

REVISTA

DE LA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

SUMARIO

JORGE NÉSTOR SANTA CRUZ, Estudio sedimentológico de la Formación Puelches en la provincia de Buenos Aires.....	5
HÉCTOR A. LEANZA, <i>Acantholissonia</i> , nuevo género de ammonites del Valanginiano de Neuquén, República Argentina, y su posición estratigráfica.....	63
ROBERTO CAMINOS, Perfil geológico de la cordillera entre los 28°00' y 28°30' de latitud sur, provincia de La Rioja, República Argentina.....	71
VÍCTOR A. RAMOS, El Ordovícico fosilífero de la Sierra de Lina, departamento Susques, provincia de Jujuy, República Argentina.....	84
CARLOS ROBERTO GONZÁLEZ, La Formación Las Salinas, Paleozoico superior de Chubut (República Argentina). Parte I. Estratigrafía, facies y ambientes de sedimentación.....	95
CORRIGENDA.....	116
HÉCTOR LUCIO ROSENMAN, Geología de la región de arroyo Los Berros (vertiente oriental de la Meseta de Somuncura) provincia de Río Negro, República Argentina.....	117
NOTA BREVE:	
A. P. IGARZABAL Y J. G. VIRAMONTE, Geomorfología y petrología de los domos del sur del bolsón de Pozuelos, provincia de Jujuy, República Argentina.....	138
COMENTARIOS BIBLIOGRAFICOS.....	140

BUENOS AIRES
REPUBLICA ARGENTINA

—
1972

REVISTA
DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

This One



JGE5-PZU-876Q

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

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

REVISTA

DE LA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

TOMO XXVII

BUENOS AIRES

REPÚBLICA ARGENTINA

1972

ESTUDIO SEDIMENTOLOGICO DE LA FORMACION PUELCHES
EN LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES

POR JORGE NESTOR SANTA CRUZ *

RESUMEN

Se describen las características texturales y se efectúa un estudio mineralógico de las sedimentitas que constituyen la Formación Puelches; estos estudios se realizaron en laboratorio y sobre muestras provenientes de perforaciones en una extensión de aproximadamente 20.000 km² de la prov. de Buenos Aires.

La unidad está constituida esencialmente por psamitas amarillentas cuarzosas que suele presentar intercalaciones psefíticas y/o pelíticas. En unos pocos casos los perfiles litológicos están constituidos en su casi totalidad por material pelítico. Los minerales de las arcillas de las pelitas son: montmorillonita con cantidades subordinadas similares de illita y caolinita.

Se ha efectuado un análisis de la forma y espesor de los cuerpos sedimentarios así como también sus variaciones litológicas por medio de mapas de subsuelo: isopáquico, de paleorrelieves, de litofacies e isolítico.

Por medio del método del tamizado fueron determinadas las características texturales de tamaño de grano de las psamitas; en base a esos valores se calcularon las medidas estadísticas de cada muestra determinándose, además, las distintas variaciones areales y verticales que sufren estos parámetros dentro de la formación arenosa. Con respecto a las variaciones areales se han confeccionado mapas isopléticos de cada medida estadística que permiten analizar estas propiedades.

En base al análisis de las medidas estadísticas, obtenidas ya sea con el método de los momentos o con el método gráfico, se ha intentado determinar el ambiente de deposición de las sedimentitas puelchenses. Para ello se ha apelado a los gráficos propuestos por Friedman y que se adaptan perfectamente a este tipo de material: nuestros valores caen en su gran mayoría dentro de los sectores fluviales de los gráficos aludidos.

Por último se han efectuado determinaciones cuantitativas de las especies minerales contenidas en las psamitas, estudiándose con mapas isopléticos las variaciones areales en la frecuencia de los minerales. También se efectuaron consideraciones con respecto a la naturaleza de la asociación mineralógica y a las fuentes litológicas de aporte.

Las principales conclusiones a que se ha arribado son las siguientes:

La Formación Puelches está constituida por un manto arenoso que en su porción oriental se espesa y configura una especie de lente generalmente biconvexa y planoconvexa que es posible corresponda a un cuerpo cordoniforme. Las medidas estadísticas y las frecuencias de algunos minerales sufren cambios en la zona del aludido cordón. Las arenas puelchenses serían de origen fluvial, y sedimentitas originadas por destrucción del basamento cristalino brasileño, y en menor proporción este mismo, fueron la fuente de aporte de material.

ABSTRACT

The textural characteristics of the Puelches Formation's sedimentites were studied as well as the geometry of sedimentary bodies and the sands' mineralogical composition.

The samples are from holes drilled in an area of approximately 20,000 km² in the Buenos Aires province. The Puelches Formation is mostly composed of typical yellowish quartzose psammites, sometimes with a few thin intercalations of psephites and/or pelites.

* División Sedimentología, Dirección Nacional de Geología y Minería.

In a few cases the whole lithological profiles are pelitic material. The pelites' clay minerals are essentially montmorillonite with subordinate illite and caolinite.

The analysis of the shape and thickness of the sedimentary bodies as well as the lithological changes were carried out by means of subsurface maps: isopach, paleo-relief, lithofacies and isolithic. The size frequency distributions were determined by sieve methods; the statistic measures of each sandy sample and also the areal and vertical changes of those size parameters within of the psammitic formation were calculated. For each statistic measures isoplethic maps were drawn.

In order to try to discern with more security the depositional environment Friedman's statistical method has been applied, our samples fall mostly within the fluvial field.

Finally, quantitative determinations of the sand's minerals were carried out and the areal variations by means of isoplethic maps in the minerals' frequency were investigated. The mineralogical associations, nature and source rocks were also considered.

The main conclusions that have been obtained are the following:

The Puelches Formation is a sandy layer which is thicker at its eastern part and forms a biconvex and plane-convex body that perhaps corresponds to shoestring sands. In shoestring zone, the statistics measures and the frequency of some minerals changes. The "puelchenses" psammites could be fluvial channel sands and brasilian sedimentites and plutonic-metamorphic basament were the source rocks from which these materials were derived.

I. INTRODUCCION

Este trabajo es un resumen del tema de tesis presentado en la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Plata para obtener el título de doctor en Ciencias Naturales (orientación geología). El trabajo original consta de 34 figuras y 14 tablas, así como también ilustraciones fotográficas de minerales, lo que da una visión más completa y gráfica de las características de la formación en cuestión; por razones evidentes de economía en la impresión sólo se presenta un resumen de aquel trabajo.

El estudio sedimentológico de la Formación Puelches, cuya importancia geológica e hidrogeológica es muy grande, se encaró con miras a ampliar el conocimiento de sus características texturales y mineralógicas, para con ellas intentar finalmente resolver los problemas genéticos de esta formación.

En nuestra área de estudio las arenas puelchenses se hallan a profundidades que oscilan principalmente entre los 20 metros y 40 metros con respecto a la superficie del terreno; están cubiertas por sedimentos más modernos del "Pampeano" y se apoyan sobre la entidad denominada "Arcillas Verdes".

Estos materiales constituyen el principal acuífero en explotación del área con-

siderada y su presencia se ha determinado por medio de perforaciones, por tal motivo el estudio se ha efectuado sobre muestras extraídas por sondeos.

El área general abarcada por las perforaciones consideradas es de aproximadamente 20.000 km²; debido a la mayor cantidad de perforaciones con que se contó se ha estudiado con más detalle, dentro de esa extensión, un área de aproximadamente 5.000 km².

El trabajo de gabinete se efectuó en la División Sedimentología de la Dirección Nacional de Geología y Minería en el transcurso del año 1968, de enero a setiembre de 1969 y de junio a octubre de 1970; las muestras estudiadas se encuentran archivadas en la citada dependencia y pertenecen a sondeos realizados principalmente por la D.N.G.M. y O.S.N.

Dos son las personas que con sus consejos y correcciones han hecho posible la realización de este trabajo: el doctor Mario E. Teruggi — director de tesis — y el doctor Renato Andreis. Deseo dejar constancia del trabajo realizado por el doctor Mario Iñiguez (Facultad de C. Naturales y Museo de la Plata) y el doctor Federico Roellig (D.N.G.M.) en la confección e interpretación de los registros difractométricos de arcillas. El doctor Juan Carlos Riggi ha brindado

útiles consejos con respecto a cuestiones mineralógicas.

Manifiesto mi más sincero agradecimiento a las personas arriba mencionadas y a las autoridades de la Dirección Nacional de Geología y Minería por haber permitido la publicación de este trabajo.

II. GEOLOGIA DE LA FORMACION PUELCHES

II. 1. ANTECEDENTES

La primera información de este material data de 1863. En ese año Burmeister menciona una capa de "arena acuífera...". Ameghino (1881) las designa con el nombre de Formación Subpampeana. Es Doering (1882) quien las denomina como actualmente se las conoce; a pesar de no mencionarlo específicamente, de la lectura de su trabajo surge que el nombre "Puelches" de las arenas proviene de la localidad homónima en el sur de la provincia de La Pampa. Este autor homologa las psamitas del subsuelo de Buenos Aires con aquéllas aflorantes entre las localidades de Bebedero y Poitahué.

Posteriormente muchos investigadores hicieron referencia a esta formación; entre ellos se pueden citar: Aguirre (1883 y 1884), Ameghino (1883, 1889 y 1898), Godoy (1884), Roth (1888 y 1920), Valentín (1899), Roveretto (1914), Nágera (1918), Castellanos (1928), Frenguelli (1950). Los trabajos de estos autores consisten en observaciones acerca de la extensión, potencia de la unidad, descripciones macroscópicas de los sedimentos y, en muchos casos, apreciaciones personales sobre su posible génesis.

Pandolfi (1914), Muhlman (1943), González Bonorino (1962 y 1965) y Andreis (1969) efectúan algunas contribuciones al conocimiento mineralógico de las psamitas.

Fuera de nuestra área de estudio — en especial con respecto a las barrancas

de la margen izquierda del río Paraná — se registran especialmente los trabajos de Frenguelli (1920, 1947, 1950, 1957), Stappenbeck (1943), Cordini (1946 y 1949), Battaglia (1948), quienes describen los perfiles allí aflorantes. Groeber (1961) estudia la estratigrafía de la zona del delta del río Paraná, en especial las características de una formación arenosa que considera puelchense.

En lo que se refiere al ambiente de sedimentación las opiniones vertidas hasta ahora se hallan divididas: algunos autores las han considerado arenas de médanos; otros se inclinan por depósitos fluviales antiguos en tanto que, una corriente de opiniones representada por González Bonorino (1965), indica para las arenas puelchenses un origen marino.

II. 2. DISTRIBUCIÓN GEOGRÁFICA Y CONSIDERACIONES GENERALES

Ya Pandolfi (1914), Stappenbeck (1943) y Groeber (1961) trazaron los posibles límites de depositación de la formación en estudio. Teniendo en cuenta, además, datos del subsuelo obtenidos de perforaciones realizadas por la Dirección Nacional de Geología y Minería en la provincia de Santa Fe podemos considerar que: la distribución de la Formación Puelches está confinada principalmente a las provincias del denominado litoral fluvial argentino. El límite aproximado penetraría por la bahía de Samborombón internándose hacia el oeste de la provincia de Buenos Aires, a la altura de Las Flores tuerce al noroeste entrando luego en el sur de la provincia de Santa Fe. Sigue hacia el norte hasta alcanzar el Chaco. Esta misma arena se extendería en el subsuelo de las provincias de Entre Ríos, Corrientes y sector oriental de la provincia de Córdoba (aproximadamente hasta el sur de la laguna Mar Chiquita).

Es de destacar que Pascual (1965) considera que las arenas aflorantes en las barrancas de la margen izquierda

del río Paraná —iguales en aspecto a las del subsuelo de Buenos Aires y aparentemente en la misma posición estratigráfica— puedan ser más antiguas. Por lo tanto sería correcto considerar todas las arenas en cuestión como pertenecientes a una misma unidad litoestratigráfica —en este caso formación— pero quedan dudas si se asignan todas a una misma unidad cronoestratigráfica.

II. 3. UNIDADES LIMITANTES

En nuestra área de estudio las arenas puelchenses yacen sobre las denominadas "Arcillas Verdes" que González Bonorino (1962) describe como una "formación homogénea de arcillitas limosas, verdes, grisáceas (10 G Y 5/2, del Rock Color Chart, National Research Council, Washington, D. C.), compactas, de fractura lisa, sin fisilidad, plásticas, que contienen yeso y carbonato de calcio". Su edad, en base al contenido de foraminíferos y ostrácodos (Malumian, 1969), debe encontrarse dentro del Mioceno superior.

