970 a, 1970 b), en cuyos trabajos puede consultarse una amplia lista de los estudios geológicos de las sedimentitas asignadas al "Paganzo". Se hará referencia a las investigaciones petrográficas o a aquéllas que aportan datos litológicos de interés, tales como Fidalgo (1962), Coira y Koukharsky (1968, 1970), Ramos (1968), Zuzek (1968), Teruggi *et al.* (1969) y Di Paola (1970).

¹ Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Univ. de Buenos Aires.

NOMENCLATURA ESTRATIGRÁFICA.

En el presente trabajo se ha adoptado el criterio propuesto por Azcuy y Morelli (*op. cit.*) de reunir en un grupo nominado Paganzo a todas las unidades homologadas con los Estratos de Paganzo de Bodenbender (1911) que posean rasgos litológicos comunes.

La sección media del Grupo Paganzo, como todo el grupo en sí, presenta una nomenclatura diversificada y localista (cuadro I), que debe ser racionalizada e integrada a partir de estudios petrologicos detallados.

La autora ha encontrado suficientes evidencias sedimentológicas para sinonimizar algunos de los nombres formacionales ya existentes, lo que sin duda

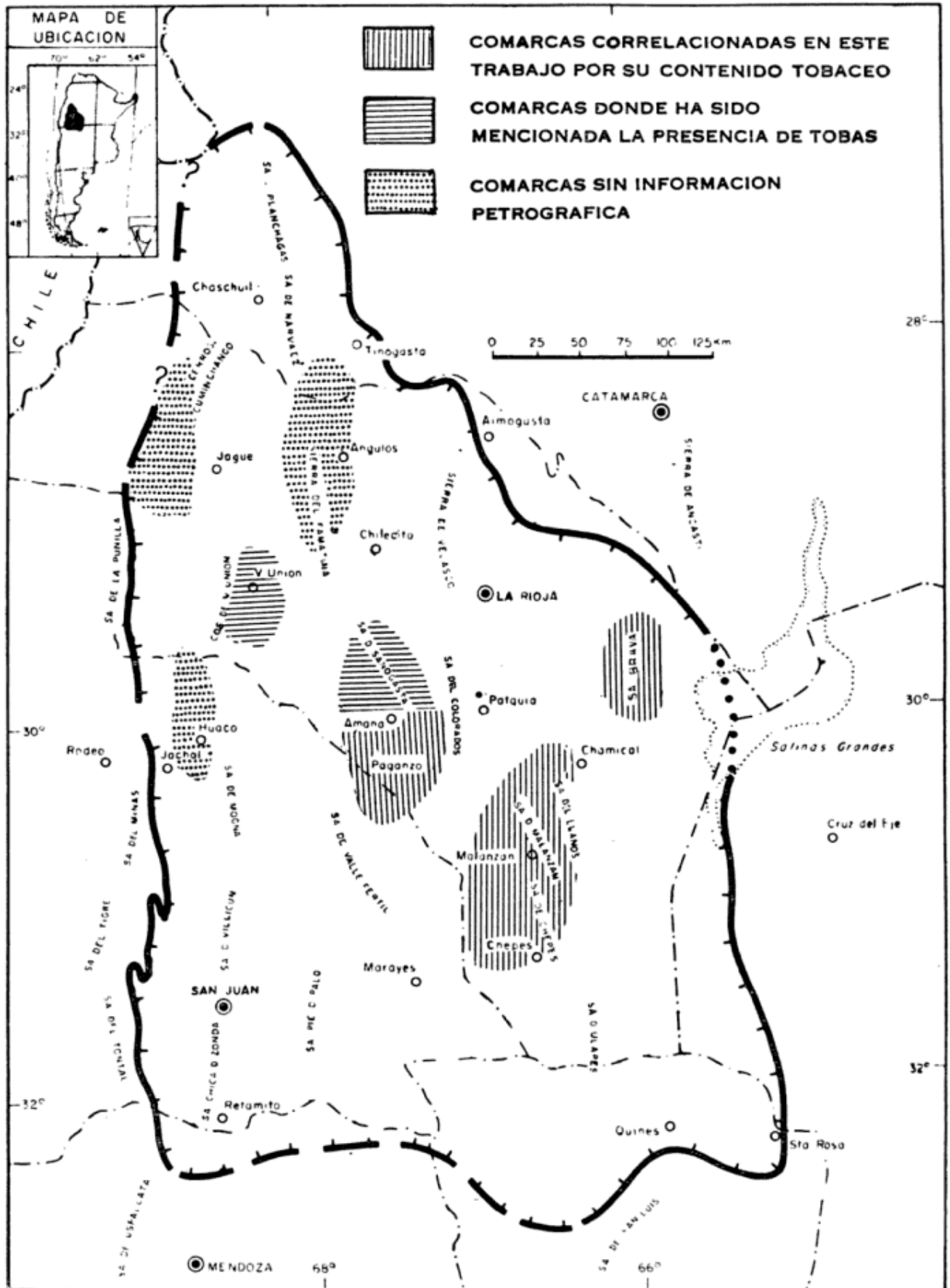


Fig. 1. — Los límites de la Cuenca del Grupo Paganzo, según Azcuy y Morelli (1970)

CUADRO 1

Bodenbender	Piso II (Estratos de Paganzo)	1911
Frenguelli.....	Estratos de Patquía	1944/46
Furque	Formación Ojo de Agua	1958/63
Fidalgo.....	» El Chacho	1962
Turner.....	» De La Cuesta	1964
Cuerda.....	» Patquía	1965
Romer-Jensen	» Tarjados/Talampaya	1966
Ramos.....	» Orcobola	1968
Zuzek	» Orcobola	1968
Coira y Koukharsky	» La Antigua	1968/70
Azcuy y Morelli	» La Colina	1970

contribuirá a facilitar estudios de esas sedimentitas.

Por esta razón, para no introducir nuevos nombres, se propone adoptar el de Formación La Colina para los afloramientos de la comarca Olta-Malanzán, que no habían sido denominados hasta el momento. Esta decisión fue tomada considerando que los afloramientos de la sección media en la sierra de Paganzo representan la sección tipo, por la magnitud de su espesor, claridad de sus relaciones con las formaciones inferior y superior y por sus características litológicas.

LITOLOGIA DE LA FORMACION LA COLINA

a) Comarca Paganzo-Amaná (fig. 1).

La Formación La Colina se asienta concordantemente sobre las sedimentitas de la Formación Lagares (carbónica), la cual está constituida por areniscas de tonos grisáceos, de grano mediano y grueso, parcialmente conglomerádicas.

Estas areniscas están compuestas por fragmentos de rocas graníticas y de sus minerales componentes. Entre ellas hay intercalaciones pelíticas carbonosas. Azcuy (1967), la ha dividido en tres miembros, de los cuales el superior es la verdadera transición gradual a la Formación La Colina.

Esta pertenece a la asociación litológica de *estratos rojos*, constituida por areniscas finas y limolitas rojas, con estratificación entrecruzada, que contiene trizas volcánicas, las cuales, cuando predominan, forman niveles tobáceos.

En los 800 m que conforman el espesor de la Formación La Colina existen por lo menos tres niveles netamente tobáceos; en el resto de las sedimentitas, los porcentajes de vitroclastos varían ampliamente.

En el estudio microscópico se ha clasificado las rocas según el porcentaje de vitroclastos en: *areniscas-tobáceas* (5 a 30 %), *tobas arenosas* (30 - 70 %) y *tobas* (70 - 100 %).

Las areniscas son *cuarzo-feldespatitas* finas y medianas (se ha utilizado la clasificación de Marchese y Garrasino 1969); tienen clastos angulosos o subangulosos, decreciendo la angulosidad hacia el techo de la formación. A veces presentan laminación, debido a la orientación de los granos elongados y de las láminas de mica. La fracción clástica está compuesta por cuarzo, plagioclasa y escaso microclino. Los fragmentos líticos, poco abundantes, son de plutonitas ácidas, vulcanitas ácidas y en algunos niveles superiores, mesosilícicas con textura andesítica.

El material intersticial lo forman pigmento férrico, analcima isótropa y muy poca calcita. En algunos clastos puede observarse crecimiento secunda-

rio de sílice, pero éste no es un rasgo distintivo de estas rocas.

Las *fangolitas*, cuando no tienen participación volcánica, presentan caracteres semejantes a los de las arenitas, con las diferencias texturales que produce la variación granométrica.

Las *areniscas tobáceas* y *tobas arenosas* tienen rasgos similares a los de las cuarzo-feldespatitas, excepto la presencia de trizas volcánicas transformadas en analcima.

Las *tobas* pueden ser confundidas macroscópicamente con limolitas o areniscas finas; son de color rojo, tenaces, con fractura concoidal, y a menudo presentan “nódulos” de hasta 1 mm de diámetro.

Se trata de rocas formadas por trizas volcánicas de tamaño arena fina y limo, muy pigmentadas por óxido de hierro.

Los “nódulos” son de analcima, tienen forma ovoidal y están rodeados por una “matriz” de sílice microcristalina. La fracción detrítica está compuesta por cuarzo y feldespato de tamaño limo, los cuales se encuentran distribuidos uniformemente tanto en los “nódulos” como en la “matriz” y el porcentaje no excede el 15 %. El material ferruginoso es más abundante en la “matriz”.

ANÁLISIS ROENTGENOGRÁFICO.

El estudio con rayos X de la fracción menor de 2 micrones revela que el único material de arcilla presente es la *illita*, escasa y mal cristalizada.

Entre los minerales intersticiales el más abundante es la *analcima*, que caracteriza esta sección del Grupo Paganzo. Los valores de sus espaciados (cuadro 2), difieren de los valores proporcionados por Deer, Howie y Zussman (1963) por lo que se supuso un contenido catiónico particular (cuadro 3).

Esta suposición fue corroborada en el análisis químico: el contenido de potasio es más elevado que el término medio (zona sombreada, fig. 2) y uno de los más elevados entre las muestras

CUADRO 2

Analcima de la Formación La Colina d Å	Analcima (Deer, Howie Zussman) d Å
5,56	5,61
4,82	4,86
3,65	3,67
3,42	3,43
3,22	
2,91	2,925
2,788	2,80
2,683	2,693
2,494	2,50
2,417	2,42
2,217	2,22
1,895	1,90
1,863	1,86
1,74	1,74
1,713	1,716
1,588	1,596
1,491	1,498
1,416	1,416
1,38	1,38
1,354	1,354

CUADRO 3

Análisis químico de una toba analcimo-silíceo *

	%
SiO ₂	66,52
Al ₂ O ₃	16,42
Fe ₂ O ₃	1,01
MgO.....	0,49
OCa.....	0,33
ONa ₂	6,55
OK ₂	2,62
H ₂ O+.....	5,59
H ₂ O-.....	0,30

* Analista Natalia K. de Kotelnikov. Laboratorio de Análisis Químicos, F.C.E.N., U.B.A.

dispuestas en el diagrama triangular de Steiner (1955).

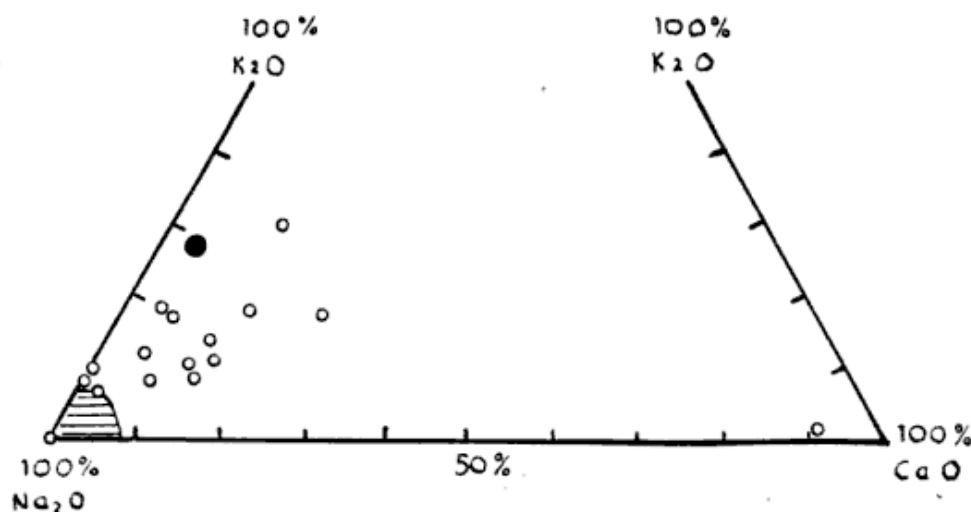


Fig. 2. — Diagrama triangular de Steiner, ONa_2-OK_2-OCa . La superficie rayada corresponde al mayor número de análisis, los círculos aislados son muestras de otras tantas localidades y el círculo negro es la analcima de la Formación La Colina, que posee 69.0 % de ONa_2 , 27.6 % de OK_2 y 3.4 % de OCa .

EDAD.

La edad asignada a esta formación por Azcuy y Morelli (1970), es *pérmica*.

AMBIENTE DE SEDIMENTACIÓN.

La granometría y estructuras sedimentarias de la Formación La Colina indican que el ambiente de sedimentación fue de planicie aluvial, con ríos portadores de arenas finas y limos, con zonas de baja energía: lagunas transitorias, meandros abandonados, etc.

b) Comarca Olta-Malanzán

Las sedimentitas de la Formación La Colina, se asientan en esta comarca sobre las de la Formación Malanzán (Furque, 1968), la cual fuera dividida en unidades informales por Braccacini (1946) denominadas Conglomerado Basal, Grupo de la Divisoria, Conglomerado Intermedio, Esquistos Carbonosos y Conglomerado Amarillo Verdoso a Violado. Está constituida por espesos bancos de conglomerado, entre los cuales hay intercaladas areniscas y pelitas carbonosas, de edad carbónica.

El pasaje a la Formación La Colina parece ser transicional, o por lo menos lo es la intercalación de los primeros niveles de areniscas conglomerádicas de color rojo en la porción superior de la Formación Malanzán, lo que se observa en algunas localidades (Loma Larga, Quebrada de Olta, etc.).

Los mejores afloramientos de la sección media del Grupo Paganzo, se encuentran al este de la localidad de Olta y están formados por fangolitas y areniscas finas rojas, con estratificación entrecruzada. Hay intercalaciones lenticulares de areniscas gruesas (relenos de cauce).

El rasgo distintivo lo constituyen niveles de tobas nodulares de color blanco rosado, que fueran descritas como calizas pseudoolíticas parcialmente silicificadas (Braccacini, 1946). El espesor de esta toba en las elevaciones de Olta oscila entre 0,15 y 3,50 metros.

En las canteras que se encuentran en ambos lados del camino Olta-Olpas se han medido espesores de hasta 6 m, no habiendo alcanzado el laboreo la base del banco. Es de interés hacer notar que en estas canteras, las tobas se explotan

como lajas para la construcción y revestimiento. En las mismas se puede observar con singular claridad ondulitas, calcos de carga, etc., y restos de plantas. Se disponen en banquitos de 4 a 5 cm de espesor, separados por las superficies con ondulitas y calcos.

Las areniscas y fangolitas rojas, que le confieren el color predominante a los afloramientos de esta formación, tienen zonas de coloración verdosa, debido a procesos de reducción, estratificación entrecruzada fina, rellenos de cauce. Las fangolitas poseen exfoliación esferoidal.

Las rocas, sin participación volcánica son *fangolitas, arenitas y paraarenitas cuarzo - micáceas*, muy pigmentadas por óxido de hierro. Los contornos de los clastos son angulosos y subangulosos, hay orientación de minerales elongados y de micas. Predominan el cuarzo, las micas blancas y los feldespatos alcalinos. Intersticialmente abunda el pigmento férrico y la analcima. La calcita es escasa.

Las *tobas arenosas* y las *areniscas tobáceas* no son muy abundantes, y poseen las mismas características petrográficas ya enunciadas para las areniscas.

Las *tobas* tienen características texturales muy peculiares, como fuera indicado en párrafos anteriores. Son de color blanco-rosado, con superficie de alteración rosa-morado. Pueden ser confundidas con calizas nodulares u oolíticas debido a los nódulos, que poseen hasta 2 mm de diámetro.

Microscópicamente son semejantes a las descritas para la Comarca de Paganzo-Amaná, los nódulos, de forma ovoidal, son de analcima. Se observan dos tipos de tobas: unas, cuyos "nódulos" son de vitroclastos de tamaño arena fina, aglutinados y transformados en analcima, rodeados por una "matriz" de polvo volcánico silicificado. El otro tipo de tobas está constituida enteramente por material volcánico muy fino, en el que los "nódulos" se distinguen de la "matriz" que es silíceo, por su composición ceolítica.

La sílice es microcristalina. El material férrico se dispone en la periferia de los "nódulos". Los clastos detríticos son escasos, se distribuyen uniformemente en los "nódulos" y la "matriz" y, cuando está orientados, las líneas de orientación atraviesan los "ovoides".

ANÁLISIS ROENTGENOGRÁFICO.

El análisis de los minerales de arcilla evidencia la presencia de *illita* y *montmorillonita*. El diagrama de la analcima tiene los mismos espaciados que la analcima de la comarca Paganzo-Amaná (cuadro 2).

EDAD.

Según Braccacini (1946), los elementos plantíferos encontrados en el arroyo del Totoral, en sedimentitas pertenecientes a la sección media del Grupo Paganzo, indicarían una edad pérmica.

AMBIENTE DE SEDIMENTACIÓN.

Tanto la granometría de la secuencia como sus estructuras, indican el origen fluvio-lacustre para estas sedimentitas. Ambiente fluvial de ríos de potencia relativamente escasa, con épocas de crecientes (rellenos de cauce). El ambiente lagunar queda evidenciado por la disposición en bancos delgados y estructuras sedimentarias de las tobas.

PETROLOGÍA DE LOS MINERALES DIAGENÉTICOS.

La analcima intersticial, común en toda la secuencia sedimentaria de la Formación La Colina, está estrechamente vinculada con la presencia del vidrio volcánico. La formación de este tectosilicato con su particular contenido catiónico es función de la *composición original del vidrio*; de la naturaleza de las *aguas circulantes* y del *tiempo* en que han estado en contacto los fluidos con los vitroclastos. La pendiente regional, suave, debe haber determinado en la etapa de sote-

rramiento poco profundo, un sistema de circulación restringida, que favoreció la concentración de cationes. Asimismo, el clima debe haber sido factor importantísimo; la existencia de pigmento rojo indicaría clima cálido, estacional.

Otro hecho importante es determinar la formación de los "nódulos" de analcima, rodeados por "matriz" de sílice microcristalina, en las tobas. Se ha relacionado la formación de dichos nódulos con la baja energía cinética y el pH elevado del ambiente deposicional (lagunas de aguas alcalinas), rasgos que se acentuaron en el estadio de soterramiento poco profundo, caracterizado por la circulación lenta de los fluidos intersticiales. Las lluvias de cenizas volcánicas en cuerpos de aguas tranquilas y poco profundas, dieron como resultado la acumulación de abundante vidrio volcánico en ambiente subácuo, cristalizando la analcima a partir de núcleos. La formación del tectosilicato empobreció en cationes la zona adyacente a los nódulos, disminuyendo consecuentemente el pH, lo que explicaría la precipitación de sílice microcristalina en los espacios entre los ovoides.

La presencia de las arcillas, illita y montmorillonita puede estar relacionada con la formación de la analcima, aunque no se descarta que pueda ser detrítica, ya que no se encontró ningún elemento de juicio que permita determinar su origen.

c) Otras localidades.

Fidalgo (1962) en la descripción de la Hoja 17 d Catizaco, menciona la Formación El Chacho (pérmica), un perfil en Los Mogotes, formado por areniscas de grano fino con variaciones en la fisibilidad, silicificación, contenido de arcilla, etc. De su descripción surge que existen por lo menos dos niveles tobáceos, ya que menciona "1 m de arenisca de grano fino con nódulos color castaño morado, en cuya base se ven 10 cm de material tobáceo", y luego areniscas finas, 0,28 m de "tufitas con oolitos" y

0,10 m de toba silicificada. Unos metros más arriba señala la existencia de 0.15 m de tobas. Suponemos que el estudio petrográfico detallado de este perfil aportará datos valiosos respecto a la naturaleza de las rocas que lo componen.

Posteriormente Ramos (1968), en un perfil realizado en las Lomas del Divisadero (Hoja 20 f, Chepes), describe tobas vítreas finas de composición ácida, caracterizadas por agregados ovoides, que correlaciona con niveles tobáceos de la sierra Brava (Coira y Kourkharsky, 1968), y denomina a esta formación Orcobola. Teruggi *et al.* (1969) en el miembro medio de la Formación Patquía del cerro Guandacol señalan la presencia de "algunas tobas silicificadas" y en el miembro superior, psamitas, margas y tobas rojas.

Coira y Koukharsky (1970) en la sierra Brava (cerro Colorado) encontraron dos niveles tobáceos entre areniscas pérmicas de color rojo. Uno de los niveles de tobas vítreas finas y el otro de tobas gruesas de aspecto "brechoide o pseudoolítico", que correlacionaron con los niveles de la Formación Orcobola de Ramos (1968). Corresponde a estas autoras la primera observación respecto a la importancia de la actividad volcánica durante la sedimentación de esta sección del Grupo Paganzo.

Cabe agregar que se ha verificado la presencia de niveles de tobas nodulares blanquecinas en las muestras de un perfil realizado por el Dr. R. Caminos en el cerro Orcobola, las que son similares a las descritas para Olta.

CONSIDERACIONES FINALES

La conclusión más importante que puede obtenerse a partir de la litología de la sección media del Grupo Paganzo, en las localidades donde ha sido estudiada petrográficamente en detalle, es que poseen rasgos litológicos comunes. De ellos el más importante, desde el punto de vista estratigráfico, es la presencia de *tobas, tobas arenosas y areniscas to-*

báceas, intercaladas entre areniscas y fangolitas de *color rojo*. También la *naturaleza "nodular"* de las tobas es un rasgo textural común entre las rocas piroclásticas de las localidades de Paganzo, Olta, Chepes, Orcobola, sierra Brava, etc.

La naturaleza de los nódulos, sus formas ovoides, la relación espacial con los clastos detríticos, etc., y las estructuras sedimentarias, permite suponer la formación de nódulos de analcima en ambiente subácueo de aguas tranquilas. La composición del tectosilicato estaría directamente relacionada con la composición del vidrio volcánico, de las aguas connatas y con la fisiografía del área de deposición.

De lo expuesto surge que el otro rasgo común que presentan estas sedimentitas es el *ambiente de deposición*: planicies aluviales con zonas anegadas.

La actividad volcánica debe haber tenido pulsos de mayor intensidad. Es necesario tener en cuenta que la presencia de mayor cantidad de vitroclastos no siempre indica mayor intensidad volcánica. Esto se explica considerando que sincrónicamente, con iguales condiciones de aporte volcánico, en una planicie aluvial, en las zonas de mayor energía tendrá lugar mezclas de dos poblaciones: la detrítica aportada por el río y la piroclástica. En zonas de energía baja, lagunas, pantanos, etc., el aporte de detríticos es menor y los vitroclastos serán fracción dominante.

Esta aclaración, tal vez innecesaria, se hace para tratar de eliminar esquemas rígidos de correlación, especialmente entre localidades distantes, buscando igual número de niveles tobáceos. Las tobas pueden tener una "facies" de areniscas tobáceas debido a la diferencia de aporte señalada.

Con respecto al lapso durante el cual puede haberse desarrollado esta deposición, debe haber sido prolongado, si se considera las condiciones de acumulación y subsidencia en una planicie aluvial. El régimen sedimentario de planicie aluvial y la actividad volcánica con-

tinuaron durante la sedimentación de la Formación Amaná (permotriásica), lo que se pone de manifiesto en la granulometría, coloración, estructuras y composición de las rocas que la integran (Di Paola, 1970).

De este trabajo surge la necesidad de continuar los estudios petrográficos, extendiéndolos hacia el norte y el oeste de la cuenca, con el fin de determinar la naturaleza del aporte volcánico y la ubicación de los centros efusivos.

AGRADECIMIENTOS.

La autora agradece a los licenciados Carlos Azcuy y Jorge Morelli por las muestras de numerosos perfiles de las sierras de Paganzo y Vilgo.

Al licenciado C. Azcuy por el intercambio de ideas y la lectura crítica del manuscrito, y al Dr. Humberto Marchese por su colaboración en las tareas de campaña y la lectura del trabajo.

Al Dr. Mauricio Kejner por las facilidades proporcionadas por la Dirección de Minería de la Prov. de La Rioja.

LISTA DE LOS TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Azcuy, C., 1967. *Geología del extremo sur de la Sa. de Paganzo, Prov. de La Rioja. Trabajo final de Licenciatura*, Inédito. F. C. E. N.; U. B. A.
- Azcuy, C. y Morelli, J., 1970. *Geología de la Comarca Paganzo-Amaná. El Grupo Paganzo. Formaciones que lo componen y sus relaciones*. Rev. As. Geol. Ar., XXV, 4, 405-429.
- Bodenbender, G., 1911. *Constitución Geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes*. Rca. Argentina. Bol. de la Academia Nac. Cienc. Córdoba, XIX, 1, 5-221.
- Bracaccini, O., 1946. *Los estratos de Paganzo y sus niveles plantíferos en la Sa. de Los Llanos, Prov. de la Rioja*. Rev. Soc. Geol. Arg. I, 1, 19-61.
- Coira, B. y Koukharsky, M., 1970. *Geología y petrología de la Sa. Brava; Prov. de La Rioja*, Rca. Arg.; Rev. As. Geol. Arg., XXV, 4, 444-466.
- Cuerda, A., 1965. *Estratigrafía de los depósitos Neopaleozoicos de la sierra de Maz. (Prov. de La Rioja)*. II. Journ. Geol. Arg. Salta. Acta Geol. Lilloana, VII, 79-94.
- Deer, W.; Howie, R. y Zussman, J., 1963. *Rock forming minerals*. IV. J. Wiley and Sons.

- Di Paola, E., 1970. *Resultados preliminares del estudio sedimentológico del Grupo Paganzo en el área tipo Paganzo-Amaná, Prov. de La Rioja*, Rev. Asoc. Geol. Arg., XXV, 3.
- Fidalgo, F., 1962. *Informe Geológico de la hoja 17d Catizaco*, Dir. Nac. Geol. y Min.; inf. inédito.
- Frenguelli, J., 1944. *Apuntes acerca del Paleozoico superior del NW argentino*, Rev. Museo de La Plata; n. s. Geol. II, 15.
- 1946. *Consideraciones acerca de la "Serie de Paganzo" en las provincias de San Juan y La Rioja*, Rev. Museo La Plata, n. s. Geol. II, 18.
- Furque, G., 1958. *El Gondwana inferior de la Precordillera septentrional (Arg.)* Cong. Geol. Int. XX Sesión; Méjico.
- 1963. *Descripción Geológica de la Hoja Guandacol 17 b; Prov. La Rioja-San Juan*, Bol. Dir. Nac. Geol. y Min. 92.
- 1968. *Bosquejo geológico de la Sierra de Malanzán; La Rioja*, III. Jornada Geol. Argentina, I, 111-116.
- Marchese, H. y Fernández Garrasino, C., 1969. *Clasificación descriptiva de areniscas*, Rev. Asoc. Geol. Arg., XXIV, 3, 281-86.
- Ramos, V., 1968. *Descripción geológica de la Hoja 20f Chepes, Prov. de La Rioja*, Inst. Nac. Geol. y Min. Inf. inédito.
- Roemer, A. y Jensen, J., 1966. *The Chañares (Argentina). Triassic Reptile Fauna. II. Sketch of the geology of the Rio Chañares - Rio Gualo Region*, Breviora Mus. Comp. Zool. 252, Cambridge, Mass. USA.
- Steiner, A., 1955. *Wairakita, the calcium analogue of analcime, a new zeolite mineral*, Mineral Magaz., 30.
- Teruggi, M.; Andreis, R.; R. Iñiguez, M.; Abait, J., Mazzoni, M. y Spalletti, L., 1969. *Sedimentology of the Paganzo beds at Cerro Guandacol, Province of La Rioja; Gondwana Stratigraphy, UGS Symposium, Bs. As., Sect. III, 857-880, UNESCO, París.*
- Turner, J. C., 1964. *Descripción Geológica de la Hoja 15c Vinchina, Prov. de La Rioja*; Boletín Dir. Nac. Geol. y Miner. 100.
- Zuzek, A., 1968. *Descripción Geológica de la Hoja 18f Chamental, Prov. de La Rioja*, Inf. inédito. Inst. Nac. Geol. y Min.

Recibido el 1 de marzo de 1972.

LA FORMACION LAS SALINAS,
PALEOZOICO SUPERIOR DE CHUBUT (ARGENTINA)

PARTE II. BIVALVIA: TAXINOMIA Y PALEOECOLOGIA

POR CARLOS ROBERTO GONZALEZ¹

ABSTRACT

Bivalves from the Upper Paleozoic of Chubut province are here described. Five new species: *Nuculopsis* (*Nuculanella*) *camachoi*, *Quadratonucula argentinensis*, *Pyramus tehuelchis*, *P. primigenius* and *Palaeolima antinaoensis* are named and figured. Three species: *Euchondria* aff. *neglecta*, *Palaeoneilo* aff. *concentrica* and *Cypricardinia?* aff. *elegantula* are referred to previously described species and are also figured. Eight further species occur, but because of insufficient material, they are left with *nomina aperta*; they are: *Nuculopsis* (*Nuculopsis*) sp. I, *Phestia* sp. I, *Phestia* sp. II, *Phestia* sp. III, *Pyramus* sp., *Limipecten?* sp., *Cypricardinia?* sp. and *Sanguinolites?* sp.

In comparison with faunas outside the central Patagonian Basin, the closest apparent relationship is with certain elements of the fauna of the Australian Lower Permian.

The palaeoecological significance of certain of the species is considered and the phylogeny of the genus group *Pyramus* is briefly discussed.

RESUMEN

Se describen en este trabajo bivalvos del Paleozoico superior de la prov. de Chubut. Se le dio nombre y figura a cinco nuevas especies: *Nuculopsis* (*Nuculanella*) *camachoi*, *Quadratonucula argentinensis*, *Pyramus tehuelchis*, *P. primigenius* y *Palaeolima antinaoensis*. Tres especies: *Euchondria* aff. *neglecta*, *Palaeoneilo* aff. *concentrica* y *Cypricardinia?* aff. *elegantula* son referidas a otras previamente descriptas y están también figuradas. Aparecen ocho especies más pero por insuficiencia de material, son dejadas con *nomina aperta*, ellas son: *Nuculopsis* sp., *Cypricardinia?* sp. y *Sanguinolites?* sp.

En comparación con faunas halladas fuera de la cuenca patagónica central, la relación más cercana es con ciertos elementos de la fauna del Pérmico inferior de Australia.

Se considera la significancia paleoecológica de ciertas especies y se discute brevemente la filogenia del género *Pyramus*.

INTRODUCCION

El Grupo Tepuel está constituido por una potente columna litológica que, en

¹Miembro de la Carrera del Investigador Científico del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata.

la sierra de Tepuel, sobrepasa los 5.000 metros de espesor (Suero, 1948). Esta enorme acumulación constituye un importantísimo documento del Carbónico y probablemente parte del Pérmico de Gondwana en nuestro país. A través de este espesor se hallan numerosos niveles que contienen una rica fauna de inver-

tebrados fósiles, entre cuyos grupos más representados, por su abundancia relativa, junto con los braquiópodos y briozoarios, se encuentran los bivalbos. En el área de Las Salinas, podríamos decir que existe un marcado predominio de los bivalbos sobre los otros grupos, haciendo excepción de los briozoarios. De allí la importancia del estudio de estos moluscos, hasta ahora poco conocidos, a lo que puede sumarse la información que su estudio paleoecológico puede suministrar sobre el ambiente de sedimentación, por tratarse de organismos bentónicos, es decir, directamente vinculados con el fondo marino.

Intentamos con este trabajo contribuir al conocimiento de la fauna de invertebrados fósiles de la Cuenca Central Patagónica, en lo que se refiere a los bivalbos. Algunas de las especies aquí descritas, pertenecen a géneros representativos del Paleozoico superior de Gondwana y otras a géneros cosmopolitas de esa edad, las que a nuestro juicio, podrían aportar a los ya existentes, nuevos elementos de comparación para precisar tan importante evento geológico como lo es el límite Carbónico-Pérmico dentro del ambiente marino de esta cuenca.

Parte de este trabajo pertenece a la tesis doctoral del autor¹, a la que fueron agregadas algunas determinaciones paleontológicas efectuadas con posterioridad. Fue realizado mediante una beca del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, bajo la dirección del doctor Arturo J. Amos.

Excepto en los casos especificados en el texto, el material estudiado pertenece en gran parte a la colección del doctor Tomás Suero, quien la depositara en la Sección Paleontología Invertebrados del Museo de La Plata. Un espécimen de *Euchondria* aff. *neglecta* fue recolectado por el doctor S. Archangelsky y el resto por el autor.

¹ Presentada en la Escuela Universitaria de Ciencias Naturales de la Universidad Nacional de Tucumán.

AGRADECIMIENTOS

El autor desea expresar su agradecimiento, en especial al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, organismo que facilitó los medios económicos, y al doctor Arturo J. Amos, por su valiosa ayuda y sugerencias al dirigir este trabajo.

A la doctora Zulma J. Ageitos de Castellanos, malacóloga del Museo de La Plata y al doctor Horacio Camacho, Profesor Titular de la Cátedra de Paleontología de la Universidad de Buenos Aires, por sus valiosas sugerencias y la lectura del manuscrito.

A los doctores J. M. Dickins del Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics (Australia), B. Runnegar de la Universidad de New England (New South Wales) y J. B. Waterhouse de la Universidad de Toronto (Canadá), a quienes el autor efectuó consultas epistolares sobre problemas taxinómicos del material estudiado, y al doctor R. C. Whatley por sus oportunas sugerencias.

Agradecemos a las autoridades del Museo de La Plata por las facilidades otorgadas durante el desarrollo del trabajo.

Las fotografías fueron ejecutadas por el señor Luis Ferreyra, Jefe del Laboratorio Fotográfico del Museo de La Plata, y las figuras del texto por el señor C. R. Tremouilles, también de ese organismo, a quienes el autor expresa su agradecimiento.

DESCRIPCIONES SISTEMATICAS

Clase BIVALVIA Linné 1758

Familia NUCULIDAE Gray 1824

Género NUCULOPSIS Girty 1911

Observaciones: Algunas de las razones expuestas por Girty (1911) para la erección del género *Nuculopsis*, fueron cuestionadas por Schenck (1934), quien sin embargo aceptó el valor genérico del

mismo por reunir conchillas con borde ventral liso. Más adelante, Tasch (1953) erige el género *Nuculanella* para conchillas que en su opinión se aproximaban a *Nuculana*; pero posteriormente, al estudiar los Nuculidae del Pérmico inferior de Australia, Dickins (1963) examina el material de *Nuculanella piedmontia*, comprobando que el mismo pertenece a la familia Nuculidae. Dicho autor propone a *Nuculanella* como subgénero de *Nuculopsis*, definiendo además el subgénero *Nuculopsis*.

Entre los Nuculidae del Grupo Teupel que se describen en este trabajo, se encuentran representantes de ambos subgéneros, en el sentido de Dickins (*op. cit.*).

Subgénero *Nuculopsis* Dickins 1963

Observaciones: Dickins (1963) limita este subgénero para conchillas con umbones claramente "enrollados" y opistogiros, sin un área lunular claramente desarrollada.

Nuculopsis (*Nuculopsis*) sp. I

Lám. 1, fig. 1

Material: un molde interno de una valva izquierda.

Descripción: conchilla de forma subtriangular, anteriormente alargada, adelgazándose hacia adelante para terminar en un borde anterior redondeado. Borde ventral liso, moderadamente convexo. Borde posterior convexo. Umbón incurvado y opistogiro, ubicado en el tercio posterior de la conchilla. Placa cardinal con dos filas de dientes continuas por arriba del condróforo. Fila anterior con aproximadamente 12 dientes, que disminuyen de tamaño y aumentan su densidad hacia el condróforo; fila posterior con aproximadamente 7 dientes más pequeños que los anteriores, que adelgazan hacia el condróforo. Los últimos dientes de la fila anterior se apoyan sobre el borde anterior del con-

dróforo. Condóforo triangular, ligeramente opistoclino, situado en un plano interior con respecto a la placa cardinal, unido a ambas filas de dientes por debajo de las mismas. El condróforo es más profundo en su eje medio, donde posee un surco en media caña. Cicatrices de los músculos aductores subiguales: anterior subtriangular redondeada, de $\frac{1}{3}$ de la longitud de la conchilla y ubicada muy anteriormente en el borde dorsal anterior; aductor posterior redondeada y ligeramente menor que la anterior, ubicada junto al borde posterior. Una cicatriz correspondiente al protractor pedal anterior se observa claramente entre el aductor anterior y el umbón, pero muy cerca del primero. Por arriba del aductor posterior se encuentra la cicatriz del retractor pedal posterior, ligeramente más pequeña que la del protractor pedal anterior. En la región umbonal hay tres pequeñas cicatrices puntiformes, correspondientes a inserciones de músculos pedales. No se aprecia con nitidez la línea paleal, pero la misma parece ser simple. Ornamentación consistente en líneas de crecimiento concéntricas.

Dimensiones en mm

Longitud	Altura	A/L	Long. ant. ¹	Long. ant./L
11,6	8,7	0,75	7,1	0,61

¹ Long. alt. = distancia desde el borde anterior a la proyección vertical del umbón, tomada en sentido longitudinal.

Observaciones: este único ejemplar presenta ciertas semejanzas con *Palaeonuculata terminalis* Chronic (1949) (según Chronic, 1953) del Grupo Copacabana (Pérmico inferior) de Perú, de la que difiere esencialmente en la actitud menos opistogira del umbón y el ángulo menos pronunciado entre las filas an-

terior y posterior de dientes, debido a la mayor proyección hacia atrás del borde posterior en *Nuculopsis* (N.) sp. I. Se trata probablemente de una nueva especie, aunque la escasez del material disponible no permite obtener un conocimiento acabado de la misma.

Localidad: ejemplar MLP-11027 al N 260° de meseta Tehuelches, horizonte Urquiza, sierra de Languiño, Chubut.

Repositorio: Sección Paleontología Invertebrados. Museo de La Plata, MLP-11027.

Subgénero *Nuculanella* Tasch 1953

Observaciones: es característica de este subgénero la actitud más o menos recta de los umbones, los que además son ligeramente opistogiros e incurvados. Incluimos en este subgénero a algunos *Nuculidae* del Grupo Tepuel que presentan esas características.

Nuculopsis (*Nuculanella*) *camachoi* nov. sp.

Lám. I, figs. 2-5

Diagnosis: conchilla triangular redondeada, anteriormente alargada. Umbones ligeramente sobresalientes, posteriormente ubicados, opistogiros y suavemente incurvados. Ornamentación consistente en líneas de crecimiento concéntricas.