La unidad suprayacente es el denominado "Pampeano" *sensu lato*, que consta principalmente de limos arcillo-arenosos, de color castaño grisáceo, calcáreos; González Bonorino (1965) reconoce en las fracciones limo-arenosas la presencia de: cuarzo, plagioclasa (An 43-57 %) zonal, feldespatos alcalinos, hornblenda, piroxenos (augita e hiperseno), micas, zircón, apatita, granate, minerales opacos, clastos líticos de rocas volcánicas básicas y en bastante cantidad trizas de vidrio volcánico. Hacia la parte inferior del Pampeano aumentaría el contenido en montmorillonita y caolinita juntamente con el cuarzo, en tanto que en la parte superior predomina la illita sobre las restantes arcillas, juntamente con la plagioclasa y el vidrio volcánico.

II. 4. POSICIÓN ESTRATIGRÁFICA

La revisión bibliográfica ha revelado que desde el siglo pasado se le ha asignado a la Formación Puelches distintas

posiciones estratigráficas. Es así que mientras Ameghino (1881) y Doering (1882) situaron a las arenas puelchenses en la cúspide de la Formación Araucana, o sea dentro del Mioceno, Ameghino (1906) las incluyó en la Formación Pampeana asignándole una edad correspondiente al Plioceno inferior. Castellanos (1928) y Rusconi (1948) consideraron que la edad de las sedimentitas puelchenses estaba dentro del Plioceno superior.

Finalmente Pascual *et al.* (1965) —si bien coinciden con Rusconi (1948) al asignarle a los materiales puelchenses una edad mamífero Uquiense— se inclinan a considerar a la citada edad como correlacionable con la *primera parte del Pleistoceno sudamericano*. Además, Pascual *et al.* (1965) advierten que un mejor conocimiento de la fauna de mamíferos que presenta la Formación Puelches podría demostrar una aproximación a la edad ensenadense (Pleistoceno medio).

III. LA FORMACION PUELCHES EN EL AREA DE ESTUDIO

III. 1. LA REGIÓN ESTUDIADA. PROCEDENCIA DE LAS MUESTRAS

La elección de la región abarcada en este trabajo —que comprende sólo una parte del área de distribución de la Formación Puelches— fue hecha tomando en consideración no sólo el material disponible (proveniente de perforaciones), sino también el hecho que un estudio sedimentológico debería ser realizado en las áreas más típicas. Una vez caracterizado el material problema se podrían extender las investigaciones hacia zonas de presencia más dudosa.

La región considerada, cuyos límites se representan en la figura 1, comprende un área de aproximadamente 20.000 km² del NNE de la provincia de Buenos Aires.

CUADRO I

Lista de las localidades consideradas

1. Conesa pozo 22 (San Nicolás) (P.)
2. Baradero N° 2 (D. H. P. B. A.)
3. Ingeniero Otamendi (Campana) (D.N.G.M.)
4. General Pacheco N° 2 (O. S. N.)
5. Campo de Mayo N° 2 (D. N. G. M.)
6. San Fernando N° 11 (A. N. D. A.)
7. San Isidro N° 1 (D. N. G. M.)
8. Olivos N° 26 (O. S. N.)
9. Vicente Lopez N° 13 (O. S. N.)
10. Vicente Lopez N° 36 (O. S. N.)
11. Sáenz Peña (Santos Lugares) N° 3 (O.S.N.)
12. Rosetti y Concepción Arenal (Capital Federal) (O. S. N.)
13. Av. Juan B. Justo y A. Lamas (Capital Federal) (O. S. N.)
14. Paysandú y Sapaleri (Capital Federal) (O. S. N.)
15. Morón N° 25 (O. S. N.)
16. Open Door N° 2 (D. N. G. M.)
17. Mercedes (D. N. G. M.)
18. Luján N° 1 (D. H. P. B. A.)
19. General Rodríguez (P.)
20. Marcos Paz N° 1 (O. S. N.)
21. Riachuelo N° 5 (Gonzalez Catán) (D.N.G.M.)
22. E. Echeverría (Ezeiza) N° 5 (A. N. D. A.)
23. Riachuelo N° 3 (puente La Noria) (D. N. G. M.)
24. Riachuelo N° 2 (puente Alsina) (D.N.G.M.)
25. Riachuelo C. 12 P. 7 (D. N. G. M.)
26. Avellaneda N° 48 (O. S. N.)
27. Lomas de Zamora N° 40 (O. S. N.)
28. Quilmes F. C. S. (P.)
29. Riachuelo N° 6 (Cañuelas) (D.N.G.M.)
30. La Juanita N° 1 (Pdo. de Roque Perez) (D. N. G. M.)
31. Lomas de Zamora N° 36 (O. S. N.)
32. Atalaya (S. H. N.)
33. Monte Veloz (D. H. P. B. A.)

Referencias : D. N. G. M. : Dirección Nacional de Geología y Minería.

D. H. P. B. A. : Dirección de Hidráulica de la prov. de Buenos Aires.

A. N. D. A. : Administración Nacional de Aguas.

O. S. N. : Obras Sanitarias de la Nación.

S. H. N. : Servicio de Hidrografía Naval.

P. : Particular.

En el cuadro I se presenta la lista de localidades estudiadas y las instituciones que efectuaron las perforaciones correspondientes. Es de aclarar que todo el material considerado en este estudio ha sido obtenido por medio de inyección (en perforaciones efectuadas con el método rotativo), por lo que éstos llegan a la superficie completamente sueltos o en terrones dispersos, siendo casi imposible la observación de posibles estructuras sedimentarias.

III. 2. CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS

Los perfiles estudiados presentan variaciones, a veces marcadas, no sólo en el aspecto litológico sino también en los espesores medidos.

La Formación Arcillas Verdes constituye, como ya se mencionara, la base sobre la que se asientan las sedimentitas en estudio, representadas esencialmente por psamitas. Los perfiles suelen presentar intercalaciones pelíticas y/o calcíticas.

En dos de los sondeos considerados no se hallan las típicas arenas, estando los mismos constituidos por material pelítico, en parte con fracción arenosa.

Según los datos registrados en las perforaciones estudiadas el espesor de la Formación Puelches (salvo en la localidad de Monte Veloz con un espesor de 75 m) varía entre un mínimo de 13,70 m y un máximo de 40 m, siendo su espesor promedio de 26 metros.

Las profundidades a que se encuentra con respecto al nivel del mar, varía entre los -12 m y -41 metros.

III. 3. LITOLOGÍA GENERAL Y CONTENIDO FAUNÍSTICO

Las psamitas que predominan en el área cubierta por este trabajo son en general "limpias", de grano mediano a fino, a veces con escasa matriz pelítica. El color varía entre anaranjado grisáceo (10 YR 7/4) y anaranjado amarillento pálido (10 YR 8/6) según Rock Color Chart, The Rock Color Chart



Figura 1

Committee). En lo esencial se compone de granos de cuarzo (alrededor del 90 % del total de los minerales) que generalmente son incoloros y lípidos, de brillo vítreo, unos pocos presentan brillo mate (¿esmerilado?); la superficie en general es lisa, aunque algunos granos presentan irregularidades y a veces hoyuelos. Asimismo, se suelen observar individuos con delgadas películas de óxido férrico de tonalidad amarillenta a rojiza, que son los determinantes del color general de las psamitas.

Los granos han sido comparados con la escala propuesta por Powers (1953) quien establece una serie de índices de redondeamiento. Es así que se ha observado que el redondeamiento de los clastos varía en forma notoria dentro de una misma muestra, y aún en una misma fracción, desde individuos bien re-

dondeados hasta subangulosos subordinados. En las fracciones arenosas más gruesas hay un predominio general de las clases redondeadas de la escala mencionada.

En cuanto a la forma de los granos (geometricidad), ésta es algo variable, aunque se estima que hay una tendencia a los términos equidimensionales (ecuantos).

En numerosos perfiles, hay material psefítico que se presenta en la base de la formación o como delgadas intercalaciones a distinta altura en la sucesión sedimentaria. Se trata generalmente de grava fina, cuya composición es esencialmente cuarzosa (incluyendo calcedonia), con proporciones subordinadas de microclino.

Por su parte, tampoco falta el material pelítico, que se presenta ya sea co-

mo matriz de las psamitas (especialmente hacia el techo de algunos perfiles) o generalmente como delgadas intercalaciones, de aproximadamente 0,50 metros de espesor, con tonalidades amarillentas (similares a las de las psamitas) hasta rojizas. En general, son limolitas más o menos arcillosas, que contienen variables cantidades de materiales arenosos dispersos entre los cuales se encuentran individuos de aglutinados pelíticos (clay galls), resistentes a la disgregación, que se manifiestan especialmente en las fracciones que van de los 2.000 micrones a los 500 micrones.

En lo que se refiere al contenido faunístico, ya hemos señalado que a partir de 1933 Rusconi describe un cantidad de vertebrados fósiles (mamíferos y peces procedentes de la Formación Puelches). Encuentra fauna de Rodentia, Notoungulata, Litopterna, Artiodactyla, Perissodactyla, Xenartha, además de Selachii y Molusca, también señala en las arenas fragmentos de árboles silicificados correspondientes a ejemplares de bosques "tipo Chaqueño".

En las muestras de la perforación Monte Veloz se observan numerosos fragmentos de conchillas de moluscos.

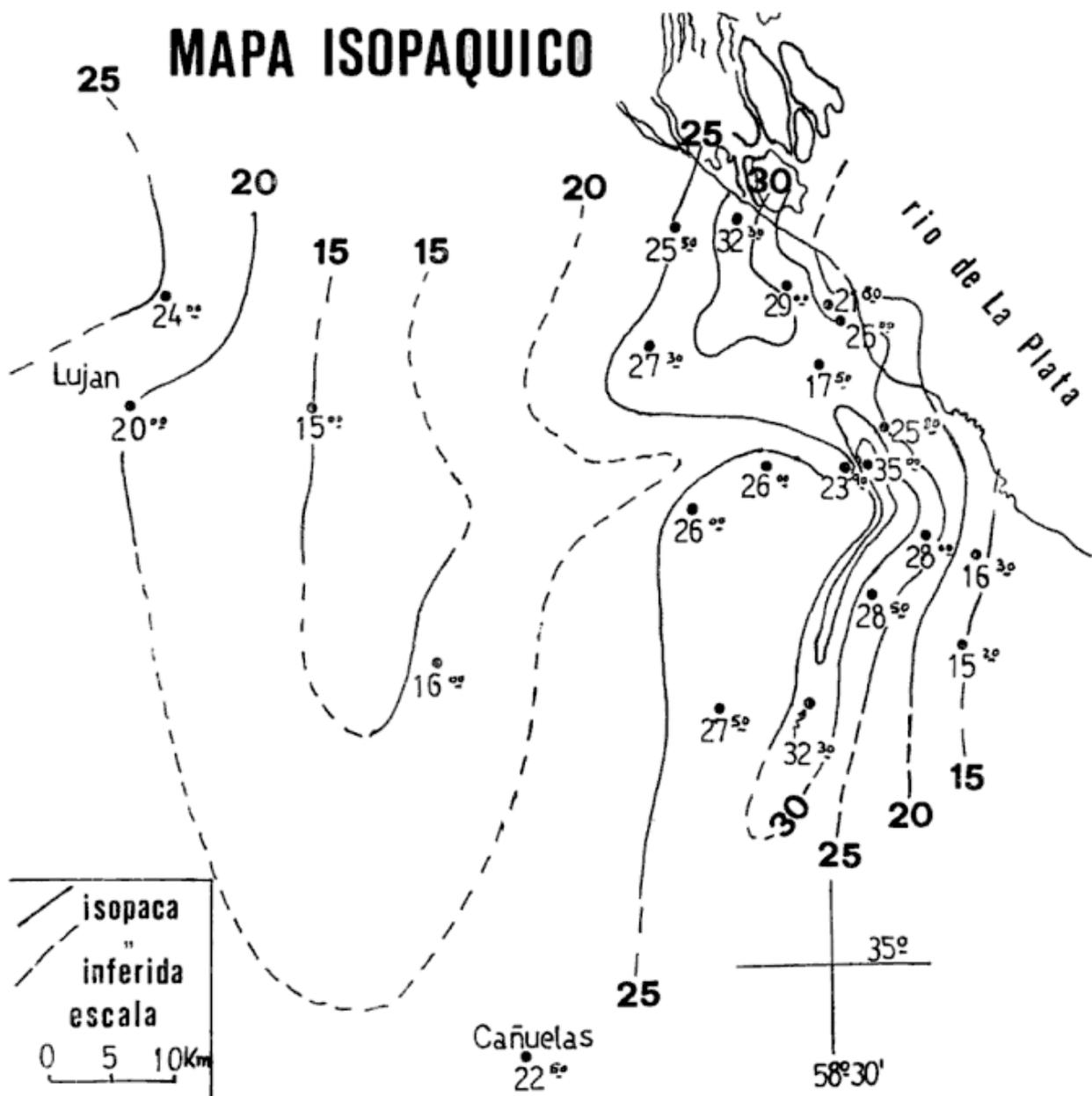


Figura 2

RELIEVE DEL TECHO DE LAS "ARCILLAS VERDES"