Descripción: el holotipo (MLP-11431) es un molde interno de una valva derecha, de contorno triangular redondeado, prolongada anteriormente. Borde anterior muy convexo. El borde posterior, suavemente convexo, se proyecta ligeramente por detrás del umbón. Umbo más bien recto, opistogiro y suavemente incurvado, débilmente sobresaliente con respecto al borde cardinal y ubicado a menos de $\frac{1}{4}$ de la longitud de la conchilla con respecto al borde posterior. Cicatrices de los músculos aductores subiguales: anterior del contorno oval, cuyo eje mayor, paralelo al borde anterior, es de aproximadamente $\frac{1}{3}$ de la longitud

de la conchilla. Aductor posterior de contorno semicircular y de $\frac{1}{4}$ de la longitud de la conchilla. Por arriba del aductor anterior se halla la cicatriz del protractor pedal anterior, profundamente impresa, de contorno suboval a subrectangular, de aproximadamente $\frac{1}{10}$ de la longitud de la conchilla y ubicada en el extremo anterior de la placa cardinal. Se pueden apreciar estrías de crecimiento paralelas al borde de la conchilla en el aductor anterior y el protractor pedal anterior. La cicatriz del retractor pedal posterior, profunda y de forma oval, ubicada arriba del aductor posterior, tiene las mismas dimensiones que el protractor pedal anterior. Sólo se aprecian con nitidez dos cicatrices puntiformes en la región umbonal. Línea paleal simple, bien visible. Denticulación aparentemente continua por arriba del condróforo; fila anterior con 10 dientes cuyo tamaño disminuye hacia el condróforo; fila posterior con aproximadamente 7 dientes, en general más pequeños que los de la fila anterior. Condóforo ligeramente opistoclino, triangular, cuyo margen ventral sobresale por debajo del margen inferior de la placa cardinal, formando un arco suave.

El paratipo A (MLP-11432) es un molde interno de una valva derecha que presenta las características del holotipo, pero en este caso no se halla preservada la región subumbonal de la charnela. En la región anteroumbonal, un surco delgado y somero se extiende hacia abajo y adelante sin alcanzar la zona central de la conchilla.

El paratipo B (MLP-11430) es un "steinkern" silicificado, con las cicatrices musculares profundamente impresas. El ejemplar posee por lo menos 4 cicatrices puntiformes, tres de ellas en la región apical umbonal y una en la zona distal lateral anteroumbonal.

Observaciones: las especies más próximas a *Nuculopsis* (*Nuculanella*) *camachoi* nov. sp., son *N. montpellierensis* Girty (1910), del Pérmico de Estados Unidos de América, y *N. (N.) banga-*

Dimensiones en milímetros

Ejemplar	Longitud	Altura	A/L	Long. ant.	Long. ant./L
MLP-11430	8,4	6,45	0,77	5,9	0,7
MLP-11431	9,9	7,25	0,73	6,5	0,66
MLP-11432	10	7,35	0,73	7	0,7
MLP-11433-A	9,8	8	0,82	7	0,71
MLP-11433-B	14,9	10,9	0,73	11,2	0,75
MLP-11433-C	18,6	13,6	0,73	12	0,65
MLP-11433-D	13,15 ¹	9,95	0,76	9,5	0,72

¹ Estimado.

raensis Dickins (1963), del Pérnico inferior del oeste de Australia. Sin embargo, de la primera se distingue por la mayor longitud de su parte anterior; con respecto a la segunda, sus umbones son menos opistogiros y sobresalientes.

Origen del nombre: dedicado al doctor Horacio Camacho, prestigioso paleontólogo argentino.

Localidad: holotipo (MLP-11431) al naciente de La Carlota, concreciones inferiores al horizonte con *Spirifer*, sierra de Tecka. Paratipo A (MLP-11432) de camino Colán Conhué - B. Alemán, 2º horizonte, sierra de Languiño. Paratipo

B (MLP-11430) de inmediaciones de cerro Toba, Colán Conhué, sierra de Languiño. Otros ejemplares: MLP-11433 al N 260° de casa Roelse (hoy Zarza), sierra de Languiño, Chubut..

Repositorio: Sección Paleontología Invertebrados, Museo de La Plata. MLP-11430/33.

Familia **MALLETIIDAE**

Adams y Adams 1858 (fide Moore 1969)

Observaciones: la asignación del género *Quadratonucula* a la familia Nuculidae por parte de Dickins (1963), se basó en la supuesta existencia de un condróforo en *Q. australiensis*, la especie tipo, pero hasta el presente esta estructura no ha sido observada en ninguna de las especies conocidas. En peletas del Grupo Tepuel aparecen especímenes que poseen las características de este género, pero que en ningún caso presenta dicha zona bien conservada, por lo que no aportan nuevos elementos en tal sentido.

A menos que pueda demostrarse la presencia de un condróforo en nuevo material, lo que parece improbable, *Quadratonucula* debe ser mantenido en la familia Malletiidae, como ha sido ubicado en el Treatise on Invertebrate Paleontology (Moore, 1969).

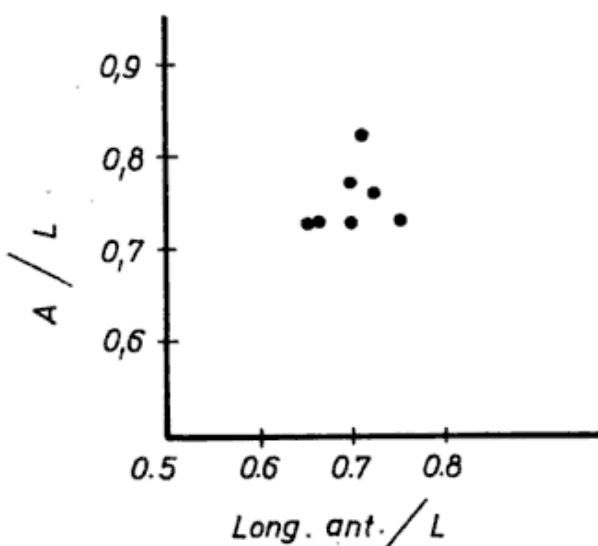


Fig. 1. — Gráfico de relación de dimensiones para 7 ejemplares de *Nuculopsis (Nuculanella) camachoii* nov. sp.

Género **QUADRATONUCULA** Dickins 1963

Observaciones: Dickins (1963, pág. 32) propuso este género para conchillas taxodontas del Pérmico inferior del oeste de Australia, de forma subcuadrada, incluyendo en el mismo a una especie del Carbónico de Inglaterra. Posteriormente, Waterhouse (1964) describe a otra especie perteneciente al Pérmico de Nueva Zelandia.

Los especímenes aquí referidos a este género, no muestran afinidad con ninguna de las especies conocidas hasta el presente.

Quadratonucula argentinensis nov. sp.

Lám. I, figs. 6-8

Diagnosis: umbones prosogiros y suavemente incurvados. Borde anterior convexo. Ángulo formado por los bordes posterior y ventral redondeado y ligeramente proyectado posteriormente. Exteriormente ornamentada con finas costillas concéntricas.

Descripción: el holotipo (MLP-11427) es un molde compuesto de una valva derecha, de forma trapezoidal, ligeramente más larga que alta, presentando la parte posterior del molde mayor altura que la anterior. Convexidad moderada. Umbón prosogiro y ligeramente incurvado, sobresaliendo muy poco del borde cardinal. Cresta umbonal posterior redondeada, extendiéndose desde el umbo hasta el ángulo postero-ventral, apreciándose a lo largo de la misma la mayor convexidad de la conchilla. Borde cardinal ligeramente convexo; se aprecia una leve angularidad entre las filas anterior y posterior de dientes. Borde posterior aproximadamente rectilíneo, formando con el borde cardinal un ángulo redondeado de 106° . Borde ventral suavemente convexo, formando con el borde posterior un ángulo redondeado de aproximadamente 56° que se proyecta hacia atrás. El estado de conservación del ejemplar no permite apre-

ciar el número de dientes, aunque se observa que los de la fila posterior son más numerosos y de menor tamaño que los de la fila anterior. Impresiones musculares muy débiles: cicatriz del aductor anterior de contorno circular, de aproximadamente $\frac{1}{6}$ de la longitud de la conchilla, ubicada muy alto junto al borde anterior; aductor posterior no observado. Línea paleal aparentemente simple. En la región central del molde se aprecian débiles impresiones de delgadas costillas concéntricas.

El paratipo A (MLP-11428) es un molde interno de una valva izquierda, la que presenta numerosas líneas de rotura por compresión. El ejemplar posee las características del holotipo, aunque su ángulo postero-ventral es menos prolongado. El ángulo formado por el borde cardinal y el borde posterior es de 122° . Se observan sólo 10 dientes de la fila posterior en forma de "V" abierta y 5 dientes en la fila anterior, pero su número completo no pudo establecerse. La angularidad que presenta la línea cardinal entre las filas anterior y posterior de dientes, es más notoria que la del holotipo. Impresiones musculares no visibles. En el mismo material se conserva el molde externo de un pequeño fragmento de la parte posterior de la valva derecha, el que conserva finas costillas concéntricas regularmente espaciadas. Es posible que algunas de las diferencias que se advierten en este ejemplar con respecto al holotipo, sean debidas al aplastamiento que evidencia haber sufrido.

El paratipo B (MLP-11429) es un molde compuesto de una valva derecha. Su parte posterior, aunque mal conservada, permite apreciar parte de la cresta post-umbonal bien marcada. La ornamentación externa se conserva en la parte inferior de la conchilla, compuesta por finas costillas concéntricas separadas por espacios intercostales aproximadamente iguales al doble del ancho de las costillas; se contaron 7 costillas concéntricas en un milímetro.

Dimensiones en milímetros

	Holotipo (MLP-11427)	Paratipo A (MLP-11428)	Paratipo B (MLP-11429)
Longitud.	7,3	7,7	8,7 ¹
Altura ...	6,5	6,9	7,6

¹ Estimado.

Observaciones: *Quadratonucula argentinensis* nov. sp. difiere de *Q. australiensis* Dickins (1963) de la Formación Fossil Cliff del Pérmico inferior (Artinskiano inferior) del oeste de Australia, por su ángulo posteroventral más proyectado hacia atrás, la parte posterior de la conchilla es más alta y el borde anterior más regularmente convexo. Se distingue de *Q. luciniformis* (Phillips) (según Hind, 1897), del Carbónico de Inglaterra, por su forma general: el borde ventral de *Q. argentinensis* nov. sp. es menos convexo y los umbones menos sobresalientes del borde cardinal. Además se diferencia de *Q. asimetrica* Waterhouse (1964) por su contorno menos cuadrangular.

Localidad: holotipo (MLP-11427) y paratipo A (MLP-11428) del perfil Marillán-Antinao-M. Gómez, al SW del punto 47; paratipo B (MLP-11429), ídem anterior, punto 75, sierra de Languiño, Chubut.

Repositorio: Sección Paleontología Invertebrados, Museo de La Plata, MLP-11427/29.

Género **PALAEONEILO** Hall y Whitfield 1869

Palaeoneilo aff. *concentrica* (Winchell)
(según Girty 1928)

Lám. I, figs. 9-13; Lám. II, figs. 1-3

Material: 12 ejemplares fragmentarios.

Descripción: conchilla de tamaño mediano, de contorno elíptico, posterior-

mente alargada y ligeramente rostrada; anteriormente globosa. Bordes dorsal posterior y ventral aproximadamente paralelos. Umbón prosogiro y ligeramente incurvado, ubicado a $\frac{1}{4}$ de la longitud de la conchilla con respecto al borde anterior. Charnela con dos filas de dientes, siendo los de la fila posterior más numerosos (aproximadamente tres veces) que los de la fila anterior y en general más pequeños. Ambas filas de dientes se unen por debajo del umbón. Ligamento externo opistodético, alojado en un surco ligamentario estrecho y alargado, ubicado por arriba de la fila posterior de dientes y que se extiende desde la región umbonal hacia atrás, desvaneciéndose progresivamente. Cicatrices de los músculos aductores desiguales: anterior débilmente impreso, de contorno aparentemente circular de $\frac{1}{12}$ de la longitud de la conchilla, ubicado cerca del borde anterior; aductor posterior del contorno oval, aproximadamente del doble del tamaño del aductor anterior ($\frac{1}{6}$ de la longitud de la conchilla), ubicado sobre la pendiente umbonal posterior, aproximadamente a $\frac{1}{7}$ de la longitud de la conchilla con respecto al borde posterior. Una cicatriz circular, de $\frac{1}{7}$ de tamaño del aductor posterior, se encuentra arriba y atrás de éste y por debajo del último diente de la fila posterior. En el espécimen MLP-11497 se contaron 8 cicatrices pedales circulares en la región umbonal. Línea paleal con un moderado seno sifonal; la mayor profundidad del seno llega a $\frac{1}{4}$ de la longitud de la conchilla con respecto al borde posterior.

Exteriormente, la conchilla posee un surco radial posterior que se extiende desde el umbón hasta la unión de los bordes ventral y posterior, adyacente a la cresta umbonal posterior; este surco produce una moderada concavidad en dicho borde de la conchilla. Por delante del surco, el borde ventral experimenta también una débil inflexión, aunque menos evidente que la del borde posterior. Lúnula y escudete muy estrechos.

Dimensiones en milímetros

Especimen....	MLP-11033-A	MLP-11028	MLP-11030	MLP-11497	MLP-11441	MLP-11029-B
Longitud.....	26 ¹	49 ¹	58	42 ¹	39,1	44 ¹
Altura.....	13,55	22,2	—	19,6	17 ¹	18,8 ¹
Long. ant.....	8 ¹	—	—	10,75	10 ¹	12,65
A/L.....	0,52	—	—	0,42	0,435	0,43
Long. ant./L...	0,305	—	—	0,255	0,255	0,287

¹ Valor estimado.

Ornamento externo de costillas concéntricas laminares, regularmente espaciadas en el centro de la conchilla (aproximadamente dos costillas en dos milímetros). Entre las costillas concéntricas se intercalan numerosas líneas de crecimiento (aproximadamente 10 líneas de crecimiento entre dos costillas consecutivas).

Observaciones: *Palaeoneilo* aff. *concentrica* es prácticamente indistinguible de *P. concentrica* (Winchell) (según Girty, 1928), de la Formación Pocono, del Mississippiano de Pennsylvania (Estados Unidos de América): la forma y ornamentación son muy similares, dentro de lo que es posible extraer del material disponible y de la información

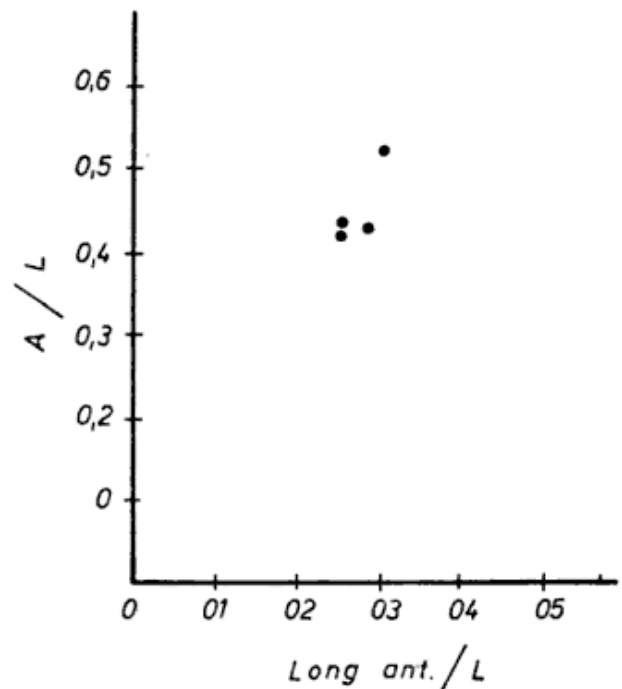


Fig. 3. — Gráfico de relación de dimensiones para 4 especímenes de *Palaeoneilo* aff. *concentrica*, del Paleozoico superior de Chubut.

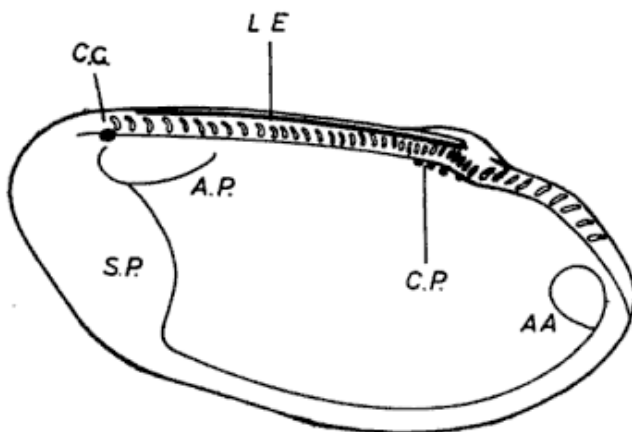


Fig. 2. — Reconstrucción esquemática del interior de la valva izquierda de *Palaeoneilo* aff. *concentrica*. AA, aductor anterior; AP, aductor posterior; CC, cicatriz circular; CP, cicatrices pedales; LE, ligamento externo; SP, seno paleal.

proporcionada por Girty. Dicho autor apreció pequeñas variaciones en los ejemplares por él estudiados, atribuyéndolas a deformación; en el material que acabamos de describir también fueron observadas ligeras variaciones.

En dos casos particulares (especimen MLP-11497 y espécimen MLP-11501), las caras anteriores de los dientes de la fila posterior presentan finas estrías transversales, normales al plano de la placa cardinal y aproximadamente rectilíneas, característica ésta que no fue

observada en otros especímenes que conservan los dientes posteriores; en este sentido no fue posible determinar, debido al estado de conservación del material disponible, si se trata de formas distintas o es ésta una característica común para este grupo de Palaeoneilos. Nuevas colecciones permitirán corroborar o excluir esta afinidad de las formas de Patagonia con *P. concentrica*.

Localidad: especímenes MLP-11028 al MLP-11033, al naciente de La Carlota, sierra de Tecka. Especímen MLP-11497 del perfil Marillán - Antinao - M. Gómez, punto 75, sierra de Languineo. Especímen MLP-11441 del miembro de lutitas gris oscuras del techo de la sección inferior del Grupo Tepuel, sierra de Tepuel (colec. autor). Especímen MLP-11501 al norte del puesto Tres Lagunas, sierra de Tepuel, provincia de Chubut.

Repositorio: MLP - 11028/33, MLP - 11497 y MLP-11501. Sección Paleontología Invertebrados, Museo de La Plata.

Familia **NUCULANIDAE**

Adams y Adams 1858 (fide Moore 1969)

Género **PHESTIA** Chernyshev 1951

Observaciones: no existe actualmente acuerdo sobre la validez del género *Polidevcia* Chernyshev (1951), al que Dickins (1963) considera sinónimo de *Phestia* Chernyshev (1951), opinión ésta que fuera mantenida por el Treatise on Invertebrate Paleontology (Moore, 1969).

Uno de los argumentos empleados por Chernyshev para distinguir a *Polidevcia* de *Phestia* fue, entre otros, la ausencia de condróforo en el primero, lo que fuera cuestionado por varios autores (Elías, 1957; Wilson, 1960; Dickins, 1963; Campbell y Engel, 1963 y Waterhouse, 1964), aun cuando la mayoría de ellos aceptaron la validez de ambos géneros; en tal sentido, *Waterhouse* (op. cit.) efectúa una defensa reconociendo

el valor genérico de *Polidevcia*, aclarando además la nomenclatura utilizada en estos casos.

Entre los phestínidos provenientes del Neopaleozoico de Patagonia, nos encontramos con formas que poseen características intermedias entre *Phestia* y *Polidevcia*. Ante esta circunstancia, consideramos adecuado por el momento, adoptar el criterio de Dickins (op. cit., pág. 36) en cuanto a que *Polidevcia* podría ser un subgénero de *Phestia*, basándonos en la diversidad de formas evidenciadas por estos Nuculanidae, hasta tanto dispongamos de mejores elementos de juicio.

Phestia sp. I

Lám. III, fig. 4

Material: un molde externo de ambas valvas cerradas al que le falta gran parte de la valva derecha, y un molde externo de una valva izquierda.

Descripción: conchilla pequeña, parte anterior globosa; posteriormente alargada, afinándose hacia el extremo. Borde anterior de contorno circular. Borde dorsal anterior rectilíneo a ligeramente convexo. Borde ventral suavemente convexo en su parte anterior, rectilíneo en su parte posterior. Umbón sobresaliente, incurvado y ligeramente opistogiro. Lúnula débilmente visible. Escudete estrecho, delimitado exteriormente por un surco somero donde se desvanece la ornamentación externa.

Ornamentación consistente en costillas concéntricas bien redondeadas, re-

Dimensiones en milímetros

Especimen..	MLP-11523	MLP 11524
Longitud	8,1	10,9 ¹
Altura	4,1	6,3
Long. ant.	2,2	3

¹ Estimado.

gularmente espaciadas (8 a 9 costillas concéntricas por milímetro sobre el eje umbonal-ventral), separadas por espacios intercostales ligeramente más finos.

Caracteres internos desconocidos.

Observaciones: la especie más próxima a *Phestia* sp. I, en cuanto al parecido externo, parece ser *P. bellistriata* (Stevens, 1858) (según Girty, 1915, lám. 14, especialmente las figuras 1-2a), del Pennsylvaniano de U.S.A.; pero en *P. bellistriata* el umbón está ubicado casi en la mitad de la longitud de la conchilla, mientras que en *P. sp. I*, el mismo se encuentra apreciablemente más adelante, a menos de $\frac{1}{3}$ de la longitud de la conchilla con respecto al borde anterior. Sin embargo, la falta de información sobre los caracteres internos de *Phestia* sp. I, y la escasez del material disponible, no nos permiten efectuar una comparación ajustada entre estas dos especies.

El hecho de poseer lúnula y escudete simple, no limitado por una cresta o carena, ubica a los especímenes descritos en una posición intermedia entre *Phestia* y *Polidevcia*.

El material descrito fue referido al género *Phestia* por las razones arriba expuestas.

Localidad: espécimen MLP-11523 de arcillas negras de campo Roelse; espécimen MLP-11524 de Colan-Conhué ambas de sierra de Languiño, Chubut.

Repositorio: Sección Paleontología Invertebrados, Museo de La Plata. MLP-11523/24.

Phestia sp. II
Lám. III, fig. 5

Material: un molde compuesto de ambas valvas cerradas y un molde compuesto de una valva izquierda.

Descripción: conchilla phestinoidea, umbo sobresaliente. Borde ventral regularmente convexo, borde anterior de contorno circular. Bordes dorsal anterior y dorsal posterior cóncavos. Cicatri-

ces de los músculos aductores fuertemente impresas: anterior ubicada junto al borde anterior, de contorno circular y de aproximadamente $\frac{1}{8}$ de la longitud de la conchilla. Aductor posterior ubicado sobre la pendiente umbonal posterior, entre la cresta umbonal posterior y el borde dorsal posterior. Crestas umbonales anterior y posterior marcadas. Ornamentación consistente en finas costillas concéntricas: en el espécimen MLP-11528 se contaron 7 costillas en 1 mm, en la región central de la conchilla. En el espécimen MLP-11529 se puede apreciar la cresta subumbonal interna (surco en el molde, débilmente impresa) y muy finas y tenues estriaciones radiales con luz rasante.

Otros caracteres desconocidos.

Dimensiones en milímetros

Ejemplar	MLP-11528	MLP-11529
Longitud	18,55 ¹	17 ¹
Altura	10	9,6
Long. ant.	7,8	6

¹ Estimado.

Observaciones: por su forma general, *Phestia* sp. II se aproxima a *P. bellistriata* (Stevens, 1858) (según Girty, 1915, lám. 14, especialmente las figuras 10a-11) del Pennsylvaniano de Estados Unidos de América, de la que se diferencia por la cresta subumbonal interna menos marcada, el borde ventral más convexo y el borde dorsal anterior más cóncavo. Se distingue de *Phestia* sp. I (aquí descrita) por su borde anterior más proyectado hacia adelante, mayor convexidad del borde ventral y concavidad de los bordes dorsal anterior y dorsal posterior. Podría tratarse de una nueva especie, pero la escasez del material y su estado fragmentario, como el desconocimiento de otras estructuras internas no permiten comprobarlo.

Localidad: espécimen MLP-11529 al N del puesto Antinao, Las Salinas, sierra de Languiño. Especimen MLP-11528 del *Miembro LS* Leoncito 3 de la Formación Las Salinas, asociado con *Pyramus tehuelchis* y *Pyramus primigenius* (aquí descriptos), Las Salinas, sierra de Languiño, Chubut (el último colectado por el autor).

Repositorio: Sección Paleontología Invertebrados, Museo de La Plata. MLP-11528/29.

Phestia sp. 111

Lám. III, figs. 6-7

Material: un molde interno de una valva izquierda.

Descripción: conchilla phestinoide, anteriormente globosa, posteriormente alargada y afinada. Borde ventral aproximadamente rectilíneo en su sección media; convexo en sus extremos. Bordes anterior y dorsal anterior continuos, de contorno circular a semielíptico. Borde dorsal posterior cóncavo, especialmente en su sección proximal al umbón. Umbón ligeramente sobresaliente del borde dorsal anterior, opistogiro e incurvado. Aductor anterior subcircular, ubicado sobre el extremo anterior de la cresta umbonal anterior, de aproximadamente $\frac{1}{8}$ de la longitud de la conchilla. Aductor posterior alargado ubicado sobre la cresta umbonal posterior, de impresión profunda y su superficie es aproximadamente igual que la del aductor anterior. Filas anterior y posterior de dientes separadas por un condróforo subumbonal estrecho, opistocline, de forma triangular, sobre cuyo margen anterior se apoyan los últimos dientes de la fila anterior. Se contaron 12 dientes en la fila posterior y 10 en la fila anterior, aproximadamente del mismo tamaño en ambas filas, pero ligeramente más pequeños hacia el condróforo en ambos casos.

Otros caracteres desconocidos.

Dimensiones en milímetros.

Longitud	18,25
Altura	10 (estimado)
Long. ant.	6,65

Observaciones: este único espécimen difiere de *Phestia* sp. I y *Phestia* sp. II (aquí descriptas) por su parte anterior globosa semielíptica y el umbón más sobresaliente. En cuanto a su contorno en general, *Phestia* sp. III podría ser comparada con *Nuculana etheridgei* Maxwell (1964), de la Formación Rand (Carbónico superior) del este de Australia, de la que sin embargo difiere en su parte anterior más alargada.

Localidad: espécimen MLP-11530 del perfil Pampa de Tepuel, punto 16, sierra de Tepuel, Chubut.

Repositorio: Sección Paleontología Invertebrados, Museo de La Plata. MLP-11530.

Familia **MEGADESMIDAE** Vokes 1967
fide Newell (en Moore, 1969)

Género **PYRAMUS** Dana 1847

Observaciones: es característica de *Pyramus* Dana (1847) la presencia de un diente en la valva derecha, ligamento opistodético corto, sulco radial anterior y una cicatriz pedal en el ápice umbonal, lo que determina el extremo estrecho y en punta del umbón, en moldes internos.

Pyramus, junto con otros géneros afines, fue considerado endémico para Gondwana (Runnegar, 1967, pág. 3) y sólo era conocido hasta el presente en depósitos pertenecientes al Pérmico. La aparición de nuevas especies de *Pyramus*, que se describen en este trabajo, especialmente en la sección inferior del Grupo Tepuel, amplía la extensión vertical de este género al Carbónico.

Pyramus tehuelchis nov. sp.

Lám. II, figs. 4-7

Diagnosis: conchilla de contorno suboval a subtriangular, de tamaño mediano (alrededor de los 6 cm de longitud). Parte inferior del borde anterior ligeramente proyectada hacia adelante. Umbones prosogiros e incurvados, ubicados muy anteriormente en la conchilla. Ornamentación compuesta por láminas de crecimiento regularmente imbricadas. Lúnula estrecha.

Descripción: el holotipo (MLP-11022) es un molde interno de ambas valvas cerradas ("steinkern"), de forma suboval a subtriangular. Borde dorsal posterior rectilíneo a ligeramente convexo; borde anterior más convexo y ligeramente proyectado hacia adelante en su mitad inferior. Borde ventral suavemente convexo; borde posterior convexo. Umbos prosogiros e incurvados, de posición muy anterior en la conchilla. Cresta umbonal posterior bien redondeada. Un sulco lateral somero se extiende oblicuamente desde el umbón hacia el borde ventral, siendo visible sólo en el molde correspondiente a la valva izquierda. La cicatriz del músculo aductor anterior es de impresión profunda, especialmente en sus bordes dorsal y posterior, de contorno cuadrangular en su parte superior y de aproximadamente $\frac{1}{6}$ de la longitud de la conchilla. La cicatriz del aductor posterior no es muy clara, notándose tan solo unas estriaciones sobre la cresta umbonal posterior, aparentemente alargada, aunque sin límites precisos. Línea paleal fuertemente impresa en la parte anterior, débil y poco visible en su parte posterior, por lo que no fue posible determinar la presencia de seno paleal. El aductor anterior presenta en su extremo dorsal anterior una prolongación o lóbulo que corresponde al protractor pedal anterior. Una cicatriz pedal umbonal se halla en el ápice del umbón. Desde la zona distal anterumbonal, hasta aproximadamente la mitad del camino al borde

ventral, se extiende un surco vertical en forma de cuña, adosado al borde posterior del aductor anterior; en la conchilla este surco sería una cresta que serviría de soporte al aductor anterior, coincidiendo su extremo inferior con el extremo anterior de la línea paleal. Valva derecha con un diente sobresaliente y redondeado, originado en un repliegue del borde dorsal anterior y de posición aproximadamente normal al plano de simetría de la conchilla.

El paratipo A (MLP-11025) es un "steinkern" que presenta las características del holotipo, pero en este ejemplar está muy bien conservado el lóbulo superior del aductor anterior, que corresponde a la cicatriz del músculo protractor pedal anterior; por encima del mismo se aprecia otra cicatriz muscular de contorno oval alargado y de impresión profunda, que corresponde al retractor pedal anterior. El diente de la valva derecha se presenta con su extremo ligeramente curvado hacia arriba. Línea paleal bien nítida en su parte anterior, pero desaparece hacia atrás.

El paratipo B (MLP-11026) es un fragmento de molde interno de una valva izquierda que conserva parte de los caracteres externos: una lúnula estrecha donde las "arrugas" de las láminas de crecimiento están interrumpidas por un surco, por arriba del cual sólo continúan las líneas de crecimiento, las que a su vez se prolongan por debajo del umbo en su cara interna. Una ligera depresión aproximadamente subumbonal del borde dorsal de la valva, marca la ubicación de una "foseta" correspondiente al diente de la valva derecha. Por detrás de la "foseta" existe un suave engrosamiento o pliegue subumbonal del borde dorsal, a modo de "diente" muy rudimentario, el que es seguido posteriormente por un surco ligamentario estrecho.

El paratipo C (MLP-11172) es un molde externo de una valva izquierda. En este espécimen se puede apreciar la ornamentación, consistente en anchas

Dimensiones en milímetros

Ejemplar.....	MLP-11022 (Holotipo)	MLP-11025 (Parat. A)	MLP-11023-A	MLP-11023-B	MLP-11072 ¹ (Parat. C)
Longitud.....	60,55	60,8	49	71,6 ²	62
Altura.....	43,85	43,04	35,8	48,7	42 ²
Ancho.....	22,25	21,9	—	—	—
Long. ant.	13,2 VD	17,3 VD	10 VI	20,30 VI ²	19,8 VI ²
A/L.....	0,72	0,70	0,73	0,68	0,68
Long. ant./L....	0,20	0,28	0,20	0,28	0,32

¹ Molde externo; las restantes mediciones fueron efectuadas sobre moldes internos.

² Valor estimado.

VI: valva izquierda. VD: valva derecha.

láminas de crecimiento regularmente imbricadas y cubiertas por líneas de crecimiento. La cresta umbonal posterior y el sulco lateral son también apreciables en este ejemplar, a pesar de que al mismo le falta un fragmento del borde ventral.

Observaciones: algunos Megadesmidae del Pérmico de Australia, entre los que se encuentra *Pyramus*, poseen comúnmente, según Runnegar (1966, pág. 347; 1967, pág. 16), dos cicatrices alargadas, una de ellas ubicada debajo del aductor anterior y que puede ser reemplazada por una corta fila de cicatrices puntiformes; la otra se encuentra debajo del aductor posterior. Ambas cicatrices están vinculadas a la línea paleal, se desconoce su función y raramente se conservan. Dichas cicatrices son conocidas como "a" y "b", respectivamente, y no fueron observadas en *Pyramus tehuelchis* nov. sp.

Algunas especies de *Pyramus* y otros géneros afines del Pérmico de Australia, como *Megadesmus* y *Myonia*, presentan estriaciones en la línea paleal y cicatrices puntiformes (pits) por arriba de la misma, las que corresponden a zonas de fijación del manto a la conchilla (Runnegar, 1967, pág. 16). En los especímenes MLP-11023-B y MLP-11023-C y en

menor proporción en el holotipo de *P. tehuelchis* nov. sp., se pueden apreciar surcos o estriaciones y crestas muy tenues de disposición radial, los que podrían homologarse a las cicatrices puntiformes de las especies australianas; las mismas llegan, en los ejemplares mencionados, hasta la línea paleal, produciendo la estriación de ésta.

La especie más cercana a la aquí descrita es *P. laevis* (Sowerby, 1938) (según Runnegar, *op. cit.*), del Sakmariano del este de Australia, pero en *P. tehuelchis* nov. sp. el umbo es más prosogiro, más incurvado y menos sobrasaliente con respecto al borde dorsal y está ubicado más cerca del borde anterior. Por otra parte, la forma general de la especie de Patagonia es más oval que la australiana. Exteriormente, *P. tehuelchis* nov. sp. presenta una cierta semejanza con *P. myiformis* Dana (1847), del Pérmico de Australia, especialmente con el ejemplar figurado por Runnegar (1967) en la figura 18 de la lámina 2.

Localidad: holotipo (MLP-11022), paratipo A (MLP-11025), paratipo B (MLP-11026), paratipo C (MLP-11172) y ejemplares MLP-11023 del perfil Pampa de Tepuel de Suero (sección inferior del Grupo Tepuel), sierra de Tepuel, Chubut.

Repositorio: Sección Paleontología Invertebrados, Museo de La Plata. MLP-11022/23, 11025/26 y 11172.

Pyramus primigenius nov. sp.

Lám. III, figs. 1-3

Diagnosis: conchilla muy convexa, de forma triangular redondeada. Umbón prosogiro, levemente incurvado y sobresaliente. Borde posterior oblicuamente truncado. Un sulco radial, ligeramente cóncavo hacia adelante, se extiende desde el umbón hasta el borde ventral, produciendo en el mismo un suave seno.

Descripción: el holotipo (MLP-11502) es un molde compuesto de una valva derecha, de contorno triangular redondeado, a la que le faltan fragmentos del umbón, parte posterior del borde dorsal anterior y parte posterior del borde ventral. Umbón sobresaliente con respecto al borde dorsal. Borde posterior oblicuamente truncado. Borde anterior convexo. un sulco radial tenue se extiende desde el umbón hasta el borde ventral, produciendo un suave seno en el mismo. Por detrás del sulco la conchilla presenta su mayor convexidad. La cresta umbonal posterior, de relieve relativamente suave, determina con el borde dorsal posterior un área triangular plana. Aductor anterior profundamente impreso, de contorno oval, cuyo eje mayor es aproximadamente paralelo al borde dorsal anterior y 5.6 veces menor que la longitud de la conchilla. Aductor posterior de forma oval, situado cerca del borde dorsal posterior y algo menor que el aductor anterior (6.5 veces menor que la longitud de la conchilla). Retractor pedal de contorno oval, ubicado por encima del aductor posterior; su eje mayor es algo menor que la mitad del aductor posterior. Seno paleal parcialmente visible, especialmente en su porción superior.

El paratipo A (MLP-11503) es un

molde compuesto de una valva izquierda a la que le falta un fragmento del borde dorsal anterior. En este espécimen se observan los caracteres del holotipo. La cresta umbonal posterior es menos marcada. Aductor anterior oval, con su eje mayor de posición dorsoventral y de aproximadamente $\frac{1}{6}$ de la longitud de la conchilla. Ornamentación consistente en láminas de crecimiento imbricadas, no muy marcadas, en las que se produce una ligera inflexión al atravesar el sulco radial.

El paratipo B (MLP-11504) es un molde compuesto de una valva derecha, cuyo umbón sobresale notablemente por arriba del borde cardinal. El umbón termina en punta debido a la presencia del molde de la cicatriz del músculo pedal umbonal. La cicatriz del aductor anterior es más profunda en su borde posterior; sobre su margen superior posee un pequeño lóbulo correspondiente a la cicatriz del músculo protractor pedal anterior y, un poco más arriba, la cicatriz del retractor pedal anterior. El sulco radial anterior no produce, en este espécimen, una inflexión en las láminas de crecimiento tan marcada como en los casos anteriores.

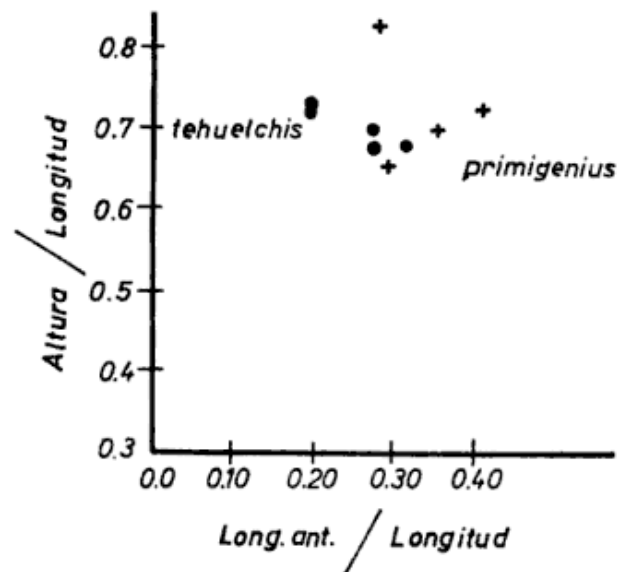


Fig. 4. — Gráfico de relación de dimensiones para dos especies de *Pyramus* del Carbónico de Argentina.

Dimensiones en milímetros

Ejemplar	MLP-11502 (Holotipo)	MLP-11503 (Parat. A)	MLP-11504 (Parat. B)	MLP-11505
	VD ¹	VI	VD	VD
Longitud	62,55	62,4	57,55	58,8
Altura.....	45,25 ²	43,6 ²	37,2	48,1
Long. ant	25,9	22,15 ²	17	16,55 ²
A/L.....	0,72	0,7	0,65	0,82
Long. ant./L	0,414	0,355	0,295	0,282

¹ VD: valva derecha. VI: valva izquierda.

² Valor estimado.

Observaciones: *Pyramus primigenius* nov. sp. se aproxima a *P. laevis* (Sowerby, 1938) (según Runnegar, 1967), del Sakmariano del este de Australia, por la actitud sobresaliente del umbón y su ubicación medial. Sin embargo, *P. primigenius* nov sp. es más globosa, con su mayor convexidad por detrás del sulco medio y su extremo anterior es más proyectado hacia adelante en su porción inferior. Además difiere de *P. tehuelchis* nov. sp. (aquí descripta) en su forma más triangular y posición del umbón más alejado con respecto al borde anterior.

Localidad: holotipo (MLP - 11502), paratipo A (MLP - 11503), paratipo B (MLP - 11504) y ejemplar MLP - 11505, del Miembro LS-3 de la Formación Las Salinas, Las Salinas, sierra de Languiño, provincia del Chubut (coleccionados por el autor).

Repositorio: Sección Paleontología Invertebrados, Museo de La Plata. MLP-11502/5.

Pyramus sp.

Lám. II, fig. 9

Material: un molde interno de una valva derecha.

Descripción: conchilla de forma elíptica más bien que triangular. Borde an-

terior convexo, proyectado hacia adelante; borde dorsal anterior ligeramente cóncavo. Borde dorsal posterior rectilíneo. Borde posterior truncado y redondeado. Umbón prosogiro, incurvado, no sobresaliente con respecto al borde cardinal posterior. Cicatriz del aductor anterior de contorno circular, 6 veces menor que la longitud de la conchilla. Aductor posterior débilmente impreso, aproximadamente del mismo tamaño que el aductor anterior. Del margen superior del aductor anterior se desprende un lóbulo alargado, de forma sinusoidal, correspondiente a las cicatrices de los músculos retractor y protractor pedal anterior unidos y a su vez unidos al aductor anterior. Cicatriz pedal umbonal situada en el ápice umbonal (desprendida al extraer el molde en látex). Línea paleal con un seno sifonal, cuya mayor extensión hacia el centro de la conchilla es 3.8 veces menor que la longitud de la misma, con respecto al borde posterior. Aparentemente, y por lo que es posible observar en el molde, el espécimen posee un sulco somero que se extiende desde el umbón hasta el borde ventral, cóncavo hacia adelante, por detrás del cual se encuentra la zona de mayor convexidad de la conchilla. Ninfa y surco del ligamento externo cortos, extendiéndose desde la zona umbonal hasta aproximadamente la mitad del borde dorsal posterior. El

extremo posterior del borde cardinal anterior posee una ligera protuberancia curvada hacia arriba, formando un diente rudimentario de posición subumbonal. El espécimen conserva el molde externo de la parte posterior del borde dorsal anterior, donde se aprecia una lúnula estrecha. Otros caracteres externos desconocidos. Valva izquierda desconocida.

Dimensiones en milímetros

Longitud	64,6
Altura.....	43,4
Long. aut.....	21,7

Localidad: Miembro LS-9 de la Formación Las Salinas, Las Salinas, sierra de Languineo, Chubut (coleccionado por el autor).

Repositorio: MLP-11520. Sección Paleontología Invertebrados, Museo de La Plata.

Familia **AVICULOPECTINIDAE**

Meek y Hayden 1864 (fide Moore 1969)

Género **EUCHONDRIA** Meek 1874

(fide Newell 1937)

Observaciones: una de las características más salientes de este género, es la presencia de surcos y crestas transversales al borde cardinal a ambos lados del resilífero, los que fueron interpretados por Newell (1937) como pequeños resilíferos (ligament pits) de un ligamento múltiple. Esto lo llevó a la erección de la familia Euchondriidae para agrupar los pectínidos con tales características. Actualmente, en cambio, se cree que esta estructura se debe a una retención neoténica del provinculum larval (Moore, 1969).

Euchondria aff. *neglecta* (Geinitz 1866)

(fide Newell 1937)

Lám. II, fig. 8

Material: dos ejemplares: uno de ellos con el molde externo de gran parte de la valva izquierda y parte de la placa cardinal de la valva derecha. Otro ejemplar consistente en el molde externo de un fragmento de una de las valvas.

Descripción: valva izquierda: conchilla delgada, aclina a ligeramente prosoclina. Borde cardinal rectilíneo; el ápice del umbón sobresale del mismo casi imperceptiblemente. Aurículas aproximadamente del mismo tamaño, siendo la aurícula anterior ligeramente mayor. El sulco que separa la aurícula anterior del cuerpo de la conchilla es más notable que el posterior. El borde anterior de la aurícula anterior forma con el borde cardinal un ángulo de 105°. La aurícula posterior es fragmentaria en su extremo posterior. La longitud del borde cardinal es de aproximadamente 9.5 mm. El estado fragmentario del material no permite estimar las medidas del cuerpo de la conchilla. La ornamentación externa de la valva izquierda consiste en finas costillas radiales o costa bien espaciadas (se contaron 25 costillas radiales en el cuerpo de la conchilla), que aumentan por intercalación hacia el borde ventral; algunas de ellas son ligeramente ondulantes. Finas costillas concéntricas o fila, regularmente espaciadas, dan a la conchilla un aspecto delicadamente cancellado; estas costillas concéntricas son ligeramente convexas hacia el umbo entre las costillas radiales, especialmente en la región central de la conchilla. En las intersecciones de las costillas radiales y concéntricas, se levantan tenues nódulos. En la aurícula anterior se contaron 5 costillas radiales muy tenues, y las costillas concéntricas son más numerosas y densas en su borde anterior. En la aurícula posterior se contaron también 5 costillas radiales, mientras que las costillas concéntricas se hacen más numerosas hacia su borde posterior.

Valva derecha: en el material estudiado sólo se conserva la estructura cardinal de la valva derecha, formada por una estrecha placa cardinal donde se destaca un resilífero subumbonal relativamente grande (aproximadamente 5.4 veces menor que la longitud del borde cardinal), de forma subtriangular a sub-oval. Por delante y detrás del resilífero, se encuentran sendas filas de pequeños surcos y crestas alternantes, cuyo tamaño y espaciado aumentan hacia los extremos de la charnela.

Observaciones: a pesar de lo exiguo del material disponible, el mismo posee, a nuestro criterio, suficientes elementos diagnósticos que lo acercan notablemente a *E. neglecta* (Geinitz, 1866) (según Newell, 1937, pág. 105), del Pennsylvaniano de Nebraska (U.S.A.); empero, en los ejemplares de Patagonia las costillas concéntricas son débilmente convexas hacia el umbo en los espacios entre las costillas radiales. Tan escaso material, y su estado fragmentario, hacen imposible una comparación más ajustada, aunque las medidas de *E. neglecta* (obtenidas del ejemplar figurado por Newell, *op. cit.*, lám. 19, fig. 1), coinciden con las del espécimen aquí descrito.

Localidad: espécimen MLP-11067 de La Carlota, sierra de Tecka; espécimen MLP-11436 de N 60° de meseta Tehuelches, lutitas de horizonte Urquiza, sierra de Languineo, Chubut (el primero colectado por S. Archangelsky).

Repositorio: Sección Paleontología Invertebrados, Museo de La Plata, MLP-11067 y 11575.

Género **LIMIPecten** Girty 1904

Observaciones: es con ciertas dudas que el material abajo descrito es referido a este género, cuya ornamentación externa se caracteriza por costae que crecen por intercalación y láminas de crecimiento concéntricas que se proyectan como cortas espinas.

Limipecten ? sp.

Lám. III, fig. 8

Material: dos moldes externos fragmentarios, aparentemente de ambas valvas: parte posterior de una valva derecha y la parte inferior de una valva posiblemente izquierda.

Descripción: valva derecha: borde posterior suavemente convexo. Aurícula posterior separada del cuerpo de la conchilla por un sulco auricular suave, conserva un fragmento muy pequeño del extremo posterior del borde cardinal. Ornamentación consistente en costillas radiales o costae (se contaron de 3 a 5 costae por milímetro en la parte inferior del borde posterior) y finas láminas de crecimiento imbricadas, cuya densidad es mayor que la de las costae (su densidad es irregular; se contaron de 8 a 13 láminas de crecimiento por milímetro en la misma zona). Los extremos de las láminas de crecimiento son ligeramente cóncavos hacia el umbo en los espacios entre las costae y su relieve resalta al atravesarlas, formando a modo de cortas "espinas".

Valva izquierda (?): borde ventral y borde anterior continuos, de contorno circular. Costae con crecimiento por intercalación, aunque poco frecuente, ligeramente ondulantes; su densidad junto al borde ventral es de 3 a 4 por milímetro. Láminas de crecimiento como en la valva derecha, pero su densidad varía de 13 a 15 por milímetro en el borde ventral.

Observaciones: la escasez del material disponible y, sobre todo su estado fragmentario, sólo permite efectuar una aproximación a nivel genérico, en base solamente a los caracteres ornamentales.

Localidad: espécimen MLP-11506 de la sección inferior del Grupo Tepuel, sierra de Tepuel, al ENE del puesto Herrera, Chubut (colectado por el autor).

Repositorio: Sección Paleontología Invertebrados, Museo de La Plata. MLP-11506.

Familia **LIMIDAE** Rafinesque 1815
(fide Moore 1969)

Género **PALAEOLIMA** Hind 1903

Palaeolima antinaoensis nov. sp.

Lám. III, figs. 9-10

Diagnosis: conchilla delgada, opistoclina, aurículas pequeñas. Exteriormente posee escasas arrugas concéntricas, líneas de crecimiento y finas costillas radiales primarias y en menor número secundarias, ligera e irregularmente ondulantes.

Descripción: el holotipo (MLP-11579) es un molde externo de una valva izquierda, ligeramente más larga que alta. Aurículas anterior y posterior aparentemente iguales. Umbón ubicado aproximadamente en la mitad del borde cardinal y ligeramente sobresaliente del mismo. Borde cardinal rectilíneo a ligeramente angular (ascendente en los extremos), formando con el borde posterior un ángulo de aproximadamente 110° (aurícula posterior). Borde posterior suavemente convexo, pasando insensiblemente al borde ventral, el que presenta mayor convexidad. Borde anterior rectilíneo, formando un ángulo de 130° con el borde cardinal (aurícula anterior). Exteriormente posee finas costillas radiales, ligera e irregularmente ondulantes. Estas costillas radiales son de dos tipos: primarias y secundarias. Las costillas primarias se extienden regularmente desde la región umbonal hasta el borde ventral, mientras que las costillas secundarias nacen, a distancias del umbo que difieren en algunos casos, ya sea por delante o por detrás de las costillas primarias, disponiéndose muy cerca de las mismas y su crecimiento es por intercalación. El número de costillas secundarias es mucho menor que el de las primarias: en la región ventral anterior se contaron 3 costillas primarias y dos secundarias en 2 mm; sin embargo, esta densidad no es constante. Las costillas radiales se desvanecen hacia las regiones umbonal y anterior. La cresta an-

teroumbonal determina con el borde anterior una zona triangular alargada plana, o pendiente anteroumbonal, donde no existen costillas radiales (la "lúnula", según Dickins, 1963). Caracteres internos desconocidos.

El paratipo A (MLP-11435) es un molde externo de una valva derecha, en partes fragmentario. Conchilla opistoclina, alargada anteroventralmente. Borde ventral convexo, continuo con el borde posterior. Borde anterior rectilíneo, fragmentario en su porción superior. Superficie externa con finas costillas radiales suavemente ondulantes, primarias y secundarias, encontrándose estas últimas especialmente en las regiones central y anterior de la conchilla. El área ubicada entre la cresta umbonal anterior y el borde anterior, es plana a ligeramente cóncava y está desprovista de costillas radiales, apreciándose sólo las líneas de crecimiento. Las líneas de crecimiento son finas, numerosas y en partes más notables que en el holotipo. Las costillas radiales se desvanecen hacia la región umbonal. Otros caracteres como en el holotipo.

Observaciones: la especie más próxima a *P. antinaoensis* nov sp. es *Palaeolima* sp. nov. Dickins (1963), del Pérmico inferior del oeste de Australia, de la que

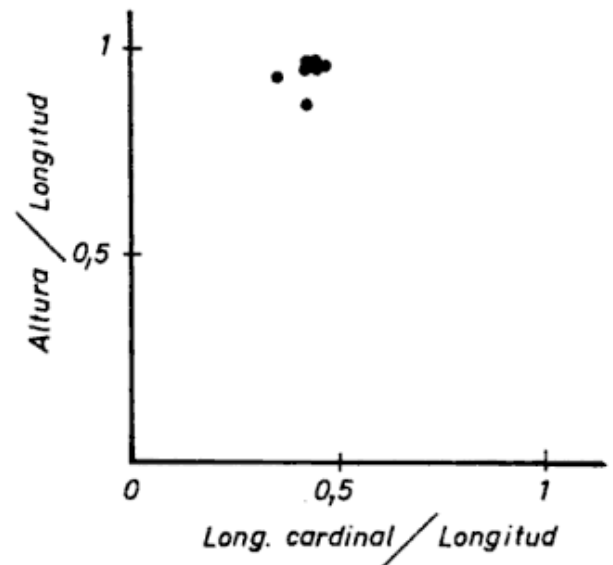


Fig. 5. — Gráfico de relación de dimensiones para siete ejemplares de *Palaeolima antinaoensis* nov. sp.

Dimensiones en milímetros

Ejemplar MLP....	11579	11434	11435	11436	11437	11438	11173	9182
Longitud ¹	11,75	5,25	13 ²	6	10,95	6,05	9,7	11,2
Altura.....	11,3	5,15	12,3 ²	5,75	10,25	5,25 ²	9,35	10,45
Longitud borde cardinal.....	5,5	2,3 ²	5,5 ²	2,55 ²	—	2,6 ²	4,1	4,15
Angulo borde card borde ant.	130°	—	130°	—	—	—	130°	130°
Angulo borde card-borde post.	110° ²	—	—	—	—	—	130°	—

¹ Paralela al borde cardinal.

² Estimado.

se distingue por el carácter más fino de las costillas radiales; además en la especie de Australia, las costillas radiales crecen por bifurcación, mientras que la especie de Patagonia posee costillas radiales primarias y secundarias intercaladas.

Cabe consignar aquí que en la colección de invertebrados fósiles de la Sección Paleontología Invertebrados del Museo de La Plata, ha sido depositado material paleontológico procedente de la "Serie del Núcleo Anticlinal" de Barreal (San Juan), que fuera coleccionado por A. Cuerda. Entre dicho material hemos ubicado un ejemplar de *P. antinaoensis* nov. sp., rotulado con el número 9182. Es interesante destacar que es éste el primero de ese grupo de invertebrados que permite establecer una vinculación con cuencas de noroeste de la Argentina.

Asociado con *Levipustula* aff. *levis* en la sección inferior del Grupo Tepuel.

Origen del nombre: de la localidad de cerro Antinao, en el extremo norte de la sierra de Languiño, Chubut.

Localidad: holotipo (LMP-11579) y paratipo A (MLP-11435) del horizonte con *Fenestella* al N de puesto Antinao, Las Salinas, sierra de Languiño. Otros

ejemplares. MLP-11173 de La Carlota, sierra de Tecka; MLP-11434 de SE de cerro Mina, sierra de Languiño; MLP-11436 de perfil Las Salinas, sierra de Languiño; MLP-11437 de aguada Champosa, margen izquierda, sierra de Languiño; MLP-11438 de cerro Taponcito, sierra de Languiño; MLP-11439 de perfil Pampa de Tepuel, nivel inferior, sierra de Tepuel; MLP-11440 de camino Colán-Conhué - B. Alemán, sierra de Languiño, provincia de Chubut. Ejemplar MLP-9182 de "Serie del Núcleo Anticlinal", Barreal, prov. de San Juan.

Repositorio: Sección Paleontología Invertebrados, Museo de La Plata. MLP-11434/40, 11173, 9182 y 11579.

Familia **CARDINIIDAE** Zittel 1881

Género **CYPRICARDINIA** Hall 1859

Observaciones: incluimos dos especies dentro de este género, al que numerosos autores (Girty, 1909; Licharev, 1931; Newell, 1955 y Dickins, 1963) se han referido con dudas en cuanto a su ubicación taxonómica, haciendo ver la necesidad de efectuar una revisión del mismo, ya que existen diferencias en la denticulación de las formas devónicas con las del Paleozoico superior. Por

otra parte, el escaso material estudiado no proporciona información sobre los caracteres internos, con lo que su asignación genérica se hizo en base a semejanzas externas con especies conocidas y por lo tanto con reservas.

Cypricardinia ? sp.

Lám. III, fig. 11

Material: varias impresiones externas.

Descripción: conchilla de forma pseudoval o pseudotrapezoidal. Parte anterior muy corta y redondeada; parte posterior más larga y alta. Borde ventral convexo; borde dorsal posterior ligeramente convexo. Umbón prosogiro y ubicado muy anteriormente. Una cresta poco marcada y redondeada se extiende desde la región postumbonal hasta el ángulo posteroventral. Ornamentación consistente en láminas imbricadas que se hacen más espaciadas hacia el borde ventral (en la mitad posterior de la cresta umbonal posterior hay 2 láminas cada 2 mm); dichas láminas poseen fuerte relieve. Entre las láminas de crecimiento se intercalan finas líneas de crecimiento (aproximadamente 10 entre dos láminas consecutivas). No se aprecia ornamentación radial; tampoco lúnula ni escudete.

Dentición y caracteres internos desconocidos.

Dimensiones (en mm)

Longitud	20,5
Altura.....	13

Observaciones: los especímenes descritos se aproximan a *Cypricardinia ? permica* Licharew (en Newell, 1955), aunque en aquéllos el borde dorsal posterior es más convexo y el umbón más fuertemente prosogiro. *C. ? permica* proviene del Pérmico medio (Kazaniano) del norte de Rusia, mientras que el material estudiado por Newell (*op. cit.*) de

la misma especie, pertenece al Pérmico del este de Greenland.

Localidad: ejemplares MLP-11013 de horizonte con Spirifer del perfil Pampa de Tepuel, Punto 45, sierra de Tepuel, Chubut.

Repositorio: Sección Paleontología Invertebrados, Museo de La Plata. MLP-11013.

Cypricardinia ? aff. *elegantula* Dickins 1963

Lám. III, fig. 12

Material: molde externo de una valva derecha.

Descripción: conchilla de contorno suboval; parte anterior corta y redondeada, parte posterior alta y alargada. Borde dorsal posterior casi recto. Umbón prosogiro y ubicado muy anteriormente. No se aprecian lúnula ni escudete. La convexidad mayor de la conchilla está determinada por una línea que se extiende desde la zona posteroumbonal hasta el extremo posterior del borde ventral, formando una pendiente umbonal posterior suave. Ornamentación consistente en láminas imbricadas de contornos concéntricos y finas costillas radiales, las que en su intersección con los extremos de las láminas concéntricas son más gruesas y notables. La densidad de las costillas radiales es de 3 por milímetro en el borde posterior. En la parte posterior de la pendiente postumbonal hay 4 láminas de crecimiento por cada dos milímetros.

Dimensiones (en mm)

Longitud	16
Altura	11

Observaciones: el espécimen descrito es muy similar a *Cypricardinia ? elegantula* Dickins (1963), de la Formación Fossil Cliff del oeste de Australia, perteneciente al Pérmico inferior (Artins-

kiano inferior), en cuanto a las características externos. Existen sin embargo, ligeras diferencias, ya que el borde posterior del ejemplar de Patagonia es algo más alto y su forma general aparentemente más cuadrada.

Localidad: espécimen MLP-11014 en concreciones de horizonte La Carlota, sierra de Tecka, Chubut.

Repositorio: Sección Paleontología Invertebrados, Museo de La Plata. MLP-11014.

Familia **GRAMMYSIIDAE** Miller 1877

Género **SANGUINOLITES** McCoy 1844

Observaciones: es con ciertas dudas que los ejemplares aquí descriptos son referidos al género *Sanguinolites*, debido a que en los mismos no fueron observados la lúnula ni el escudete característicos de este género. Tal aproximación fue efectuada en base principalmente al parecido externo con otras especies de *Sanguinolites*.

Sanguinolites † sp.

Lám. III, fig. 13

Material: dos ejemplares consistentes ambos en moldes compuestos de valvas derechas.

Descripción: conchilla de forma elíptica alargada. Borde dorsal recto, cuya longitud es aproximadamente el 70-75 % de la longitud total de la conchilla. Borde ventral paralelo al borde dorsal, moderadamente convexo en sus extremos anterior y posterior. Borde anterior convexo y proyectado hacia adelante en su parte inferior, cóncavo en su parte superior. Umbón prosogiro y ligeramente incurvado. Borde posterior muy suavemente convexo, formando con el borde ventral un ángulo ligeramente mayor de 90°, a juzgar por la prolongación de las líneas de crecimiento. Una carena bien marcada se extiende oblicuamente des-

de el umbón hasta la unión de los bordes ventral y posterior. Por delante de la carena, un sulco ancho y muy somero se extiende desde el umbón, ensanchándose, hacia el borde ventral. Aductor anterior de forma oval, con su eje mayor paralelo al borde anterior y de aproximadamente $\frac{1}{8}$ de la longitud de la conchilla, bordeado por una cresta en su margen posterior (surco en el molde). Ornamentación consistente en líneas de crecimiento concéntricas, especialmente marcadas por delante de la carena, y algo más oscuras pero presentes, por detrás de la misma.

Dimensiones (en mm)

Ejemplar	MLP-11521	MLP-11522
Longitud	17.3	15.75
Altura	7.3	7.55
Long. ant.	4.1	2.85
Long. card. †	12 †	12 †

† Long. card. = Longitud del borde cardinal.

‡ Estimado.

Observaciones: la especie más próxima a *Sanguinolites* ? sp. (aqué descripta) es *Sanguinolites* sp. Campbell (1961, lám. 61, fig. 8) del Carbónico de New South Wales; pero se diferencia de ésta en la actitud casi vertical del borde posterior y por lo tanto en la longitud del borde cardinal.

La variación observada en las dimensiones de los ejemplares examinados se debe probablemente al estado de aplastamiento de los moldes.

Localidad: especímenes MLP-11521 y MLP-11522 de horizonte con *Fenestella* al N de puesto Antinao, Las Salinas, sierra de Languiño, Chubut.

Repositorio: Sección Paleontología Invertebrados, Museo de La Plata. MLP-11521/22.

IV. PALEOECOLOGIA

Los datos obtenidos del análisis paleoecológico preliminar de la fauna de invertebrados de la Formación Las Salinas, constituyen un valioso aporte para aclarar ciertos aspectos del ambiente en que se desarrollaron estos organismos. En este capítulo analizaremos someramente el significado paleoecológico de algunos de esos phyla, y especialmente a los bivalvos de los géneros *Phestia*, *Nuculopsis*, *Cosmomya* (*Palaeocosmomya*), *Pyramus* y *Palaeolima*, dedicando unas breves líneas a los horizontes y braquiópodos.

Bivalvos:

Phestia y *Nuculopsis*: un extenso estudio ecológico sobre numerosas especies actuales de *Nucula* y *Nuculana* (emparentados con *Nuculopsis* y *Phestia* respectivamente), de las costas de Inglaterra, fue elaborado por Allen (1964). Dicho autor observó que esos géneros ocurren entre los 6 y los 200 metros de profundidad, siendo la mayoría de las especies más numerosas hasta los —50 metros. Aún teniendo en cuenta las diferencias genéricas y la edad de las especies consideradas, es posible presumir que los hábitos no hayan sido modificados sustancialmente, como ocurre con ciertos géneros longevos, por ejemplo el braquiópodo *Lingula*. En el caso que nos ocupa, *Phestia tepuelensis* González (1969) y *Nuculopsis patagoniensis* González (1969) sólo fueron encontrados asociados con pelitas, de lo que puede inferirse que habitaban ambientes de poca energía, ya que tratándose probablemente de organismos sedimentófagos, el medio debió haber sido relativamente tranquilo para que el detrito orgánico de baja densidad pudiera acumularse en el sedimento. En cambio *Phestia* sp. II proviene de bancos psammíticos, asociado con especies del género *Pyramus*, con respecto a las cuales su proporción es muy reducida; en este caso se trata de un ambiente más proximal que en el

anterior. El ensanchamiento de las costillas concéntricas en la parte anterior de la conchilla de *Phestia tepuelensis*, podría quizá haber cumplido funciones estabilizadoras o de apoyo.

Cosmomya: la presencia de una ligera hiancia posterior en *Cosmomya* (*Palaeocosmomya*) *chubutensis* González (1969), revela la existencia de un sifón regularmente desarrollado en esta especie, sugiriendo que habrían sido individuos de hábito cavador, habitantes al parecer, de ambientes de aguas tranquilas o de poca energía por su asociación con pelitas. Un gran número de especímenes presentan ambas valvas cerradas, indicando que no fueron movidos de su posición original y, lo que es más significativo aún, algunas de ellos se encuentran aplastados en sentido longitudinal y anteroposteriormente, con lo que no cabe duda de su hábito de enterrarse en los sedimentos.

Pyramus: este género pertenece a un grupo que actualmente tiene hábito cavador, en fondos arenosos cercanos a la costa. Con frecuencia, los representantes de *Pyramus* del Miembro LS-3 de la Formación Las Salinas, se hallan con sus valvas cerradas, ya sea como "steinkerns" o como moldes huecos en las psammitas, conservando su plano de simetría en posición vertical y su eje longitudinal anteroposterior inclinado con respecto al plano de estratificación. Tales características demuestran que los mismos no fueron movidos o transportados por las corrientes de fondo después de la muerte del organismo, y que la posición del fósil corresponde a la actitud habitual del organismo en vida; es decir que los mismos vivían enterrados en el fondo arenoso. Esto corrobora lo expresado por Newell (1956) y posteriormente por Runnegar (1967), quienes consideran a éste y otros géneros relacionados, como cavadores de poca profundidad. Un aspecto importante de estos fósiles es su asociación, en el Pérmico inferior de Australia, con se-

dimentitas glaciógenas, por lo que fueron considerados por los autores arriba citados como habitantes de aguas frías.

La presencia de especies del género *Pyramus* en la Cuenca Central Patagónica, es sugestiva de ambientes de baja temperatura, lo que confirmaría la proximidad de glaciares, quizá de tipo alpino (Frakes, Amos y Crowell, 1970, González, 1972). La importancia de esta extrapolación radica en que ésta es la primera prueba de tipo biológico que corrobora las anteriormente conocidas de tipo litológico, sobre la existencia de tal evento climático durante el Carbónico medio a superior en Patagonia.

Palaeolima: es probable que la asociación faunística briozoarios - braquiópodos, y aún de briozoarias casi exclusivamente en ciertos casos, no haya sido favorable para los bivalvos (Dickins, 1963). Por otra parte, el ambiente en que dichas colonias se hallan frecuentemente, revela una cierta energía del medio, la que no habría sido tolerada por bivalvos. Sin embargo, es en esos niveles donde aparece *P. antinaoensis* con cierta frecuencia, lo que nos hace presumir que dicha especie poseía quizás vida libre, siendo probablemente formas nadadoras que, después de la muerte fueron incorporadas a los sedimentos junto a las colonias de briozoarios.

Briozoarios: muy poco es lo que se conoce sobre la paleoecología de estos invertebrados, tan abundantes en las pelitas de la Formación Las Salinas, especialmente de sus secciones inferior y media. En algunos casos, la abundancia de estos fósiles es sorprendente, dando la impresión de que habrían tapizado el fondo marino a modo de un apretado "césped". Asociados con los briozoarios se encuentran, normalmente, abundantes artejos de crinoideos desarticulados, que demuestran haber sufrido transporte, actuando los briozoarios como una red donde quedaron atrapados antes de su sepultamiento definitivo.

La asociación faunística briozoarios-braquiópodos es más evidente en la sierra de Tepuel; en la zona de Las Salinas, en cambio, tal asociación es prácticamente inexistente, encontrándose en esta zona, entre los abundantes briozoarios, escasas valvas desarticuladas de bivalvos y braquiópodos y escasísimos gastrópodos, todos evidentemente alóctonos.

En todos los casos observados, las colonias de briozoarios se encuentran con sus planos dispuestos al azar; donde el intenso clivaje lo permite, pueden apreciarse muchas de ellas completas (algunas de hasta 15 cm de longitud), sugiriendo el sepultamiento de las mismas en su actitud o posición normal de vida. Por otra parte, las sedimentitas con briozoarios se encuentran casi invariablemente asociadas con diamictitas y, en la mayoría de los casos contienen cantidades variables de rodados dispersos.

Es posible que en aquellos niveles donde los briozoarios se encuentran como fósiles casi exclusivos, la presión de desarrollo de sus poblaciones haya sido tan acentuada que no permitieron la coexistencia de otros grupos de invertebrados, en este caso de los braquiópodos; aunque la ausencia de estos últimos también podría deberse a la influencia de otro parámetro, quizá de tipo ambiental, que no pudimos apreciar. El grado de interacción de la asociación briozoarios-braquiópodos pudo haber sido determinado por algunos de estos factores o por ambos, pero esto no ha sido aún establecido.

Braquiópodos:

Levipustula: cabe destacar que los restos de *Levipustula*, presentes en la sección superior de la Formación Las Salinas, son escasos y esporádicos en la zona septentrional de la Cuenca Central Patagónica (extremo norte de la sierra de Languiño); en cambio son más abundantes en la zona meridional de la misma, muchas veces asociados con briozoarios. El significado de esta distribu-

ción, aparentemente preferencial de *Levipustula* en la cuenca, no ha sido aún aclarado. Debido a su escasa representación en la región de Las Salinas, este fósil no aporta para la misma datos paleoecológicos de interés por el momento. Sólo agregaremos que se supone que las espinas de la valva ventral de estos braquiópodos, habrían servido tal vez para defensa, anclaje o para mantenerse a cierta altura del fondo y evitar la turbidez.

V. CONSIDERACIONES SOBRE LA FAUNA DE BIVALVOS DEL GRUPO TEPUEL

La zona tipo de la Formación Las Salinas se encuentra en la región septentrional de la Cuenca Central Patagónica. Dicha formación corresponde a la sección inferior, más parte de los estratos inferiores de la sección superior del Grupo Tepuel (González, 1972).

La fauna de invertebrados del Grupo Tepuel está integrada por elementos cuya afinidad con faunas australianas, sobre todo en el Carbónico superior, ha sido ya señalada por Amos (1961), Amos y Sabbattini (1969) y Campbell y McKellar (1969). Esta afinidad, establecida para los braquiópodos, briozoarios y gastrópodos, es también apreciable en el caso de los bivalvos (González, 1969), aunque los mismos sugieren en algunos casos edades más jóvenes.

Uno de los conjuntos paleontológicos de interés desde este punto de vista, se encuentra en el miembro superior de la Formación Las Salinas, equivalente a los estratos inferiores de la sección superior del Grupo Tepuel. Este conjunto contiene, con respecto a los otros grupos de invertebrados, una gran abundancia relativa de bivalvos, entre los que se destacan *Phestia tepuelensis* González (1969), *Nuculopsis patagoniensis* González (1969) y *Cypricardina* aff. *elegantula* Dickins (1963), por sus notables afinidades con representantes del Pérmico inferior de Australia. Sin embargo,

las especies mencionada se encuentran dentro de la zona de *Levipustula* aff. *levis* Maxwell (1951), cuya ubicación en el Westphaliano de Australia fuera establecida (Maxwell, *op. cit.*).

El género *Pyramus*, es otro elemento que en Australia está muy bien representado, pero recién aparece en ese país en el Pérmico inferior, siendo desconocido hasta ahora en el Carbónico. Curiosamente, este género se encuentra en Patagonia en varios niveles de la Formación Las Salinas, en la que hace su primera aparición a unos 500 metros por debajo de la zona de *Levipustula*. Esta circunstancia abre un interrogante sobre la ausencia de *Pyramus* en el Carbónico de Australia, y nos induce a pensar que las especies de Patagonia son antecesoras de las que a principios del Pérmico migrarían hacia aquel país. Sabemos actualmente que este género habría tenido preferencia por ambientes de baja temperatura, por su asociación con sedimentitas glaciógenas en Australia (Newell, 1956; Runnegar 1967) y en cierta forma en Patagonia (González, 1972). Según Campbell y McKellar (1969), evidencias litológicas y paleontológicas permiten suponer, durante el Westphaliano inferior, la presencia de glaciares en o cerca de la costa en las cuencas del norte de New South Wales, con lo que las condiciones climáticas para la existencia de estos bivalvos, habrían sido apropiadas en Australia al tiempo de su aparición en Patagonia. En base a la escasa información disponible, no podemos precisar, por el momento, que tipo de barrera impidió a *Pyramus* llegar a las cuencas australianas antes del Pérmico inferior. De cualquier manera, la presencia de *Pyramus* por debajo de la zona de *Levipustula* en la Formación Las Salinas, indica que las especies australianas habrían derivado de ellas, y que los primeros representantes de este género aparecen en la Argentina, probablemente en el Namuriano.

Esta "afinidad pérmica" de los bivalvos, no parece modificar sustancialmen-

te la edad de la Formación Las Salinas, determinada por la presencia de *Levipustula*, sino más bien confirmar una edad carbónica superior (Westphaliano a más joven) para su sección superior, mientras que su sección inferior estaría en el Namuriano a más antiguo, llegando probablemente al Carbónico inferior en sus niveles más bajos. En lo que respecta al Grupo Tepuel, de esta manera es probable que los niveles superiores de su sección superior, pueden pertenecer al Pérmico inferior.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

- Allen, J. 1954. *A comparative study of the british species of Nucula and Nuculana*. J. Mar. Biol. Ass. U.K., 33 (2): 457-472.
- Amos, A. J. 1961. *Algunos Chonetacea y Productacea del Carbonífero Inferior y Superior del "Sistema de Tepuel", prov. de Chubut*. Rev. A.G.A., 25 (1-2): 81-107.
- Amos, A. J. y Sabattini, N. 1969. *Upper Palaeozoic Faunal Similitude between Argentina and Australia*. IUGS Symp. Gondwana Strat., Unesco, Earth Sci., 2: 235-248, Bs. As., 1967.
- Campbell, K. S. W. 1961. *Carboniferous fossils from the Kutung Rocks of New South Wales*. Palaeontology, 4 (3): 428-474.
- 1962. *Marine fossils from Carboniferous glacial rocks of New South Wales*. J. Pal., 36 (1): 38-52.
- 1969. *Stratigraphy and Palaeontology, Essays in Honour of Dorothy Hill*. Australian Nat. Univ. Press, 390 pp., Canberra.
- Campbell, K. S. W. y Engel, B. A. 1963. *The faunas of the Tournaisian Tulcumba Sandstone and its members in the Werrie and Belvue Synclines, New South Wales*. J. Geol. Soc. Australia, 10 (1): 55-122.
- Campbell, K. S. W. y McKellar, R. G. 1969. *Eastern Australian Carboniferous Invertebrates: Sequence and Affinities*. En Campbell, 1969: Strat. and Pal., etc., pp. 77-119.
- Chao, Y. T. 1927. *Fauna of the Taiyuan Formation of North China-Pelecypoda*. Pal. Sinica, ser. B, 9 (3): 6-7, Peking.
- Chernyshev, B. I. 1951. *La familia Ledidae de los depósitos carboníferos de la U.R.S.S.* Acad. Cien. U.R.S.S., Inst. Cien. Geol., Trav. Ser. Estrat. Pal., 2 (en Ruso)
- Chronic, H. 1952. *Molluscan fauna from the Permian Kaibab Formation, Walnut Canyon, Arizona*. Bull. Geol. Soc. Amer., 63: 95-166.
- Dana, J. D. 1847. *Description of Fossils from Australia*. Am. J. Sci., 54: 151-160, no consultada.
- 1849. *En: United States exploring expedition during the years 1838-42, under the Command of Charles Wilkes, U.S.N., 10, Geology*.
- Dickins, J. M. 1956. *Permian Pelecypods from the Carnovan Basin, Western Australia*. Bull. B.M.R., Geol. and Geophys., 29, Australia.
- 1957. *Lower Permian Pelecypods and Gastropods from the Carnovan Basin, Western Australia*. Bull. B.M.R., Geol. and Geophys., 41, Australia.
- 1961. *Permian Pelecypods newly recorded from Eastern Australia*. Palaeont., 4 (1): 119-130. London.
- 1963. *Permian Pelecypods and Gastropods from Western Australia*. Bull. B.M.R., Geol. and Geophys., 63: 1-150, Australia.
- Elías, M. K. 1957. *Late Mississippian fauna from the Redoak Hollow Formation of Southern Oklahoma. Part. 3-Pelecypoda*. J. Pal., 31 (4): 737.
- Frakes, L. A., Amos, A. J. y Crowell, J. C. 1970. *Origin and Stratigraphy of Late Palaeozoic Diamictites in Argentina and Bolivia*. IUGS Symp. Gondwana 1967, Bs. As., Unesco, Earth Sci., 2: 821-843.
- Frenguelli, J. 1945. *Moluscos continentales en el Paleozoico Superior y en el Triásico de la Argentina*. Not. Mus. La Plata, 10, Pal. 83: 181-204.
- Girty, G. H. 1904. *New Molluscan genera from the Carboniferous*. Proc. U. S. Nat. Mus., 27 (1327): 721-736.
- 1909-a. *The Guadalupian Fauna*. Prof. Pap. U.S. Geol. Surv., 58: 1-651.
- 1909-b. *The Fauna of the Caney Shale of Oklahoma*. Bull. U.S. Geol. Surv., 377: 1-104.
- 1909-c. *Paleontology of the Manzano Group of the Rio Grande Valley, New Mexico*. Bull. U.S. Geol. Surv., 389: 41-141.
- 1910-a. *The Fauna of the Phosphate Beds of the Park City Formation in Idaho, Wyoming and Utah*. Bull. U. S. Geol. Surv., 436: 1-65.
- 1910-b. *New genera and species of Carboniferous fossils from the Fayetteville Shale of Arkansas*. Ann. N. Y. Acad. Sci., 20 (3), part II: 189-238.
- 1911. *On some new genera and species of Pennsylvanian fossils from the Wewoka Formation of Oklahoma*. Ann. N. Y. Acad. Sci., 21: 119-156.
- 1915. *Fauna of the Wewoka Formation of Oklahoma*. Bull. U. S. Geol. Surv., 544.
- 1920. *Palaeontological supplement*. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 111: 641-657.
- 1928. *The Pocono fauna of the Broad Top Coal Field, Pennsylvania*. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 150-E: 111-123.

- González, C. R. 1969. *Nuevas especies de Bivalvia del Paleozoico Superior del "Sistema de Tepuel", prov. de Chubut, Argentina*. Ameghiniana, 6 (3): 236-250.
- 1970. *Estudio bioestratigráfico de la Región Norte de la Sierra de Languineo, prov. de Chubut*. Tesis inéd., Univ. Nac. Tucumán.
- 1972. *La Formación Las Salinas, Paleozoico Superior de Chubut (Argentina)*. Parte I. *Estratigrafía, facies y ambientes de sedimentación*. Rev. A.G.A., 27 (1).
- Hind, W. 1896-1900. *A Monograph of the British Carboniferous Lamellibranchiata*. Mon. Pal. Soc. London.
- Licharev, B. K. y otros. 1939. *Atlas de las formas guías de las faunas fósiles de la U.R.S.S., Vol. VI. Pérmico*. Inst. Central Geol. y Prosp., Leningrado, 268 pp. (en Ruso).
- Maxwell, W. G. H. 1964. *The Geology of the Yarrol Region. Part 1 - Biostratigraphy*. Pap. Univ. Queensland, Dept. Geol., 5 (9): 1-79.
- Mitchell, J. 1924. *Eleven new species of Aviculopecten from Carboniferous rocks, Myall Lakes, New South Wales*. Proc. Linn. Soc. N. S. Wales, 49 (4): 468-474.
- Moore, R. C. 1969. *Treatise on Invertebrate Paleontology. Part N, Mollusca 6 (Bivalvia), I-II*. Geol. Soc. Amer. Kansas.
- Muir Wood, H. M. y Oakley, R. P. 1941. *Upper Palaeozoic fossils of North Sikkim*. Pal. Indica (n.s.), 31 (1): 1-91.
- Murphy, J. L. 1966. *The Pennsylvanian pelecypod genus Palaeoneilo Hall and Whitfield*. J. Pal., 40 (4): 867-876.
- Newell, N. D. 1937. *Late Paleozoic Pelecypods: Pectinacea*. State Geol. Surv. Kansas, 10: 1-123, Anexo Láminas.
- 1955. *Permian Pelecypods of East Greenland*. Meddelelser om Gr nland, Bd. 110 (4): 34.
- Newell, N. D. 1956. *Primitive Desmodont Pelecypods of the Australian Permian*. Am. Mus. Novit., 1799.
- 1965. *Classification of the Bivalvia*. Am. Mus. Novit., 2206.
- Newell, N. D., Chronic, J. y Roberts, T. G. 1953. *Upper Paleozoic of Peru*. Mem. Geol. Soc. Amer., 58.
- Runnegar, B. 1965. *The bivalves Megadesmus Sowerby and Astartila Dana from the Permian of Eastern Australia*. J. Geol. Soc. Aust., 12 (2): 227-252.
- 1966. *Systematics and biology of some desmodont bivalves from the Australian Permian*. J. Geol. Soc. Australia, 13 (2): 373-383.
- 1967. *Desmodont bivalves from the Permian of Eastern Australia*. Bull. B. M. R., Geol. Geophys. Australia, 96: 1-109.
- 1968. *Preserved ligaments in Australian Permian bivalves*. Palaeont., 11 (1).
- 1969. *Permian fossils from the Southern Extremity of the Sydney Basin*. En: Campbell, K. S. W., 1969: Strat. and Palaeont..., etc., pp. 276-298.
- Schenck, H. G. 1934. *Classification of nuculid pelecypods*. Bull. Mus. Roy. Hist. Nat. Belg., 10 (20): 1-78.
- 1939. *Revised nomenclature for some nuculid pelecypods*. J. Pal., 13 (1): 21-41.
- Stevens, R. P. 1858. *Description of new Carboniferous fossils from the Appalachian, Illinois and Michigan coalfields*. Amer. J. Sci., ser. 2 (25): 258-265.
- Strzelecki, P. E. 1845. *Physical Description of New South Wales and Van Diemen's Land*. London.
- Suero, T. 1948. *Descubrimiento del Paleozoico Superior en la zona extrandina del Chubut*. Bol. Inf. Petrol., 287: 31-48, Buenos Aires.
- Tasch, P. 1953. *Causes and paleoecological significance of dwarfed fossils marine invertebrates*. J. Pal., 27 (3): 355-444.
- Thomas, H. D. 1928. *An Upper Carboniferous fauna from the Amotape Mountain, North Western Perú*. Geol. Mag., 65: 145-152, 214-293.
- Treat, V. C. 1933. *Paléontologie de Madagascar XIX. Le Permo-Trias Marin*. Ann. Pal., 22 (2): 39-59.
- Vokes, H. E. 1946. *Contributions to the Paleontology of the Lebanon Mountains, Republic of Lebanon*. Bull. Amer. Mus. Nat. Hist., 87 (3): 141-215.
- Waterhouse, J. B. 1964. *Palaeotaxodont bivalves from the Permian of New Zealand*. Palaeont., 7 (4): 630-655.
- 1965. *Generic diagnoses for some burrowing bivalves of the Australian Permian*. Malac., 3 (3): 367-380.
- 1969. *The relationship between the living genus Pholadomya Sowerby and Upper Paleozoic pelecypods*. Lethaia, 2: 99-119, Oslo.
- Wilbur, K. M. y Yonge, C. M. 1964. *Physiology of Mollusca*. Acad Press. N. York, 1.
- Wilson, R. B. 1960. *A revision of the types of the Carboniferous Lamellibranch species erected by J. Fleming*. Bull. Geol. Surv. G. Brit., 16: 110-126.
- 1966. *A study of some Namurian marine faunas of central Scotland*. Trans. Roy. Soc. Edinb., 66: 445-493.
- Williams, H. S. y Breger, C. L. 1916. *The fauna of the Chapman Sandstone of Maine*. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 89.
- Yonge, C. M. 1939. *The protobranchiate Mollusca: a functional interpretation of their structure and evolution*. Trans. Roy. Soc. London, ser. B, 230: 79-147.