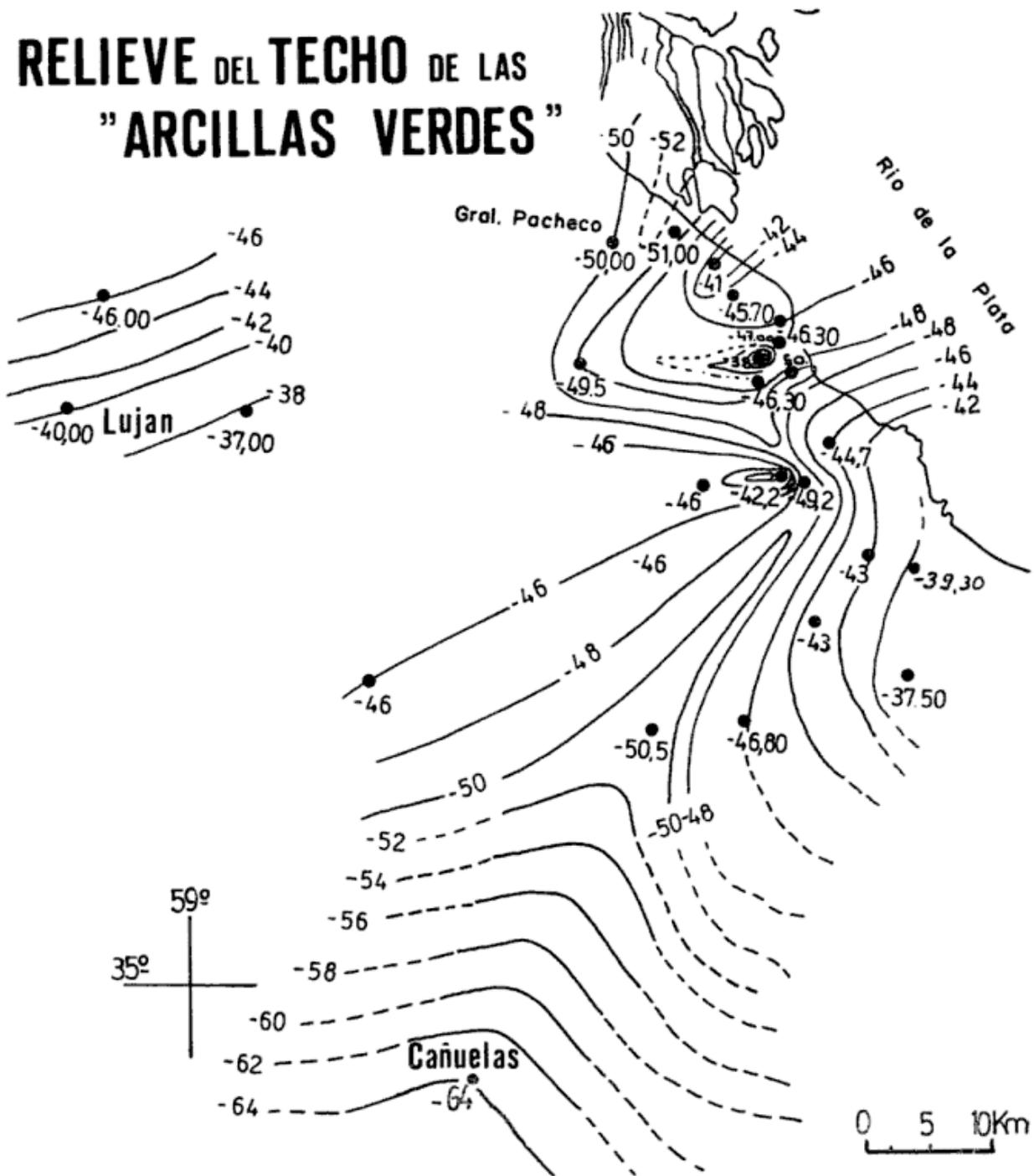


Figura 3

Por nuestra parte, hemos investigado la presencia de contenido microfaunístico en los materiales de las arenas puelchenses; para ello se confeccionaron preparados "a grano suelto" de las distintas intercalaciones de material pelítico que aparecen en algunos perfiles. En la mayoría se hallaron espículas silíceas (de ópalo) tipo monaxonas, con

formas ya sea de bastones curvos con los extremos redondeados, o aciculares terminadas en punta y con un canalículo central.

En la perforación Riachuelo N° 3 (puente La Noria), las muestras N° 24 y 32 — que corresponden a pelitas algo arenosas — presentan, además de espículas como las ya descritas, frústulos

fragmentados de diatomeas, que hemos determinado como *Campylodiscus clypeus* (por comparación con Frenguelli, 1945).

III. 4. FORMA DE LOS CUERPOS SEDIMENTARIOS Y VARIACIONES LITOLÓGICAS

Uno de los problemas que se nos presenta es reconstruir, en base a los datos disponibles de subsuelo la geometría del o de los cuerpos de arena y otros materiales sedimentarios con que generalmente se asocian (psefitas y pelitas). Para intentar esta reconstrucción hemos confeccionado, en primer lugar, un mapa isopáquico de la Formación Puelches (fig. 2) considerándose para ello los espesores totales de la misma. En este tipo de representación queda evidenciada una zona alargada de mayor espesor que las demás, algo irregular, y de dirección general norte-sur; los mayores valores hallados dentro de esta zona oscilan entre 32 y 35 metros. Hacia el oeste los espesores se hacen sensiblemente menores, para luego aumentar a la altura de Luján.

Con el objeto de poder visualizar los pormenores del relieve pre-Puelches y pre-Pampeano se ha confeccionado un mapa que refleje las distintas altitudes (con respecto al nivel del mar) del techo de las Arcillas Verdes y otro que exponga las distintas altitudes (también con respecto al nivel del mar) del techo de la Formación Puelches (figs. 3 y 4 respectivamente) ¹.

La observación de la figura 3 nos permite considerar las tendencias regionales y las de carácter local. Así pues, se advierte una suave profundización de las Arcillas Verdes hacia el sudoeste (Cañuelas: -64 m; Roque Pérez: -85 metros aproximadamente), en tanto que en el área de mayor densidad de datos las mismas se hallan a profundidades

¹ Para lograr una mejor representación, en estos mapas se consideraron algunos puntos auxiliares; los datos fueron extraídos del Archivo de la D.N.G.M.

que oscilan principalmente entre -43 y -50 metros b/n/m. Con más detalle, es dable observar que la zona más deprimida penetra por la región de San Fernando, torciendo al este y luego al sudoeste; esta zona coincide estrechamente con la de máximos espesores que se manifiesta en el mapa isopáquico. En la Capital Federal, entre las perforaciones "J. B. Justo y A. Lamas" y "Paysandú y Sapaleri", las Arcillas Verdes guardan un desnivel de siete metros que coincide con la sección más deprimida en la zona mencionada.

Hacia el oeste, a la altura de Mercedes, hay una menor profundización; no sabemos si tal hecho es de carácter local o regional.

La observación de la figura 4 nos permite apreciar la presencia de una zona alargada que se manifiesta también en la misma posición que aquélla que puede observarse en el mapa isopáquico. En esta zona los valores de profundización son más bajos ya que el techo de la Formación Puelches se encuentra a menor profundidad con respecto al nivel del mar (perforación Paysandú y Sapaleri: -12 m). Esta zona se hunde hacia el SSW en forma suave.

Si bien "Puelches" es una formación algo monótona, dentro de esa homogeneidad general ocurren variaciones en los materiales sedimentarios que localmente pueden llegar a ser muy importantes. A fin de poder visualizar fácilmente la distribución y variaciones de los distintos elementos litológicos, así como también sus posibles relaciones espaciales, se han trazado 3 perfiles del subsuelo (fig. 5) cuyas ubicaciones se muestran en la figura 1. Puede observarse que, en general, hacia el techo de los cuerpos arenosos hay una tendencia definida al aumento de la matriz pelítica. Debido a esto, en muchos casos el límite exacto con el Pampeano es difícil de precisar en forma macroscópica; sin embargo hay perfiles donde, luego de la típica arena se pasa inmediatamente hacia arriba a las pelitas del Pampeano.

RELIEVE DEL TECHO DE LA FM. PUELCHES

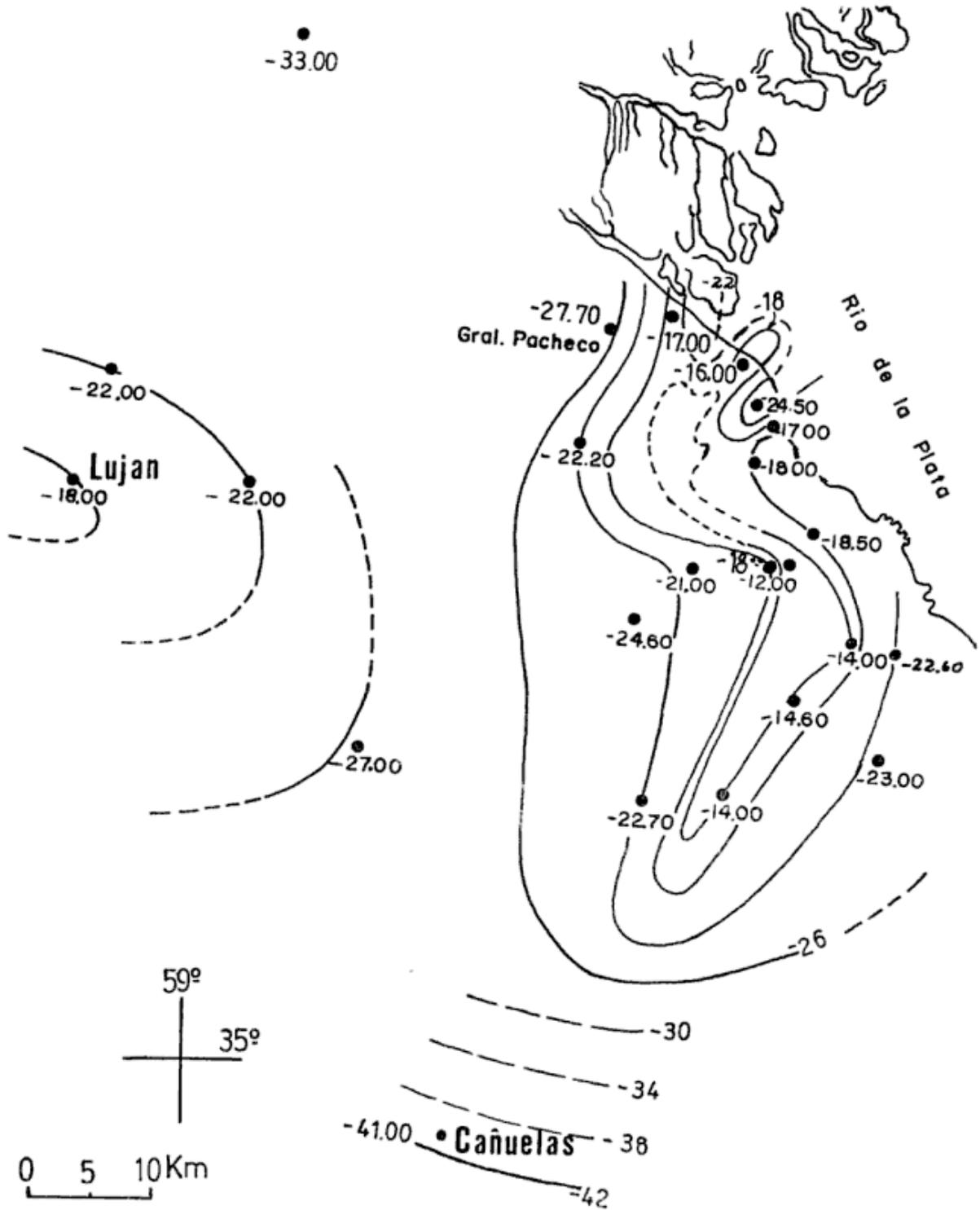


Figura 4

En algunos perfiles, hacia la parte superior se registra un aumento en el espesor del material pelítico que puede alcanzar hasta 10 m o más sobre la arena "limpia". Dentro de este material pe-

lítico suele presentarse una o varias intercalaciones arenosas, sin matriz limo-arcillosa y que en algunos casos tiene una potencia de alrededor de dos metros. Esta alternancia ya ha sido señala-