Recibido el 4 de enero de 1972.

LAMINA 1

Figura 1: *Nuculopsis (Nuculopsis) sp. I*

1: Espécimen MLP-11027. Molde en látex, interior de valva izquierda. Aprox. x 3.

Figuras 2 a 5: *Nuculopsis (Nuculanella) camachoï nov. sp.*

2: Paratipo B (MLP-11430). «Steinkern», vista dorsal. Aprox. x 9.

3: Holotipo (MLP-11431). Molde interno de valva derecha. x 4.

4: Paratipo A (MLP-11432). Molde interno de valva derecha. x 4.

5: Holotipo, detalle de la placa cardinal. Aprox. x 9.

Figuras 6 a 8: *Quadratonucula argentinensis nov. sp.*

6: Holotipo (MLP-11427). Molde compuesto de valva derecha. Aprox. x 5.

7: Paratipo A (MLP-11428). Molde interno de valva izquierda. Aprox. x 5.

8: Paratipo B (MLP-11429). Molde compuesto de valva derecha. Aprox. x 5.

Figuras 9 a 13: *Palaeoneilo aff. concentrica*

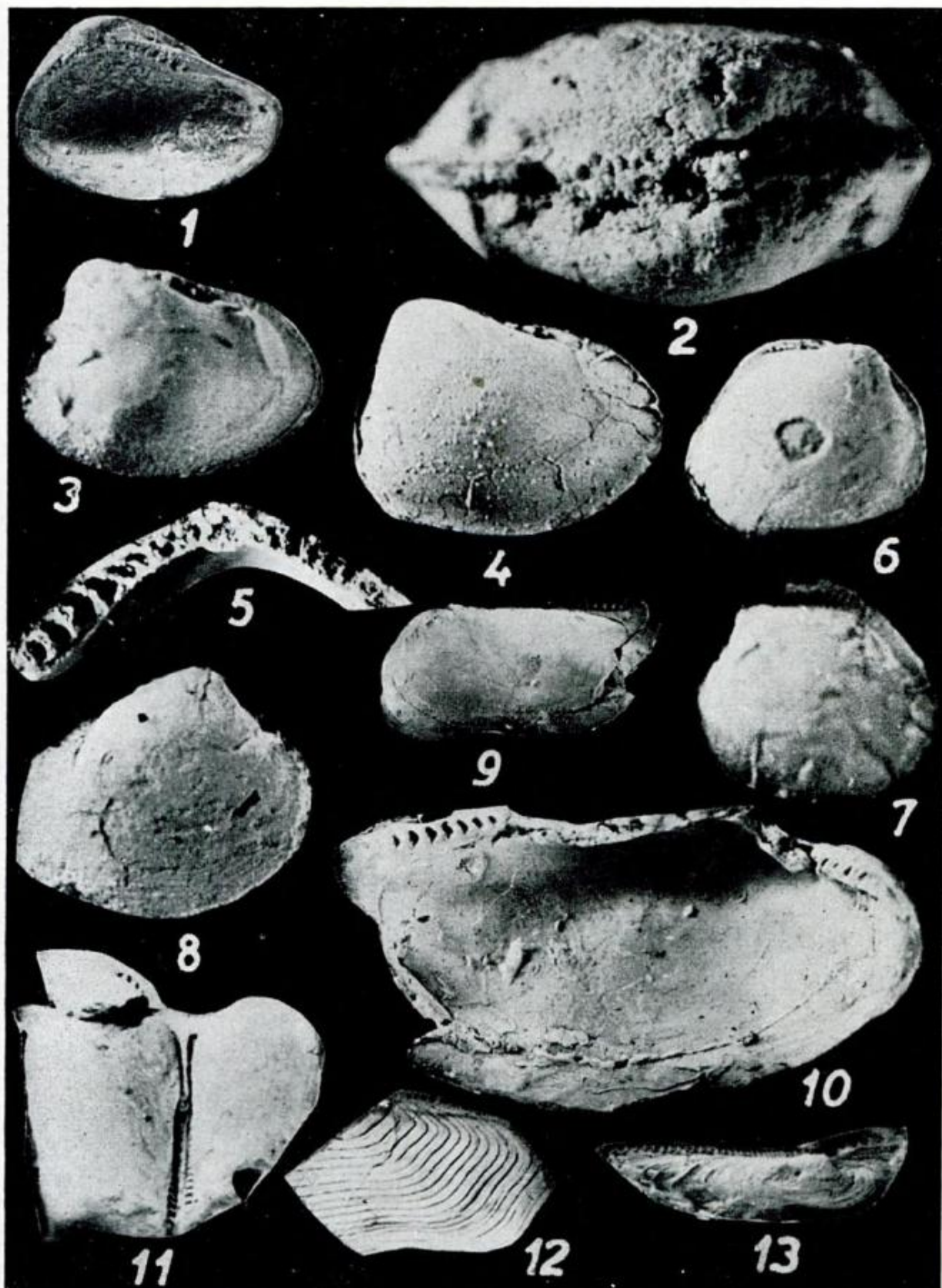
9: Espécimen MLP-11497. Molde interno de valva izquierda fragmentaria. Tamaño natural.

10: Idem anterior, molde en látex interior de valva izquierda. x 2.

11: Espécimen MLP-11028. Molde compuesto de ambas valvas abiertas fragmentarias. Tamaño natural.

12: Espécimen MLP-11031. Molde externo de la parte posterior de una valva derecha. Tamaño natural.

13: Espécimen MLP-11029-A. Molde en látex de una valva derecha fragmentaria. x 2.



LAMINA II

Figuras 1 a 3: *Palaeoneilo* aff. *concentrica*

- 1: Espécimen MLP-11030. Molde compuesto de ambas valvas abiertas fragmentarias. Tamaño natural.
- 2: Espécimen MLP-11032. Molde externo fragmentario de la parte anterior de ambas valvas abiertas. Tamaño natural.
- 3: Espécimen MLP-11029-B. Fragmento del interior del extremo anterior de una valva izquierda. x 2.

Figuras 4 a 7: *Pyramus tehuelchis* nov. sp.

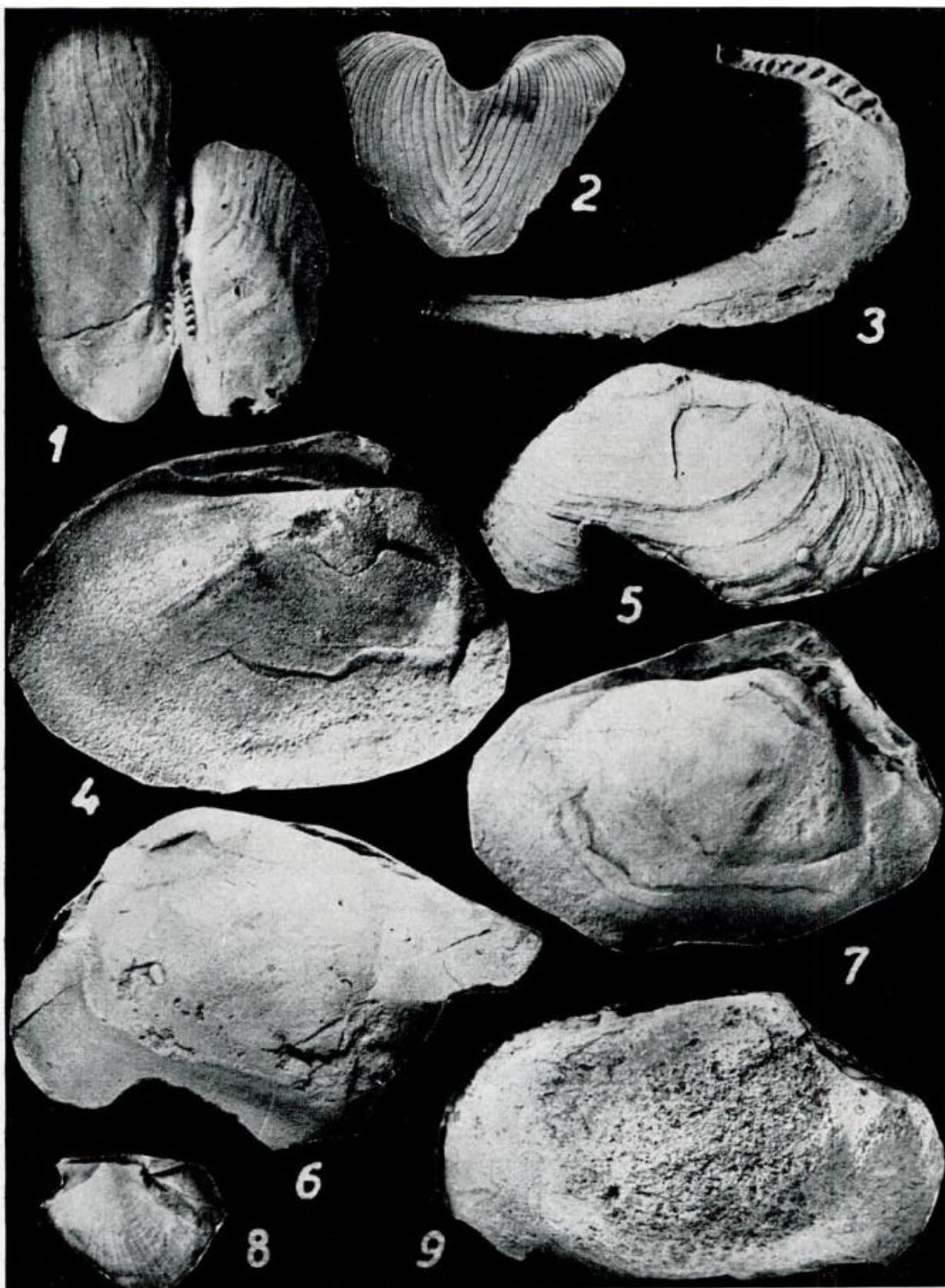
- 4: Holotipo (MLP-11022). «Steinkern», vista del molde interno de la valva derecha. Tamaño natural.
- 5: Paratipo C (MLP-11172). Molde en látex de la superficie externa de una valva izquierda fragmentaria, mostrando las láminas de crecimiento imbricadas. Tamaño natural.
- 6: Paratipo B (MLP-11026). Molde interno fragmentario de una valva izquierda. Obsérvese la sección anterior de la cicatriz paleal bien marcada. Tamaño natural.
- 7: Paratipo A (MLP-11025). «Steinkern», vista del molde interno de la valva derecha. Se aprecia el sulco radial (desde el umbón al borde ventral) y el surco (correspondiente a una cresta en la conchilla) en el margen posterior del aductor anterior. Obsérvese el lóbulo superior en el aductor anterior, correspondiente a la cicatriz del protector pedal anterior. Tamaño natural.

Figura 8: *Euchondria* aff. *neglecta*

- 8: Espécimen MLP-11067. Molde en látex del molde externo de una valva izquierda fragmentaria. Tamaño natural.

Figura 9: *Pyramus* sp.

- 9: Espécimen MLP-11520. Molde interno de una valva derecha con su borde ventral fragmentario. Nótese el seno paleal bien marcado. Tamaño natural.



LAMINA III

Figuras 1 a 3: *Pyramus primigenius* nov. sp.

- 1: Holotipo (MLP-11502). Molde compuesto de una valva derecha. Tamaño natural.
- 2: Paratipo A (MLP-11503). Molde compuesto de una valva izquierda. Tamaño natural.
- 3: Paratipo B (MLP-11504). Molde compuesto de una valva derecha. Tamaño natural.

Figura 4: *Phestia* sp. I

- 4: Espécimen MLP-11523. Molde en látex del molde externo de una valva derecha x 2.

Figura 5: *Phestia* sp. II

- 5: Espécimen MLP-11528. «Steinkern», vista del lado izquierdo. Tamaño natural.

Figuras 6 y 7: *Phestia* sp. III

- 6: Espécimen MLP-11530. Molde interno de una valva izquierda. Tamaño natural.
- 7: Idem anterior, molde en látex. Tamaño natural.

Figura 8: *Limipecten* ? sp.

- 8: Espécimen MLP-11506. Molde en látex. Arriba: parte posterior de una valva derecha; abajo: fragmento de una valva izquierda (?). Tamaño natural.

Figuras 9 y 10: *Palaeolima antinaoensis* nov. sp.

- 9: Holotipo (MLP-11433). Molde en látex del molde externo de una valva izquierda. Se aprecia la ornamentación externa. x 4.
- 10: Paratipo A (MLP-11435). Molde externo de valva derecha fragmentaria. x 2.

Figura 11: *Cypricardinia* ? sp.

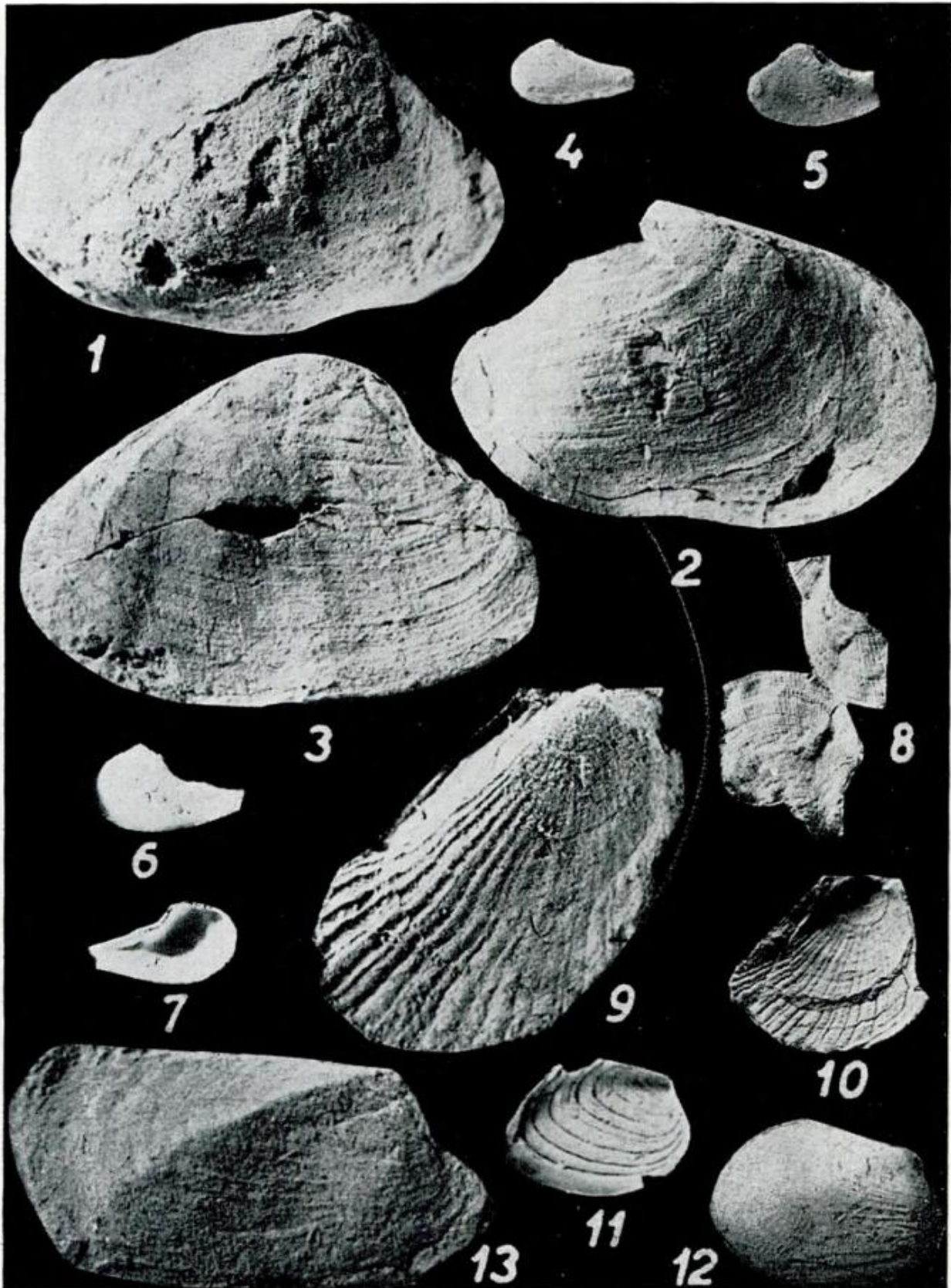
- 11: Espécimen MLP-11013. Molde externo de una valva izquierda. Tamaño natural.

Figura 12: *Cypricardinia* ? aff. *elegantula*

- 12: Espécimen MLP 11014. Molde en látex del molde externo de una valva derecha. Se pueden apreciar las láminas de crecimiento y las costillas radiales. x 2.

Figura 13: *Sanguinolites* ? sp.

- 13: Espécimen MLP-11522. Molde compuesto de una valva derecha. x 4.



El Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) informa que ofrece a los investigadores el Servicio de Microscopía Electrónica de Barrido (Scanning Electron Microscopy), el cual funciona bajo su dependencia en la sede del Instituto de Neurobiología, Obligado 2490, 2º piso, Buenos Aires.

REGLAMENTO

Artículo 1º. — El uso del Servicio de Microscopía Electrónica de Barrido deberá ser requerido mediante la presentación de una solicitud, por el investigador o entidad interesada, en la cual constarán los datos del solicitante y los fundamentos del requerimiento.

Artículo 2º. — El uso del Servicio podrá ser ocasional o responder al desarrollo de un programa de trabajo. Estará sujeto al pago del arancel que fije la Comisión Asesora del Servicio y a los turnos que se establezcan.

Artículo 3º. — Los turnos para observaciones ocasionales, serán asignados por el coordinador del Servicio.

Artículo 4º. — En el caso de programas de trabajo, la Comisión Asesora del Servicio evaluará el proyecto e indicará la fecha de iniciación.

Artículo 5º. — El Servicio llevará un registro completo de los usuarios así como también del número y características de las observaciones efectuadas.

Artículo 6º. — Los resultados científicos de los trabajos serán de exclusiva responsabilidad de los usuarios.

Artículo 7º. — Al publicarse los trabajos deberá hacerse la siguiente mención : « Trabajo realizado en el Servicio de Microscopía Electrónica de Barrido del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) de la República Argentina ».

Los interesados deberán comunicarse con el citado Instituto (Teléf. : 73-5098), o con el Departamento Institutos del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (Rivadavia 1917, Buenos Aires ; Teléf. : 45-8165).

SEDIMENTOLOGIA DE LA FORMACION SAN JUAN
(ORDOVICICO) Y DEL CONGLOMERADO "BASAL"
DE LA FORMACION LOS ESPEJOS (SILURICO ?),
EN LA QUEBRADA DE TALACASTO, PROV. DE SAN JUAN,
REPUBLICA ARGENTINA

POR HUMBERTO G. MARCHESE¹

RESUMEN

Se dan los caracteres sedimentarios ambientales y genéticos de las carbonatitas de la Formación San Juan (Llanvirniano) y del conglomerado suprayacente asignado hasta el presente a la base del Silúrico. De este estudio se deduce la existencia de un aumento energético gradual con pulsaciones hacia el techo de dicha formación, estimándose que su ambiente de deposición corresponde al litoral (intertidal) con variaciones entre supralitoral (supratidal) y sublitoral (subtidal). También se dan las características paragenéticas de las carbonatitas y la ftanita asociada con ellas. Por último se esboza un proceso que posiblemente involucra cambios climáticos y/o de relieve con aparición de nuevas áreas a partir del Ordovícico superior y que daría como resultado el llamado "conglomerado de Talacasto".

ABSTRACT

In the present paper the sedimentological characters, both environmental and genetic, of the carbonatites of the San Juan Formation (Llanvirnian) and of the conglomerate which overlies it (considered lower Silurian at present) are given. From this study it follows that there is gradual energetic increase with pulsations towards the top of that formation and it is considered that its depositional environment corresponds to an intertidal zone (varying between supratidal and subtidal). The paragenetic characteristics of the carbonatites and those of the ftanite associated with them are also given.

A process which involved climatic and/or geomorphological changes with the appearance of new areas from the Upper Ordovician onwards is outlined.

Those changes of relief resulted in the so called "conglomerate of Talacasto".

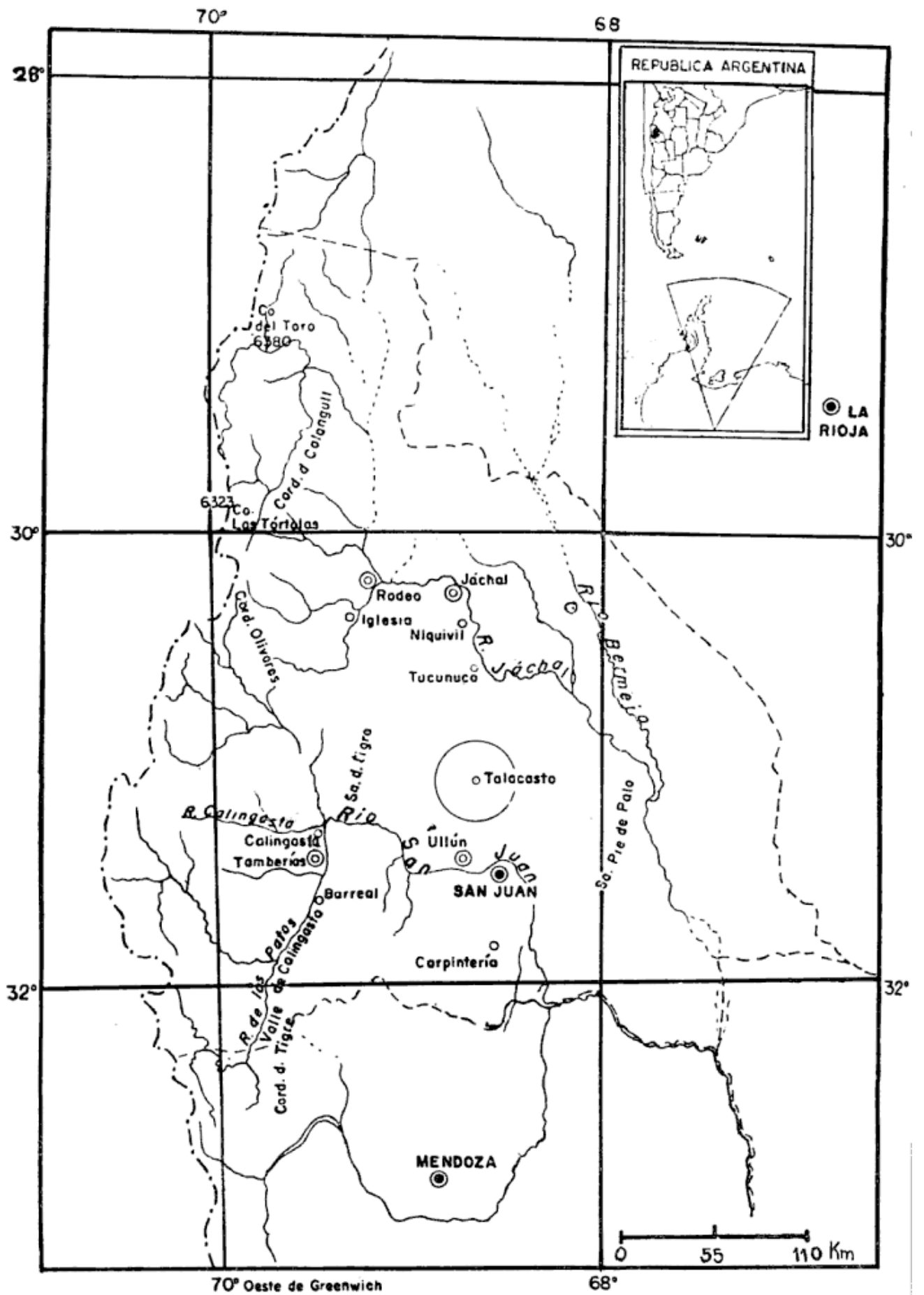
INTRODUCCION

Este trabajo forma parte de uno mayor que el autor está realizando en las localidades de Gualilán, Tambolar, Pachaco, Jáchal y Huaco en donde la llamada Formación San Juan presenta

buenos afloramientos. Como antecedentes bibliográficos se pueden citar entre otros a: Bodenbender, 1902; Stapenbeck, 1910; Keidel, 1921; Rolleri, 1947 y Baldis, 1970, en cuyos estudios se da una extensa lista de trabajos referidos a esta zona.

En la quebrada de Talacasto, ubicada a 55 km en línea recta al NW de la ciudad de San Juan, sobre el camino internacional de Talacasto a Agua Negra por Rodeo, afloran las calizas que son ob-

¹ Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad de C. Exactas y Naturales de la Universidad de Bs. As. Miembro de la Carrera de Investigador Científico del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.



70° Oeste de Greenwich

68°

Mapa de ubicación

jeto de este estudio y que formarían la sección más antigua de esta área, asignadas al Ordovícico (Llanvirniano). La suprayacen sedimentitas cuyas edades van desde el Silúrico hasta el Carbónico.

La falta de estudios detallados e integrados de estas sedimentitas hace difícil la correlación entre las diferentes secciones litológicas de esta formación, por lo tanto se utilizó el nombre general de Formación San Juan, hasta tanto se complete el estudio integral de los diferentes perfiles anteriormente nombrados.

El perfil levantado tiene un recorrido de 0,9 km y comenzó a 4,3 km de los baños de Talacasto por el camino hacia Rodeo. Se realizó el muestreo cada 16 metros y con la precaución de extraer las muestras orientadas con respecto a la base de los bancos.

El método de estudio ha sido basado esencialmente en la observación a grano suelto y de "peels".

La técnica de "peels" demostró ser eficiente para el estudio encarado e incluso para extender su aplicación a otros tipos de rocas (Marchese, 1971).

La observación microscópica se realizó en dos pasos, que consisten respectivamente en la observación con lupa binocular de la sección de la roca cortada para la obtención del "peel" y atacada con ácido clorhídrico con distintos tiempos y concentraciones; y el estudio microscópico de las películas de "peels" montadas sobre portaobjetos.

Tenemos que destacar que las muestras presentan comúnmente microsecuencias litológicas y variaciones microfaciales, lo que dificulta la clasificación con una sola denominación para cada una de ellas. Por lo tanto su descripción se refiere a los caracteres más importantes de las mismas.

Para los datos referidos a forma, esfericidad y redondeamiento de los clastos del conglomerado "basal" del Silúrico se usaron los métodos de Zingg, Krumbein, Wadell y de comparación visual (Pettijohn, 1963).

Para los colores se ha utilizado, The

rock color chart of the Geological Soc. of America. N. York, 1963.

FORMACION SAN JUAN

En la quebrada de Talacasto estas sedimentitas se encuentran afectadas por plegamiento y fallas de diferente magnitud, que han sido ampliamente descritas por Rolleri (1947). El espesor mínimo medido es de 506 metros, aunque debe aclararse que sólo es parcial porque no aflora la base de la formación. En el techo se desarrolla un conglomerado muy conocido en la bibliografía y citado por primera vez por Rolleri (1947), que ha sido utilizado por muchos autores como un argumento a favor de movimientos tectónicos. Estos separarían rocas de distinta edad y litología, Formación San Juan, Ordovícico (Llanvirniano) y diferentes formaciones asignadas al Silúrico medio y superior, y Devónico.

DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA

Las calizas están muy consolidadas, son de colores predominantemente gris mediano (N5) con transiciones a mediano claro (N6) y mediano oscuro (N4). Subordinados y en diferentes combinaciones se presentan gris oliva verdoso amarillento (5Y 4/1, 5Y 6/1, 5Y 5/2), escasos pardo amarillento y naranja grisáceo (10YR 6/6, 10YR 7/4). En el corte fresco rara vez presentan rasgos texturales marcados y aparentan ser masivas. La única estructura sedimentaria conspicua es la estratificación y laminación masiva.

Se presentan restos orgánicos no totalmente identificados que en parte son braquiópodos. Estos restos son de difícil extracción porque están recristalizados y/o reemplazados por carbonatos.

La "sección"¹ carbonática se puede

¹ Se usa el término informal de "sección" hasta que se completen los estudios y se pueda asignar una nomenclatura litoestratigráfica correcta: miembro, etc.

dividir en dos partes: *una inferior* (350 metros) cuya característica principal es, el mayor espesor promedio de los bancos, 0,50 a 1 metro; y *una superior* (156 metros) cuyo espesor promedio oscila de 0,20 a 1 metro. Por lo tanto la diferencia fundamental reside en las características de la estratificación, dadas por el menor espesor de los bancos de la parte superior con respecto a la infra-yacente.

Esta diferencia como veremos posteriormente estaría vinculada con las relaciones litológico-energéticas de las carbonatitas.

Tanto en la sección inferior como en la superior aparecen cuerpos estratiformes irregulares de composición silícea, en general paralelos a los planos de sedimentación. El color general de estos cuerpos es negro y parecen ser más abundantes y continuos en la sección inferior.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

La observación microscópica también permite dividir la columna litológica en dos "secciones", *inferior* y *superior* que coinciden aproximadamente con la división observada en los caracteres macroscópicos.

Sección inferior

Está compuesta principalmente por componentes *ortoquímicos*: microsubesparitas, en menor cantidad subesparitas micríticas y subesparitas esparíticas, dolosubesparitas y pelitas dolomíticas. Los porcentajes de los componentes ortoquímicos oscilan entre 60 a 90 %.

Los elementos *aloquímicos* (10 a 40 %) son principalmente:

- a) *Restos orgánicos* (5 a 35 %) de equinodermos, briozoarios?, valvas, espículas, trilobites, ortoconos, corales?, algas?, formas fusiformes y esferulíticas. Generalmente se presentan fraccionados. Se buscaron microfósiles y se en-

contraron restos de conodontes aparentemente mal conservados y rotos.

- b) *Intraclastos y nódulos* (0 a 5 %), son muy escasos y se encuentran en pocas muestras. Es difícil diferenciar entre nódulos y pseudonódulos producidos por procesos diagenéticos ("nodulación?") en los materiales ortoquímicos. Hay que mencionar que a los 156 y 216 metros, a partir de la base de esta sección, se presentan bancos de escaso espesor de "conglomerados y brechas" compuestos por intraclastos y clastos de ftanita.

Los tamaños de los componentes *aloquímicos* son variados, principalmente arena muy fina hasta arena mediana. Hacia el techo de esta "sección" y en las zonas "conglomerádicas - brechosas" mencionadas anteriormente se hacen más importantes los tamaños guija.

Sección superior

El límite con la sección subyacente está dado por la aparición de un mayor porcentaje de materiales *aloquímicos* (de 0 a 70 %) con respecto a los *ortoquímicos*, que son los predominantes en la sección inferior. También se hace más abundante la presencia de esparita (llega hasta 30 %). El tamaño general de los *aloquímicos* principalmente los intraclastos y pisolitas, aumenta. Estas pisolitas en parte parecen ser oncolitos.

Los *restos orgánicos* tienen igual característica composicional que en la sección inferior.

Por otra parte, resulta más acentuada la alternancia de rocas carbonáticas de textura más gruesa con carbonatitas de rasgos texturales más semejantes a los que se presentan en la sección inferior, rica en componentes ortoquímicos del tipo subesparita-micrita-microsubesparita, es decir más finos. Esta alternancia se visualiza macroscópicamente por el menor espesor de los bancos.

ESTRUCTURAS, DOLOMITA Y PARAGÉNESIS

Las estructuras están formadas principalmente por las microsecuencias, entre niveles con más contenido en material pelítico (limo-arcilla) y otros más ricos en material carbonático. Debe mencionarse que la dolomita aparentemente es más importante cuando está asociada con el material pelítico. Otras estructuras desarrolladas son las estilolitas, corte y relleno, marcas de desecación?, líneas de disolución, lineación de los componentes aloquímicos, estructuras producidas por deslizamientos? y laminación. Esta última se repite cíclicamente. También hay zonas irregulares como "nidos" ricas en material dolomítico y restos orgánicos.

La dolomita parece ser del tipo "S" (sindiagenética) es decir, penecontemporánea con la sedimentación. Dentro de este tipo se incluye la diagenética por ser difícil y casi imposible diferenciar los límites entre los estadios deposicionales y diagenéticos. Otros cristales de dolomita, más escasos, parcialmente enriquecidos en hierro, aparentan ser esencialmente epigenéticos y se encuentran heterogéneamente distribuidos.

Hay que remarcar que dentro de los procesos neomórficos que afectaron a los componentes de las calizas, principalmente a los ortoquímicos merece destacarse como el más importante el crecimiento de los granos y la recristalización. En menor cantidad se encuentran venillas posteriores, producto de disolución y relleno.

La sección inferior presenta cuerpos estratiformes silíceos de ftanita que son más abundantes que en la superior. Se presentan en bandas de espesor variable (hasta 15 cm) y coincidentes con los planos de sedimentación.

Del análisis de estos cuerpos surge que hubo reemplazo de las sedimentitas carbonáticas por el material silíceo. Al ser atacada la ftanita con ácido fluorhídrico muestra las características texturales de las calizas (restos orgánicos,

nódulos, intraclastos, dolomita, subesparita, etc.), a las cuales reemplazó.

La paragénesis es la siguiente:

1. Sedimentación de rocas carbonáticas con diferentes texturas y composiciones.
2. Cristalización de dolomita aisladamente.
3. Fracturación, relleno, disolución, crecimiento de granos y/o calcificación?
4. Reemplazo (proceso de silicificación).
5. Crecimiento de cristales de dolomita en partes con hierro.
6. Cristalización de venillas de carbonato.

AMBIENTES DE SEDIMENTACIÓN

Los caracteres texturales, estructurales y composicionales de estas carbonatitas indican que se han depositado en un ambiente ubicado en la zona litoral sin poder precisar su ubicación dentro del mismo (sub, inter o supratidal), aunque los rasgos litofaciales parecen indicar una alternancia entre intertidal y subtidal como más representativos.

La energía ambiental se puede esbozar de la siguiente manera; la sección inferior se ha depositado en un ambiente de baja a moderada energía con escasos períodos de mayor energía. La superior, por el contrario indica un predominio de alta energía con alternancias que representan menor energía.

Hacia el techo de la formación la energía cinética ambiental aumenta.

Se debe destacar como hecho muy importante que el único material terrígeno que acompaña a las rocas carbonáticas, mezclado en distintas proporciones, es de naturaleza pelítica. No existe ningún otro elemento que indique un aporte de terrígenos hacia la cuenca. Esto parece señalar que, las áreas positivas más cercanas poseían un relieve poco significativo.

Con respecto a los bancos carbonáticos ricos en intercalaciones estratiformes silíceas, debe quedar claramente establecido que se trata de un proceso de silicificación (reemplazo) que actuó sobre las carbonatitas.

La existencia en la sección inferior de niveles conglomerádicos y brechas intraformacionales formados por intraclastos y clastos de ftanita con iguales características texturales que los que se presentan intercalados como bancos en la formación demuestra que, movimientos de pequeña magnitud afectaron la cuenca repetidas veces y actuaron sobre las carbonatitas ya reemplazadas.

La silicificación tuvo lugar, por lo tanto, durante la sedimentación de las carbonatitas, es decir fue casi contemporánea ("singenética") con la deposición.

Queda sin esclarecer el origen de la sílice que formó los bancos de ftanita y puede ser debido principalmente a:

- 1) organismos ricos en sílice,
- 2) procesos relacionados con vulcanismo,
- 3) procesos diagenéticos que afectaron los primeros estadios de consolidación, es decir, presencia de soluciones ricas en sílice debajo de la interfase deposicional.

Por faltar elementos que avalen los dos primeros puntos, el autor se inclina por atribuir su origen a procesos vinculados a la difusión de soluciones.

FORMACION LOS ESPEJOS

Las sedimentitas asignadas a esta unidad se encuentran en relación concordante sobre la Formación San Juan. La denominación se debe a Baldis (1970) quien le atribuye una edad silúrica media a superior.

La secuencia litológica de abajo hacia arriba es la siguiente: conglomerados, areniscas y pelitas. En este estudio se

enfoca principalmente las características texturales, composicionales y genéticas del conglomerado y se dan los caracteres generales de las areniscas y pelitas por no ser tema directo del trabajo.

El conglomerado es conocido como "conglomerado de Talacasto", "conglomerado de chert o pedernal", o "conglomerado basal del silúrico". Corresponde a Roller (1947), la primera mención sobre este conglomerado, su descripción y su implicancia tectónica.

Su extensión areal no es continua, se puede seguir hacia el norte hasta la zona de Jáchal, con distribución restringida en una franja norte-sur de 70 km de longitud (Baldis, 1970). El espesor del conglomerado del área en estudio no excede los 50 centímetros. El color general es gris oscuro a medio (N 3 a N 5), superficialmente el material "aglutinante" tiene color gris amarillento (5 Y 7/2). La composición de los clastos está esencialmente constituida por material silíceo. El esqueleto es estable y está compuesto por clastos con las siguientes características:

Tamaño: guija gruesa hasta guijarro pequeño, siendo el porcentaje de los tamaños el siguiente: 3 cm, 42 %; 2 cm, 28 %; 4 cm, 17 %; 5 cm, 7 %; 6 cm, 1 %. Es decir que los tamaños (promedio) oscilan entre guija gruesa a muy gruesa.

Redondez: bien redondeado a redondeado (0,66).

Esfericidad media: 0,70.