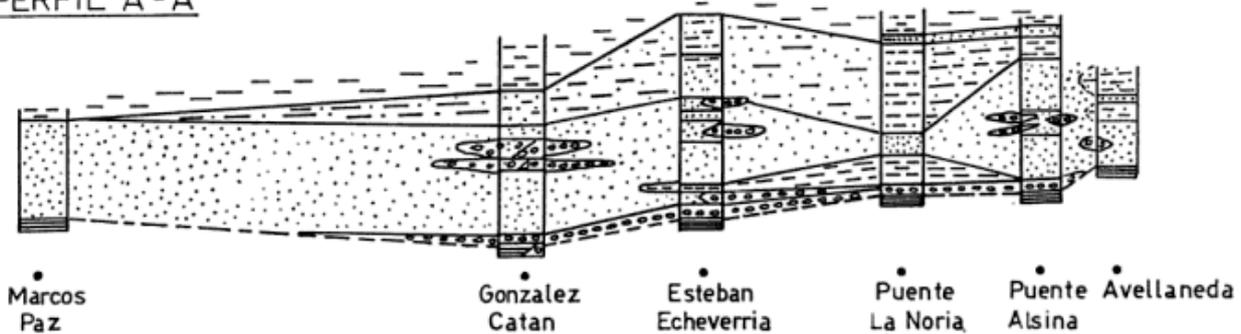
da por González Bonorino (1965) específicamente en las perforaciones Riachuelo N° 2 (puente Alsina) y Riachuelo N° 3 (puente La Noria). En la figura 6 del trabajo citado desarrolla un perfil general a lo largo del Riachuelo y ubica a las citadas intercalaciones arenosas (...“idénticas a las arenas Puelches”...) dentro del Pampeano. Por nuestra parte hemos efectuado determinaciones mineralógicas de estos dos perfiles, encontrando que el residuo are-

noso y limo grueso de todo el material pelítico en cuestión, presenta la misma mineralogía que las arenas “limpias” de la Formación Puelches; por lo tanto consideramos que en las citadas perforaciones el Pampeano recién comenzaría a partir de los -15 metros b/n/m.

En la perforación San Fernando N° 11, hacia el techo de la Formación Puelches se registra una intercalación de dos metros de espesor de arena muy limo-arcillosa y que *mineralógicamente*

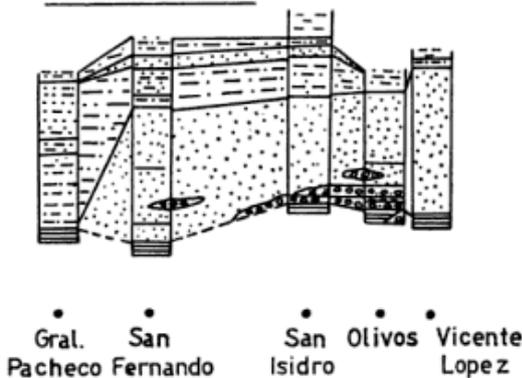
0,00 N.M.

PERFIL A-A'

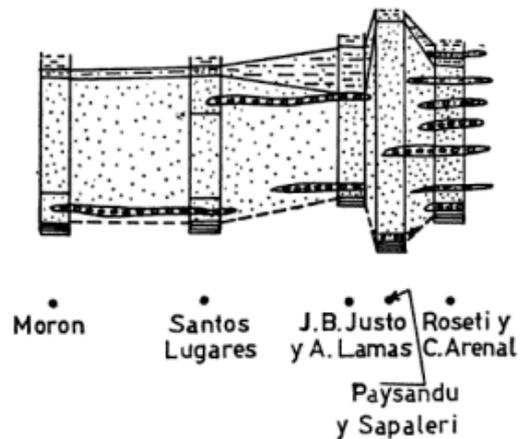


0,00 N.M.

PERFIL B-B'



PERFIL C-C'



REFERENCIAS

- Pelitas
 - Arenas algo pelíticas
 - Arena
 - Rodados
 - Arcillitas
- } Pampeano
 } Fm. Puelches
 } Fm. "Arcillas Verdes"

escala horizontal
0 5 10 km

escala vertical
0 10 m

Figura 5

MAPA DE LITOFACIES

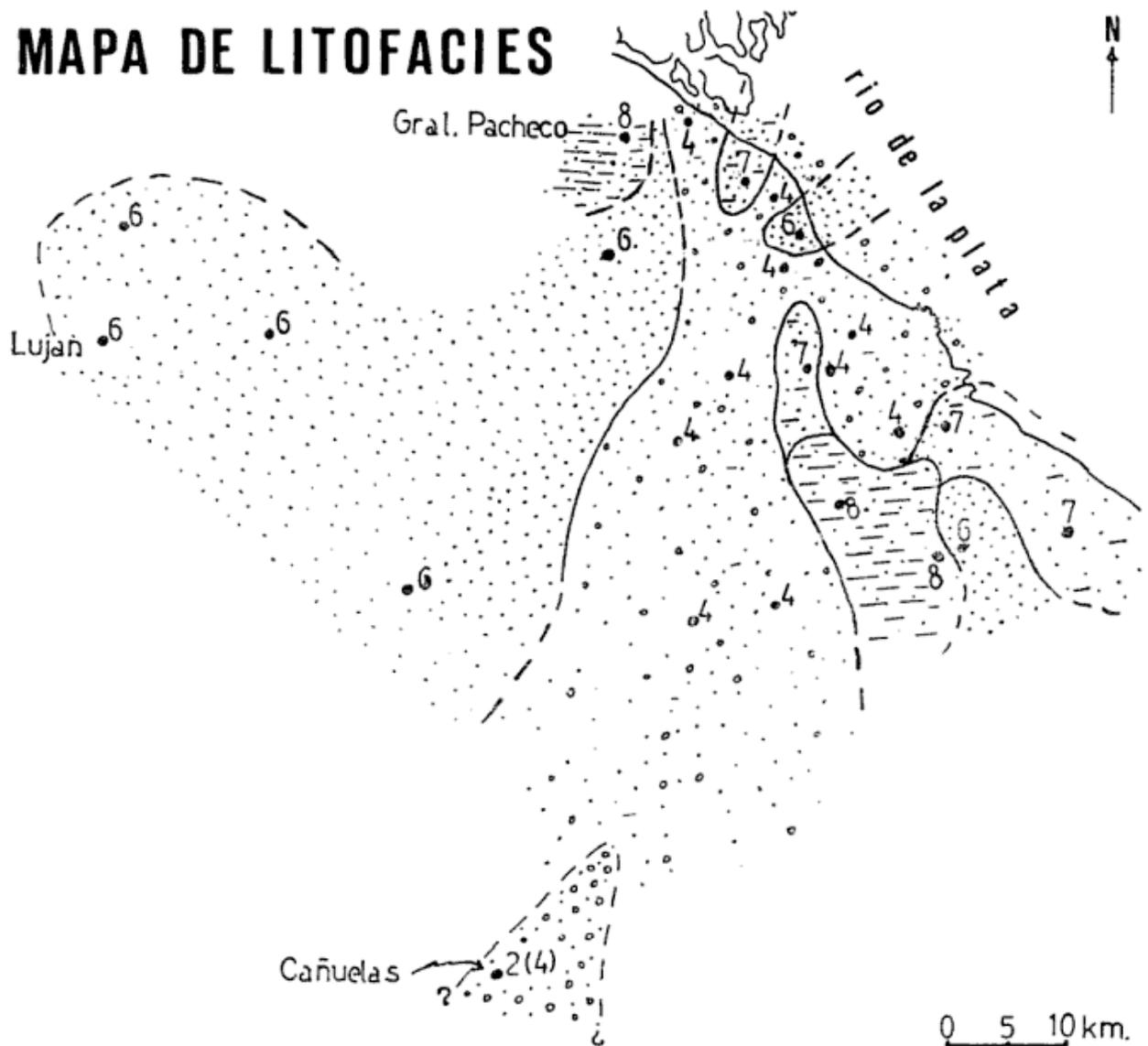


Figura 6

pertenece al Pampeano (véase, pág. 4); sobre este material se depositaron arenas "limpias" y material pelítico de la Formación Puelches. Este hecho, aunque no se ha comprobado en ninguna otra localidad, nos lleva a pensar que en algunos lugares, antes de que se terminaran de depositar los materiales de la Formación Puelches ya se estaban sedimentando los del Pampeano.

Hay perforaciones que no registran las típicas arenas presentando, en cambio, material esencialmente limo-arcilloso. Así, en la perforación General Pacheco N° 2, sobre las Arcillas Verdes se halla un sedimento arcilloso-limoso en partes con bastante fracción arenosa. La

perforación Lomas de Zamora N° 36 comienza con un metro de arena con grava, mientras que toda la columna sedimentaria superior hasta el Pampeano está integrada por material pelítico que en partes contiene reducidas proporciones de fracción arena. Es de aclarar que en estos dos últimos perfiles descriptos, la seguridad de que pertenecen a la formación en estudio la ha dado el *control mineralógico* del residuo arena-limo grueso de las sedimentitas pelíticas.

Por su parte, la perforación Monte Veloz presenta muestras con bastante matriz pelítica.

Un medio valioso de ilustrar tridi-

mensionalmente cuerpos complejos de sedimentitas lo brinda el denominado mapa de facies o de litofacies. Una función importante de este tipo de representación es mostrar la distribución de rocas características dentro de una unidad estratigráfica genéticamente relacionada. También para la Formación Puelches hemos construido un mapa de litofacies (fig. 6), el mismo es de tipo cuan-

pesores del material psefítico es sólo aproximada, y en algunos casos hemos tenido que inferirlas.

El mapa resultante nos permite observar una zona irregular, central, algo alargada, que litológicamente está constituida (campo N° 4 del triángulo) por arena predominante con grava sobordinada (puede presentar cantidades subordinadas de material pelítico). Hacia el

TRIANGULO COMPOSICIONAL

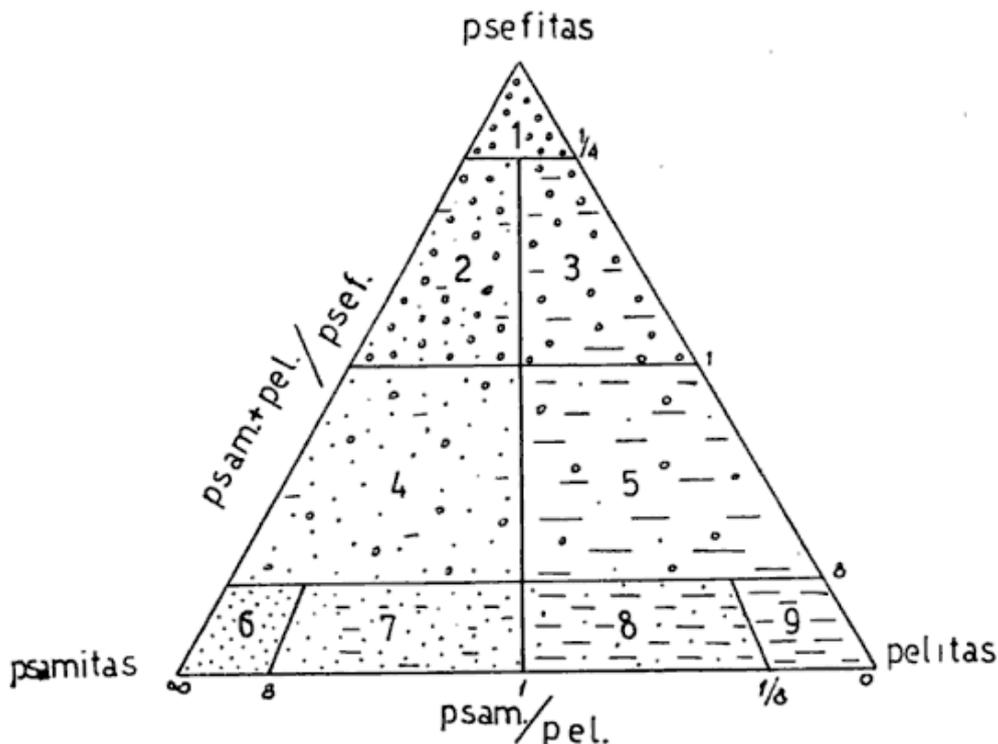


Figura 7

titativo y se utilizaron para su trazado las relaciones entre tres variables: psamitas, pelitas y psefitas. Para ello hemos considerado un triángulo composicional análogo al propuesto por Krumbein (1948), pero utilizando en la base la relación psamita/pelita y en los otros dos lados la relación psamita + pelita/psefita (fig. 7). En la determinación de las relaciones para cada localidad se han considerado los espesores de los materiales mencionados, de acuerdo con los datos de cada perforación. Es de aclarar, que debido al modo de extracción de las muestras la consideración de los es-

pesores de la zona es fundamentalmente arenosa. Este mapa evidencia también dos áreas mucho más pelíticas (campo N° 8 del triángulo composicional). Hacia el sur aumentó la grava, aunque no se pudo determinar con cierta seguridad si el perfil de Cañuelas corresponde al campo N° 2 del triángulo composicional.