Formas: aplicando el método de Zingg tenemos los siguientes valores
33 % (esféricos o equidimensionales).
31 % (cilíndricos a prolados).
26 % (discoidal, tabular u oblado).
10 % (laminar a triaxil).

Composición de los clastos: el total de los clastos está compuesto por material microcristalino silíceo (cuarzo, calcedonia, y ópalo?). Los clastos en su interior se encuentran reemplazados por

crisales de dolomita que a su vez se encuentran reemplazados por sílice. En los clastos se reconoce la textura primaria del carbonato (nódulos, oolitas, restos orgánicos, dolomitas, etc.) que ha sido reemplazado por silicificación.

Material aglutinante: comprende menos del 15 % de la roca y está compuesto por clastos de tamaño arena mediana a gruesa, angulosos de calcedonia-ópalo? y biotita. Además como cemento se presenta en cantidades muy variables carbonatos (principalmente calcita esparítica, dolomita y siderita?), en partes como cristales idiomorfos, clorita-glaucónita, arcilla (caolinita), colofano?. El material glauconítico es de forma nodular.

PARAGÉNESIS Y AMBIENTE DE SEDIMENTACIÓN

La secuencia paragenética de formación del conglomerado se caracteriza por las siguientes etapas:

- 1) Formación de rocas carbonáticas con texturas variadas, disolución y procesos de reemplazos intercarbonáticos (crecimiento de grano, etcétera).
- 2) Silicificación por reemplazo sin genético de las carbonatitas.
- 3) Desarrollo de cristales de dolomita con hierro?, relleno de cavidades por material carbonático-dolomítico, disolución, etc., Estas tres etapas corresponden a procesos acaecidos durante el desarrollo de la Formación San Juan.
- 4) Levantamiento de áreas de la Formación San Juan, erosión de las calizas, enriquecimiento y sedimentación de la ftanita en un ambiente marino de playa.
- 5) Fracturación posterior de los clastos y penetración por fracturas y microfracturas de material carbonático, de diferente composición con desplazamiento relativo entre las distintas partes y posterior relleno.

Sobrepuestas a este conglomerado "basal" hay pelitas y areniscas finas de color general gris oliva claro (5 Y 5/2), compuestas por cuarzo, ftanita, caolinita, clorita. Se presentan restos orgánicos principalmente marinos, bancos de granometría alternante con estructuras laminadas, microestratificación y ondulitas. Sobre la llamada Formación Los Espejos yacen sedimentos asignados al Devónico y Carbónico.

CONSIDERACIONES GENERALES

De todo lo expuesto anteriormente podemos resumir las siguientes conclusiones:

- 1) Durante la sedimentación de las formaciones calcáreas desde el Cámbrico hasta el Ordovícico (Formación San Juan) las condiciones ambientales se mantuvieron constantes. Las calizas de la Formación San Juan con sus faunas asociadas, "precipitaron" en clima cálido en zonas litorales (intertidal), con fluctuaciones dentro de dicho ambiente. El relieve circundante debe haber sido poco significativo por lo tanto, las áreas emergentes aportaban escasos elementos terrígenos finos "precipitándose" exclusivamente elementos calcáreos (aloquímicos y ortoquímicos) con participación de material pelítico subordinado.
- 2) La energía ambiental de las sedimentitas de la Formación San Juan aumenta gradualmente desde la sección inferior hacia la superior, intercalándose elementos litológicos (conglomerados y brechas intraformacionales) que indican que han existido movimientos (pulsaciones). Es difícil evaluar la intensidad de estos movimientos y su regionalidad pero nos inclinamos a suponer que han sido frecuentes presentándose en la columna litológica en variadas oportunidades y en otras localidades.

- 3) La citada formación culmina con la presencia del "conglomerado de Talacasto" o "conglomerado basal del Silúrico", el cual ha sido considerado por algunos autores como el registro litológico de los movimientos Taconicos en la Precordillera. Las conclusiones que podemos extraer de la presencia de este conglomerado, es que tuvo como fuente exclusiva de procedencia a las calizas de la Formación San Juan y una acción de desgaste intensa y/o prolongada sobre sus elementos silíceos.
- 4) Un hecho importante de destacar es que a partir del "conglomerado de Talacasto" aparecen diferencias en la litología, la cual se había mantenido constante desde el Cámbrico hasta el Ordovícico, en que se depositaban calizas con características energéticas variadas dependientes de su posición en la cuenca. Sobre el conglomerado la sedimentación continúa en un ambiente marino, pero la representación litológica está asumida por pelitas y areniscas. Esto indica la aparición de nuevas áreas de aporte. La ausencia de elementos carbonáticos representativos puede señalar un cambio climático y/o un ambiente fisiográfico poco propicio.
- 5) En cuanto al registro de movimientos marcados por el conglomerado, debemos pensar que evidentemente señala el levantamiento de áreas con rocas carbonáticas pertenecientes a la Formación San Juan. Pero en cuanto a su regionalidad el mismo está restringido aparentemente en una línea nortesur a lo largo de 70 km (Baldis, 1970), desde Talacasto hasta el norte de Jáchal.
- 6) Dado que tanto en el Ordovícico como en el Silúrico, se presentan bancos conglomerádicos (brechas, conglomerados intraclásticos y conglomerados), los movimientos pa-

recen haber sido más frecuentes que lo estimado hasta el presente y pueden haber afectado diferentes zonas en distintas épocas. Al no existir un indicio inequívoco que permita asignar la edad del "conglomerado de Talacasto" al Silúrico basal, podemos sugerir que el mismo puede ser Ordovícico (superior) hasta Silúrico inferior y participaría como parte de un proceso que se manifiesta ya durante el Ordovícico.

Agradecimientos

Agradezco muy especialmente a la doctora Elda C. Di Paola por el intercambio de opiniones y la lectura crítica del manuscrito, a los doctores Oscar Arrondo y Jorge Scalabrini Ortiz por la ayuda prestada en los trabajos de campo y a la geóloga Josefina Barbano por la ayuda en la preparación y búsqueda exitosa de conodontes.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Baldis, B., 1970. *Estratigrafía del Devónico de la Precordillera Sanjuanina entre los paralelos 30 y 32°*. Tesis Doctoral inédita Facultad Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.
- Bodenbender, G., 1902. *Contribución al conocimiento de la Precordillera de San Juan y Mendoza y de las Sierras Centrales de la República Argentina*. Bol. Ac. Nac. Cienc. Córdoba, XVII.
- Keidel, J., 1921. *Observaciones geológicas en la Precordillera de San Juan y Mendoza*. An. Min. Agric. de la Nación, sec. Geol. Min. y Mineral, XV, n° 2.
- Marchese, H. 1971. *Nuevas aplicaciones de los "peels" en los estudios petrológicos*. Rev. de la Asoc. Arg. de Min. Petrol. y Sedimentología, 2 n° 1-2.
- Rolleri, E., 1947. *Estudio geológico de la quebrada de Talacasto y zonas adyacentes*. Tesis inédita. Univ. Nac. de La Plata, Museo de La Plata.
- Stappenbeck, R., 1910. *La Precordillera de San Juan y Mendoza*. An. Min. Agri. de la Nac., sec. Geol. Min. y Mineral., IV, n° 3.

Recibido el 1 de marzo de 1972.

ESQUEMA ESTRUCTURAL DE LA PROVINCIA DE TUCUMAN, REPUBLICA ARGENTINA

POR RICARDO MON

RESUMEN

En la provincia de Tucumán se encuentran representadas dos unidades tectónicas: las Sierras Pampeanas y las Subandinas.

La individualización de las mismas se ha producido por diferencias en el comportamiento tectónico del basamento. En las zonas en que éste está afectado por un metamorfismo intenso, ha tenido comportamiento rígido que sólo ha permitido la formación de bloques fallados (Sierras Pampeanas), mientras que, en las zonas de bajo metamorfismo, ha sido lo suficientemente dúctil como para permitir deformación por plegamiento (Sierras Subandinas).

En los últimos tiempos se ha puesto en duda la edad precámbrica del basamento ya que, dentro del mismo, se ha descubierto la presencia de materiales paleozoicos que, sin embargo, no constituyen todavía un argumento concluyente como para asignarle a todo el complejo esta edad.

ABSTRACT

In the Province of Tucumán (Argentina) two tectonics unities are represented: the Pampean and the Subandean ranges. Their individualization has been produced because of the differences in the tectonic behaviour of the basement. In the zones where it is highly metamorphosed it has had rigid behaviour and rigid faulted blocks were formed (Pampean Ranges); in the zones of low metamorphism it has been ductil enough to allow deformation by folding (Sierras Subandinas).

In the last time there were doubts about the precambrian age of the basement because paleozoic materials were found within it. Although there are not conclusively arguments to assign all the complex to Precambrian.

INTRODUCCION

Las investigaciones realizadas en la provincia de Tucumán en los dos últimos años nos permiten adelantar, en este esquema, algunas ideas sobre la Tectónica de la misma, que esperamos sirvan como guía para futuros trabajos y, al mismo tiempo, plantear algunos problemas todavía no resueltos.

El mapa que acompaña a esta comunicación ha sido elaborado en base a los trabajos de González Bonorino (1950 *b* y 1951), Galván-Ruiz Huidobro (1965), Ruiz Huidobro (1966),

Galván (Hoja Cafayate, inédito) y observaciones del autor que se refieren principalmente a las sierras del nordeste de la provincia, sierra de San Javier y estribaciones orientales de las Cumbres Calchaquies. Originalmente ha sido compilado a escala 1:500.000 y reducido posteriormente para su publicación.

Cabe expresar nuestro agradecimiento a la Fundación y al Instituto Miguel Lillo como así también a la Dirección Provincial de Minas, instituciones que nos brindaron apoyo material para las tareas realizadas.

CONSIDERACIONES SOBRE EL
METAMORFISMO Y EDAD
DEL BASAMENTO METAMORFICO

Teniendo en cuenta que la estructura actual, impresa por los movimientos ándicos, está condicionada principalmente por las características del basamento metamórfico, haremos una breve reseña de los conocimientos que existen hasta el presente sobre el mismo.

Este fue extensamente estudiado por González Bonorino (1950 *a, b*; 1951) en la sierra del Aconquija y sus prolongaciones meridionales. Está constituido por ectinitas, granitos y migmatitas, que se han distribuido en amplias franjas de orientación norte-sur. Este autor distinguió dentro de las ectinitas de la sierra del Aconquija tres unidades petrográficas de límites imprecisos y sin valor estratigráfico que se hallan con inclinación predominante hacia el este, de manera que de oeste a este y de abajo hacia arriba se encuentran: *a*) micacitas biotíticas, *b*) filitas cuarzosas y *c*) filitas cuarzosas bandeadas.

Estas fueron reconocidas también por Ruiz Huidobro (1966) en el extremo norte de la sierra del Aconquija y Cumbres Calchaquíes, en cuyo faldeo oriental se encuentran pizarras con metamorfismo débil, similares a las que constituyen el basamento de las sierras del nordeste de la provincia.

Entre los cuerpos graníticos, González Bonorino (1950 *a*) señaló granitos pretectónicos, sintectónicos y post-tectónicos (apotectónicos). Estos últimos corresponden a los cuerpos mayores, en general, discordantes con respecto a la estructura de las ectinitas.

Las facies con metamorfismo débil o sin él que aparecen en el borde oriental de las Cumbres Calchaquíes, se extienden por las estribaciones orientales de éstas y por las sierras de San Javier, Medina, Candelaria, del Campo y la Ramada. Se trata de pizarras de color gris azuladas y verdosas, intensamente deformadas y atravesadas profusamente

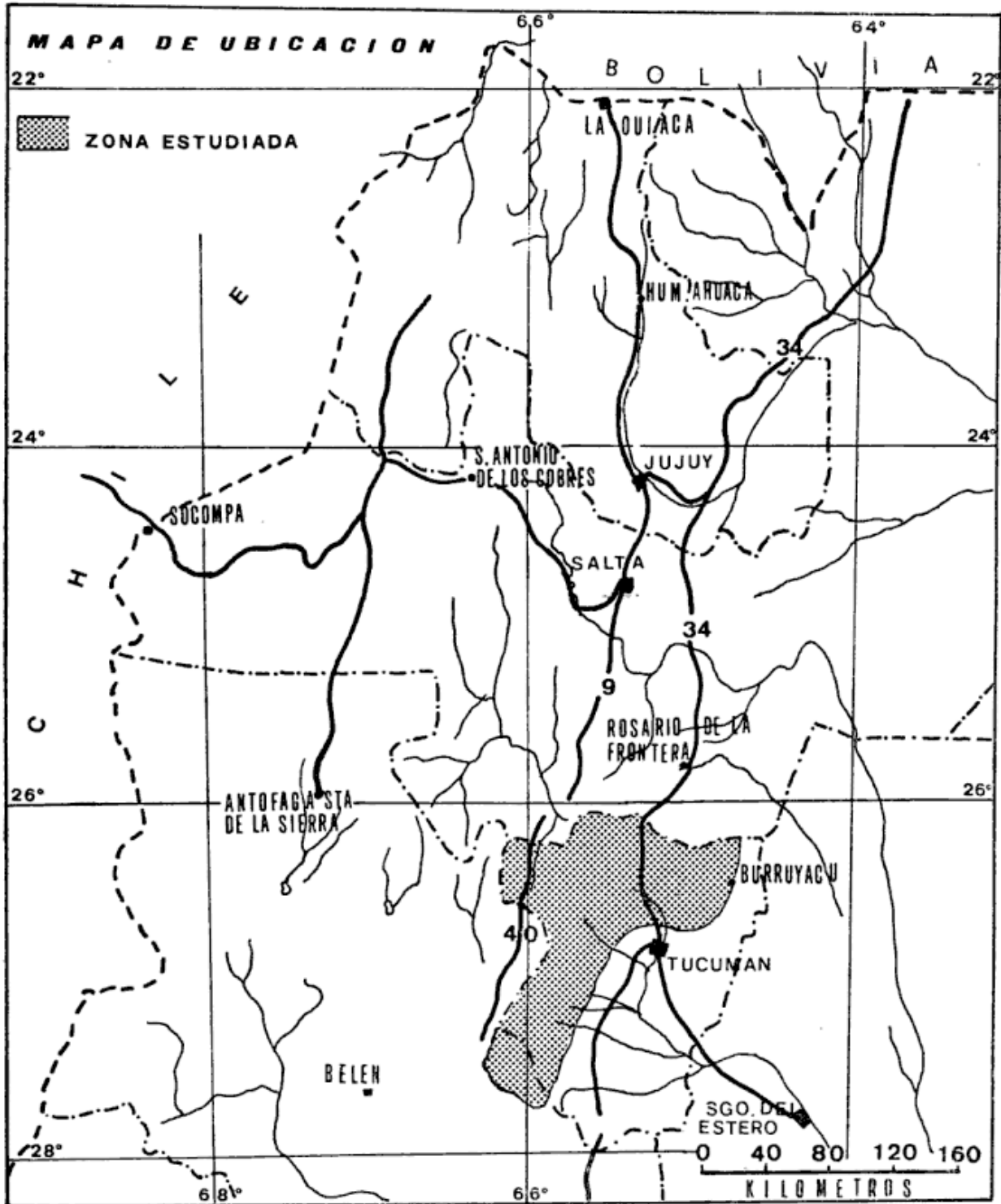
por venas de cuarzo. Es una unidad monótona dentro de la cual es imposible hacer subdivisiones. Se puede reconocer todavía, en ellas, los rasgos sedimentarios primitivos, representados por una laminación en capas de aproximadamente un centímetro de espesor, dada por la alternancia de sedimentos pelíticos y arenosos finos.

Las facies de bajo metamorfismo de las sierras del nordeste y las de metamorfismo más elevado de los cordones occidentales (Aconquija, Calchaquíes) forman parte del mismo complejo dentro del cual no se distinguen discordancias importantes. De cualquier manera, cabe plantear los siguientes interrogantes: ¿representan las facies de bajo metamorfismo secciones más jóvenes dentro del basamento? o ¿se trata simplemente de un pasaje lateral dentro de rocas de aproximadamente la misma edad? Para González Bonorino (1950 *a*) un grado mayor de metamorfismo no significa necesariamente mayor edad, idea con la cual coincidimos. Pero, sin embargo, sería necesario replantear el problema detalladamente a la luz de nuevos aportes cronológicos que se han realizado recientemente y que veremos a continuación.

En general existía la idea de que gran parte de las metamorfitas e intrusiones graníticas de la República Argentina pertenecían al Precámbrico. Pero en los últimos años se ha desarrollado la idea de que el basamento cristalino debe rejuvenecerse considerablemente e incluso ser asimilado al Paleozoico, al menos en parte.

En nuestra área de estudio los argumentos más importantes que hay para seguir este criterio son los siguientes:

a) Se ha afirmado (González Bonorino, 1950 *a*) que las ectinitas, granitos y migmatitas pertenecen a un mismo ciclo tectomagmático y que por lo tanto el complejo se debe a fenómenos de sedimentación, metamorfismo, granitización y migmatización conectados entre



sí, probablemente dentro de un mismo geosinclinal.

b) Las mediciones de edad absoluta realizadas por Halpern, Linares, Latorre (1970) en los granitos de las Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis indican Paleozoico inferior para todas las muestras procesadas, algo similar ocurre con las ectinitas que contienen

a dichos granitos, las edades más altas registradas en éstas alcanzan 540 m.a. Recientemente el Dr. Rafael R. González nos comunicó que en cuerpos graníticos de las Cumbres Calchaquíes determinó edades promedio de 470 m.a. (Ordovícico inferior).

c) Mirré y Aceñolaza (1971) han comunicado el hallazgo de *Oldhamia*

sp. (traza fósil característica del Cámbrico de varios lugares del mundo) al sudoeste de nuestra área de estudio, en ectinitas que eran consideradas precámbricas.

Se puede concluir que hay una serie de aportes, hechos por distintas vías, que coinciden en que dentro del basamento metamórfico hay participación de materiales paleozoicos. Pero de cualquier modo, antes de asignarle a todo el complejo esta edad, cabe mantener cierta reserva hasta que el problema se estudie con mayor profundidad.

TECTONICA

En la provincia de Tucumán se encuentran representadas dos unidades tectónicas importantes: las Sierras Pampeanas y las Subandinas (Mon, 1971), cuyas diferencias se manifiestan claramente en el relieve. Las Sierras Pampeanas representadas por las sierras del Aconquija, Quilmes y Cumbres Calchaquies constituyen altos cordones que superan en parte los 5.500 metros de altitud. Las Sierras Subandinas de altitud mucho menor que las primeras, constituyen una serie de elevaciones aisladas que ocupan el sector nororiental de la provincia (sierras de La Candelaria, del Campo, Medina, la Ramada, San Javier).

Los movimientos ándicos son los responsables de la estructura actual, pero anteriormente se hicieron sentir otros ciclos diastróficos que les confirieron al basamento metamórfico y al Paleozoico inferior estilos de deformación que les son propios.

Estructura del basamento metamórfico: ésta ha sido estudiada principalmente en las sierras del nordeste. Allí el basamento está representado por pizarras cuya esquistosidad es, en la mayor parte de los casos, paralela a la estratificación primitiva; es posible distinguir en ellas dos órdenes de plegamiento: el primero dado por pliegues

apretados, volcados hacia el oeste, con longitudes de onda del orden de las decenas de metros; además, superpuesto a éste, se encuentra un microplegamiento vinculado a un clivaje de fractura que corta a la laminación primaria y por lo tanto a la esquistosidad. La mayor parte de los elementos estructurales del basamento representan un rumbo que varía entre N 30 W y N 60 W (Mon, Urdaneta, Suayter, 1971).

Estructura del Paleozoico inferior: está dada por pliegues apretados, cuyos flancos presentan inclinaciones entre 60° y 70°, en las cuarcitas cámbricas de la sierra del Campo (Mon, Suayter, Urdaneta, 1971). Este complejo está entre dos discordancias que lo separan del basamento y del Grupo Salta, que se le superpone, y que muestra un estilo de deformación completamente distinto. Dentro de las cuarcitas no se observan señales de metamorfismo.

ESTRUCTURA ÁNDICA

Sierras Subandinas: los principales elementos estructurales se encuentran en dirección NNE-SSW. Cada sierra constituye un gran anticlinal en cuyo núcleo aflora el basamento. Los ejes de estos anticlinales buzan tanto hacia el norte como hacia el sur, de manera que presentan terminaciones periclinales en sus extremos. Se distinguen dos cordones de anticlinales con disposición escalonada, uno constituido por los anticlinales de las sierras de la Candelaria, Medina, San Javier y el otro por los del Campo y la Ramada.

El mecanismo principal de la formación de estos pliegues ha sido el ascenso de bloques de basamento mediante fracturas inversas de alto ángulo. Sin embargo las terminaciones periclinales suaves de los pliegues y la presencia de anticlinales que no muestran relaciones muy estrechas con fracturas paralelas a sus ejes, permiten deducir que el basamento ha tenido la ductilidad suficiente como para permitir una propor-

ción apreciable de deformación por plegamiento.

Todos los elementos estructurales de la cubierta sedimentaria son reflejo de los fenómenos tectónicos ocurridos en el basamento; en ningún caso se nota que ambos complejos hayan actuado en forma independiente.

No hemos encontrado argumentos suficientes como para decidirnos sobre si el plegamiento del basamento es previo o posterior a la individualización de los bloques. Las fallas más conspicuas, que limitan a los bloques principales tienen rumbo NNE - SSW.

Sierras Pampeanas: en la provincia de Tucumán están representadas por dos cordones subparalelos, de orientación aproximada norte - sur, el occidental, constituido por la sierra del Cajón o de Quilmes y, el oriental, por las Cumbres Calchaquíes y la sierra del Aconquija. Ambos están separados por una depresión de origen tectónico —el valle de Santa María—.

El bloque de la sierra de Quilmes ha sido elevado y basculado hacia el este por una gran falla que corre por el borde occidental del mismo (fuera de la provincia de Tucumán).

La sierra del Aconquija y las Cumbres Calchaquíes constituyen dos grandes bloques elevados e inclinados hacia el este por fallas que corren por el borde occidental de dichas sierras. Estos están separados entre sí por el valle de Tafí-Amaicha, que constituye también una depresión tectónica de menor magnitud que el valle de Santa María.

Ante los movimientos ándicos estos bloques han tenido un comportamiento totalmente rígido, prácticamente monolítico. Aunque hacia el sur el bloque de la sierra de Aconquija se desmiembra en varios bloques menores.

El macizo intermedio (Altos de la Totorá y de Vipos) situado entre la sierra de San Javier, al este, y las Cumbres Calchaquíes, al oeste, representa una zona de comportamiento intermedio, pero posiblemente más cercano al de las

Sierras Subandinas, ya que en su núcleo afloran facies de bajo grado de metamorfismo, que han experimentado deformación por plegamiento.

CONCLUSIONES

1ª Las diferencias en el grado de metamorfismo han tenido una profunda influencia en el comportamiento tectónico del basamento y son las que han permitido la diferenciación de dos unidades morfo-estructurales en la provincia de Tucumán. Entendiéndose que una unidad morfo-estructural es una porción de la corteza terrestre caracterizada por una morfología y una estructura que le son propias y que permiten distinguirla de las demás.

2ª Las sierras del nordeste de Tucumán, incluso la de San Javier, deben ser asignadas a la unidad de las Sierras Subandinas, ya que presentan estrechas afinidades, principalmente estructurales, con las Sierras Subandinas típicas que se extienden más al norte.

3ª Las Sierras Subandinas se caracterizan por tener un basamento dúctil que ha permitido la existencia de deformación por plegamiento dentro del mismo, durante los movimientos ándicos. En cambio las Sierras Pampeanas están constituidas por un basamento rígido donde todos los esfuerzos han debido disiparse mediante fallas.

4ª La aplicación del criterio anterior reduce el contacto entre ambas unidades prácticamente a una línea. Anteriormente se admitía la existencia de una extensa zona de transición o de "hibridez".

5ª El pasaje entre las Sierras Subandinas y Pampeanas, no se verifica por simple elevación del basamento y eliminación de la cubierta, como había sido propuesto anteriormente (González Bonorino, 1950 a), sino que además hay un cambio profundo en el estilo de deformación.

6ª Si se piensa que parte de las metamorfitas del basamento son paleozoicas, habría que admitir que éstas pertenecen a un Cámbrico más antiguo que el representado por las cuarcitas rosadas que afloran en las sierras del Campo, y la Candelaria. Sería necesario aceptar, además, la presencia de fases diastróficas importantes dentro del Cámbrico, ya que ambos complejos están separados por una fuerte discordancia.

7ª La presencia de granitos paleozoicos, probablemente del Ordovícico inferior, en las Cumbres Calchaquíes y la ausencia de metamorfismo en las cuarcitas cámbricas, implica que la granitización de esa edad y los fenómenos de metamorfismo conexos han quedado restringidos al ambiente actualmente representado por las Sierras Pampeanas. En las Sierras Subandinas no se distingue ningún fenómeno de metamorfismo posterior a los del basamento.

8ª Probablemente los fenómenos tectónicos que acompañaron al emplazamiento de los granitos paleozoicos en las Sierras Pampeanas están representados, en las Subandinas, por el plegamiento que han experimentado las cuarcitas cámbricas, que no se manifiesta en los complejos más modernos (Grupo Salta y otros).

9ª Las diferencias que existen entre el Terciario superior de los bordes orientales y occidentales de la sierra del Aconquija y Cumbres Calchaquíes indicarían que ambas zonas habrían estado separadas por un área positiva ya en esa época, lo que significa que el

levantamiento de los bloques se inició anteriormente o al mismo tiempo que la deposición del Terciario superior.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Galván, A. F., *Mapa Geológico de la Hoja "Cafayate"*. DNGM. Inédito.
- Galván, A. F. y Ruiz Huidobro, O. J., 1965. *Geología del Valle de Santa María*. Actas de las Seg. Jorn. Geol. Argent. II: 217-230.
- González Bonorino, F., 1950 a. *Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas*. Rev. Asoc. Geol. Argent. V: 81-110.
- 1950 b. *Descripción geológica de la Hoja 13 e, Villa Alberdi*. Boletín DNGM 74.
- 1951. *Descripción geológica de la Hoja 12 e, Aconquija*. Boletín DNGM 75.
- Halpern, M., Linares, E. y Latorre, C. O., 1970. *Estudio preliminar por el método estroncio-rubidio de rocas metamórficas y graníticas de la Provincia de San Luis, República Argentina*. Rev. Asoc. Geol. Argent. XXV: 293-302.
- Mirré, J. C. y Aceñolaza, F. G., 1971. *El hallazgo de "Oldhamia" sp. (traza fósil) y su valor como evidencia cámbrica para el supuesto Precámbrico del borde occidental del Aconquija, provincia de Catamarca*. Ameghiniana, en prensa.
- Mon, R., 1971. *Relaciones estructurales entre las Sierras Pampeanas y Subandinas en la Provincia de Tucumán, República Argentina*. I Congr. de Geol. Hisp. Luso Americ. Sec. I (Geología), II: 661-680. Madrid.
- Mon, R., Urdaneta, A. y Suayter, L., 1971. *Estudio geológico de las Sierras del Campo y la Ramada*. Acta Geol. Lill. XI: 291-306.
- Ruiz Huidobro, O. J., 1966. *Contribución a la geología de las Cumbres Calchaquíes y Sierra del Aconquija (Tucumán-Catamarca)*. Acta Geol. Lill. VIII: 215-247.

Recibido el 29 de noviembre de 1971/27 de diciembre de 1971.

GEOLOGIA Y ESTRUCTURA DE LA SIERRA DE CORTADERAS, SAN JUAN-MENDOZA, REPUBLICA ARGENTINA

POR RUBEN J. CUCCHI

RESUMEN

La región estudiada comprende la sierra de Cortaderas, situada en el límite entre las provincias de San Juan y Mendoza. Las rocas más antiguas del área constituyen la Formación Cortaderas, formada por una sección inferior de filitas y pizarras filíticas, esquistos verdes, metadiabasas y escasas serpentinitas, y una sección superior de metagrauwacas, pizarras, metadiabasas y grandes cuerpos de serpentinitas. Sobre estas metasedimentitas e intrusivos asociados descansa en discordancia la Formación Alojamiento, formada por calizas y esquistos calcáreos.

La Formación Cortaderas está plegada fuertemente y, en parte, quizás imbricada. El análisis estructural revela una esquistosidad regional S_2 y una lineación asociadas a un primer plegamiento que han sido sometidas a una posterior deformación que desarrolló fajas de encarrujado (kink-folds) y micropliegues, coetáneos con otra lineación determinada por la intersección de S_2 con el clivaje de transposición S_3 . Finalmente la tectónica terciaria produjo grandes fallas regionales.

Sobre la base de determinaciones de la edad absoluta de filitas de la sierra de Uspallata correlacionables con las metasedimentitas de la sierra de Cortaderas, se descarta la edad devónica de éstas, edad que corresponde al metamorfismo y/o última deformación.

ABSTRACT

The oldest rocks from sierra de Cortaderas belong to Cortaderas Formation. This formation is tentatively divided in a lower section with phyllites, phyllitic slates, green schists, metadiabases and few serpentinites; and an upper section with metagreywackes, slates, metadiabases and large serpentinite bodies. Upon these metasediments and associate intrusives, possibly in angular unconformity lie metamorphic limestones and calcareous schists of Alojamiento Formation.

Cortaderas Formation is tightly folded and perhaps imbricated. Structural analysis reveals a regional schistosity S_2 and a lineation associated to a first phase of folding; a second phase of folding developed kink-folds, crenulations and a second lineation formed by the intersection of S_2 with cleavage S_3 . Tertiary tectonics developed regional faults.

Absolute ages of phyllites from sierra de Uspallata reveal a Devonian age that is supposed to be the age of metamorphism and/or last deformation; these phyllites are correlated with metasediments from sierra de Cortaderas. It is proposed that Cortaderas Formation has been submitted to a metamorphism and/or deformation of the same age.

INTRODUCCION

El área estudiada se encuentra a 30 kilómetros al nordeste de Uspallata, entre los meridianos $69^{\circ}02'$ y $69^{\circ}10'$ al oeste de Greenwich y los paralelos $32^{\circ}05'$ y $32^{\circ}25'$ de latitud sur; tienen

una longitud de 25 km y un ancho de 10 km, aproximadamente. Al norte está limitada por la quebrada del río Santa Clara y al sur por la Pampa Fría; al oeste por la Pampa Seca y el barreal de la Pampa Seca, que la separan del cordón del cerro Redondo y de la pampa

de Yalguaraz, y al este por el barreal del Pájaro Muerto y dos quebradas de rumbo norte.

Los cordones de Cortaderas, del Alojamiento y del Peñasco son los elementos orográficos más importantes de la zona; las quebradas de Agua de las Cortaderitas, de los Pozos y de la Mina son las más destacadas de las que desaguan al oeste; hacia el este lo hacen la parte oriental de la quebrada de la Montaña y, frente al cordón del Alojamiento, la del río Riquiliponche, además de otras quebradas secundarias que bajan del cerro Mudadero y del Alojamiento.

Un aspecto controvertido de la geología de la zona es el referente a la edad de las rocas metamórficas de la Formación Cortaderas y de las rocas calcáreas de la Formación Alojamiento, que han sido atribuidas al Precámbrico por unos autores, al Paleozoico inferior por otros. La comparación de la litología de las metamorfitas con sedimentitas pelíticas o arenosas portadoras de faunas o floras paleozoicas, así como de supuestas relaciones de campo, ha llevado a una u otra de aquellas asignaciones en la escala cronológica, descuidándose, sin embargo, el reconocimiento del estilo tectónico y en especial de las características de la fábrica, lo que puede conducir, al menos, a diferenciar ya que no a establecer una secuencia de las distintas formaciones.

Agradecimientos

Este trabajo forma parte de una investigación regional dirigida por el doctor F. González Bonorino, a quien se agradece la lectura del manuscrito.

También se agradece a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires y al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, que proporcionaron medios y subsidios que facilitaron la realización de este estudio. Igualmente se agradece al Ing. J. Zucchini y a los Dres. R. Tabacchi y H. de la Iglesia quienes facilitaron fotos aéreas del río

San Juan y sierra de Caracoles; al doctor P. J. C. Perucca de la Dirección de Minería de San Juan por proporcionar movilidad para un corto viaje a la quebrada Santa Clara; a los señores M. Leveratto y H. Malajovich quienes colaboraron en el trabajo de campo, al señor A. Bertolini por la preparación de los cortes delgados y al señor Roberto Candia por la realización del mapa.

TRABAJOS ANTERIORES

Una de las primeras referencias a la geología de la sierra de Cortaderas y áreas adyacentes es la de Avé-Lallement (1890, 1892) quien considera que la sierra está compuesta por grauvacas y pizarras del Silúrico suprayacentes respecto de los esquistos hurónicos.

Stappenbeck (1910) ha sostenido que en la sierra de Cortaderas — como en el resto de la Precordillera — no hay rocas precámbricas. Según este autor (1910, p. 121) la caliza de la sierra de Cortaderas está interpuesta entre las grauvacas y las filitas y no alternando con las últimas como sostuvo Avé-Lallement. Según Stappenbeck (1910, p. 121 y perfil IX) la estructura de la sierra es de un gran sinclinal, de rumbo norte-sur, limitado al este por la falla de Alojamiento.

Stappenbeck (1910, p. 23) relacionó las calizas de Alojamiento y las del cerro Blanco de Cortaderas con las calizas de la sierra de Tontal y cajón de Santa Clara, que están cubiertas por grauvacas y pizarras del Devónico. Según esta correlación la edad de las calizas de la sierra de Cortaderas es silúrica.

El trabajo de Stappenbeck fue complementado por la descripción petrográfica de Stieglitz (1914) de una amplia variedad de muestras de la sierra de Cortaderas, entre ellas una caliza con Globigerinas (*op. cit.* p. 54), que posteriormente no ha recibido confirmación.

Por su parte, Keidel (1921, p. 19, 75 y fig. 2) atribuye al Ordovícico las calizas del cordón del Alojamiento y las

del cerro Blanco, así como considera paleozoicos los esquistos filíticos y otros sedimentos alterados de las sierras (1921, p. 19).

Groeber (1939, 1963) hace referencia a la posibilidad de que entre terrenos del Paleozoico inferior haya fajas de rocas probablemente proterozoicas del metamorfismo regional.

García (1951, mapa geológico) ha señalado a la latitud del Alojamiento y de oeste a este, la siguiente secuencia: Infrapaleozoico con cuarcitas, arcilloesquistos y filitas con intrusiones básicas; luego pizarras, areniscas cuarcíticas y grauvacas plegadas y dislocadas que ubica en el Gotlándico-Devónico, en las cuales están enclavadas tectónicamente las calizas cambro-ordovícicas del Alojamiento.

Harrington (1953) agrupa las rocas de bajo metamorfismo que están debajo del Carbónico en el grupo de Villavicencio, en el que reúne las "facies" Normal, Cortaderas y Alojamiento. Según Harrington la relación entre la "facies" Cortaderas y Alojamiento (cerro Blanco) se observa al este de Agua de las Minas donde existe un pasaje gradual entre ambas. Al sur de la quebrada de Santa Clara, en el cordón del Peñasco y cerro de los Potrerillos, se observa que metagrauvacas y filitas, idénticas a las "facies" Normal de Villavicencio, pasan hacia el sur en transición gradual a las "facies" Cortaderas y Alojamiento.

GEOLOGIA

Los afloramientos septentrionales de la zona, incluyendo el cordón del Peñasco y abarcando al este hasta la quebrada de Santa Clara, consisten principalmente de metagrauvacas y pizarras. Al nordeste del cerro de los Potrerillos, en la quebrada Seca, aflora una lente de calizas de 1 km de largo por 200 m de ancho, cuya posición es esencialmente vertical: el contacto oriental de esta lente es el grupo de Santa Clara que,

en este sector, consiste de areniscas gris-blanquecinas, con laminación convolvida y de naturaleza medianamente compacta a friable, en las que la erosión eólica ha formado oquedades; siguen hacia el este areniscas de grano más fino, amarillentas, y limolitas azuladas, lajosos, y lutitas hojosas azuladas a negras, con restos de plantas, que alternan en parte con capas delgadas de ftanitas. En el contacto oeste de la lente de calizas, hacia aguas arriba de la quebrada Seca, hay pizarras gris-azuladas a gris-amarillentas, con intercalaciones delgadas de calizas; las pizarras tienen esquistosidad oblicua, en ángulo agudo, a la estratificación y está corrugada en forma de "kink-folds".

Siguiendo por la quebrada Seca, al norte del cerro de los Potrerillos, aflora una faja delgada de pizarras y pizarras filíticas de color gris azulado, con bancos delgados de calizas. La posición de estas rocas es esencialmente vertical; presentan "kink-folds" paralelos a la estructura secundaria predominante. La roca de caja de esta faja está constituida por metagrauvacas gris-azuladas, que alternan con pizarras oscuras y claras. Al oeste de la faja siguen metagrauvacas de color gris verdoso claro, con superficies amarillentas, en capas más gruesas y escasas pizarras filíticas de tonos verdes. Hacia las nacientes de la quebrada Seca aparecen metagrauvacas gris verdosas oscuras, cuya inclinación al noroeste varía entre 30 y 60 grados.

Esta faja de pizarras y pizarras filíticas, que tiene una extensión de alrededor de 3 km y un ancho de 200-300 m, continúa, aproximadamente unos 1,5 km más al norte, siguiendo el rumbo de la anterior.

Otra masa lenticular de calizas aflora al sudoeste del cerro de los Potrerillos; tiene 3,5 km de longitud por 700-800 m de ancho. Su composición es semejante a la del cordón del Alojamiento.

En esta zona septentrional las rocas básicas parecen tener mucho menor

desarrollo que al sur del arroyo Agua de las Cortaderitas. Apenas se observan algunos intrusivos concordantes en el extremo sur del cordón del Peñasco; excepto en la zona de la mina La Judita, donde hay varios cuerpos lenticulares de gabros y serpentinitas, de pocas decenas de metros de longitud, cuyas cajas, por lo general, consisten de calizas pardas, pizarras, filitas y pizarras filíticas; en cercanías de La Judita se observan también manifestaciones talcosas, asociadas a las rocas serpentinizadas.

Al norte y en el faldeo oeste del cordón del Peñasco se observa que sobre las metagrauvas y pizarras plegadas, cuya inclinación general es al este, apoyan en discordancia angular sedimentitas y tobas del grupo de Santa Clara; el rumbo de éstas en N 20°-30° hasta 60° inclinando al oeste entre 20° y 50°, y están afectadas por un plegamiento más suave.

En la región centro-occidental del área de estudio, al sur del arroyo Agua de las Cortaderitas, la geología es menos uniforme que la descrita anteriormente. Se presentan enjambres de cuerpos intrusivos de edad, litología y dimensiones variables. Concordantes con las estructuras, plegados, afectados por esquistosidad como algunas metadiabasas. Entre los cuerpos más antiguos hay serpentinitas que alcanzan el mayor tamaño, microgabros y microdioritas y sus representantes metamorfizados. Andesitas y dacitas, por lo general discordantes, pertenecen a una fase eruptiva más joven, posiblemente del Terciario. La roca de caja de los intrusivos es, por lo común, de metagrauvas y pizarras o en ocasiones filitas y pizarras filíticas; especialmente en el contacto de las serpentinitas la caja consiste de calizas pardas.

En el flanco oeste de esta región central, se presentan fajas, de ancho variable, policromas, formadas por pizarras, pizarras filíticas y filitas, seguidas de otras fajas de metagrauvas y

pizarras; esta repetición puede ser debida, quizás, a imbricación. La estratificación de estas rocas está frecuentemente obliterada por la deformación, aunque en las metagrauvas se puede observar estratificación gradada. Por otro lado la alternancia de capas psamíticas y pelíticas observadas en estas rocas, que podría ser representativa de la estratificación original (S_1), por lo común concuerda con la superficie S predominante, la esquistosidad S_2 , pudiéndose atribuir, entonces, a procesos de diferenciación metamórfica. A su vez, la esquistosidad principal está replegada, en forma de "kink-folds", cuyos planos axiales determinan un clivaje de transposición (S_3) observado en algunos afloramientos.