Complementando la representación anterior, hemos construido un mapa isolítico del material psamítico (fig. 8) considerando los espesores de arena de cada perfil. Del análisis de esta representación se podría reconocer "un cuerpo" de arena, de espesor variable que

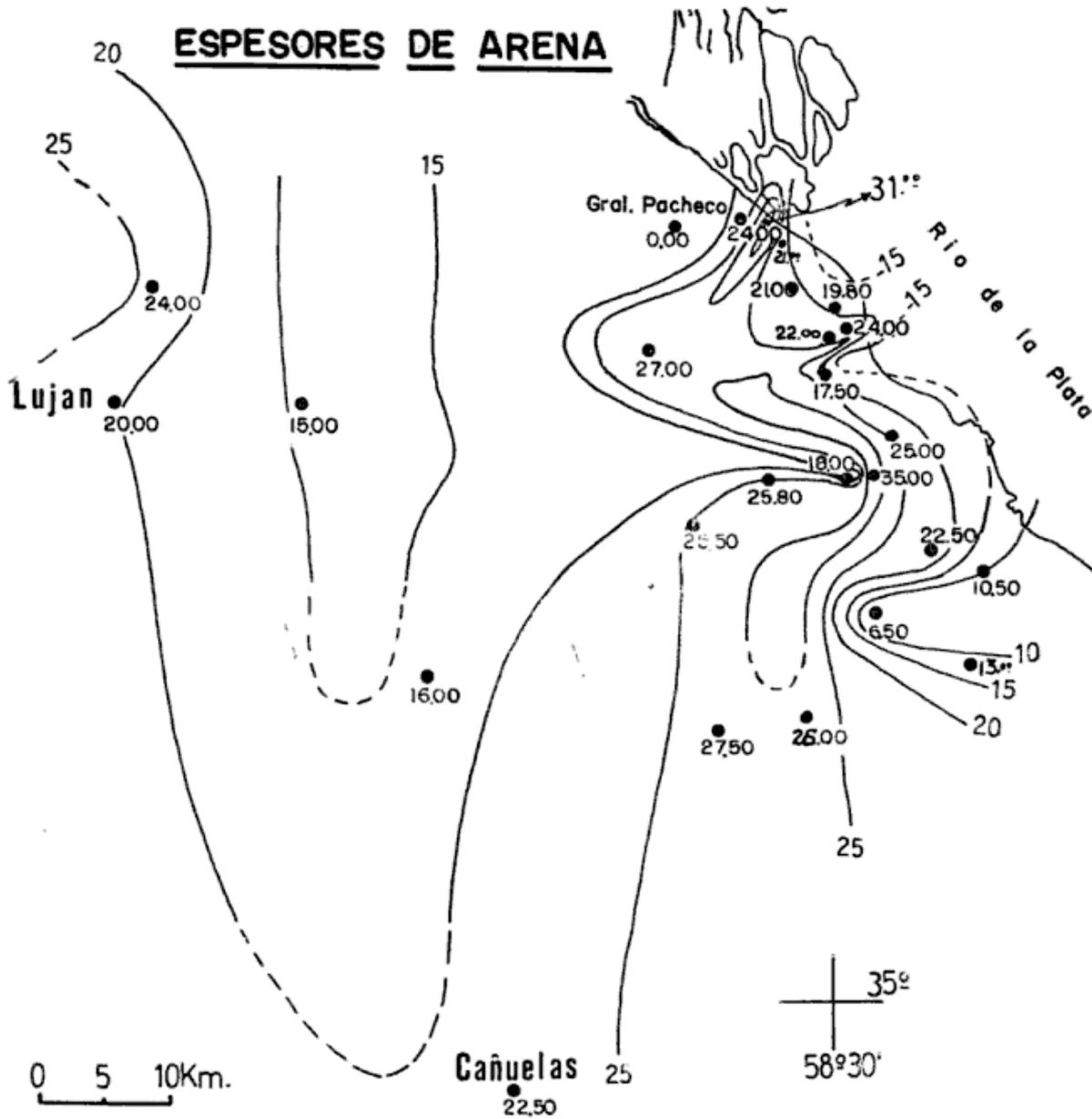


Figura 8

aumenta hacia la zona central del mismo. Penetraría aproximadamente por San Fernando siguiendo con rumbo NW-SE, y se desvía al sur. El cuerpo de referencia alcanzaría su máximo espesor a la altura de la Capital Federal (perforación "Paysandú y Sapaleri"); hacia el oeste, a la altura de Gral. Rodríguez, el espesor de las arenas disminuye, aumentando nuevamente hacia Luján. Este "cuerpo principal" coincide con la zona correspondiente al campo N° 4 del

mapa de litofacies. También las zonas de pequeño espesor de arenas corresponden a aquellas más pelíticas del citado mapa.

Tomando en cuenta también las representaciones anteriores (mapas del relieve pre-Puelches y pre-Pampeano), se podría considerar que este "cuerpo principal arenoso" posee secciones transversales generales plano-convexas y también biconvexas (lenticulares).

III. 5. SEDIMENTITAS ASOCIADAS

III. 5. 1. *Material pefítico*

Este material fue estudiado macroscópicamente y bajo lupa binocular. Los máximos tamaños observados en los individuos oscilan alrededor de los 3 cm (eje "a") o sea que corresponden a guijarros (16 mm a 64 mm), el tamaño guija (4 mm a 16 mm) se halla muy bien representado y predomina en muchas de las muestras estudiadas.

Los fenoclastos son esencialmente silíceos predominando, especialmente en los tamaños mayores, los compuestos por cuarzo criptocristalino y calcedonia. Presentan éstos variados colores: castaño oscuro, rojizo, gris claro, rosado, gris verdoso, amarillento y blanquecino. El material cuarzoso, muy bien representado en las fracciones guija, es casi siempre blanquecino. Con respecto al redondeamiento, hemos observado que predominan los fenoclastos redondeados, en menor proporción se hallan los muy redondeados y los subredondeados. Algunos rodados de tamaño guija se encuentran partidos.

Otro material común, aunque menos frecuente, es el feldespato potásico, que en la mayoría de los casos corresponde a microclino. Se observaron cristales de hasta 1,5 cm de largo que presentan coloración rosada y gris amarillenta, los individuos son subredondeados y redondeados.

En algunas muestras hay rodados de ortocuarzitas y areniscas silíceas que presentan coloración castaño oscura, rosada o gris blanquecina.

En una muestra se ha observado un rodado de eje $a = 1$ cm, bien redondeado, de color gris amarillento claro, y que corresponde a una roca de textura granuda con granos de cuarzo, microclino y vestigios de biotita algo desferrizada.

En muchas localidades, junto con la grava y a veces también con arena, se presenta un tipo de estructura que cons-

ta de una parte central pelítica bastante consolidada, color castaño rojizo, teñida en general por óxidos férricos y estando recubierta por una capa externa que incluye abundantes granos de arena. Este material se presenta en diversas formas: cercanamente esféricas, discoidales y también cilíndricas, en tanto que sus tamaños generalmente oscilan entre 3 y 6 cm. Estas estructuras es muy posible que sean acreciones, o sea formadas por adición externa de minerales, y de origen eusingénico (originadas sobre la superficie del sedimento en formación).

III. 5. 2. *Material pelítico*

Las rocas pelíticas de la Formación Puelches son esencialmente limolitas con cantidades variables de arcilla y arena. Presentan coloración amarillenta, gris amarillenta y a veces rojiza por pigmentación de óxidos de hierro. Salvo la perforación Riachuelo N° 3 donde hay muestras que presentan una laminación muy fina (menor de 1 mm) en general no se observan estructuras sedimentarias. El residuo arenoso o limoso grueso es mineralógicamente similar a las arenas "limpias". También el material pelítico integra la escasa matriz que en general presentan los niveles psamíticos de esta formación, en proporciones que oscilan principalmente entre 0,50 % y 2,50 %. Algunas muestras arenosas presentan una fracción pelítica abundante.

A fin de determinar la naturaleza de las arcillas se han efectuado análisis por difracción de rayos X de muestras orientadas obtenidas por sedimentación sobre portaobjetos, de la fracción menor de 4 micrones (arcilla) de material pelítico dispersado. De cada muestra se obtuvieron 3 diagramas: a) sin tratar; b) glicolada y c) calcinada a 550° C durante 2 horas. Sobre estos diagramas se procedió a la identificación y estimación cuantitativa de los distintos minerales presentes considerando la intensidad de sus reflexiones según el mé-

todo de Johns, Grim y Bradley (1954). Los difractogramas se efectuaron con un equipo Philips de la cátedra de Mineralogía de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata, utilizando radiación de Cu K α ($\gamma = 1,54$

Å) con una velocidad de registro de 2 grados por minuto.

Los resultados obtenidos para las distintas intercalaciones de material pelítico de la Formación Puelches son los siguientes:

	M	I	C
E. Echeverría (Muestra 18).....	54 %	16 %	30 %
Gral. Pacheco (Muestra 21).....	65 »	20 »	15 »
Gral. Pacheco (Muestra 22).....	70 »	20 »	10 »
Riachuelo N° 3 (Muestra 31).....	58 »	21 »	21 »
San Isidro (Muestra 17).....	64 »	18 »	18 »
R. y C. Arenal (Muestra 25).....	73 »	12 »	15 »
San Fernando (Muestra 9).....	73 »	12 »	15 »
Promedio	65,3 %	17,0 %	17,7 %

Nota. — M = Montmorillonita; I = Illita; C = Caolinita.

También se han efectuado análisis de las arcillas de la Formación “Arcillas

Verdes” habiéndose obtenido los siguientes resultados:

	M	I	C
E. Echeverría (Muestra 22).....	75 %	15 %	10 %
Gral. Pacheco (Muestra 23).....	80 »	13 »	7 »
Riachuelo N° 3 (Muestra 34).....	73 »	17 »	10 »
San Isidro (Muestra 24).....	73 »	17 »	10 »
R. y C. Arenal (Muestra 39).....	60 »	30 »	10 »
San Fernando (Muestra 14).....	55 »	36 »	9 »
Promedio.....	69,3 %	21,3 %	9,3 %

Es posible observar que la Formación Puelches presenta más caolinita que la Formación Arcillas Verdes.

Como ya fue mencionado los sedimentos de la parte inferior del Pampeano tienen la característica de poseer montmorillonita como mineral arcilloso predominante, estando generalmente asociada con abundante caolinita. Considerando, además, los diagramas de difracción de rayos X de fracciones arci-

llosas que González Bonorino (1965) ha obtenido, es posible concluir que las fracciones arcillosas de la Formación Puelches y del Pampeano inferior son de naturaleza análoga.

Por su parte las muestras analizadas de la Formación “Arcillas Verdes” son escasamente más illíticas y montmorilloníticas guardando en términos generales una composición similar.

IV. ANALISIS TEXTURALES
DE LAS PSAMITAS

todas las representaciones y cálculos estadísticos se utilizó la escala phi.

IV. 1. MÉTODO DE ESTUDIO

El carácter friable de los sedimentos ha facilitado su preparación para efectuar los análisis mecánicos correspondientes.

Dada la homogeneidad granométrica, a manera de cuarteo se tomó el material con una cuchara en forma indiscriminada hasta alcanzar un peso de 50 gramos; luego se procedió al tamizado durante 15 minutos con una agitadora Ro-Tap. Para ello se utilizó una serie de tamices Tyler dispuestos en intervalos de $\frac{1}{2}$ phi equivalente a la escala $\sqrt{2}$ y que casi coincide con los límites propuestos por Wentwort (1922)*. Para

IV. 2. COMPOSICIÓN GRANOMÉTRICA

IV. 2.1. *Histogramas*

Del análisis de 148 histogramas correspondientes a igual número de muestras de arenas de la Formación Puelches se ha comprobado que:

a) El 83 % (123 muestras) de los histogramas son unimodales, mientras que 11 % (17 muestras) son bimodales y sólo 5,5 % (8 muestras) son polimodales.

b) A grandes rasgos pueden reconocerse 5 tipos principales de histogramas. En el cuadro II se muestra la frecuencia de cada tipo.