En el antedicho faldeo occidental encontramos, partiendo del oeste, la siguiente secuencia: una primera faja de pizarras filíticas y filitas, de colores verdosos, azulados, amarillentos, rosados, siempre en tonos claros, que se separan en hojas delgadas; tienen meta-cristales de pirita de 1 a 2 mm de diámetro. Hay escasas intercalaciones concordantes de esquistos verdes y pizarras calcáreas hojosas. El rumbo general es nordeste-nornordeste y la inclinación al este, posición general que se repite en las otras fajas.

Hacia el este sigue una facies de grano más grueso que la anterior, de aproximadamente 800 m de ancho, compuesta esencialmente de metagrauvas y pizarras, con intercalaciones de ftanitas mesoplegadas y cuerpos concordantes de metadiabasas y esquistos verdes. Como en la faja anterior, también la esquistosidad S_2 está corrugada con el consiguiente desarrollo de "kink-folds" y aparecen estructuras en lápiz, de inclinación variable, determinadas sea por la intersección de la esquistosidad dominante con el clivaje de transposición o con planos de diaclasas subverticales. En esta faja, por la posición de estructuras primarias, se puede inferir la existencia de pliegues isoclinales volcados.

Más al oriente sigue otra faja polí-croma con características generales esencialmente semejantes a la más occidental ya mencionada; tiene unos 200-300 metros de ancho. Se observan pizarras filíticas verdosas con bandeado fino y pequeños nódulos; las mesoestructuras son idénticas y consistentes en posición con las ya descritas. Hay escasas intercalaciones concordantes de esquistos verdes y en parte alternancia con calizas hojosas y pizarras calcáreas lajosas. Hacia el sur esta faja se ensancha y tiene intrusiones de cuerpos serpentínicos grandes, como al sudoeste de Agua de las Cortaderas de los Pozos, donde también afloran cuerpos de andesitas y dacitas de hasta 1 km de longitud y 500 m de ancho.

Al este de la última faja, reaparecen las metagrauvas y pizarras con iguales características litológicas y estructurales a las descritas anteriormente. Sin embargo es aquí donde están localizados la mayor parte de los cuerpos intrusivos. En efecto, desde la quebrada de Agua de las Cortaderitas hasta el cerro Cortadera están emplazados multitud

de cuerpos básicos y ultrabásicos, con rumbo general 15 grados. Asimismo es aquí donde se comprueba la presencia de metadiabasas plegadas, como la ubicada a 2 km al norte de la entrada de la quebrada de Los Pozos. A medida que se avanza hacia el este, los cuerpos intrusivos van disminuyendo de importancia en el ambiente de metagrauvas y pizarras, para entrar en el ambiente calcáreo que culmina en las calizas del cerro Alojamiento.

Entre las quebradas de los Pozos y de la Mina, hay un área de aproximadamente 5 km de longitud por 1,5 km de ancho, formada por esquistos calcáreos y calizas lajosas, bandeadas, semejantes a las que se encuentran a lo largo del flanco oeste del cordón del Alojamiento. Las rocas calcáreas tienen capas de 2-10 cm de espesor; están plegadas (fotografía 1) pudiéndose reconocer distintos tipos de pliegues: abiertos o apretados, similares o en partes concéntricos, asimétricos o disarmónicos con frecuencia. La longitud y amplitud de onda de estos pliegues es sumamente variable, oscilando entre varios centí-



Fotog. 1. — Aspecto de los esquistos calcáreos bandeados, entre las quebradas de Los Pozos y de La Mina; se notan mesopliegues abiertos, en partes disarmónicos

metros hasta una decena de metros. En esta área se destaca un cuerpo dacítico de alrededor de 3 km de largo y 200-300 metros de ancho, emplazado en pizarras con "kink-folds" y lineación en lápiz y pizarras filíticas pertenecientes a la faja polícroma más oriental. En el contacto oeste del cuerpo de dacitas la faja multicolor es muy delgada; más a occidente aún hay calizas con pliegues abiertos y a veces planos axiales subhorizontales y a continuación, en la boca de la quebrada de las Cortaderas, hay una zona talcosa pequeña, con cuerpos ultrabásicos de poco tamaño, que se interrumpe y reaparece hasta llegar a la quebrada de la Mina. La relación de las rocas calcáreas con las pizarras y pizarras filíticas parece no ser de intercalación sino de superposición respecto de las últimas. El estilo tectónico es contrastante entre ambas litologías, debido al diferente comportamiento plástico.

En el *cordón del Alojamiento* y en especial en el cerro homónimo, afloran calizas lajosas, semejantes a las descritas más arriba, con pliegues intrincados de tipo disarmónico, a veces similar, o en ocasiones concéntrico, de naturaleza abierta o apretada; la longitud y amplitud de onda de estos pliegues son también muy poco uniformes. Las calizas lajosas forman la caja de calizas masivas, más cristalinas, carentes de estratificación cuya forma lenticular o acuñada es característica y que resaltan en el paisaje por su naturaleza ríspida y color blanquecino; no se observa en ellas formas estromatolíticas y podría presumirse que se trata de antiguas biohermas. El rumbo general de las calizas es próximo al norte e inclinan al oeste.

Las calizas de Alojamiento están limitadas al este por una falla inversa que las superpone a sedimentitas terciarias, frente a la quebrada de Riquiliponche, o del Grupo de Santa Clara. Si bien no se descarta que al oeste el contacto de las calizas sea en transición

gradual a las metasedimentitas, sin embargo, a aproximadamente 1,5-2 km al nordeste del barreal de la Escondida o del Medio, se observa en una quebrada que las calizas lajosas y esquistos calcáreos están sobrepuestos a las meta-grauvacas y pizarras. Intercalados en estas rocas calcáreas hay bancos masivos de calizas, de 80 cm a 1 m de espesor; el conjunto calcáreo está afectado por pliegues suaves, de dimensiones del orden de metros, y mesopliegues de longitud y amplitud de onda variables entre 1 cm y algo más de 20 cm; el rumbo predominante es nornordeste y la inclinación al este y oeste.

El estilo de plegamiento de las meta-grauvacas y pizarras es en cambio diferente del de las calizas; forman pliegues apretados, con limbos normales o invertidos, de rumbo general norte e inclinación variable al este; la esquistosidad, que inclina al este u oeste de 70 a 80 grados, está bien desarrollada en las metasedimentitas. En algunas localidades, de la misma zona, interpuestas entre las meta-grauvacas y los primeros bancos de calizas se han observado pizarras filíticas, verde claro en superficies alteradas y gris oscuro en fracturas frescas.

Por último, en el extremo sudeste de la región, en el cordón de Agua del Jagüel, vulcanitas y sedimentitas triásicas cubren en discordancia a las metasedimentitas. Asimismo, se ha verificado la existencia de una cuña de rocas probablemente pertenecientes a la Formación Agua del Jagüel, del Carbónico superior; está compuesta de lutitas verdosas y gris-azuladas con lentes de tilioides de espesor variable, a veces de 3-4 m de potencia, areniscas grises de grano fino alternando con lutitas y bancos conglomerádicos. En general las capas de arenisca pueden tener un espesor de 10 a 40 cm mientras que las de lutitas no sobrepasan los 10 cm. El conjunto inclina al este entre 40° y 50°; el contacto oriental de esta cuña es por falla inversa que coloca las metasedi-



Fotog. 2. — Metagrauvascas de la Formación Cortaderas, en posición invertida; el mango del martillo indica la base de las capas. Se observa reflexión de la esquistosidad principal S_2 , que penetra los bancos psammíticos y pelíticos.

mentitas sobre las rocas carbónicas, mientras que el occidental posiblemente corresponde a una discordancia angular.

PETROGRAFIA

Las rocas de la región estudiada forman una asociación heterogénea de bajo grado metamórfico. Metagrauvascas, pizarras y pizarras filíticas cubren la mayor parte del área; se destacan los grandes cuerpos lenticulares de rocas básicas y serpentinitas que ocupan la parte centro-occidental de la zona, desde la quebrada de Agua de las Cortaderitas hasta casi el límite sur de la superficie relevada; al oeste predominan las calizas que forman la mayor parte del cordón del Alojamiento.

Las *metagrauvascas* son de grano fino, color gris verdoso claro a gris verdoso oscuro, con superficies meteorizadas de tonos pardo-amarillento. Se presentan en bancos psammíticos, de 50-60 cm hasta 100 cm de espesor, que alternan

con capas pelíticas de 10 a 15 cm de potencia; es posible observar que tienen estratificación gradada.

Estas rocas, presentan visible esquistosidad de plano axial (S_2) que en la base de los bancos gradados suele estar menos desarrollada que hacia el techo de las capas más finas donde incrementa el porcentaje de mica, dando motivo a una notable reflexión de la esquistosidad (fotografía 2). Hay también desarrollo de "kink-folds" como resultado de la transposición de la esquistosidad, los ejes de los cuales están alineados. Pliegues mesoscópicos de tipo similar tienen una longitud de onda de 5 mm a 20 mm y amplitud variable entre 2 y 5 mm.

La textura de las metagrauvascas es heterogranular, microbrechosa; se observa un microbandedado irregular con alternancia de bandas claras y oscuras, cuarzo-feldespáticas y micáceas, respectivamente. La superposición de la esquistosidad y este microbandedado presenta al microscopio un aspecto "anasto-

mosado”, con lentes u ojos alargados paralelamente a la superficie S dominante (S_2). En las variedades menos esquistosas el aspecto detrítico está mejor preservado; hay clastos subredondados o subangulares y menor recristalización de la matriz. A su vez, donde la esquistosidad tiene mejor desarrollo y hay además transposición de la misma, se puede observar la rotación de la mica hacia nuevas superficies (S_3).

La mineralogía de las metagrauvascas es más o menos uniforme en toda la región. Los componentes principales son cuarzo, que puede llegar a constituir un 50-60 % del total; feldespato, hasta un 15-20 % y muscovita, sericita y clorita alcanzan hasta el 15-20 %. Hay cantidades menores de turmalina, mica verde, titanita (leucoxeno), apatita, zircón, dolomita y opacos; entre los fragmentos líticos observados, no muy abundantes, se pueden citar pizarras y cuarcitas. El cuarzo tiene extinción ondulada y en franjas paralelas al eje c, esto último especialmente en los megacrista-

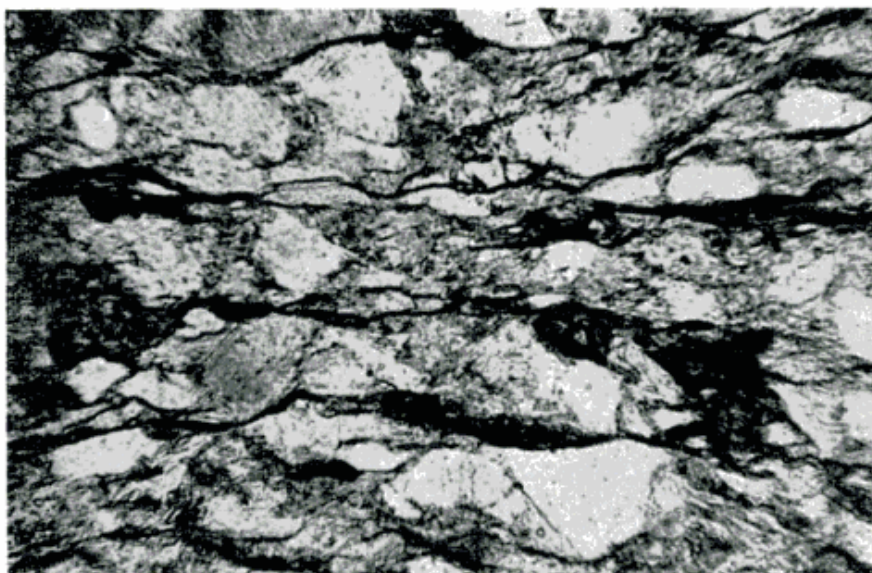
les pues en el cuarzo fino, recristalizado, predomina la extinción ondulada; algunos de los megacrístales pueden estar granulados y alargados paralelamente a S_2 . Los feldespatos son comúnmente de forma lenticular, paralela a la esquistosidad, y sin maclas, aunque hay granos de albíta con maclas polisintéticas.

Las pizarras son de color gris claro a obscuro, gris verdoso a gris azulado; su grano varía de fino a muy fino. Tienen una esquistosidad bien marcada que puede estar transpuesta, formándose “kink-folds” y desarrollándose, como en las metagrauvascas, nuevas superficies S (S_3); la intersección de éstas favorece la formación de una estructura astillosa o en lápiz, cuya posición en el campo es variable, a menudo subvertical.

Al microscopio las pizarras tienen diferentes texturas, monogranular o heterogranular, predominando las texturas esquistosas. En las variedades en que el tamaño del grano es mayor, la esquistosidad es irregular, se bifurca y diver-



Fotog. 3. — Escarpa de falla ubicada 1 km al noroeste del cerro Agua Escondida. La fractura es transversal a la esquistosidad dominante S_2 . En primer término filitas y pizarras filíticas de la faja polícroma; en plano posterior metagrauvascas y pizarras y a la derecha un cuerpo de metadiabasas.



Fotomicro. 1. — Detalle de la esquistosidad S_2 de la parte media de un banco de metagrauvascas; obsérvese el carácter irregular y el alargamiento de los minerales en la superficie S. En un cristal de cuarzo, centro arriba, se notan láminas de Boehm. Nícoles paralelos, 80 X.

ge provocando una apariencia anastomosada de las superficies S las que, cuando están transpuestas, forman micropliegues de 0,4 a 0,6 mm de longitud de onda y 0,1 a 0,3 mm de amplitud.

En las pizarras el aspecto clástico es mucho menos marcado que en las metagrauvascas y la esquistosidad está mejor desarrollada por la mayor cantidad de mica; en ocasiones a lo largo de las superficies S se han depositado óxidos de hierro, lo que remarca la textura esquistosa. También pueden presentarse bandas cuarzo-feldespáticas alternando con bandas micáceas.

Los minerales más importantes que entran en su composición son muscovita, sericita, cuarzo y feldespatos incluyendo albita; puede haber clorita y algo de mica verde. En pizarras de probable origen grauváquico hay turmalina, en cantidad subordinada hay limonita, hematita, opacos y calcita.

Los *esquistos calcáreos* son de grano fino y color gris claro, verdoso y azulado, con superficies meteorizadas de tonos pardo-amarillento. Tienen un bandeado cuyo espesor puede variar entre 0,1 mm y 5 mm. Alternan bandas oscuras con mica, clorita y óxidos de

hierro, por lo general más delgadas que las claras de composición calcítica-cuarzosa; venas transversales de calcita también son frecuentes.

Además de pliegues de varios metros de dimensión, en las pizarras calcáreas se presentan otros de 6-7 cm de longitud de onda y 2-3 cm de amplitud, cuyos ejes determinan una lineación que se superpone a otra lineación, claramente anterior. En efecto, la última está plegada y forma con la primera un ángulo de 50°-60° que se mantiene constante.

La textura de los esquistos calcáreos es esquistosa y/o bandeada. Al microscopio las bandas son irregulares, frecuentemente acuñadas; en las micáceas se puede ver mica flexionada en proceso de transposición, lo que determina una incipiente esquistosidad (S_3); en las bandas calcáreas hay granos alargados, paralelos a la esquistosidad principal (S_2), aunque hay muestras cuyas bandas están formadas por un mosaico de calcita.

Hay evidencias de calcita postectónica en venillas, con textura de mosaico, que rellenan fracturas oblicuas a S_2 ; hay además otro tipo de calcita, con

orientación dimensional aproximadamente perpendicular a S_2 , que puede corresponder a un crecimiento para o postectónico.

La composición mineralógica de los esquistos calcáreos es la siguiente: calcita con marcado predominio sobre cuarzo, son los más abundantes; clorita y moscovita en menor cantidad, segregados en las bandas oscuras. En escasa cantidad, aunque persistentes, se encuentran titanita alterada a leucoxeno, limonita, magnetita; en ocasiones meta-cristales cúbicos de martita.

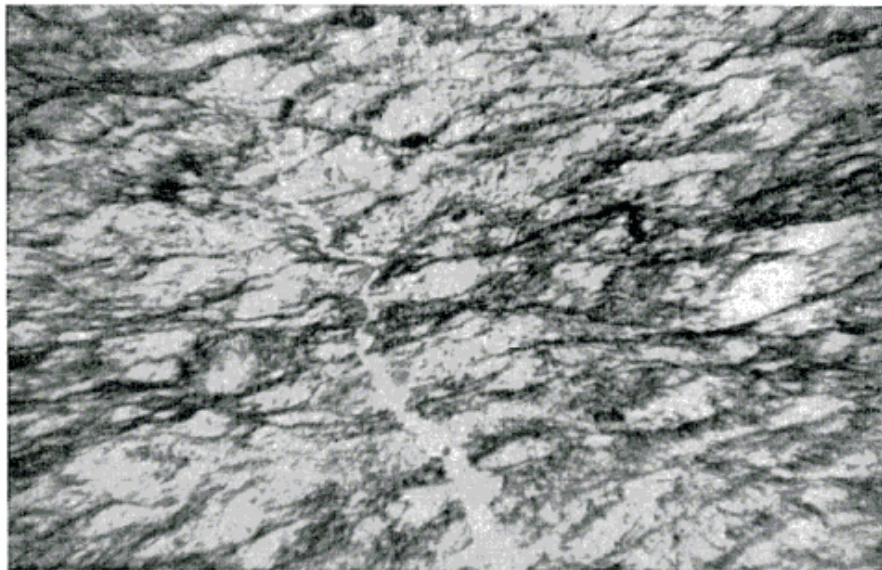
Las *pizarras filíticas* y *filitas* son de grano fino a muy fino; la coloración varía de gris azulado a verdoso, verde grisáceo claro a amarillo pálido, a veces la tonalidad es rosada. Tienen brillo sedoso típico producido por la mica recristalizada en las superficies de esquistosidad.

Ambos tipos de rocas predominan en las fajas policromas; se distinguen algunas variedades nodulosas con meta-cristales de magnetita, de tamaño oscilante entre 0,5 y 5 mm, que pueden preservar sus aristas. También se observa alternancia de bandas cuarzosas y micáceas de espesor variable entre 0,5 y 2 mm. Asimismo se distinguen dos linea-

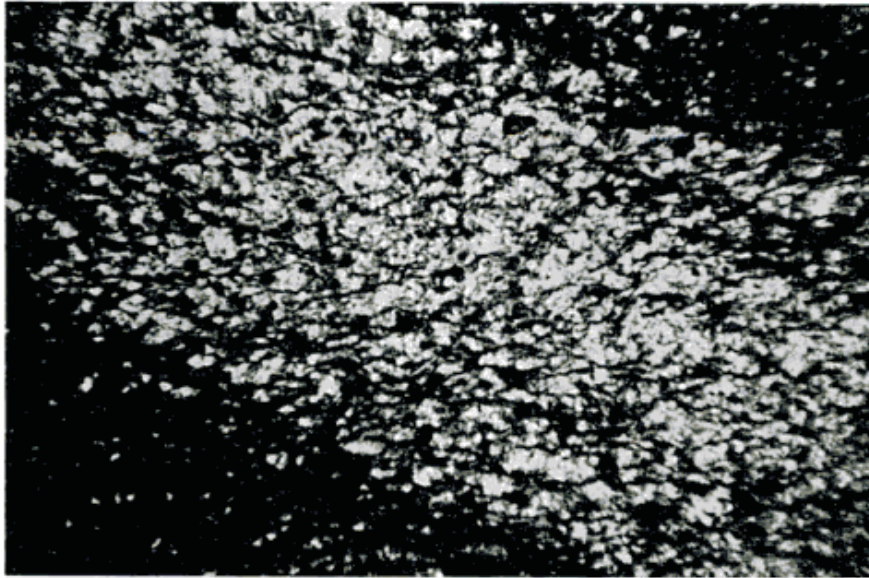
ciones, una de ellas originada por la alineación de minerales micáceos en forma de "rayas", y otra determinada por la intersección de la esquistosidad principal, S_2 , con el clivaje de transposición, S_3 . La corrugación de S_2 ha formado "kink-folds" de 5 mm de longitud de onda y 2 mm de amplitud, en promedio, si bien hay ejemplos del orden de centímetros.

La textura predominante es esquistosa, bandeada, a veces con formación de lentes muy alargadas paralelas a S_2 , lo que da aspecto irregular a la esquistosidad vista al microscopio; esta textura es de carácter cataclástico, por lo cual podría denominarse microflaser. La deformación interna se manifiesta por la formación de láminas de Boehm en el cuarzo, flexión del clivaje (001) de micas y la corrugación de la esquistosidad en forma de micropliegues, cuyos planos axiales coinciden con el clivaje de transposición (S_3).

La composición mineralógica de las filitas y pizarras filíticas es sencilla; consiste esencialmente de cuarzo, variable entre la mitad y el 80 %; feldspatos, del 5 al 10 % y mica blanca, 10 al 30 %; hay poca biotita y clorita y escasa calcita. Ocasionalmente se en-



Fotomic. 2. — Desarrollo de la esquistosidad en el techo de un banco de metagrauwacas. En el centro un cristal de cuarzo con láminas Boehm. Una venilla cuarzosa postectónica corta la estructura. Nícoles paralelos, 28 X.



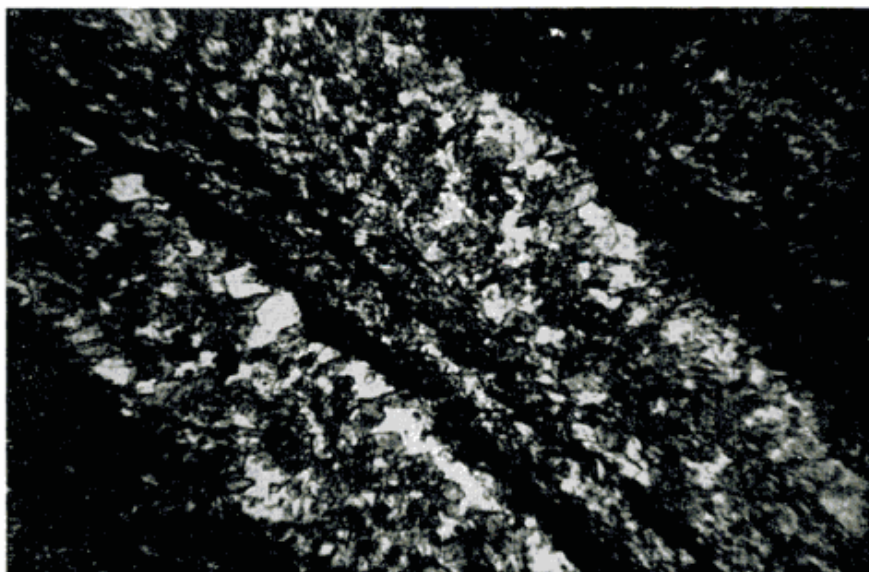
Fotomic. 3. — Pizarra filítica, bandeada, en la que la esquistosidad S_2 es oblicua al bandeado (estratificación?). Nícoles paralelos, 28 \times .

cuentran apatita, turmalina, titanita (leucoxeno) y minerales opacos.

Las *calizas* se presentan como rocas de grano fino y color gris, gris azulado, pardo grisáceo; en las superficies alteradas los colores son de tintes amarillentos por depositación de óxidos de hierro. Pueden ser masivas, de aspecto más o menos sacaroide o bien lajosas, con algunas variedades que tienen un bandeado incipiente; a lo largo de la lajosidad puede haberse depositado ma-

terial ferruginoso. Venillas de calcita de ancho variable, comprendido entre menos de 1 mm hasta 10-20 mm, se observan en diversas localidades, como al sur de la quebrada de los Pozos y el cerro Alojamiento; estas venillas pueden ser de curso irregular y por lo común cortan a las superficies S .

Al microscopio se observan textura en mosaico, aunque sin mucho entrelazamiento de los granos, y texturas esquistosas, con intercalación de bandas



Fotomic. 4. — Esquisto calcáreo bandeado. Nótese la incipiente corrugación de la esquistosidad. Nícoles paralelos, 28 \times

de grano fino y mediano; las bandas finas tienen un granulado de probable origen clástico pues si fuera de origen dinámico deberían presentar elongación de los individuos; las de grano mediano tienen textura granoblástica y sin duda son postectónicas.

Hay muestras que pueden tener venas de cuarzo-calcita con estructura en empalizada (*comb structure*) cortadas por venas de calcita posteriores. En variedades dolomíticas, por ejemplo en ejemplares del cerro Alojamiento se observan cristales de dolomita cortados por venillas de calcita recristalizada con posterioridad. En otras muestras del cordón del Alojamiento se han observado venas de calcita pre, para y postectónicas según las señales de deformación que ostenten los cristales, como desarrollo de láminas de deformación, granulación y orientación preferencial del eje *c* de la calcita.

Las calizas están constituidas por calcita, dolomita y en cantidad menor por cuarzo, mica blanca, a veces biotita, feldespato, incluida plagioclasa, y limonita y hematita entre los opacos. La dolomita puede concentrarse en bandas de grano algo más fino que las de calcita, lo que podría sugerir un carácter sedimentario.

Cuerpos intrusivos

En la zona de la sierra de Cortaderas, alojados en las metasedimentitas, hay cuerpos intrusivos de composición básica y ultrabásica, de forma lenticular, generalmente concordantes, y de dimensiones variables entre decenas de metros a varios kilómetros de longitud y de pocos a centenares de metros de ancho. Los cuerpos mayores están serpentinizados como el de la quebrada de los Pozos, en la región central del área, y los de la quebrada de la Mina, más al sur. En estos cuerpos mayores puede haber tabiques de rocas semejantes a la caja, en general calcárea, es decir se trataría de cuerpos múltiples.

Además, se pueden mencionar cuerpos grandes y diques menores de andesita y dacitas, de edad posiblemente terciaria, que no se describirán.

Las *serpentinitas*, más abundantes, alcanzan también mayores dimensiones, hasta 3-4 km de largo y 1-2 km de ancho; son de color verde oscuro, a veces casi negro, aspecto masivo y grano fino; tienen brillo sedoso y fractura irregular. En partes hay zonas alteradas manchadas con óxidos de hierro con tintes rojizo-amarillentos.

Los cuerpos de serpentinita pueden estar emplazados en pizarras astillosas, como en Agua Escondida; en las filitas y pizarras filíticas de las fajas polícromas o en los esquistos calcáreos como en la boca de la quebrada de la Mina. Por lo general tienen un reborde discontinuo, calcáreo-ferruginoso, interpuesto a la roca de caja, composición que también tienen los tabiques de los cuerpos múltiples.

Las cuerpos serpentínicos tienen contactos paralelos a la estructura dominante, la esquistosidad S_2 , excepto donde las digitaciones de los cuerpos múltiples cortan a la estructura.

Diques de gabro saussuritizado pueden cortar a la serpentinita, como en el cuerpo de Agua de los Pozos. Asociadas con estas rocas también hay acumulaciones de talco, que han sido o son explotadas, que pueden formar borde discontinuos.

Al microscopio las serpentinitas tienen una textura en malla ("mesh"), con núcleos isótropos de serpofita y rebordes fibrosos de crisotilo; hay escasa cantidad de clorita, carbonatos, magnetita y opacos.

Los *microgabros* y sus equivalentes metamorizados, las *metadiabasas*, que se encuentran alojados en pizarras y metagrauvacas y en menor grado en las fajas polícromas, son de grano fino a mediano, color gris verdoso a pardo. Las variedades en las que se ha desa-

ESTRUCTURA

rrollado una esquistosidad paralela a la regional, S_2 , son de coloraciones abigarradas, pardo -amarillento -verdosas; en diques de mayor tamaño, el núcleo puede carecer de la esquistosidad incipiente que tienen los bordes.

Las texturas observadas son diabásicas y blastofíticas o si no esquistosas; los minerales esenciales son plagioclasa saussuritizada a albita, calcita y zoicita y clinopiroxeno; en menor cantidad hay clorita penninítica, leucoxeno, magnetita, biotita, sericita y cuarzo. El piroxeno a su vez está cloritizado y uralitizado; la plagioclasa albitizada conserva las maclas gruesas de origen más cálcico; cuando hay algo de biotita, ésta se encuentra en parte también cloritizada.

Las *microdioritas* y los *esquistos verdes* son de grano fino, color gris oscuro, gris verdoso o pardo grisáceo, con aspecto masivo-granular o con bandeo irregular, según el grado de deformación sufrido. Se pueden presentar tanto en las fajas polícromas como en las áreas de pizarras y metagrauvas. Estos intrusivos pueden tener bordes donde se ha desarrollado una estructura laminar visible que falta en el núcleo de grano más grueso; en los cuerpos más pequeños, de 10-15 m de largo por 1-2 m de ancho, la estructura laminar puede penetrarlos por completo. Un kilómetro al norte del cerro Agua Escondida, es posible observar estas características con toda claridad. En cuerpos alojados en pizarras gris acero, uno de ellos de unos 100 m de largo, el núcleo, de naturaleza microdiorítica, carente de superficies S_1 , tiene rebordes en los cuales el desarrollo de la esquistosidad, consistente con S_2 predominante en la zona, es incipiente aunque netamente visible.

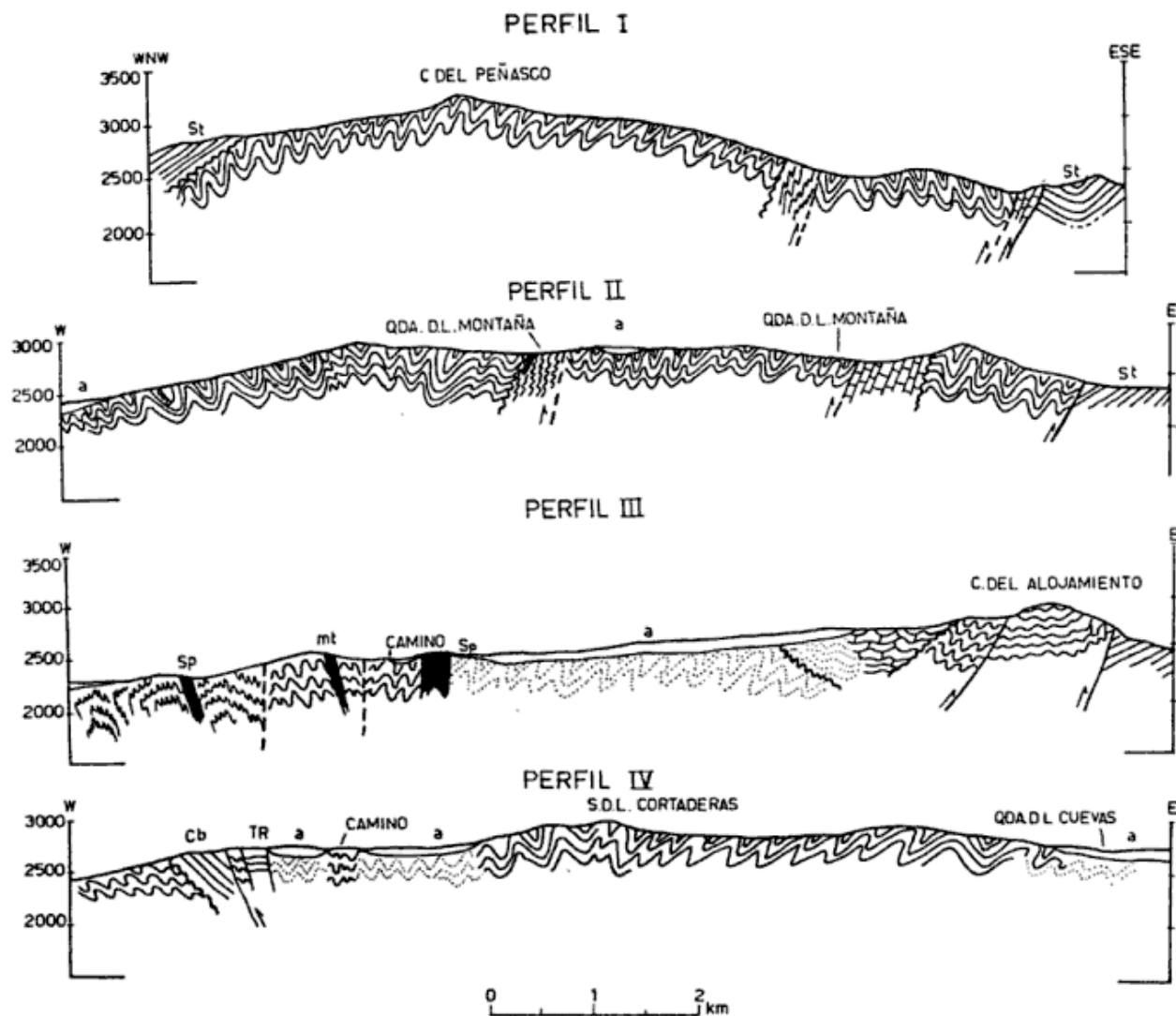
En cuanto a la composición de estas rocas, la plagioclasa está saussuritizada; la hornblenda y la poca biotita presente están cloritizadas; hay leucoxeno, magnetita y cuarzo en pequeña proporción.

La región de Cortaderas ha estado sujeta a una larga y repetida deformación a juzgar por algunos rasgos megaestructurales y la variedad de mesoestructuras observadas, tales como corrugación de la esquistosidad, existencia de dos lineaciones e inconsistencia de orientación de algunos elementos de fábrica. Una tectónica más reciente, que produjo fallas regionales, pudo haber contribuido también a oscurecer las relaciones entre las unidades litológicas.

Stappenbeck (1910) ha considerado la estructura del área estudiada como una gran sinclinal de rumbo norte; Harrington (1953) indicó la existencia de pliegues menores en las rocas calcáreas y clásticas aunque sin localizar charnelas de megapliegues, señalando que "todo el conjunto da la impresión de ser una serie uniforme inclinada al oeste, quizás repetida por imbricación".

La frecuente observación de capas invertidas seguidas de otras en posición normal, especialmente en las metagrauvas, impide considerar la estructura como un homoclinal. Se trataría, en cambio, de una estructura de plegamiento formada por anticlinorios (Perfiles I y II) y sinclinorios (Perfil III), con cierta disarmonía e inconsistencia en la posición de los pliegues. Además, en las filitas y pizarras filíticas de las fajas polícromas, localizadas al oeste de los grandes cuerpos ultrabásicos, la deformación ha obliterado casi por completo a la estratificación mientras que al este de los cuerpos, en las metagrauvas y pizarras, se conservan evidencias de estratificación gradada mejor preservadas que en los equivalentes occidentales.

Al oeste, aunque los contactos no son observados directamente, el cambio de litología de filitas y pizarras filíticas de las fajas polícromas a metagrauvas o pizarras se puede inferir que es neto, estimándose que no existe transición gradual normal al rumbo de las capas.



a	ALUVIONES CUARTARIOS		FORM. ALOJAMIENTO	PAL. INF. O PRECAMBR.
T	SEDIMENTITAS TERCIARIAS		FORM. CORTADERAS. METAGRAUVACAS PIZARRAS, MT METADIABASAS	
TR	FORM. CACHEUTA TRIASICO SUP		FORM. CORTADERAS: FILITAS, PIZARRAS FILITICAS, Sp: SERPENTINITAS	
St	FORM. SANTA CLARA PERMOTRIASICO?		FALLAS	
Cb	FORM. AGUA DEL JAGÜEL CARBONICO SUP		DISCORDANCIAS	

La posibilidad de repetición tectónica de estas unidades obscurece aún más las relaciones de la secuencia original; dicha repetición de las fajas policromas con las metagrauvacas y pizarras puede ser debida a imbricación, sin dejar de considerar otras interpretaciones (figura 1).

Si bien Harrington (1953) ha considerado la Formación Cortaderas como

una unidad, creemos posible separarla preliminarmente en una sección inferior y otra superior. La inferior sería la constituida por filitas y pizarras filíticas con esquistos verdes intercalados y algunos cuerpos menores de serpentina, así como escasas lentes aisladas de 2-3 m de longitud por 20-30 cm de ancho de pizarras calcáreas bandeadas que se encuentran, especialmente, en la fa-

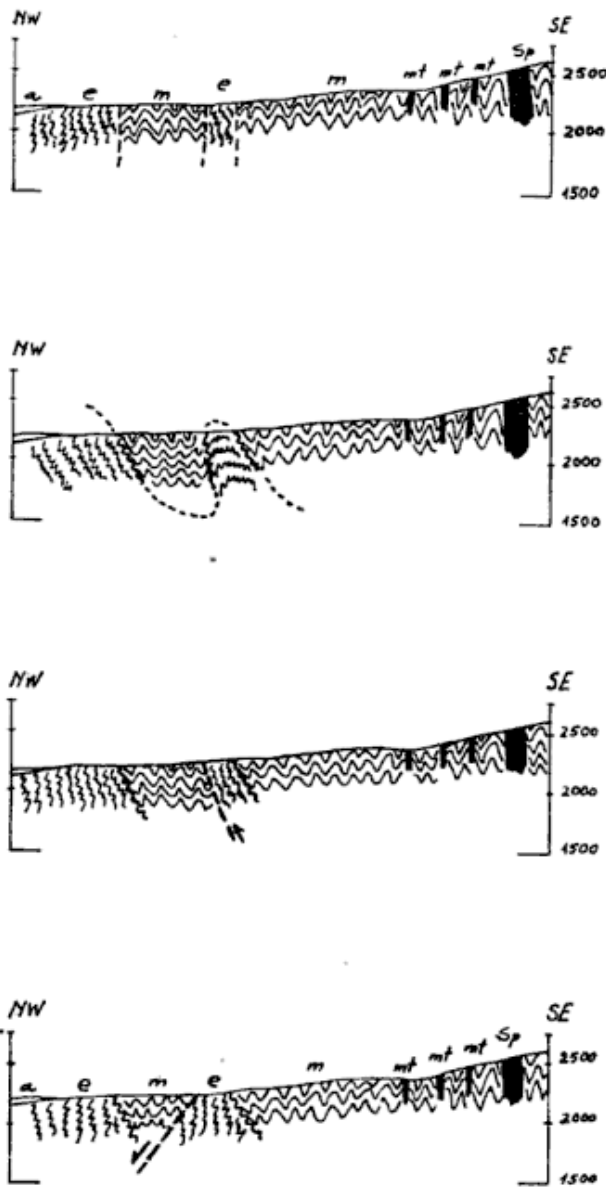


Fig. 1. — Posibles interpretaciones de la estructura en un corte ubicado 1 km al sur de la qda. de Agua de las Cortaderitas. Ver referencias en el mapa geológico.

ja polícroma unos 2 km al norte de la entrada de la quebrada de los Pozos. La sección superior de composición psamítica, correspondería a la integrada por las pizarras y metagrauvascas, con los grandes cuerpos de serpentinas y las metadiabasas, entre éstas algunas claramente plegadas.

Sobrepuestas estarían las calizas lajosas y masivas y los esquistos calcáreos de la Formación Alojamiento, que predominan en la parte oriental de la región, aunque al este, entre la quebrada

de los Pozos y de la Mina, hay una amplia área con afloramientos de calizas lajosas y esquistos calcáreos bandeados, que también parecen estar sobrepuestos a las metagrauvascas. Además, en la última área las rocas calcáreas tienen ejes de mega y mesopliegues transversales a los de las metasedimentitas, indicando un plegamiento con ejes cruzados, sobrepuesto, que por razones de competencia se manifiesta mejor, así como la probable existencia de una discordancia angular entre calizas y meta-psammitas.