CUADRO II

1) Histogramas unimodales.	
a) con moda marcada (alrededor de 30 unidades).....	58,0 % (86 muestras)
b) con moda poco marcada (alrededor de 20 unidades) con las admixturas proximales con poca diferencia.....	12,6 % (18 muestras)
c) con moda menos marcada que la del tipo a y admixtura proximal con muy poca diferencia (diferencia promedio 5 unidades).....	12,6 % (19 muestras)
2) Histogramas bimodales.	
d) como variación del tipo a, b y c.....	11,2 % (17 muestras)
3) Histogramas polimodales.	
e) como variación del tipo b.....	5,5 % (8 muestras)

De la observación del cuadro II se advierte que entre los histogramas unimodales existe un notable predominio de aquéllos con moda única marcada a muy marcada. En efecto, la moda sobrepasa a las admixturas proximales en

15 ó 20 unidades alcanzando como diferencia máxima 35 unidades.

c) En todas las representaciones se advierte una tendencia bastante definida en la ubicación de la moda única (unimodales) o principal (bi- o polimodales). Esta corresponde a las fracciones retenidas en los tamices número 60 y número 80 o sea a 2 phi y 2,5 phi (cuadro III). Con porcentaje menor (en orden decreciente) se ubican las modas en las fracciones 3,5 phi, 3,0 phi y 1,5 phi.

* Se puede considerar esta diferencia despreciable ya que se encuentra dentro de los límites de tolerancia para tamices (Krumbein y Pettijohn, 1938).

CUADRO III
Distribución de modas

Frec.	Ret. tamiz	Nº	Punto medio
1,6 %	1 phi	35	0,605 mm
6,4 »	1,5 »	45	0,425 »
42,4 »	2 »	60	0,300 »
33,6 »	2,5 »	80	0,213 »
7,2 »	3 »	120	0,151 »
8,0 »	3,5 »	170	0,106 »
0,8 »	4 »	230	0,074 »

d) Las modas secundarias se manifiestan principalmente en las fracciones más gruesas (cuadro IV), ubicándose una gran parte en las fracciones retenidas por los tamices números 18 y 14 o sea 0,00 phi y -0,50 phi.

e) En los histogramas bimodales se advierte una tendencia más o menos definida en la separación entre moda secundaria y moda principal; esta es de $\frac{1}{2}$ grado Wentworth, o 2 grados Wentworth, observando así mismos algunos ejemplos intemerdiós.

f) Los histogramas polimodales presentan modas, en la mayoría de los casos, poco marcadas siendo las modas secundarias escasamente manifiestas. El 50 % de este tipo de histogramas presenta una moda secundaria en la fracción retenida por el tamiz N° 170 (cuadro IV).

g) En general los histogramas observados comprenden un número similar de grados, aunque es dable observar una débil tendencia de los unimodales a presentar 1 ó 2 grados menos; esta tendencia coincidiría con una mayor homogeneidad granométrica de los sedimentos.

h) El examen de todos nuestros histogramas ha revelado que existe un predominio de aquéllos cuya distribución es más o menos simétrica (aproximadamente 50 %), carácter que se observa

CUADRO IV
Distribución de modas secundarias

Frec.	Ret. tamiz	Nº	Punto medio
9,1 %	-1,00 phi	10	—
18,1 »	-0,50 »	14	1,690 mm
27,3 »	0,00 »	18	1,205 »
9,1 »	0,50 »	25	0,855 »
9,1 »	1,00 »	35	0,605 »
9,1 »	1,50 »	45	0,425 »
—	2,00 »	60	0,300 »
—	2,50 »	80	0,213 »
—	3,00 »	120	0,151 »
18,1 »	3,50 »	170	0,106 »

principalmente en los de tipo unimodal. En cuanto a los histogramas asimétricos (bimodales, polimodales y algunos unimodales) la asimetría puede ser positiva o negativa sin que se advierta una tendencia definida. La asimetría negativa se debe ya sea a la existencia de aglutinados pelíticos con o sin granos de cuarzo, o simplemente a clastos de cuarzo de mayor tamaño que la clase modal (aproximadamente 10 % corresponden a aglutinados pelíticos).

i) El origen de la bi o polimodalidad en la mayor parte de los casos (aproximadamente 65 %) se debe a la presencia de los aglutinados pelíticos — cuyo tamaño oscila entre 500 y 2.000 micrones — con o sin mezcla de granos de cuarzo. En lo que respecta al 35 % restante pueden invocarse 2 causas para explicar aquella distribución: a) puede ser reflejo de una mezcla de poblaciones originadas a su vez por la existencia de estructuras primarias entrecruzadas (Andreis, 1965), o por el modo de extracción de las muestras; b) puede existir bi o polimodalidad original debido a la mezcla incompleta de dos o más tamaños de sedimentos por agentes naturales (Pettijohn, 1957). Por supuesto, en nuestro caso, estas causas no son comprobables.

Considerando la posibilidad de mezcla de poblaciones creemos que la misma debe haber sido poco importante dado el predominio de histogramas unimodales. No descartamos la posibilidad de que la fracción pelítica presente en cantidades reducidas en algunas muestras pueda ser explicada con una matriz primaria, en lugar de una mezcla de poblaciones.

Variaciones verticales: comparando los histogramas de cada localidad se advierte una tendencia definida en la ubicación de la moda; ésta, en las muestras de las secciones inferiores de los perfiles tiende a ubicarse en las fracciones más gruesas, en tanto que hacia arriba se desplaza como mínimo $\frac{1}{2}$ phi hacia los grados más finos.

IV.2.2. Curvas acumulativas

De 148 muestras de psamitas se confeccionaron las curvas acumulativas respectivas. Estas representaciones fueron graficadas utilizando papel de probabilidades; es de aclarar que la escala de probabilidades está diseñada de tal manera que una curva acumulativa simétrica se transforma en una línea recta.

Una de las ventajas más notorias del papel de probabilidades es que permite leer con más facilidad los porcentiles extremos; detalla, además, con más exactitud las probables mezclas de poblaciones geológicas que pueden ser reconocidas por cambio en la pendiente de las rectas.

En la figura 9 se ilustran distintos tipos de curvas acumulativas y que corresponden a los principales tipos de histogramas ya descriptos.

IV. 2. 3. Clasificación granométrica de las psamitas

Las muestras fueron clasificadas en base a las divisiones propuestas por Wentworth (1922) y según el método de Niggli (1938), modificado posteriormente por González Bonorino y Teruggi (1952), haciendo intervenir la mediana y los cuartiles; la mediana da el nombre al sedimento y los cuartiles el calificativo. De las 148 muestras estudiadas, 141 han sido clasificadas con el método precedentemente citado (cuadro V), las muestras restantes — que comprenden el 7% de las mismas — no han sido consideradas, ya que por su moderada a

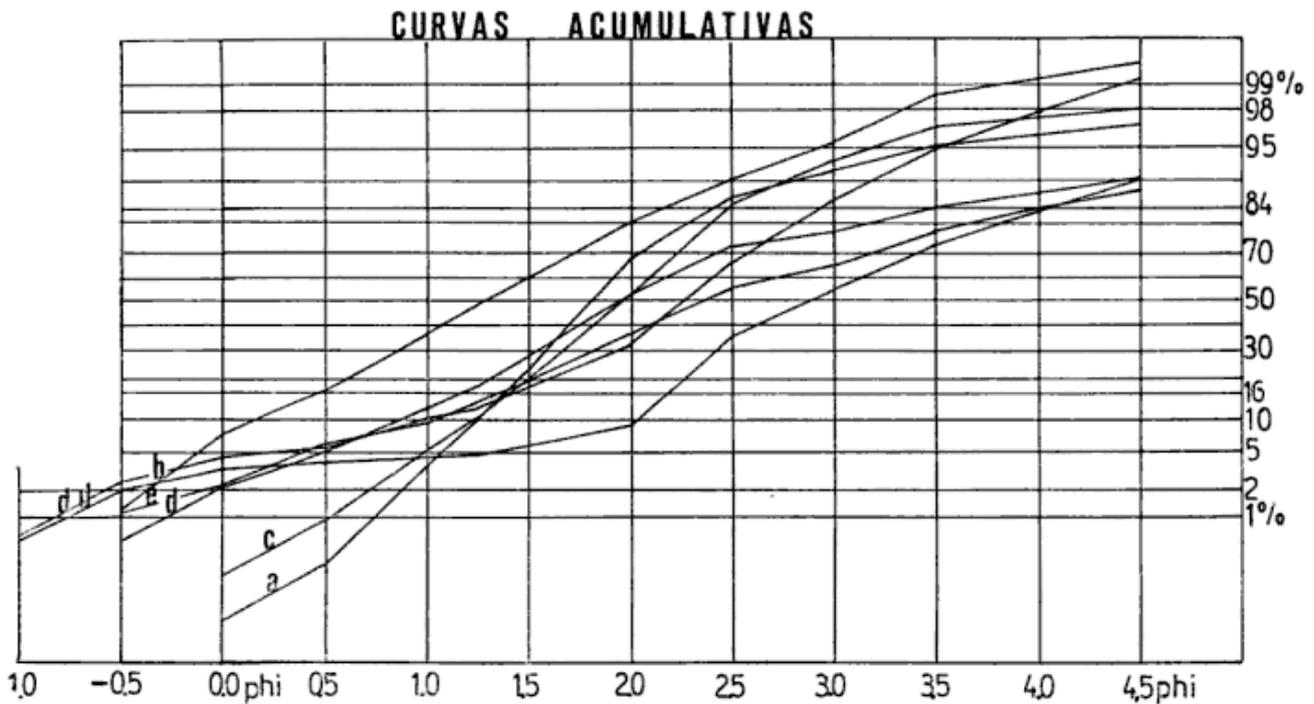


Figura 9

CUADRO V

GMG	GMd	MdG	Md	Mdf	fMd	f	fuf	mff	mf
1,4%	1,4%	5,6%	9,9%	31,8%	28,3%	7,8%	8,5%	3,5%	1,4%
2	2	8	14	45	40	11	12	5	2 muestras

pobre selección la medida de los cuartiles caen en distintos grados dificultando su clasificación correcta.

La abundancia de las arenas medianas y finas, y en especial el predominio de los términos mediana-fina, y fina-mediana (60,1% del total) se debe a la abundancia de las fracciones comprendidas entre 2 phi (250 micrones) y 2,50 phi (177 micrones) hallada en los análisis mecánicos.

IV. 3. MEDIDAS ESTADÍSTICAS

IV. 3. 1. Consideraciones generales

Para describir y luego comparar distribuciones es más conveniente contar con las características de éstas expresadas con números. Para ello se registran las *medidas de la tendencia central*, *medidas del grado de dispersión* (selección), *medidas del grado de asimetría* y las *medidas del grado de acuminación* de la curva de distribución.

Las medidas estadísticas pueden ser calculadas de 2 modos principales: con

el *método gráfico* y con el *método de los momentos*. En el cuadro VI se presenta la correspondencia entre las medidas estadísticas obtenidas con los métodos mencionados.

IV. 3. 2. Aplicación de medidas estadísticas a sedimentos

Los primeros trabajos en los que se trató de describir y comparar sedimentos fueron realizados por Van Orstrand (1924) y Wentworth (1929) utilizando el cálculo de momentos. Trask (1930 y 1932), Krumbein (1934) basaron sus estudios en el uso de cuartiles.

Los trabajos de Inman (1952), Folk y Ward (1957) demostraron que era necesario tener en cuenta otros valores (también leídos directamente de la curva acumulativa). Estos autores consideraron que los nuevos puntos leídos resultaban más representativos, y definían con más exactitud las medidas estadísticas de los distintos tipos de sedimentos, permitiendo caracterizar así algunos ambientes de sedimentación.

Es Friedman (1961) quien retoma el análisis de medidas estadísticas, utilizando el cálculo de los momentos respectivos en forma aritmética y en escala phi. El ensayo de Friedman, mejorado con nuevos agregados en 1967 (ver cuadro VII), y empleando además las fórmulas propuestas por Folk y Ward (1957) se utiliza actualmente en estudios ambientales. Este autor considera que las características texturales de sedimentos provenientes de ambientes bien definidos (playa, duna o fluvial) permiten diagnosticar las condiciones

CUADRO VI

Método gráfico	Método de los momentos
Mediana	←—————→ Primer momento
Selección	←—————→ Segundo momento
Asimetría	←—————→ Tercer momento
Curtosis	←—————→ Cuarto momento

de depositación. Considera además que las medidas estadísticas reflejan no sólo el medio de transporte de los sedimentos, sino también la energía del mismo.