En el cordón del Alojamiento el tipo de contacto entre las metagrauvascas y pizarras con las calizas también es difícil de resolver; aparentemente habría transición o pasaje gradual de unas a otras según opinión de otros autores, por ejemplo, Harrington (1953). Sin embargo en las metagrauvascas sólo se observan bancos aislados de calizas, de poca potencia y no muy abundantes y además, los esquistos calcáreos y calizas que están yaciendo sobre las metagrauvascas, tienen no solamente diferente rumbo —aunque la diferencia no es muy marcada en las metasedimentitas es más al norte— sino distinto estilo estructural. En efecto, el plegamiento de las metagrauvascas es isoclinal mientras que el de las rocas calcáreas es más suave y abierto, con flancos inclinados al este y oeste.

En la quebradita norte-sur que está a unos 2 km al nordeste del barreal de la Escondida o del Medio, se observa la relación entre calizas y metasedimentitas. Aparecen en la base metagrauvascas y pizarras y por encima las calizas, que incluyen esquistos calcáreos lajosos con bancos de 80 cm a 1 m de espesor, masivos, intercalados. En las rocas psamíticas se encuentra que la esquistosidad principal S_2 está corrugada, formando el clivaje de transposición S_3 , mientras que en las rocas carbonáticas sólo hay bandeo paralelo a la estratificación. La relación de superposición de las calizas ya ha sido señalada en el

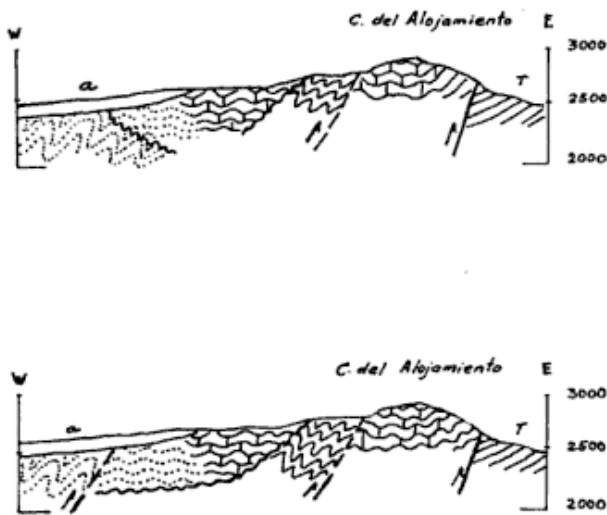


Fig. 2. — Alternativas en la interpretación de la estructura en el flanco sudoeste del cordón del Alojamiento. Ver referencias en el perfil III.

este, entre las quebradas de los Pozos y de la Mina; con menor claridad se manifiesta más al norte, en la quebrada de la Montaña, y al este del cordón del Peñasco.

En la quebrada de Agua de las Cortaderitas, la abrupta terminación de las fajas policromas contra las metagrauvas y pizarras del extremo sur del cordón del Peñasco, podría ser debida a una falla de rumbo transversal al de la estructura dominante.

En el flanco sudoeste del cordón del Alojamiento aparecen metagrauvas y pizarras que se acuñan hacia el norte para desaparecer a la altura del cerro del mismo nombre. Al este de esta faja afloran las calizas de Alojamiento mientras que al oeste de dicha cuña siguen esquistos calcáreos con bancos gruesos de calizas masivas y más al occidente nuevamente afloran metagrauvas y pizarras. Esta repetición podría ser ocasionada por estructuras como las bosquejadas en la figura 2.

Caracteres mesoestructurales

En las metagrauvas es posible, en especial, determinar tres superficies S que en su orden de formación son: la estratificación S_1 , una esquistosidad

principal S_2 , la más visible y mejor desarrollada en toda la región, relacionada genéticamente con una primer plegamiento de ejes B_1 , y un clivaje de transposición, S_3 asociado a un segundo plegamiento, de ejes B_2 , que ha corrugado a la esquistosidad principal; este corrugamiento forma "kink-folds" y micropliegues, cuyos planos axiales coinciden con el incipiente clivaje, S_3 .

En las pizarras, en menor grado que en las metagrauvas, la estratificación gradada es posible reconocerla ocasionalmente, lo que no ocurre ya en las filitas y pizarras filíticas. En éstas, tanto la esquistosidad S_2 como el clivaje de transposición están mucho mejor desarrollados que en las otras metasedimentitas; S_2 es del tipo de plano axial y se reconocen varios tipos de S_3 (figura 3).

En cuanto a la alternancia de bandas micáceas y cuarzo-feldespáticas, que aparecen especialmente en las rocas de las fajas policromas y en algunas pizarras, podría ser resultado de diferencia-

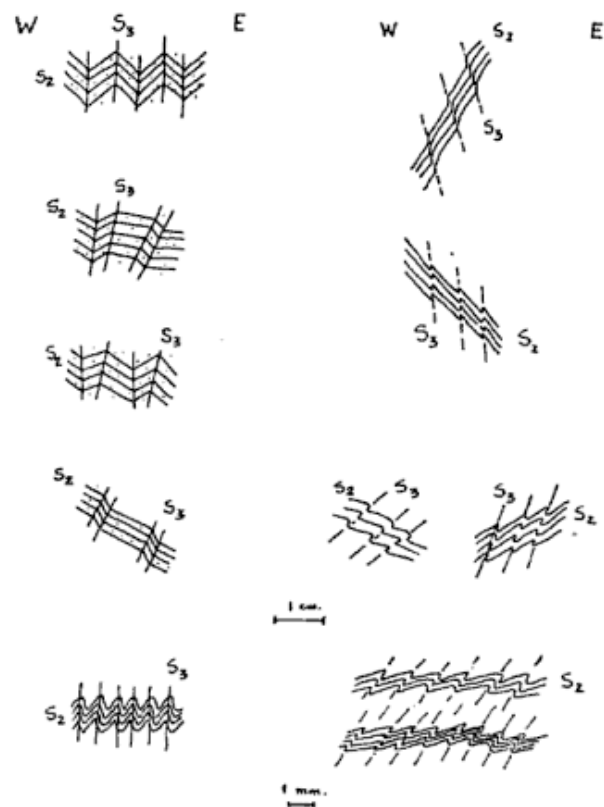


Fig. 3. — Tipos de « kink-folds »

ción metamórfica y no guardar relación con la estratificación original; en este caso y ya que el grado de transposición en dichas rocas parece ser alto, sería impropio considerar que la esquistosidad que las afecta, paralela al bandeo, sea esquistosidad de estratificación, o mimética, producida por la recristalización sobre las viejas superficies sedimentarias. Además, las bandas son discontinuas —en realidad se las puede considerar lentes muy alargadas— y el bandeo presente, bien desarrollado en las filitas y pizarras filíticas, es independiente de la composición y escala de la estructura sedimentaria de las rocas madre; ambos criterios son utilizados para diferenciar una superficie S secundaria de la estratificación original (Turner y Weiss, 1963).

Respecto de la lineación, se ha observado el alineamiento de minerales, mica y cuarzo, que debe estar relacionado con el primer episodio de plegamiento pues yace en las superficies S_2 ; esta sería la lineación L_1 . A su vez, la corrugación penetrativa de S_2 determina la formación de "kink-folds" y micropliegues cuyos ejes corresponden a lineación L_2 , asociada a un segundo plegamiento. Asimismo, la intersección de la esquistosidad con el clivaje de transposición corresponde al último tipo, y es sincrónica con S_3 .

Estructuras astillosas o en lápiz pueden pertenecer a este tipo o al primero, según que las superficies que se cortan sean S_2 con S_3 o S_2 con diaclasas, respectivamente.

En las pizarras calcáreas al norte de la quebrada de la Mina, que tienen mesopliegues de 2-3 cm de amplitud y 6-7 cm de longitud de onda, sobre las superficies plegadas se observa una lineación mineral que forma con los ejes de los pliegues un ángulo, constante, de $50^\circ - 60^\circ$. La lineación mineral es L_1 mientras que la determinada por los ejes es L_2 .

Las rocas metamórficas de la sierra de Cortaderas pueden ser consideradas como derivadas de sedimentos de naturaleza psammítica, pelítica y, en algunos casos, areno-arcillosa y calco-arenosa. La presencia de grauvacas, falta de estratificación diagonal y ondulitas, existencia de estratificación gradada, intercalación de ftanitas en lutitas, predominancia de materiales detríticos sobre los de origen químico, indican que los depósitos son de ambiente geosinclinal.

La ausencia de cloritoide indicaría que las metasedimentitas pelíticas y cuarzosas originalmente eran pobres en alúmina, óxido de hierro y con un contenido relativamente alto de potasio; además, la falta de epidoto, junto con la poca cantidad de albita, indicaría que el porcentaje inicial de plagioclasas calcosódicas era bajo, especialmente en los tipos pelíticos.

Los esquistos calcáreos, en las variedades más cloríticas, derivan de lutitas calcáreas o margas; en las restantes calizas, la roca original pudo haber tenido impurezas arcillosas y silíceas, que luego recristalizaron formando minerales como clorita y cuarzo. En las variedades dolomíticas no se puede decidir, con los elementos de juicio disponibles, si originalmente fueron dolomíticas o si la dolomitización ocurrió con posterioridad; en cambio circularon soluciones de carbonatos que dieron origen a venillas de calcita que atraviesan cristales de dolomita.

Las serpentinitas y cuerpos intrusivos metamorfizados han sido originados a partir, posiblemente, de peridotitas y microgabros y microdioritas, respectivamente. Sin embargo, en las serpentinitas no se han observado relictos de espinelo ni olivina.

Las características generales de las metasedimentitas indican que el grado de metamorfismo ha sido bajo; según la asociación mineralógica prevaeciente pertenecen a la subfacies cuarzo-albita-moscovita-clorita de la facies de

esquistos verdes, a la que corresponden condiciones de baja temperatura y alta presión dirigida.

La fábrica revela el predominio de la granulación sobre la recristalización. En las metagrauvas la fábrica clásica ha sido parcialmente obliterada, el tamaño del grano fue reducido por granulación y se ha desarrollado esquistosidad, mientras que en las áreas de afloramientos de pizarras y pizarras filíticas, así como de filíticas, el metamorfismo dinámico ha sido más alto pues sólo quedan relictos de la fábrica destrítica y el desarrollo de la esquistosidad ha sido acentuado por la formación de una foliación incipiente.

En relación con la historia deformacional de la región, los cuerpos intrusivos básicos y ultrabásicos de Cortaderas podrían ser pretectónicos y sintectónicos. El cuerpo de metadiabasas ubicado 2 km al norte de la entrada de la quebrada de los Pozos, pertenecería a la primera categoría; es un filón capa alojado en metagrauvas y pizarras, que está plegado conjuntamente con éstas, con ejes de pliegue que buzan al sur. La esquistosidad principal, S_2 , tanto en las rocas de caja como en el intrusivo, tiene una posición semejante y consistente. En otros cuerpos no se observan formas plegadas, aunque sí tienen esquistosidad paralela a la regional, por lo que pueden suponerse emplazados sincrónicamente con el primer plegamiento, más intenso, que produjo S_2 .

Por último, es sabido que en zonas orogénicas los cuerpos peridotíticos se consideran emplazados en la primer fase magmática de carácter pretectónico; la serpentización de aquéllos, según evidencias de fábrica, es sincrónica o posterior a la deformación. La ausencia de cizalla favorece el desarrollo de serpentinitas formadas por una malla de venitas de crisotilo con núcleos de serpofita; esto último es propio de algunos cuerpos serpentínicos de la sierra de Cortaderas y por lo tanto podría pensarse que la serpentización — si

los intrusivos derivan de peridotitas— fue posterior al principal plegamiento.

CONSIDERACIONES SOBRE LA EDAD DE LAS ROCAS DE LA SIERRA DE CORTADERAS

Hemos visto en el capítulo Trabajos Anteriores, que diversos autores han asignado a las rocas de la sierra de Cortaderas edades ampliamente discrepantes, desde el Precámbrico al Devónico.

Harrington (1953) ha propuesto varias alternativas respecto de la edad de los afloramientos en consideración. A partir de las probables relaciones de su grupo de Villavicencio, en Cortaderas y otras localidades próximas, propone lo siguiente:

- a) que todo el conjunto pertenezca al Devónico;
- b) que las "facies" Cortaderas, Alojamiento y Normal sean del Precámbrico y no tengan relación con el complejo de Punta Negra, de edad devónica;
- c) que las "facies" Cortaderas y Alojamiento sean precámbricas, los afloramientos orientales del grupo de Villavicencio sean ordovícicos y los de la sierra de Tontal sean devónicos.

A juzgar por las características micro y mesoestructurales y grado metamórfico, las metasedimentitas de la sierra de Cortaderas no son correlacionables con las grauvas de Villavicencio. En éstas no existe ni esquistosidad penetrativa ni la variedad de elementos de fábrica ni una historia deformacional tan compleja como la de las rocas de Cortaderas. Así, en las grauvas de Villavicencio, y en otras localidades precordilleranas con igual litología, el desarrollo de la esquistosidad está limitado a las capas pelíticas intercaladas entre los bancos gruesos, cuarzosos, sin estructura laminar secundaria.

En nuestra opinión, las rocas de Cortaderas son más antiguas que la "facies" Normal y que el Complejo de Punta Negra, de edad devónica, contra el cual aquéllas se acuñan a lo largo de fallas subparalelas (Harrington, 1953). Por otro lado, si los esquistos calcáreos y calizas de Alojamiento, en las que hasta ahora no se han encontrado fósiles, fueran coetáneas con las calizas ordovícicas de la sierra de Tontal, ¿qué edad habría que asignar a las pizarras y metagrauvas de Cortaderas y a las filitas y pizarras filíticas de las fajas policromas? Si es correcta la relación de infrayacencia de éstas respecto de las rocas calcáreas de Alojamiento, las metasedimentitas serían más antiguas que el Ordovícico. Sin embargo, como se puede poner en duda el sincronismo de las calizas de Alojamiento con las probadamente ordovícicas del Tontal, la edad de metasedimentitas y rocas calcáreas de la sierra de Cortaderas sigue sin definirse. *

Ahora bien, en muestras de filitas y filonitas de la sierra de Uspallata y pizarras de la quebrada del río San Juan se han obtenido valores radiométricos de 350 ± 17 m.a. y 403 ± 20 m.a. (González Bonorino y Aguirre, 1970 y Cucchi, 1971), esto es comprendido entre el Devónico superior y el Silúrico; estas edades son en realidad la del metamorfismo y/o deformación más reciente permaneciendo desconocida la edad de la depositación anterior.

Por otra parte, las rocas de la sierra de Cortaderas representan, por su litología y por su posición areal, la prolongación del Grupo de Bonilla de de Römer (1965, mapa geológico) que aflora en el cordón de Bonilla de las sierras de Uspallata. Además, en el Choique de Römer ha señalado la existencia de tres generaciones de pliegues y sus esquistosidades asociadas y características de fábrica micro y mesoestructurales semejantes a las de las metamorfitas de la sierra de Cortaderas.

Si, como suponemos, la correlación Bonilla-Cortaderas es correcta, la alternativa a) de Harrington (1953) señalada más arriba puede ser descartada; asimismo como la "facies" Normal, es decir las grauvas de Villavicencio, no es correlacionable con las metasedimentitas de Cortaderas por razones de diferencias en el estilo estructural y grado metamórfico, la alternativa b) también es descartable. Por otro lado, aquella parte de la alternativa c) que nos interesa, esto es que las Formaciones Cortaderas y Alojamiento sean precámbricas, quedaría como más probable hipótesis a probar. O bien que las calizas de Alojamiento sean ordovícicas, por correlación con las del Tontal, en cuyo caso las metasedimentitas de la Formación Cortaderas serían preordovícicas, por la relación de campo que hemos observado.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Avé Lallemand, G., 1890. *Estudios mineros en la provincia de Mendoza. La parte septentrional de la sierra de Uspallata*. Bol. Acad. Nac. Cs. Córdoba, t. XII, p. 131-176.
- 1892. *Observaciones sobre el mapa del Depto. de Las Heras*. An. Mus. La Plata, Secc. Geol. y Min., t. I, p. 5-20.
- Cucchi, R. J., 1971. *Edades radiométricas y correlación de metamorfitas de la precordillera sanjuanino-mendocina*, Rep. Arg. Rev. Asoc. Geol. Arg. t. XXVI, n° 4.
- de Römer, H. S., 1964. *Sobre la geología de la zona de "El Choique"*. Rev. Asoc. Geol. Arg., t. XIX, p. 9-18.
- 1965. *Mapa geológico del cordón de Bonilla, Prov. de Mendoza*. Inédito. F.C.E.N., U.B.A.
- García, E., 1951. *Contribución al conocimiento de la precordillera mendocina*. Actas XV semana de Geografía, Univ. Cuyo, GAEA, p. 491-507, Buenos Aires.
- González Bonorino, F. y Aguirre, L., 1970. *Metamorphic facies series of the crystalline basement of Chile*. Geol. Rundschau, t. 59, p. 979-994.
- Groeber, P., 1939. *Mapa geológico de Mendoza*. Physis, t. XIV, p. 171-220.
- 1963. *La cordillera entre las latitudes 22° 20' y 40 S*. Bol. Acad. Nac. Cs. Córdoba, t. XLII, entr. 2a, 3a y 4a.

- Harrington, H. J., 1953. *Descripción geológica Hoja 22c. Ramblón, Prov. Mza. y San Juan.* Dir. Nac. Geol. y Min. Informe inédito.
- Keidel, J., 1921. *Observaciones geológicas en la Precordillera de San Juan y Mendoza.* An. Min. Agric., Secc. Geol. Mineral y Min., t. XV, n° 2, p. 1-103.
- 1939. *Las estructuras de corrimientos paleozoicos en la sierra de Uspallata.* Physis, t. XIV, n° 3, p. 3-96.
- Stappenbeck, R., 1910. *La Precordillera de San Juan y Mendoza.* An. Min. Agric., Secc. Geol., Mineral y Min., t. IV, n° 3, p. 1-187.
- Stieglitz, O., 1914. *Contribución a la petrografía de la Precordillera y del Pie de Palo.* Dir. Gen. Minas, Geol. e Hidr., Bol. n° 10, Bs. As.
- Turner, F. J. y Weiss, L. E., 1963. *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites.* McGraw-Hill Book Co., Nueva York.
- Recibido el 10 de diciembre de 1971.

MONOGRAFIA N° 1

DE LA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

ESTUDIO Y EXPLORACION GEOLOGICA DE LA REGION BARREAL-CALINGASTA PROVINCIA DE SAN JUAN, REPUBLICA ARGENTINA

BERNABE J. QUARTINO, RAUL A. ZARDINI Y ARTURO J. AMOS

Comunicamos que esta publicación se encuentra en venta para los asociados en la Secretaría de la Asociación Geológica Argentina, Maipú 645, 1er. piso, Capital, al precio de \$ 6,00, pudiéndose adquirir un sólo ejemplar por persona.

Para los no asociados que tengan interés, el precio es de \$ 12,00 y podrán adquirirla en LIBRART S.R.L., Corrientes 127, Capital.

KIMERIDGIANO (PISO) vs. CIMMERICO (DIASTROFISMO)

Por PEDRO N. STIPANICIC

"Hace muchos años que al referirme en clase o en conversaciones al período geológico común o casi universalmente llamado Cuaternario, decía que tal palabra estaba mal empleada, y explicaba por qué. Pero añadía que como el uso la había consagrado, seguiríamos usándola."

"Sin embargo, después reaccioné contra esta conclusión conciliatoria pero ilógica. En el lenguaje común pueden admitirse tales "complacencias", pero no en la ciencia. Si algún lenguaje debe ser claro, preciso y exacto, es el científico."
DOELLO JURADO (1944, pág. 111).

Los que tuvieron el privilegio de cursar sus estudios en la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, durante la década comprendida entre 1936 y 1945, recuerdan con orgullo las profundas enseñanzas que les transmitieran los excepcionales profesores de esa época, como T. Isnardi, A. Castellanos, J. Keidel, P. Groeber, H. J. Harrington, M. Doello Jurado, etc., para sólo citar a algunos de los miembros de ese brillante cuerpo docente.

Es por ello que, teniendo en cuenta la trascendencia que por lo común comunicaran esos maestros a sus palabras o escritos, llamó un tanto la atención de los jóvenes colegas de esos tiempos un artículo que diera a conocer el Prof. Martín Doello Jurado (1944), bajo el título de "Conceptos y palabras en Ciencias Naturales", en el cual anotaba las razones que aconsejaban el uso del término "Cuaternario", en vez de "Cuaternario", tan en boga no sólo en español, sino también en inglés y en francés.

Dicha sorpresa nació del hecho que se consideraba a la mencionada nota como de valor limitado frente a otras aportaciones verbales o escritas de Doello Jurado, por lo común de alto contenido académico.

Sin embargo, el devenir de los años fue demostrando la acertada postura de Doello Jurado, ya que a la fecha, el término "Cuaternario" se impuso sólidamente en el campo geológico y estratigráfico local, quedando muy pocos cultores de estas ciencias que siguen aplicando el de "Cuaternario", tal vez por tradición pero no por lógica estricta.

El ejemplo de Doello Jurado fue entonces positivo y señala la necesidad de depurar al máximo —o bien por lo menos intentar hacerlo—, todo tipo de nomenclatura geológica que por diversos motivos no sea correcta o bien pueda provocar confusiones.

Las razones expuestas llevaron al autor a hacer conocer estas modestas líneas, tendientes a presentar algunas consideraciones sobre la ortografía más exacta —o si se quiere más recomendable—, a aplicar a dos términos, que se refieren a sendas cosas por entero independientes, pero que a veces aparecen escritos en forma idéntica, cuando en realidad no correspondería hacerlo. Se trata del Piso *Kimeridgiano* (y de su respectiva Edad) y del diastrofismo o ciclo *Cimmerico* de movimientos.

Así, muchas veces el primero figura como "*Kimmeridgiano*", es decir con dos *m*, tanto en lenguas anglosajonas como

latinas, a la vez que el segundo, lo hace en la inmensa mayoría de los casos con *K* inicial en alemán y con menos frecuencia en inglés, apareciendo en proporciones variables con la misma consonante, o con *C*, en francés, español e italiano. De esta manera, resulta muy frecuente que no sólo se alcance una ortografía idéntica para ambos términos, sino también —y esto es lo más lamentable—, se da lugar a malas interpretaciones o a asociaciones no reales de eventos, por el mero hecho fortuito de que el Piso Kimeridgiano (y la Edad respectiva), se ubique en una porción del intervalo estratigráfico (y cronológico) en el cual actuaron los movimientos diastróficos del Ciclo Cimmérico.

El intento de esta nota, de contribuir a aclarar el tema, parecería bastante superfluo, si se recuerda que ya casi treinta años atrás, Arkell (1933, pág. 441), con su proverbial claridad había señalado las razones que aconsejaban escribir Kimeridgiano (Piso) con una *sola m*, y referirse en cambio, al Ciclo Cimmérico, usando en lenguas no germánicas la *C* como consonante inicial (y *dos m*), ya que entendía que sólo en alemán, y por exigencias idiomáticas, se justificaba el uso de la *K* (Arkell, 1956, pág. 636).

Sin embargo, y a pesar de lo expuesto, en las Actas del Coloquio del Jurásico que se realizó en 1962 en Luxemburgo (Colloque, 1964, págs. 79, 82, 85), convocado por la Comisión de Estratigrafía del Congreso Geológico Internacional, se siguió usando la ortografía de *dos m* para el Piso Kimeridgiano.

Las muy sabias palabras de Arkell cayeron así en el olvido, a pesar de haber puntualizado concretamente que aún autores de elevado prestigio mundial, como Gregory (1939, pág. 21) y otros, incurrieron en evidente error al consultar textos escritos en alemán, y confundir la forma adjetivada de este idioma “Kimmerische Faltung” (plegamiento cimmérico) con el piso “Kimeridgiano”, así escrito con *dos m*, del

Jurásico superior (Arkell, 1956, página 636).

Esta circunstancia, aunada al hecho de que varios colegas de habla castellana (y en especial los del ambiente vernáculo) sigan refiriéndose a los movimientos “Kimméricos” (cfr. Ugarte, 1966; Robbiano, 1971, etc.) y a la verificación de que aún en lenguas germánicas no es imperativo el uso de la consonante *K* para tal palabra (situación que en apariencia Arkell no conocía), tentaron al autor a dar a luz estas líneas, en el entendimiento que así podría contribuir a depurar la nomenclatura estratigráfica y cronológica.

El término “Kimeridge”, para referirse a las “Kimeridge Clay”, escrito con *una sola m*, corresponde a una ortografía que usaron Woodward, Damon y otras autoridades del Jurásico inglés (Arkell, 1933, pág. 441; 1956, pág. 20), mientras que el neologismo “Kimmeridge”, con *dos m*, no era conocido hasta fines del siglo pasado, cuando en 1892 lo introdujeron Webster y Buckland (*op. cit.*). Concretamente, anota Arkell que de acuerdo con Hutching (History of Dorset, 2ª edic., 1774, pág. 193), el término figuró como “Kymerrisch”, en el año 1293 y bajo la forma de “Cameric” en el Domesday Book del año 1085. Bajo tal grafía, es decir con una *sola m*, se lo usó hasta 1892 (Arkell 1933, pág. 441).

En tal sentido, puede observarse que numerosos autores, de gran prestigio internacional y que se caracterizan justamente por la prolija y ajustada presentación de sus escritos, han usado el término de Kimeridgiano (para Piso), con *una sola m* (Haug, 1911, vol. II, pág. 1045 y sig.; Termier et Termier, 1952, pág. 483 y sig.; etc.).

El problema se agrava en el momento que otros investigadores de habla no germánica, al referirse a los movimientos que actuaron entre la base del Jurásico y el Cretácico medio, utilizaron para caracterizarlos la ortografía de “Kimméricos”, por su traslación direc-

ta de algunos textos escritos en alemán (Suess, 1909; Stille, 1924), en los cuales aparecen con *K* inicial.

El nombre de “*cimméricos*”, según Arkell (1956, pág. 636), deriva de una antigua colonia griega, semimitológica, la de *Cimmerium*, instalada en el este de Crimea, estimando el mismo autor que varios geólogos austríacos y alemanes, que lo adoptaron a partir de Suess (1909), a veces lo escribieron con *K* inicial por ciertas exigencias del idioma tudesco (“*Kimmerische Faltung*”), pero luego, al ser trasladado a otras lenguas, se siguió haciéndolo con la misma consonante, aunque sin mayor fundamento.

Lo expuesto por Arkell puede completarse y además demostrar que aún en el idioma alemán *no* es necesario iniciar con la consonante *K* los derivados de *cimmerium*.

Por un lado, también es fácil comprobar que prestigiosos autores, como Termier et Termier (1952, pág. 483 y sig.) escriben en francés “*Orogénie cimmérienne*”, es decir con *c*, y que distinguen claramente este término con respecto al de “*Kimeridgien*” (para el Piso).

Por otra parte, tampoco resulta difícil verificar que todo derivado del nombre “*cimmérico*” (que se refiere a las tribus que vivieron en Crimea), no debe obligatoriamente escribirse en alemán con *K* inicial, sino que es posible, y hasta más adecuado, hacerlo con *C*.

Al respecto, resulta recomendable orientar las consultas bibliográficas sobre el tema hacia aquellas grandes enciclopedias germanas de principios del siglo pasado, las que tanta atención y cuidado dispensaban a los aspectos históricos y lingüísticos, ya que las ediciones modernas de las mismas los han tenido que dejar de lado o bien los tratan en forma sucinta, por la necesidad de incluir cuantiosas referencias tecnológicas y científicas recientes, amén de todos los cambiantes problemas geográficos y políticos que se registraron en los últimos cien años.

Así, puede observarse, por ejemplo, que en la versión de 1827 de la “*Allgemeine deutsche Real Encyclopädie*” de F. A. Brodhaus (escrita con caracteres góticos), se dedican casi dos páginas plenas (677-678) al tema de los pueblos *cimbros* o *cimméricos*, mientras que en las ediciones recientes de la misma obra se lo toca en forma mucho más resumida. La transcripción de algunos párrafos de las dos páginas antes citadas, es muy ilustrativa con respecto al tema bajo análisis:

“*Cimbern oder Cimmerier waren das erste deutsche Volk, welches die Griechen Kennen lernten. Dies geschah bald nach dem trojanischen Kriege, wo die Cimbern aus ihren alten Wohnplätzen in Taurien und der europ. Tatarei in Kleinasien einfielen. ...Es blieb unter der Griechen nichts als die Sage von diesen Cimmeriern übrig, dass sie nordwestlich gezogen. Daher hielten die Griechen als in den nordwestlichen Ocean Kamen, die dortigen Völkerschaften für Cimmerier, und aus demselben Grunde bekam die jetzige danische Halbinsel den Namen der cimbrischen oder cimmerischen...*”, etc.

Siguen luego numerosas referencias a los “*cimmerier*”. La traducción de lo anterior, debida a la gentileza del Dr. Carlos T. Friz, es la que sigue:

“*Cimbros o cimberos fue el primer pueblo germano que conocieron los griegos. Esto sucedió poco después de la guerra de Troya, cuando los cimberos penetraron en Asia Menor, desde las regiones de su residencia anterior, en Tauria y Tartaria europeas.*”

“*...Entre los griegos no quedó más que la saga de los que se habían retirado hacia el noroeste. Debido a ello, y cuando los griegos llegaron al Mar del Norte, tomaron a los pueblos allí residentes por cimberos y por esa misma razón la actual península danesa recibió el nombre de Península Cimbrica o Cimmérica...*”

Se evidencia así, que aún en alemán no es imperativo el uso de la consonante *K* inicial para los derivados de *cimmerium*.

Por su parte, en idioma inglés la palabra toma la forma adjetivada de "Cimmerian" (Arkell, 1933, 1956; Collier's, 1962, vol. 6, pág. 428), al vincularse con el nombre del pueblo que vivió en el sur de Rusia entre ocho y siete siglos antes de Cristo, el que aparece citado en textos asirios como *Gimmurai*, pasando al griego bajo la forma de *Κιμμεριος* (Collier's, 1962, vol. 6, pág. 428).

Como es sabido, en este último idioma no existe una consonante que de manera estricta se equivalga a la *c* latina dental o palatal-dental (como en *cerrojo*, *ciprés*, etc.) por lo que la letra Kappa (*K*) puede corresponder tanto a nuestra *K* como a la *C* (Collier's, 1962, vol. 5, pág. 84; vol. 11, pág. 413; vol. 13, pág. 695), habiendo adoptado los etruscos a esta última sólo para usarla antes de la vocal *e* o de la *i* (Collier's, 1962, vol. 5, pág. 84), dando así lugar a las sílabas *ce* y *ci*, cuya pronunciación resulta netamente dental, como ocurre luego en las lenguas castellana y francesa ("*se*" y "*si*"). En la Enciclopedia Universal Espasa Calpe (1926, t. XIII) se indica que etimológicamente, "cimerios" proviene del latín "*cimmerius*".

Sobre la base de lo expuesto, pueden hacerse algunas consideraciones principales:

- 1º Que no hay razones de peso que impongan al neologismo "Kimeridgiano", escrito con *dos m*, para referirse al Piso cuyo estratotipo son las "Kimeridge Clay" de Dorset, Inglaterra.
- 2º Que la ortografía más clásica para el mismo es la de "Piso Kimeridgiano"¹, con *una sola m*.

¹ El autor no desea tratar ahora el tema que se refiere a la forma de terminación de los pisos (*iano* o *iense*), pues el mismo será considerado en fecha próxima por el Comité Argentino de Nomenclatura Estratigráfica. Sólo acota que si bien en la República Argentina hay una tendencia a usar los sufijos *iano* para pisos e *iense* para edades, tal criterio no es seguido por lo común en España.

3º Que el ciclo diastrófico mesozoico, identificado por Suess (1909, III, 2), para el ámbito de Crimea y el Cáucaso, luego reconocido en otras partes del mundo (Stille, 1924; Stipanovic, 1969; Stipanovic y Rodrigo, 1970 *a* y 1970 *b*; Termier et Termier, 1952, etc.), acepta perfectamente la ortografía de "Cimmérico", con *C* inicial y *dos m*, tanto en castellano como en inglés, francés, italiano y portugués.

4º Que aún en lenguas germánicas, no se hace necesario recurrir a la *K* inicial para dicho término y sus derivados, siendo válidas las formas de "*Cimmerische*", "*Cimmerier*", "*Cimmeriern*", etc.

5º Que aún admitiendo que en su forma griega el mismo se inicia con Kappa (*K*), su ortografía en otras lenguas, como la etrusca y la latina, tienden abiertamente hacia la formación de la primera sílaba con pronunciación dental, *ci* (como "*si*"), y reemplazan a la *K*, por *C*, por lo que el término queda como "cimmérico".

Los antecedentes enumerados inclinan al autor a invitar a sus colegas a usar las dos palabras bajo análisis según la ortografía señalada, es decir *Kimeridgiano* (para Piso) con *K* y una *sola m* y *Cimmérico* (para diastrofismo) con *C* y *dos m*, evitándose así la aparición injustificada de dos términos homónimos y homógrafos, los que pueden dar lugar a errores o falsas asociaciones de ideas o eventos, tal como antes se ejemplificó.

AGRADECIMIENTO

El autor deja constancia de su reconocimiento al Dr. Carlos T. Friz, por facilitarle la rarísima edición del año 1827 de la Enciclopedia de Brodhaus y haberse ocupado de la traducción completa del texto en alemán sobre los cimbrós o cimmerios.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

- Arkell, W. J., 1933. *The Jurassic System in Great Britain*. Oxford.
- 1956. *Jurassic Geology of the World*. Edinburg.
- Brodhaus, F. A., 1827. *Allgemeine deutsche Encyklopädie für die gebildeten Stände*. Leipzig.
- Collier's Encyclopedia, 1962, vol. 5, 6, 11 y 13.
- Colloquê du Jurassique, 1964. *Colloque du Jurassique*, Luxemburg, 1962. Compt. Rend. et Mém., Inst. Grand Ducal, Sect. Sc. Natur., Phys. et Mathem., Luxemburg.
- Doello Jurado, M., 1944. *Conceptos y palabras en Ciencias Naturales. Por qué "Cuaternario" y no "Cuaternario" en Geología*. Holmbergia, Rev. Centr. Estud. Doct. Cienc. Natur., III, 7. Buenos Aires.
- Espasa Calpe, 1926. *Enciclopedia Universal Ilustrada*, vol. XIII. Madrid.
- Gregory, J. W., 1929. *The Structure of Asia*. London.
- Haug, E., 1911. *Traité de Geologie, II*. París.
- Robbiano, J. A., 1971. *Contribución al conocimiento estratigráfico de la sierra del Cerro Negro, Pampa de Agnia, Provincia de Chubut, República Argentina*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXVI, 1. Buenos Aires.
- Stille, H., 1924. *Grundfragen der vergleichenden Tektonik*. Berlin.
- Stipanovic, P. N., 1969. *El avance en los conocimientos del Jurásico argentino a partir del esquema de Groeber*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXIV, 4. Buenos Aires.
- Stipanovic, P. N. y Rodrigo, F., 1970 a. *El diastrofismo jurásico en Argentina y Chile*. IV Jorn. Geol. Argent., II. Buenos Aires.
- 1970 b. *El diastrofismo eo y mesocretácico en Argentina y Chile, con referencias a los movimientos jurásicos de la Patagonia*. IV Jorn. Geol. Arg., II. Buenos Aires.
- Suess, E., 1909. *Das Antlitz der Erde, III, 2*. Wien und Leipzig.
- Termier, H. et Termier, G., 1952. *Histoire Géologique de la Biosphere*. París.
- Ugarte, F. R. E., 1966. *La cuenca compuesta carbonífero-jurásica de la Patagonia meridional*. Anal. Univ. Patagonia "San Juan Bosco", N° 2. Cienc. Geol. I, 1. Comodoro Rivadavia, Chubut.

Recibido el 6 de marzo de 1972.

NOTAS BREVES

VIII CONGRESO INTERNACIONAL DE SEDIMENTOLOGIA

POR CESAR R. CORTELEZZI

El Congreso se realizó en la ciudad de Heidelberg, Rep. Federal Alemana, durante los días 30-VIII y 4-IX de 1971. En el mismo se encontraban representados 35 países, asistiendo a las sesiones un número de 700 participantes. La República Argentina envió como único delegado al suscripto, quien representó a la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata. Estaban también presentes la doctora M. de Brodtkorb y el doctor A. Brodtkorb, quienes se encontraban en esos momentos en Alemania; los tres nombrados fuimos los únicos presentes de Sudamérica.

Se presentaron 450 trabajos científicos los cuales se distribuyeron en 4 sesiones paralelas. La organización del Congreso comprendió una serie de temas, de los cuales merecen citarse:

1 - Rocas calcáreas: a) fisicoquímica y geoquímica de los procesos de cementación; b) aspectos generales del problema; c) ecología sedimentológica y diagénesis de "reefs" fósiles y recientes. 2 - Depósitos minerales en rocas sedimentarias. 3 - Modelos matemáticos de procesos sedimentarios. 4 - Evaporitas fósiles y recientes. 5 - "Red beds" en espacio y tiempo. 6 - Sedimentología en el Mar Mediterráneo. 7 - Sedimentología en el Mar Negro. 8 - Sedimentología en el Golfo de Persia. 9 - Sedimentología regional. 10 - Sedimentos de mares profundos. 11 - Sedimentos de playas y plataformas. 12 - Sedimentación fluvial y deltaica. 13 - Turbiditas. 14 - Sedimen-

tos eólicos. 15 - Materia orgánica en sedimentos. 16 - Microfacies en los complejos de "reefs". 17 - Sedimentos en suspensión y su geoquímica. 18 - Análisis de ambientes. 19 - Sedimentología cuantitativa. 20 - Diagénesis e iniciación de metamorfismo en rocas cataclásticas. 21 - Rasgos paleoclimáticos en sedimentos. 22 - Minerales de arcillas. 23 - Sedimentación en los mares del Norte y Báltico. 24 - Sedimentos lacustres. 25 - Depósitos minerales "fósiles".

La sesión 2 fue auspiciada por S.F.A., la 3 por I.A.M.G. y la 6 por la Smithsonian Institution.

Se realizaron en forma paralela una serie de discusiones en mesa redonda, entre las más interesantes se puede mencionar una sobre la conveniencia del uso del tubo de sedimentación para trabajos sedimentológicos. Se escucharon opiniones concordantes sobre la necesidad de usar dicho tubo con las precauciones necesarias, por los errores sistemáticos que se pueden cometer. Además de la conveniencia de no cambiar de métodos de análisis mecánicos en la confección de un mismo trabajo.

Dado el elevado número de trabajos presentados, sólo me fue posible asistir a las exposiciones de los que más se relacionaban con problemas de mi interés. El nivel de los trabajos fue bueno, escuchándose algunas exposiciones brillantes. Se realizaron además una serie de excursiones pre y post-Congreso en

la región de sedimentos paleozoicos, mesozoicos y actuales de Alemania; depósitos minerales en rocas sedimentarias en el oeste de Alemania y en calizas de los Alpes (Yugoslavia y Austria); depósitos de evaporitas en el oeste de Alemania; depósitos minerales "fósiles" y geología de la zona de Heidelberg.

Todas las sesiones se realizaron en los cómodos auditorios que poseen los Institutos de Mineralogía y Petrografía, Geología y Química en sus nuevos edi-

ficios. La organización del Congreso fue perfecta, respetándose estrictamente los 15 minutos de exposición y 5 minutos para la discusión del trabajo.

Se distribuyó, asimismo, un folleto con los resúmenes de los trabajos presentados, los que no serán publicados directamente por el Congreso, sino por medio de otras entidades, en revistas especializadas.

Recibido el 20 de diciembre de 1971.