Aunque el cálculo de los momentos es mucho más complejo y tedioso que el cálculo de las medidas obtenidas con los cuartiles, sus resultados son estadísticamente más exactos y permiten describir las características texturales de los sedimentos en forma más adecuada. Actualmente en algunos centros de investigaciones extranjeros se calculan todas las medidas estadísticas con programas de computación —ejemplo: Collians y otros (1963), Webster y Schlee (1965) — que permiten obtener las medidas gráficas de Trask (1932), Inman (1952), Folk y Ward (1957) y las medidas de los momentos.

IV. 3. 3. *Aplicación de medidas estadísticas a las psamitas puelchenses.*

Con miras a investigar el problema genético de la Formación Puelches en el área de estudio se seleccionaron las fórmulas texturales a emplear, adoptándose los gráficos de Friedman (1967) para efectuar comparaciones de índole ambiental.

Los parámetros seleccionados son los siguientes:

CUADRO VII

$$\begin{aligned} \text{Selección (Standard Deviation)} &= \sigma_1 = \frac{84 \Phi - 16 \Phi}{4} \frac{95 \Phi - 5 \Phi}{6,6} \\ \text{Asimetría (Skewness)} &= SK_I = \frac{16 \Phi + 84 \Phi - 2.50 \Phi}{2(84 \Phi - 16 \Phi)} + \frac{5 \Phi + 95 \Phi - 2.50 \Phi}{2(95 \Phi - 5 \Phi)} \\ \text{Selección simple} &= S_{OS} = \frac{1}{2} (95 \Phi - 5 \Phi) \\ \text{Asimetría (simple)} &= \alpha_3 = (95 \Phi + 5 \Phi) - 2.50 \Phi \\ \text{1er. Momento (Media)} &= x = \frac{1}{100} \cdot \Sigma f \cdot m \Phi \\ \text{2do. Momento (Selección)} &= \sigma [\Sigma f (m - \bar{x})^2 / 100]^{1/2} \\ \text{3er. Momento (Asimetría)} &= \alpha_3 = \frac{1}{100} \cdot \sigma^{-3} \Sigma f (m \Phi - x \Phi)^3 \\ \text{4to. Momento (Curtosis)} &= \alpha_4 = \frac{1}{100} \cdot \sigma^{-4} \Sigma f (m \Phi - \bar{x} \Phi)^4 \\ \text{Desviación cúbica media} &= \alpha_3 \cdot \sigma^3 = \frac{1}{100} \Sigma f (m \Phi - x \Phi)^3 \\ \text{Desviación standard cúbica} &= \sigma^3. \end{aligned}$$

Para el cálculo de los momentos de cada distribución hemos contado con la ayuda del doctor Gordon de la Universidad Nacional de La Plata, quien los efectuó en la computadora electrónica de la citada Universidad.

Las medidas gráficas fueron calculadas por nosotros, extrayendo los valores de porcentiles y cuartiles de las curvas acumulativas, y efectuando las operaciones matemáticas correspondientes. A pesar de que todos los resultados están incluidos en el cuadro VIII no se consideraron en las conclusiones los valores de las muestras de Monte Veloz.

Material protegido por derechos de autor

CUADRO VIII
Medidas estadísticas de las psamitas puelchenses

	Media	Mediana	2do. Mom.	σ^2	3er. Mom.	$\mu_3 \cdot \sigma^3$	4to. Mom.	σ_1	SKI	S_{08}	σ_8
<i>Localidad N° 1</i>											
56-57 m	2,36	2,30	0,49	0,12	0,18	0,02	7,77	0,40	0,16	0,78	0,20
57-58 m	2,15	2,27	0,92	0,78	-0,95	-0,74	4,75	0,83	-0,21	1,67	-0,95
58-59 m	2,11	2,20	0,70	0,34	-0,83	-0,28	6,42	0,57	-0,72	1,07	-0,54
59-60 m	2,28	2,32	0,61	0,22	-1,43	-0,33	8,45	0,49	-0,06	0,91	-0,26
61-62 m	2,19	2,13	0,80	0,52	0,08	0,04	3,18	0,75	0,92	1,26	1,16
63-64 m	1,82	1,79	0,68	0,32	-0,01	0,00	3,89	0,63	0,10	1,11	0,15
65-66 m	1,91	1,88	0,73	0,38	-0,21	-0,08	3,80	0,69	0,05	1,21	0,04
67-68 m	1,76	1,76	0,54	0,16	-0,48	-0,08	4,79	0,49	-0,02	0,86	-0,13
69-70 m	1,79	1,80	0,60	0,22	-0,25	-0,05	4,47	0,55	0,00	0,97	-0,02
70-71 m	1,79	1,77	0,60	0,22	-0,14	-0,03	4,40	0,56	0,01	1,00	-0,02
72-73 m	2,00	1,87	0,61	0,23	-0,31	-0,07	4,41	0,53	0,07	0,92	0,25
74-75 m	1,86	1,82	0,51	0,13	0,24	0,03	4,75	0,46	0,08	0,81	0,18
75-76 m	1,83	1,80	0,54	0,16	0,08	0,01	4,66	0,48	0,05	0,84	0,15
<i>Localidad N° 2</i>											
M 11	1,68	1,90	0,89	0,70	0,75	0,52	3,75	—	—	—	—
M 13	1,90	1,80	0,69	0,33	1,31	0,43	5,37	0,61	0,28	1,19	0,97
M 15	1,62	1,65	0,50	0,13	0,54	0,07	7,85	0,39	0,03	0,72	0,03
<i>Localidad N° 3</i>											
39-56 m	2,84	2,80	0,53	0,15	-0,99	-0,14	10,79	0,35	0,44	0,81	0,42
<i>Localidad N° 5</i>											
M 17	2,14	2,25	0,73	0,39	-1,46	-0,58	7,35	0,58	-0,23	1,08	-0,66
M 19	2,58	2,55	0,55	0,17	-0,16	-0,03	6,41	0,47	0,05	0,83	0,13
M 18	2,49	2,40	0,56	0,18	-0,17	-0,03	6,91	0,47	0,08	0,85	0,27
m 20	2,56	2,50	0,53	0,15	0,44	0,06	4,42	0,49	0,11	0,82	0,19
M 23	2,40	2,35	0,62	0,24	-0,29	-0,07	5,06	0,51	0,08	1,01	-0,07
M 24	2,32	2,30	0,68	0,31	-0,01	0,00	4,04	0,62	0,02	1,07	0,08
M 25	2,20	2,20	0,73	0,39	-0,02	-0,01	4,07	0,66	0,06	1,14	0,17
M-26-27-28	1,88	1,85	0,77	0,46	-0,54	-0,25	4,52	0,70	-0,01	1,45	-0,15
<i>Localidad N° 6</i>											
M 7	2,86	2,90	0,74	0,40	-1,49	-0,60	8,63	0,66	0,04	1,27	0,25
M 11	2,63	2,60	0,48	0,11	0,44	0,05	5,36	0,41	0,31	0,67	0,44
M 12	1,64	1,70	0,66	0,29	-0,55	-0,16	4,52	0,58	0,06	1,02	0,02
M 13	1,31	1,35	0,87	0,66	-0,21	-0,14	3,17	0,85	-0,04	1,45	-0,20

CUADRO VIII (Cont.)

	Media	Mediana	2do. Mom.	σ^2	3er. Mom.	σ_3, σ^3	4to. Mom.	σ_4	SK1	S_{08}	σ_8
<i>Localidad N° 7</i>											
M 14	2,42	2,35	1,16	1,55	-0,25	-0,38	2,57	1,27	0,11	2,09	0,10
M 19	2,65	2,60	1,03	1,10	-0,57	-0,63	3,76	1,08	0,16	1,73	0,34
M 20	2,42	2,30	0,54	0,16	0,83	1,30	4,19	0,48	0,24	0,84	0,49
M 21	1,92	2,00	0,78	0,48	-0,51	-0,24	4,96	0,68	-0,06	1,25	-0,11
M 22	1,58	1,70	0,70	0,38	-0,81	-0,31	4,33	0,67	-0,17	1,16	-0,54
M 23	1,62	1,70	0,81	0,53	-0,74	-0,40	4,55	0,72	-0,18	1,32	-0,65
<i>Localidad N° 8</i>											
M 15	2,17	2,20	0,80	0,51	-0,47	-0,24	4,69	0,74	0,02	1,32	-0,14
M 16	1,16	1,30	0,93	0,80	-0,17	-0,14	2,96	0,90	-0,19	1,50	-0,57
<i>Localidad N° 9</i>											
M 44	3,22	3,30	0,85	0,62	-1,51	-0,94	6,25	1,13	0,24	2,00	0,40
M 46	2,22	2,10	0,86	0,63	0,73	0,46	3,45	0,92	0,40	1,90	2,00
M 47	2,20	2,10	0,82	0,56	0,60	0,34	3,52	0,86	0,40	1,72	2,35
M 50	2,33	2,25	0,68	0,32	0,57	0,18	4,47	0,69	0,27	1,42	1,17
M 51	2,17	2,20	0,54	0,15	0,97	0,15	6,64	0,44	0,13	0,82	0,40
M 54	1,97	1,90	0,43	0,08	1,44	0,12	8,48	0,34	0,18	0,61	0,25
M 55	1,83	1,80	0,44	0,09	0,90	0,08	6,45	0,40	0,09	0,68	0,18
M 58	1,78	1,70	0,50	0,13	0,97	0,12	6,17	0,39	0,03	0,63	0,07
M 59	1,70	1,70	0,44	0,09	0,95	0,08	7,24	0,38	0,02	0,65	0,07
M 60	1,96	2,05	0,52	0,14	0,00	0,00	3,96	0,49	-0,28	0,80	-0,35
M 63	2,05	2,10	0,49	0,11	0,18	0,02	4,92	0,44	-0,17	0,78	-0,24
M 66	1,72	1,70	0,43	0,08	1,11	0,09	8,29	0,35	0,04	0,63	0,12
<i>Localidad N° 10</i>											
M 13	2,36	2,25	0,75	0,42	0,86	0,37	3,87	0,74	0,23	1,26	2,65
M 14	2,06	2,05	0,75	0,42	-0,86	-0,04	3,50	0,69	0,63	1,16	-0,82
M 15	1,01	1,13	1,19	1,67	0,05	0,08	2,56	1,23	-0,11	1,99	-0,13
<i>Localidad N° 11</i>											
M 14	2,83	2,85	0,75	0,42	-1,70	-0,71	9,86	0,88	-0,18	2,05	-1,28
M 15	2,12	2,25	0,96	0,90	-0,95	-0,85	4,62	0,86	-0,17	1,64	-0,82
M 16	1,68	1,70	0,54	0,16	-0,25	-0,04	5,48	0,46	0,01	0,83	-0,06
M 17	1,20	1,40	0,79	0,50	-1,05	-0,53	4,28	0,73	-0,34	1,40	-1,16
<i>Localidad N° 12</i>											
M 22	3,13	3,40	1,02	1,08	-1,44	-1,55	5,46	1,25	0,02	2,3	-0,20
M 23	2,86	2,80	0,49	0,12	0,44	0,05	3,10	0,46	0,17	0,78	0,45

CUADRO VIII (Cont.)