VIII CONGRESO MUNDIAL DEL PETROLEO

Moscú, Junio de 1971

POR MARCELO R. YRIGOYEN

Entre los días 13 y 20 de junio de 1971, se celebraron en Moscú las reuniones del VIII Congreso Mundial del Petróleo. El Consejo Permanente de Congresos Mundiales de Petróleo, del que la Argentina es miembro permanente a través del Instituto Argentino del Petróleo, en la última reunión celebrada en México (1967) decidió que la Unión Soviética fuese el país anfitrión y la ciudad de Moscú la sede oficial de este nuevo Congreso, cuyo lema fue "Petróleo para el Bienestar de la Humanidad".

Como se había previsto, la asistencia de delegados superó las 5.000 personas, estando representados 70 países petroleros. Las delegaciones más numerosas fueron las de U.S.S.R., U.S.A., Francia, Alemania Occidental, Irán, Japón, Inglaterra, Hungría y Yugoslavia. En nuestro caso, la Argentina estuvo representada por una delegación de 11 profesionales del I.A.P. bajo la presidencia del Ing. Carlos M. Bechelli. La representación oficial, por su parte, fue confiada al Ing. Luis A. Rey, a la sazón subsecretario de Energía del Ministerio de Obras y Servicios Públicos.

Dentro del nutrido conjunto de de-

legados se reunieron prácticamente todas las ramas de la industria del petróleo. Un 37 % de los asistentes se dedicó especialmente a temas de "Refinación y Petroquímica", 23 % a "Perforación y Producción", 20 % a "Geología y Geofísica", 8 % a "Economía y Estadística Petrolera", 5 % a "Equipamiento e Instrumentación" y el 7 % restante a aspectos diversos como logística, polución ambiental, computación estadística, etc.

Las reuniones técnicas se desarrollaron simultáneamente en tres auditorios (con traducción simultánea a tres idiomas) del amplio hotel "Rossiya", que en sus 6.000 habitaciones albergaba a todas las delegaciones extranjeras y sus acompañantes. Las sesiones de apertura y clausura se llevaron a cabo en el gran "Palacio de los Congresos de la USSR", en el Kremlin, y contaron con la presencia y palabra de varios de los ministros de la USSR, especialmente de Valentin D. Shashin, que cubría los cargos de Ministro Soviético de la Industria del Petróleo, "Chairman" General del VIII Congreso y Presidente del Comité de Organización local.

La Presidencia General del VIII Congreso recayó en el Dr. F. D. Rossini, profesor de la Universidad de Notre Dame, Indiana, EE. UU., quien por la excelente labor desarrollada fue reelecto Presidente para la próxima reunión mundial a realizarse en Tokio, Japón, en 1975. Como hecho de destacada importancia para nosotros, durante las deliberaciones del Comité Ejecutivo, la Argentina fue incorporada, a partir de este año, como miembro de dicho cuerpo directivo de la Organización de Congresos Mundiales de Petróleo.

Simultáneamente con las sesiones técnico-científicas, se efectuaron numerosas giras turísticas y visitas a organismos e institutos científicos y técnicos de Moscú. Al terminarse el VIII Congreso, hubo una serie de giras dentro de la USSR que abarcaron áreas petroleras, refinerías y centros industriales, incluso hasta regiones tan alejadas como Bukhara, Tashkent y Samarcanda.

Por su parte, la delegación argentina se reunió previamente en Praga, Checoslovaquia, en donde se tuvo oportunidad de recorrer la región de Bohemia con sus famosos yacimientos de uranio vetiforme (petchblenda) de Jaochims-thal y Schneeberg, dentro de la región montañosa del Erz Gebirge.

I. ASPECTOS TECNICOS DESARROLLADOS

El programa técnico-científico del VIII Congreso fue desarrollado en 25 paneles ("Panel Discussions") que abarcaron 180 trabajos individuales. Además de ello, se presentaron 15 Monografías de Revisión ("Review Papers") para exponer el estado de adelanto del conocimiento de las diferentes ramas de la ciencia y la tecnología petrolera. Finalmente, hubo 11 trabajos especiales ("Special Papers") en donde se presentaron nuevas teorías, avances de un área especial de investigación, o nuevas técnicas o procesos industriales que no habían sido cubiertos en las dos categorías enumeradas anteriormente.

Desde el punto de vista geológico, se escucharon trabajos de alto nivel técnico, aunque quizá merezca aclararse que, en general, no hubo novedades científicas o técnicas sobresalientes. Esto se debe a la mecánica del Congreso mismo ya que, en general, a efectos de su selección, clasificación y publicación pre-Congreso, la recepción de trabajos originales se cerró tres años atrás y sólo en casos de excepción fue permitida la entrada de artículos posteriores. No obstante ello, en los párrafos que siguen se dará un breve resumen generalizado de los paneles que abordaron temas geológicos, así como en una contribución aparte unos breves apuntes sobre la Geología del Petróleo y Gas en la USSR que fue expuesta al público con amplitud de detalle y copiosa información, quizá por vez primera.

II. ADELANTOS GEOLOGICOS PRESENTADOS EN EL VIII CONGRESO

En los Paneles 1, 2, 4, 5, y 6, se trataron específicamente temas relacionados con la geología y la exploración de yacimientos de hidrocarburos, dedicándose los tres primeros a: N° 1, origen migración y acumulación de petróleo y gas; N° 2, exploración de las plataformas continentales; N° 4, trampas estratigráficas, en tanto que los paneles 5 y 6 trataron sobre métodos geofísicos y sistemas matemáticos, estadísticos y electrónicos utilizados para su procesamiento e interpretación.

En el *Panel N° 1* —en el que se presentaron 6 trabajos de grupo— los autores coincidieron en el origen de los hidrocarburos, derivados de la materia orgánica original dispersa en el sedimento, tanto en partículas como en moléculas, adsorbida a la superficie de los granos minerales. Los procesos que permiten la generación de hidrocarburos pueden resumirse en la forma siguiente: en un principio existe una acción predominantemente bioquímica que, según algunos autores, llega a ser fundamental. No obstante, las fases más

importantes de la transformación de la materia orgánica son: 1) fase preparatoria, que corresponde a la etapa de diagénesis y katagénesis inicial; 2) fase principal, que corresponde a la katagénesis intermedia con un enterramiento de 2 a 5 kilómetros y temperaturas del orden de los 90° C, y 3) fase final, de generación de hidrocarburos más restringida correspondiendo con la katagénesis final. Pasando por alto el tipo y cantidad de materia orgánica primitiva dispersa en el sedimento, son tres los factores que se combinan en el grado de generación: presión, temperatura y tiempo. Durante la fase principal de katagénesis, la materia orgánica está sujeta a procesos de termólisis y termocatálisis. La migración de los hidrocarburos formados, cuya iniciación coincide en parte con la reconstrucción de los minerales arcillosos y expulsión de agua, se produce en medio de fase acuosa. Los productos de cada etapa de transformación progresiva ("maturation") se caracterizan por un grado de fluididad y miscibilidad que está regido por la complejidad química y la estructura del producto, de acuerdo a la presión y temperatura, y aún por la composición mineralógica del ambiente sedimentario en que se encuentran. La migración a través de los cuerpos arcillosos es factible por el incremento de presión y la microfracturación o microfisuración resultante, como ha sido demostrado por varias escuelas de investigación.

En lo que hace a la migración y acumulación de hidrocarburos, se analizaron las dos posibilidades dentro de un sistema acuoso estático, es decir, en condiciones hidrostáticas y también dentro de un flujo acuífero o en condiciones hidrodinámicas, por cierto el más efectivo. Se destacó en todos los casos la influencia ejercida localmente por los gradientes geotérmicos anómalos que hacen variar sustancialmente los requerimientos de presión y temperatura dentro de cada etapa del proceso de generación.

En el *Panel N° 2* se trataron 6 trabajos sobre los aspectos geológicos y técni-

cos de la exploración de gas y petróleo en las plataformas continentales. La importancia de los recursos petroleros submarinos fue puesta de manifiesto por L. G. Weeks, quien, en una revisión de su anterior estudio de 1965, sostuvo que ya hoy $\frac{1}{5}$ de las reservas mundiales comprobadas de hidrocarburos yacen en las áreas del "shelf". Estas las ha considerado hasta una profundidad de agua de 300 metros, abarcando una superficie de conjunto de 26 millones de km². De esta extensión, un 58 % corresponde a cuencas sedimentarias cuya tercera parte resulta comercialmente atractiva para la exploración petrolera, lo que equivale a un 19 % de la superficie total del "shelf". Las recientes estimaciones hacen ascender el potencial petrolero de esta zona a 125.000 millones de m³ de petróleo, 63×10^{12} (billones = millón de millones) de m³ de gas, 48.000 millones de m³ de petróleo por recuperación secundaria y 32.000 millones de m³ de petróleo de arenas asphaltíferas. Se ha calculado que para 1980 una tercera parte de la producción mundial de petróleo provendrá de las plataformas continentales y su talud oceánico inmediato.

Se presentaron estudios sobre las posibilidades petroleras de la plataforma submarina del Mediterráneo, de la costa norte de Sudamérica y del Golfo Pérsico, así como de las áreas del "shelf" de la Unión Soviética, cuyo total alcanza a los 7.600.000 km², considerándose aquí una profundidad de 500 metros de agua.

El *Panel N° 4* estuvo dedicado a las trampas estratigráficas, presentándose 6 trabajos que destacaron la gran importancia que las acumulaciones de hidrocarburos debidos a entrapamientos estratigráficos poseen en el mundo entero y dentro de reservorios distribuidos en toda la columna sedimentaria, desde el Paleozoico hasta el Neogeno.

No obstante lo avanzado de las investigaciones realizadas hasta hoy, la detección de estas trampas sigue siendo difícil y no se cuenta aún con un método geológico o geofísico suficientemente preciso como para localizarlas directa-

mente. Si bien es cierto que la sísmica de reflexión ha incrementado grandemente su poder de resolución y que los estudios estratigráficos y de reconstrucción de paleoambientes se han refinado mucho en los últimos años, todavía se está muy lejos de alcanzar el grado de certeza con que se detectan hoy las trampas estructurales.

Para la exploración de trampas simples (litológicas o deposicionales y estratigráficas o post-deposicionales) y sus variadas combinaciones, ha habido acuerdo en una sistemática de investigación cuyas etapas sucesivas son: 1) investigaciones geológicas y geofísicas regionales; 2) selección de áreas para perforaciones estratigráficas de comprobación, y 3) búsqueda de trampas individuales para gas y petróleo.

En la primera etapa se da especial énfasis a la paleografía y a la paleotectónica de la región. La información de afloramientos reunida con resultados sísmicos de la zona cubierta permiten integrar mapas de áreas de aporte, distribución de sedimentos y mapas isopáquicos, al mismo tiempo que la reconstrucción de relieves de basamento, estructuras regionales y análisis de las discordancias y de las secuencias sedimentarias por ellas limitadas.

En la segunda etapa, destinada a obtener una comprobación de las condiciones de subsuelo, juega un papel preponderante la investigación sísmica con líneas cada 2 ó 3 km, orientadas perpendicularmente al rumbo de los acuña-mientos inferidos. En igual forma, nuevas técnicas de disparo y procesamiento han demostrado ser efectivas en búsquedas de complejos de arrecifes. Corresponde luego la perforación de pozos estratigráficos que, iniciados desde la zona de mayor desarrollo estratigráfico, se prolongan hacia la periferia donde se espera encontrar los acuña-mientos o cambios de facies de interés. En algunas zonas, estas perforaciones estratigráficas (en general de pequeño diámetro, "slim hole") pueden concentrarse en distancias de 5 a 10 km (Rusia) hasta

de 1 a 1,5 km (Venezuela). Su orientación depende del tipo de trampa estratigráfica que se busca definir. Culmina esta etapa con la confección de cortes transversales, mapas semidetallados de estratigrafía, estructura, paleogeografía, paleogeomorfología y paleohidrología.

Por último, habiéndose delimitado regiones de la cuenca donde pueden existir zonas de acuñamientos litológicos y de truncamiento estratigráfico, la última etapa consiste en seleccionar el área más promisoría y pasar a la perforación explorativa convencional para el descubrimiento de trampas individuales para petróleo y/o gas.

Los *Paneles Nos. 5 y 6* estuvieron dedicados a la presentación de métodos geofísicos recientes, en especial de sísmica de reflexión destinada al estudio de estructuras profundas y complejas, con gran enmascaramiento por fallas, y sobre la coordinación de métodos geofísicos en la exploración de plataformas continentales. La segunda parte consistió en la discusión de la interpretación de diversos procesamientos sismográficos con ayuda de modelos matemáticos y métodos estadísticos, estos últimos para la detección de fallas menores y variaciones litológicas dentro de una sección sedimentaria espesa.

En términos generales puede resumirse que, salvo la presentación de algunos ejemplos de interés, no han surgido de las reuniones de exploración grandes novedades que no se estén aplicando ya con mayor o menor intensidad en muchos países. No obstante, ha sido valioso el poder apreciar los resultados que la aplicación de los diversos métodos ha dado en algunas regiones y, sobre todo, observar cómo se coordina e integra el cúmulo de información geológica, geofísica y geoquímica de acuerdo a las características particulares de las acumulaciones de hidrocarburos que se buscan y aún de acuerdo a la filosofía exploratoria de los diversos grupos de investigación.

Recibido el 6 de Marzo 1972.

EDADES POTASIO-ARGON DE ROCAS BASICAS DE LA PROVINCIA DE CORDOBA

POR RAFAEL R. GONZALEZ¹ Y KOJI KAWASHITA²

La redacción de un trabajo dedicado a la actividad efusiva básica durante el Mesozoico en la Argentina, cuyos primeros pasos fueron ya iniciados (González y Toselli, 1971), permitieron dar a conocer las edades radimétricas de algunos basaltos de la provincia de Córdoba. Es objeto de esta nota reiterar los mismos en el ambiente local, según los resultados obtenidos por el método potasio-argón en el Centro de Pesquisas Geocronológicas de la Universidad de São Paulo (Brasil).

El Pungo (Sierra Chica). Según Gordillo y Lencinas (1967 a) el manto efusivo se encuentra intercalado entre dos formaciones detríticas, una basal ("Conglomerado del Rosario") atribuida al Cretácico inferior y una superior ("Conglomerado del Valle del Sol") de edad presumiblemente terciaria. El manto efusivos que es un basalto nefelínico de tipo alcalino está compuesto por fenocristales de olivina y escasa augita incluidos en una pasta de grano fino en una base intersticial de nefelina, analcima y sanidina.

Edad: la datación en roca total de una muestra cedida gentilmente por el Dr. Gordillo, arrojó edad cretácica inferior (119 ± 5 m.a.)*.

Berrotarán (Cantera ubicada en el cruce de la ruta nacional n° 36 con la

ruta provincial pavimentada que une las localidades de Berrotarán con Los Cóndores). Las rocas analizadas corresponden a mantos de traquibasaltos dentro de los que se encuentran dispersos nódulos de sanidina. Los constituyentes mineralógicos están esencialmente compuestos por sanidina con algo de egirina y oxihornblenda; eventualmente, natrolita.

Edad: las muestras, facilitadas por el Dr. Gordillo, se dataron en sanidina, obteniéndose los valores de 130 ± 6 m.a. y 120 ± 2 m.a. Cabe destacar que una datación anterior (Gordillo y Lencinas, 1967 b) dio 112 ± 6 m.a. Las edades obtenidas corresponden al Cretácico inferior.

Almafuerte. Se ubica el afloramiento aproximadamente a unos 2 km al norte de la localidad de Almafuerte, sobre el curso del río Tercero aguas abajo del puente carretero que lo cruza. La columna estratigráfica está compuesta (Schröder, 1967) por una secuencia de basaltos, areniscas y brechas volcánicas en notable repetición. Las muestras analizadas pertenecen a dos mantos de la parte media de la serie y a un dique que atraviesa el basamento. Las primeras son traquibasaltos olivínicos hialocristalinos con fenocristales de augita más olivina con un total de 40 % en proporciones más o menos iguales, encerrados en una pasta en la que se encuentran concentraciones a modo de "nidos" donde es abundante el vidrio. Este está cruzado por finas agujas y cristales esqueléticos no determinables y no ha sufrido recristalización.

El dique corresponde a un traquita

¹ Universidad Nacional de Tucumán.

² Instituto de Geociencias y Astronomía, U. de São Paulo.

* Una muestra de esta roca datada por el Z.W.O. Laboratorium voor Isotopen Geologie de Amsterdam arrojó la cifra de 119 m.a. (vide Lencinas, 1971).

con fenocristales de plagioclasa poco definidas (An 30-40) y escasos piroxeno y olivina. La pasta es de feldespato alcalino (anortoclasa) con accesorios comunes en menor cantidad.

Edad: se analizaron por roca total dos muestras de traquibasaltos que arrojaron 129 ± 8 m.a. y 122 ± 3 m.a. La traquita, también en roca total dio 120 ± 2 m.a. En todos los casos las edades respectivas corresponden al Cretácico inferior.

LISTA DE LOS TRABAJOS CITADOS
En EL TEXTO

González, R. R. y Toselli, A., 1971. *La efusividad del Mesozoico argentino y su relación*

con áreas sudamericanas. XXV Congr. Brasil. de Geología, Sao Paulo.

Gordillo, C. E. y Lencinas, A. N., 1967 a. *El basalto nefelínico de El Pungo, Córdoba.* Bol. Acad. Nac. Ciencias, XLVI, Córdoba.

—1967 b. *Geología y petrología del extremo norte de la sierra de Los Cóndores, Córdoba.* Bol. Acad. Nac. Ciencias, XLVI, Córdoba.

Lencinas, A. N., 1971. *Geología del valle de La Punilla entre Bialet Masse y La Cumbre, provincia de Córdoba.* Bol. As. Geológica de Córdoba, I, 2.

Schröder, C., 1967. *Estudio geológico-tectónico referente al aprovechamiento hidroeléctrico y para riego del río Tercero en "Piedras Moras", provincia de Córdoba.* Facul. Cienc. Exac. y Nat., Univ. Bs. As., inédito.

Recibido el 8 de mayo de 1972.

COMENTARIOS BIBLIOGRAFICOS

AMSTUTZ, G. C.: *Glossary of mining geology, in english, spanish, french and german*. Ferdinand Enke Verlag. Stuttgart. 196 pág. 1971.

El prof. G. C. Amstutz ha realizado este glosario con la colaboración de 12 profesionales entre los que se cuenta la Dra. L. Riveros de Marín, de la Universidad de Cuyo. Por otra parte, entre las principales obras consultadas figura una bien conocida en nuestro medio, el Diccionario minero, metalúrgico, geológico, mineralógico, petrográfico y de petróleo y su correspondiente índice alfabético, de A. Novitzky, Buenos Aires 1951/58. Este glosario de Geología de Minas, en inglés, español, francés y alemán consta de tres partes, a saber:

La *primera* de 118 páginas, es el glosario propiamente dicho con descripciones y explicaciones de los términos geológico-mineros ordenados alfabéticamente en idioma inglés. Estas definiciones varían entre sucintas y relativamente extensas según la complejidad del concepto que involucran los términos, recurriendo el autor en muchas oportunidades a ilustraciones gráficas. En la introducción, Amstutz hace una breve referencia a las dificultades que existen para lograr palabras equivalentes entre distintos idiomas y las diferencias que pueden encerrar las traducciones, por lo cual solicita a los que consulten la obra que le hagan llegar sugerencias, adendas y comentarios críticos para mejorar una segunda edición.

La *segunda* parte, de 42 páginas, la constituyen 10 apéndices de consulta general y cuyos títulos son los siguientes: I. Unidades y equivalencias de pesas y medidas; II. Tabla periódica y clasificación geoquímica de los elementos; III. Columna geológica y escala de tiempo; IV. Partes principales de una mina de carbón; V. Símbolos gráficos geológico-mineros; VI. Tabla de fábricas e intercrecimientos, ilustradas; VII. Clasificaciones de los principales yacimientos minerales y los ciclos geoquímicos; VIII. Cristalización y paragénesis de rocas y menas magmáticas; IX. Escala de durezas; X. Los principales minerales de mena ordenados según el sistema periódico.

La *tercera* y última parte está constituida por un índice alfabético por cada uno de los idiomas, de los términos geológico-mineros del glosario.

Esta obra de formato relativamente pequeño (14 × 22 cm y 196 pág.) resulta muy manuable y cómodo. Los numerosos dibujos, esquemas, perfiles, tablas, etc. que ilustran las aclaraciones de los términos del glosario son provechosos y permiten superar con facilidad dificultades de traducción y/o interpretación.

El libro es una obra de consulta de buena utilidad para geólogos e ingenieros de minas. —Alejo Brodtkorb.

RAMDOHR, PAUL: *The ore minerals and their intergrowths*. Pergamon Press. 1174 pág., 637 figuras. 1969.

La aparición del libro "The ore minerals and their intergrowths" es el acontecimiento esperado por todos los investigadores de minerales metalíferos y sus yacimientos que no dominan el idioma alemán, y que en su trabajo habitual se enfrentaban con un vacío por la falta de otro texto que aunase en forma exhaustiva las propiedades físicas, ópticas, texturas y paragénesis de los minerales de mena. Este libro es la traducción al inglés de la tercera edición (1960) —con agregados y correcciones— de la monumental obra "Die Erzminerale und ihre Verwachsungen", que sin duda alguna, es el texto más importante

escrito sobre minerales metalíferos. La traducción es excelente y fue realizada por un grupo de 32 especialistas bajo la dirección de G. C. Amstutz, mientras que las reproducciones no son de tan alta calidad como las de la edición alemana de 1960.

Una cuarta parte del libro está dedicada a la sistemática genética de los yacimientos metalíferos y a las texturas de los minerales de mena. La otra gran parte del volumen consta de la descripción mineralógica en particular. Para cada especie se consignan datos generales, propiedades concernientes al pulido, reflectividad, figuras de corrosión, características físico-químicas, localidades de hallazgo e investigadas, bibliografía, rayos X, sobresaliendo indudablemente las secciones relacionadas con texturas, rasgos diagnósticos y relaciones paragenéticas.

Al final de la obra se encuentra un capítulo muy ilustrativo denominado índice de localidades. En él se han listado los nombres de yacimientos o afloramientos típicos juntamente con la enumeración de los minerales presentes en ellos. La bibliografía es muy abundante y actualizada.

Este texto, tan esperado en idioma inglés, seguramente tendrá una gran acogida en los ambientes especializados.—*Milka K. de Brodtkorb.*

UYTENBOGAARDT, W. y E. A. J. BURKE: *Tables for microscopic identification of ore minerals.* Elsevier Publishing Company. Second revised edition. 430 pág. 1971.

Desde la primera impresión en 1951, mucho se ha progresado en el conocimiento de los minerales de mena. En esta segunda edición están listados 500 minerales frente a 250 de la primera. Pero no solamente el incremento en nuevas especies hace al acrecentamiento de esta nueva edición sino también el contenido de una mayor cantidad de datos logrados por nuevos métodos aplicados al reconocimiento mineral, especialmente en lo que respecta al análisis químico por microsonda y los métodos cuantitativos de microdureza y de relectividad.

El libro está constituido por una introducción y dos partes; en la introducción los autores dan una breve explicación sobre el uso de las tablas. La parte 1 consta de doce tablas, a saber: Tabla I. minerales de mena en orden decreciente de microdureza; Tabla II. minerales de mena en orden decreciente de reflectividad en aire; Tabla III. minerales de mena en orden decreciente de dureza de pulido; Tabla IV. Seleniuros; Tabla V. Teluroso; Tabla VI. Sulfosales de Ag y sulfuros de Ag y Fe; Tabla VII. Sulfosales de Pb-Sb; Tabla VIII. Sulfosales de Bi; Tabla IX. Sulfosales de Pb-As; Tabla X. Sulfosales y sulfuros de Sn; Tabla XI. Platinoideos; Tabla XII. Oxidos de Mn.

En la parte 2 se dan las descripciones de los minerales listados en las tablas III a XII, estando agrupadas las propiedades en cinco columnas. En la primera se consigna nombre del mineral, su fórmula química y sistema cristalino; en la segunda color, pleocroismo, anisotropía y reflejos internos. En la tercera columna se consigna la reflectividad en aire dada en % y en la cuarta los valores de dureza de pulido y dureza Vickers. Finalmente en la columna cinco, denominada miscelánea, figuran datos sobre clivaje, maclas, textura, paragénesis, diferencias con otros minerales y citas bibliográficas.

Al final de la obra se encuentra el capítulo dedicado a la literatura referida a minerales de mena, arduo trabajo de recopilación, en la que se cita la notable cantidad de 1793 referencias.

En síntesis, un libro que todo especialista en minerales de mena debe tener en su mesa de trabajo.—*Milka K. de Brodtkorb.*

BÖCEL, HELLMUTH: *Los Minerales.* 289 págs., con 154 ilustraciones en color por Claus Caspari y 102 ilustraciones a pluma. Ediciones Omega, S. A. Barcelona. 1971.

La primera parte de esta guía práctica para estudiantes principiantes, aficionados y coleccionistas de minerales versa sobre la mineralogía general. Un capítulo sobre la estructura de los minerales trata de su composición química, de las formas cristalinas y la microestructura de los cristales y de las variedades y los agregados cristalinos. Un capítulo sobre la formación de los minerales incluye una reseña sobre las rocas y los yacimientos. De

mucha utilidad para el coleccionista es un capítulo: "Cómo coleccionar y determinar los minerales", en el cual se exponen los métodos de conservación y rotulación, recolección, preparación y determinación por las características externas.

En la parte principal de la obra (178 pág.) se describen unos 100 minerales importantes y frecuentes. En contraste con los libros más populares sobre el tema, de cada mineral se da una descripción individual y datos sobre su historia y uso. Las descripciones están acompañadas por 48 láminas de color, de calidad excelente, con ejemplares reproducidos a tamaño natural o algo más pequeños.

Al final de la obra se hallan tablas de determinación (43 págs) que abarcan todos los minerales tratados en el libro, y algunos más. En las tablas se dan de cada mineral color de raya, dureza, brillo, color propio y otras coloraciones, transparencia, exfoliación (calidad y forma), fractura, peso específico y la forma externa en que se presenta; además las referencias al texto (parte sistemática) y a las láminas.

Los conocimientos de mineralogía general y especial se transmiten en un marco de sólida cultura general, como lo prueban, entre otras, las anotaciones históricas sobre la minería y los minerales. Es ésta una de las razones por las cuales la obra de Bögel es capaz de despertar el entusiasmo por la mineralogía. En suma: un libro que es a la vez serio y ameno.—*W. Volkheimer.*

DAVIS, S. N. y DE WIEST, R. J. M. *Hidrogeología*. Ediciones Ariel, Barcelona (España), 563 p., 210 fig., rústica 800 ptas. 1971.

El marcado interés que han demostrado los que se ocupan del estudio e investigación de las aguas subterráneas en España y América latina ha determinado la traducción al castellano de la obra original de los profesores Davis y De Wiest.

La excelencia de este tratado moderno de hidrogeología se evidencia al comprobar también que ha sido seleccionado por los estudiosos rusos para ser traducido a su idioma. De esta manera la versión castellana que se comenta coincide con la aparición de la versión rusa.

El libro original de los profesores estadounidenses constituyó en un tiempo (1966) un valioso aporte para el conocimiento de la hidrogeología moderna. Esta traducción, a su vez, viene a corregir una sentida deficiencia en la literatura hidrogeológica castellana. Hasta la fecha no existía un tratado que se ocupase de la presencia, movimiento y distribución del agua subterránea del modo que lo hacen los autores. La autoridad en hidrogeología del profesor Davis y la competencia en hidráulica referida al agua subterránea del profesor De Wiest han facilitado el tratamiento de este tema complejo al explicar los procesos hidrológicos naturales desde un punto de vista matemático.

La enumeración de los capítulos permitirá al lector, que no ha tenido oportunidad de trabajar con el texto original en inglés, de apreciar cómo se han considerado los aspectos que hacen a la geología, química e hidráulica del complejo denominado acuífero. Antes de entrar en materia los autores dedican el libro a Charles V. Theis, "hydrogeologist and founder of modern well hydraulics", y se refieren al alcance de esta nueva disciplina, de su evolución como ciencia y del ciclo hidrológico.

En los capítulos III, IV y V describen las propiedades físicas y químicas del agua, su calidad según sus distintos usos y los radionucleidos que proceden del U^{235} .

El capítulo V está dedicado al K^{40} y al tritio como elementos que se utilizan en la datación y como trazadores del movimiento del agua. Se dan también ejemplos acerca del uso y eficacia que tiene el carbono 14 en la datación y cálculo de la velocidad del agua subterránea.

Los capítulos VI y VII desarrollan la teoría elemental del movimiento del agua subterránea y de sus aplicaciones en hidráulica. La ley de Darcy, la ecuación general del movimiento, la hipótesis de Dupuit y las ecuaciones de Thiém, Theis, Jacob y Hanstush son tratadas en forma clara y concisa, con la adición de ejemplos para facilitar su aplicación. La parte segunda de este último capítulo se refiere al flujo multifásico (petróleo y agua) y a las intrusiones de agua salada en acuíferos costeros. Finalmente, la parte tercera del capítulo VII explica los métodos experimentales que se han diseñado para estudiar el movimiento del agua en medios porosos, como ser: modelos Hele-Shaw; modelos de redes analógicas eléctricas, de hojas conductoras, etc.

El desarrollo de las grandes aglomeraciones urbanas, la creciente demanda de agua para fines industriales y riego, etc. han colocado la investigación de las aguas subterráneas en un primer plano, especialmente en lo referente a su prospección y a su explotación. En consecuencia, en el capítulo VIII se describen los métodos geológicos, hidrogeológicos y geofísicos más recomendables para ubicar los depósitos de agua subterránea y los equipos utilizados en su alumbramiento.

La hidrogeología de los ambientes geológicos donde afloran rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias se explica en tres capítulos, dedicado el último a los depósitos no consolidados que son los que suministran mayores volúmenes de agua.

Finalmente, el capítulo XII trata acerca de las aguas subterráneas en regiones de climas extremados, a saber: muy húmedos, áridos y con suelos permanentemente helados ("permafrost").

Los traductores, al tener en cuenta el carácter eminentemente pedagógico de la obra original, han tenido que convertir las unidades al sistema métrico decimal. Además de las tablas, etc. que figuraban en el libro original han incorporado otras que facilitan la resolución de problemas y aplicación de las ecuaciones.

En suma, este libro representa un valioso esfuerzo que será apreciado por todos aquellos geólogos que se dedican a la hidrogeología.—*Oscar Ruiz Huidobro.*

ESTE NUMERO

SE TERMINO DE IMPRIMIR EL 28 DE SEPTIEMBRE DE 1972

EN LA IMPRENTA CONI S. A. C. I. F. I., PERU 684

BUENOS AIRES, REPUBLICA ARGENTINA

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

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

COMISION DIRECTIVA: *Presidente:* DR. PEDRO N. STIPANICIC; *Vicepresidente:* DR. HORACIO H. CAMACHO; *Secretario:* DR. ROBERTO CAMINOS; *Tesorero:* DR. FÉLIX RODRIGO; *Vocales Titulares:* DR. ENRIQUE LINARES, DR. ANÍBAL POZZO y DR. OMAR VICENTE; *Vocales Suplentes:* DR. JUAN C. RIGGI, LIC. CÉSAR FERNÁNDEZ GARRASSINO y DR. CARLOS LATORRE.

COMISION DE LA REVISTA: DOCTORES PEDRO N. STIPANICIC, JUAN CARLOS M. TURNER y ROBERTO CAMINOS.

DIRECTOR DE LA REVISTA Y PUBLICACIONES: DR. PEDRO N. STIPANICIC.

INSTRUCCIONES Y NORMAS A LOS AUTORES PARA LA PRESENTACION DE ORIGINALES

1. Se recomienda que los trabajos no excedan en extensión las 30 páginas (tamaño carta), escritas a máquina. Se aceptarán trabajos más extensos cuando se disponga de espacio y/o el contenido de los mismos así lo justifique.
2. Los originales, sin excepción, deben ser escritos a máquina, a espacio normal, sobre un solo lado de la hoja.
3. Invariablemente, debe presentarse un "Resumen" en español, con su traducción en inglés, francés o alemán, sugiriéndose el uso del primer idioma citado.
Se recomienda que el "Resumen" no exceda las 150 palabras.
4. La lista bibliográfica llevará por título: "Lista de trabajos citados en el texto". Será confeccionada por orden alfabético, según sus autores y en orden cronológico cuando se citen varias obras del mismo autor. Si dos o más obras del mismo autor han sido publicadas en el mismo año, se distinguirán con las letras *a*, *b*, *c*, etc. Las respectivas citas llevarán las indicaciones siguientes: apellido completo e iniciales del nombre del autor; año de la publicación; título completo de la obra; lugar de publicación. Tratándose de artículos aparecidos en publicaciones periódicas, se incluirá el nombre de las mismas convenientemente abreviado, con indicaciones del tomo y la página en que dicho artículo se encuentra. Se evitará el uso de términos superfluos tales como tomo, volumen; páginas, etc. A este efecto y para evitar confusiones, los números para distinguir los tomos se escribirán en caracteres romanos y aquellos referentes a las páginas en caracteres arábigos.
5. Las citas bibliográficas deberán ser incluidas en el texto y referirse a la lista bibliográfica inserta al final de cada artículo, invariablemente.
6. Las ilustraciones deben cumplir los siguientes requisitos.
 - a) No podrán exceder, en superficie, el 10 % del total de páginas ocupadas por el texto (incluyendo bibliografía).

(Continúa en la retiración de la contratapa)

Toda correspondencia para la Asociación Geológica Argentina, deberá ser dirigida a

MAIPU 645, Piso 1º, Buenos Aires (Rep. Argentina)

La Asociación Geológica Argentina no se hace responsable de las opiniones y/o conclusiones vertidas por los autores de los trabajos. — C. D.

La Comisión Directiva sólo considerará la posibilidad de aceptar una mayor proporción de ilustraciones en casos especiales.

- b) Los planos, mapas, perfiles, etc., deberán ser dibujados sobre papel blanco cartográfico o transparente, de buen cuerpo, con tinta china negra.
Se recomienda el dibujo a doble tamaño con respecto al de su publicación, a los efectos de obtener una reproducción y reducción adecuada.
- c) El tamaño de las ilustraciones a publicar no debe exceder las dimensiones máximas de la caja (13,5 x 19 cm), recomendándose que se respete dicha relación de medidas.
- d) Los planos, perfiles, mapas, etc., deben llevar invariablemente la o las respectivas escalas gráficas; no se aceptará la escala numérica.
- e) Los planos de ubicación que comprendan parte del territorio argentino, deben incluir, invariablemente, la plantilla del país con el sector antártico argentino, dibujado en cualquier espacio libre.
- f) En las ilustraciones lineales que deban reproducirse a igual tamaño, la altura mínima de las letras será de 1,5 mm. En caso de uso de rastras, se recomienda las de tipo abierto (mínimo 2 mm entre líneas o puntos), a los efectos de evitar el empastamiento en la impresión.
- g) Cuando los dibujos lineales se presenten a doble tamaño (para su reducción a la mitad), la altura mínima de las letras será de 3 mm, recomendándose el uso de rastras más abiertas que las señaladas en el punto anterior.
- h) Todas las letras contenidas en las ilustraciones deberán ser dibujadas con caracteres cartográficos, recomendándose el uso de letrógrafos (normógrafos).
- i) Las denominaciones de accidentes topográficos, hidrográficos, etc., (cerros, ríos, etc.), como así también sus abreviaturas, deben responder estrictamente a las normas del Instituto Geográfico Militar.
- j) En las ilustraciones lineales y especialmente en los planos y perfiles, se recomienda el mayor aprovechamiento posible de los espacios, evitándose las superficies en blanco, las que deben ser utilizadas para las observaciones, leyendas, etc.
- k) Los títulos, como "Mapa Geológico...", "Perfil transversal...", etc., sólo podrán incluirse en las ilustraciones cuando las mismas tengan espacios libres, permitiendo hacerlo sin aumentar su dimensión. En caso contrario, se colocarán a imprenta al pie de las ilustraciones.
- l) Los perfiles de largo excesivo deberán ser fraccionados y las partes resultantes ordenadas para confeccionar láminas a página entera.
- m) Las fotografías de cortes microscópicos, fósiles, etc., deberán presentar muy buen contraste y sólo deben comprender el objeto que se desea ilustrar. En los casos que corresponda, indefectiblemente deben llevar la escala gráfica.
- n) Cuando las ilustraciones se deben intercalar en el texto (no constituyendo láminas completas), se recomienda que su ancho corresponda con el de 1 ó 2 columnas.

Las ilustraciones que no respondan a los requisitos anteriores no serán aceptadas.

7. No se admitirán ilustraciones a dos o más colores. El autor que las desee, deberá hacerse cargo del gasto completo que demanden las mismas, de acuerdo con el presupuesto que formule la IMPRENTA CONI.
8. Los autores subrayarán con línea los vocablos que deban ser compuestos en bastardilla; con línea cortada los que deban ir en versalita y con línea doble los que deban ser compuestos en negrita.
9. La Asociación Geológica Argentina entregará a los autores 25 separados, sin cargo. Los autores que deseen un número mayor, deberán indicarlo claramente en la prueba y los mismos correrán por su cuenta. El pago de los separados extra debe realizarse invariablemente dentro de los 60 días a partir de su entrega. Cuando se trate de más de un autor de un trabajo, se mantendrá la entrega gratuita de 25 ejemplares únicamente.

LIBRART S. R. L.

DISTRIBUIDORES EXCLUSIVOS DE LAS PUBLICACIONES
DE INSTITUCIONES Y SOCIEDADES CIENTIFICAS ARGENTINAS

Comisión de Investigación Científica de la Provincia de Buenos Aires

INDICE BIBLIOGRAFICO DE ESTRATIGRAFIA ARGENTINA

Dirigido y editado por el doctor ANGEL V. BORRELLO, 1966, 638 págs., con aproximadamente 4500 citas comentadas.

En un nuevo esfuerzo de labor específica la Comisión de Investigación Científica de la Provincia de Buenos Aires ha dado término a la preparación de esta obra, primera en su género en el país, ejecutada conforme a las exigencias del más moderno trabajo geológico.

Componen el trabajo más de 4500 citas de autor con sumaria explicación del contenido bibliográfico, distribuidas en sucesivas secciones, que estuvieron a cargo de colaboradores experimentados en la materia.

Se compone del temario siguiente:

PRECAMBRICO por Dr. R. A. Zardini
CAMBRICO por Dr. A. V. Borrello
ORDOVICICO por Dr. J. C. M. Turner
SILURICO por Dra. H. A. Castellaro
DEVONICO por Dr. G. Furque
CARBONIFERO por Dr. A. J. Amos
PERMICO por Geól. R. D. Pernas

TRIASICO por Dr. J. A. Cuerda
JURASICO por Geól. O. C. Schauer
CRETACICO por Dr. C. I. C. de Ferrariis
TERCIARIO por Dres. S. J. Licciardo y
C. I. C. de Ferrariis
CUATERNARIO por Dr. A. N. Xicoy

La labor abarca principalmente el material bibliográfico publicado en el país, complementado por referencias de carácter inédito, todo ello con vistas a satisfacer las necesidades del conocimiento sistemático de la bibliografía argentina.

Con el *Indice Bibliográfico de Estratigrafía Argentina* queda expuesto en su mayor parte el volumen importante que caracteriza el acervo estratigráfico de la Argentina, por lo cual la tarea configura en su magnitud una expresión de la actividad geológica en el país, ampliada hasta el presente.

VENTA EXCLUSIVA:

LIBRART S. R. L.

CORRIENTES 127

(EDIFICIO BOLSA DE CERALES)

BUENOS AIRES

T. E. 31 - 4368

Dirección Postal :

Casilla de Correo 5047

Toda la correspondencia referente a suscripciones, colecciones o números sueltos de esta Revista, deberá dirigirse a LIBRART S. R. L., Corrientes 127, Buenos Aires, República Argentina, representantes y distribuidores para toda la República Argentina y el exterior.