	Media	Mediana	2do. Mom.	σ^2	3er. Mom.	$\alpha_3 \cdot \sigma^3$	4to. Mom.	σ_1	SKI	S_{08}	α_8
M 27	3,04	3,10	0,71	0,36	-0,92	-0,33	6,60	0,75	0,18	1,40	1,00
M 29	2,11	2,20	0,73	0,40	-0,35	-0,14	4,61	0,66	-0,05	1,20	0,10
M 30	1,98	2,10	0,68	0,31	-0,83	-0,26	5,69	0,69	-0,26	1,37	-1,02
M 31	2,05	2,15	0,72	0,38	-1,25	-0,47	6,16	0,62	-0,15	1,17	-0,42
M 32	1,99	2,00	0,69	0,33	-0,36	-0,12	4,83	0,64	0,00	1,12	0,03
M 33	2,21	2,20	0,37	0,05	0,88	0,05	5,91	0,33	0,12	0,64	0,31
M 35	2,71	2,75	0,75	0,43	-0,17	-0,07	2,71	0,77	0,01	1,40	0,30
M 36	1,30	1,30	0,87	0,67	0,32	0,21	3,37	0,86	0,05	1,54	0,19
M 37	1,27	1,35	0,98	0,95	-0,21	-0,20	3,05	0,98	-0,10	1,71	-0,40
<i>Localidad N° 13</i>											
M 16	2,97	3,70	1,50	3,32	-1,21	-4,13	3,05	1,83	-1,45	2,87	-1,15
M 22	1,94	1,85	0,77	0,46	0,14	0,07	3,97	0,70	0,04	1,26	0,22
M 23	1,22	1,30	0,67	0,30	-0,69	-0,21	4,58	0,61	-0,16	1,09	-0,46
M 24	1,59	1,70	0,74	0,40	-0,41	-0,16	4,31	0,68	0,00	1,19	-0,03
M 26	2,08	2,10	0,49	0,12	0,03	0,00	5,69	0,42	0,01	0,75	0,10
M 28	0,99	1,15	0,69	0,33	-0,89	-0,29	4,02	0,63	-0,28	1,11	-0,79
M 29	0,37	0,40	0,81	0,54	-0,07	-0,04	2,22	0,84	-0,04	1,29	-0,12
<i>Localidad N° 14</i>											
M 15	2,82	3,10	0,76	0,44	-1,17	-0,51	4,38	0,69	-0,47	1,24	-1,01
M 16	2,27	2,25	0,58	0,19	0,21	-0,04	5,12	0,52	0,00	0,91	0,01
M 17	2,40	2,35	0,59	0,21	-0,03	-0,01	3,88	0,55	0,04	0,96	0,04
M 18	2,45	2,60	0,79	0,50	-1,51	-0,75	6,36	0,66	-0,31	1,24	-1,07
M 19	0,79	0,95	0,84	0,60	-0,50	-0,30	2,65	0,84	-0,19	1,33	-0,89
M 20	1,39	1,45	0,59	0,21	-0,90	-0,18	6,97	0,45	-0,19	0,85	-0,48
M 21	1,75	1,55	0,78	0,48	-0,55	-0,26	5,31	0,59	0,10	1,05	0,46
M 22	2,19	2,20	0,62	0,24	-0,12	-0,03	6,33	0,54	0,08	0,96	0,25
M 23	1,43	1,60	0,93	0,80	-0,62	-0,50	3,45	0,90	-0,20	1,59	-0,81
<i>Localidad N° 15</i>											
M 17	3,15	3,20	0,62	0,24	-0,28	-0,06	3,12	0,74	0,13	1,4	0,8
M 18	2,25	2,25	0,78	0,47	-0,42	-0,20	4,82	0,69	0,08	1,14	0,10
<i>Localidad N° 16</i>											
M 14	2,32	2,25	0,61	0,23	0,44	0,10	4,97	0,49	0,21	0,93	0,38
M 15	1,99	1,85	0,50	0,13	0,98	0,13	4,79	0,42	0,16	0,73	0,31
M 16	1,96	1,90	0,41	0,07	0,51	0,04	3,96	0,37	0,13	2,03	0,22
M 17	1,96	1,90	0,50	0,13	0,57	0,07	4,47	0,44	0,11	0,78	0,25

CUADRO VIII (Cont.)

	Media	Mediana	2do. Mom.	σ^2	3er. Mom.	$\frac{\sigma_3}{\sigma^3} \cdot \sigma^3$	4to. Mom.	σ_4	SKI	S_{08}	$\frac{\sigma_8}{\sigma^8}$
<i>Localidad N° 17</i>											
M 62	2,39	2,30	0,67	0,30	0,39	0,12	4,12	0,67	0,25	1,22	0,67
M 76	2,43	2,50	0,57	0,18	0,10	0,02	3,09	0,55	-0,07	0,90	-0,13
<i>Localidad N° 18</i>											
M 10	2,29	2,20	0,94	0,82	0,40	0,33	2,57	1,08	0,27	2,02	1,55
M 11	2,37	2,25	0,92	0,79	0,26	0,21	2,57	1,07	0,26	1,02	1,40
<i>Localidad N° 19</i>											
M 20	2,19	2,10	0,89	0,71	0,32	0,23	2,84	0,96	0,22	1,72	0,98
M 21	1,85	1,77	0,69	0,33	0,98	0,33	5,00	0,60	0,18	1,12	0,62
M 22	1,97	1,90	0,68	0,32	0,57	0,18	4,44	0,61	-0,04	1,09	-0,19
M 23	1,77	1,73	0,74	0,41	0,77	0,32	4,45	0,67	0,12	1,28	0,52
M 24	1,52	1,55	0,54	0,16	1,04	0,16	6,85	0,43	0,00	0,78	0,11
<i>Localidad N° 20</i>											
M 1	2,07	2,10	0,67	0,31	0,28	-0,08	4,59	0,61	-0,03	1,08	-0,06
<i>Localidad N° 21</i>											
M 11	2,84	2,83	0,99	0,98	-1,31	-1,29	6,17	—	—	—	—
M 12	2,21	2,15	0,68	0,32	0,81	0,26	4,61	0,66	0,31	1,23	1,02
M 13	1,73	1,75	0,70	0,34	-0,39	-0,13	6,09	0,56	-0,01	1,03	-0,11
M 14	2,69	2,80	1,04	1,13	-0,53	-0,60	2,77	1,14	0,01	2,5	0,30
M 15	1,29	1,50	1,07	1,23	-0,50	-0,61	3,39	1,04	-0,29	1,83	-1,06
<i>Localidad N° 22</i>											
M 11	3,17	3,70	1,29	2,20	-1,51	-3,28	4,08	1,6	-0,19	2,6	-1,7
M 12	3,02	3,10	0,74	0,41	-0,87	-0,36	4,98	0,80	0,06	1,5	0,40
M 13	1,73	2,00	1,42	2,90	-0,37	-1,06	2,43	1,53	-0,21	2,52	-0,92
M 14	2,24	2,23	0,60	0,22	0,57	0,12	3,65	0,54	0,12	0,93	0,96
M 15	1,44	1,55	0,86	0,65	0,53	-0,34	3,69	0,87	-0,19	1,65	-1,10
M 16	1,73	1,75	0,57	0,19	-0,27	-0,05	6,16	0,48	0,06	0,88	0,09
M 17	1,70	1,70	0,82	0,56	-0,09	-0,05	3,06	0,81	0,05	1,30	0,20
M 19	1,35	1,40	0,70	0,34	-0,41	-0,14	4,00	0,63	-0,06	1,05	-0,11
M 21	0,58	0,60	1,01	1,03	0,55	0,56	3,56	0,96	0,05	1,59	0,34

CUADRO VIII (Cont.)

	Media	Mediana	2do. Mom.	σ^2	3er. Mom.	$\alpha_3 \cdot \sigma^3$	4to. Mom.	σ_1	SKI	S_{05}	α_5
<i>Localidad N° 23</i>											
M 21	1,88	1,80	0,93	0,80	0,15	0,12	4,12	0,87	0,17	1,74	0,71
M 29	2,92	2,85	0,62	0,23	-0,26	-0,06	5,19	0,65	0,33	1,3	1,2
M 30	2,00	1,95	0,77	0,45	-0,39	-0,18	4,22	0,70	0,02	1,20	0,02
<i>Localidad N° 24</i>											
M 26	1,81	1,74	0,72	0,38	0,40	0,15	5,34	0,61	0,15	1,13	0,39
M 27	1,91	1,83	0,69	0,33	0,64	0,21	5,27	0,61	0,27	1,13	0,69
M 28	1,79	1,76	0,84	0,60	-0,35	-0,21	4,64	0,75	0,05	1,38	-0,13
M 29	1,57	1,64	0,82	0,55	-0,68	-0,38	4,46	0,79	0,04	1,50	-0,30
M 30	1,63	1,64	0,77	0,46	-0,25	-0,12	4,17	0,71	0,01	1,34	-0,01
M 31	1,64	1,60	0,74	0,41	0,20	0,08	3,73	0,69	0,14	1,25	0,46
M 32	1,55	1,72	0,66	0,29	0,37	0,11	4,63	0,58	0,04	1,05	0,08
M 33	1,89	1,90	0,69	0,33	-0,43	-0,14	4,80	0,62	-0,02	1,11	-0,01
M 35	1,89	1,89	0,74	0,41	-0,18	-0,07	5,14	0,64	0,02	1,18	0,14
M 37	2,00	2,00	0,75	0,43	-0,43	-0,22	4,69	0,69	0,05	1,19	0,00
M 38	1,87	1,82	0,55	0,17	0,08	0,01	4,99	0,49	0,11	0,89	0,34
M 39	1,81	1,76	0,48	0,11	0,46	0,50	6,21	0,34	-0,04	0,47	-0,17
M 40	1,57	1,60	0,56	0,18	-0,71	-0,13	6,98	0,46	-0,03	1,54	-0,12
M 41	1,55	1,57	0,66	0,29	-0,09	-0,03	6,38	0,52	-0,06	0,97	-0,10
<i>Localidad N° 25</i>											
M 12	2,30	2,25	0,65	0,28	0,57	0,16	4,56	0,61	0,29	1,11	0,74
M 13	2,94	2,90	0,60	0,21	0,09	0,02	3,07	0,63	0,18	1,19	0,74
M 15	2,15	2,20	0,82	0,56	-0,28	-0,15	4,41	0,74	0,04	1,30	0,05
M 16	2,07	2,15	0,83	0,57	-0,37	-0,21	4,37	0,74	0,06	2,50	-0,12
<i>Localidad N° 26</i>											
M 22	2,62	2,70	0,69	0,33	-0,38	-0,12	3,30	0,69	-0,11	1,12	-0,25
M 27	1,41	1,45	0,67	0,30	-0,54	-0,16	6,00	0,55	-0,18	1,00	-0,38
<i>Localidad N° 28</i>											
M 11	2,86	3,00	0,86	0,65	-2,23	-1,44	10,02	0,71	-0,08	1,62	-0,25
M 13	2,54	2,50	0,97	0,90	-0,25	-0,22	2,85	1,01	0,12	1,74	0,51
M 14	1,72	1,45	0,92	0,79	0,12	0,10	3,44	0,87	0,60	1,52	0,61
M 16	1,97	2,00	0,59	0,21	-0,30	-0,06	5,75	0,50	0,06	0,95	0,10
<i>Localidad N° 29</i>											
M 13	1,93	2,30	1,33	2,36	-0,92	-2,16	2,93	1,25	-0,42	2,16	-2,07
M 14	1,82	1,95	0,97	0,92	-0,41	-0,37	2,98	0,97	-0,17	1,62	-0,61

CUADRO VIII (Conc.)

	Media	Mediana	2do. Mom.	σ^2	3er. Mom.	$\alpha_3 \cdot \sigma^3$	4to. Mom.	σ_1	SKI	S_{08}	α_8
<i>Localidad N° 30</i>											
M 36	3,25	3,40	1,03	1,07	-2,44	-2,64	9,66	1,12	0,07	2,40	-0,55
M 37	2,57	2,50	0,74	0,41	-0,09	-0,04	3,47	0,74	0,15	1,29	0,42
M 38	2,12	2,20	0,73	0,40	-0,45	-0,18	3,71	0,72	-0,18	1,14	-0,32
M 39	1,75	1,70	0,72	0,38	-0,05	-0,02	3,83	0,68	0,10	1,14	0,25
M 40	1,76	1,80	0,66	0,29	-0,59	-0,17	5,81	0,56	-0,05	1,03	-0,23
M 41	1,85	1,85	0,73	0,39	0,02	0,01	5,79	0,62	0,15	1,18	0,42
<i>Localidad N° 31</i>											
M 17	2,45	2,40	0,68	0,31	0,27	0,08	3,83	0,68	0,28	2,65	0,69
M 18	2,06	2,10	0,74	0,41	-0,45	-0,18	5,35	0,66	0,00	1,14	-0,01
<i>Localidad N° 33</i>											
M 7	2,85	2,80	0,65	0,29	0,31	0,09	2,46				
M 8	0,90	0,80	0,63	0,23	2,24	0,56	11,46				
M 9	1,72	1,55	1,51	3,38	0,22	0,75	1,68				
M 10	2,13	2,25	1,17	1,60	-0,38	0,61	2,51				
M 11	1,64	1,70	0,92	0,78	0,13	0,10	3,21				

Se ha encontrado que:

a) La media phi presenta valores que oscilan entre 3,25 phi (0,108 mm) y 0,37 phi (0,790 mm), con una distribución más frecuente entre 2,80 phi (0,145 mm) y 1,30 phi (0,400 mm). La mediana (método gráfico) arroja a su vez valores phi que oscilan entre un máximo de 3,70 phi (0,78 mm) y un mínimo de 0,40 phi (0,780 mm), pero los valores más frecuentes se encuentran entre 2,60 phi (0,170 mm) y 1,50 phi (0,360 mm).

b) En un 50 % de los casos la mediana phi presenta valores ligeramente superiores a los de la media phi, un 44 % es de casos inversos y en el 6 % restante hay coincidencia entre ambas medidas.

c) Si bien el segundo momento y la desviación estándar (selección) presentan valores extremos que oscilan entre 0,33 y 1,33 la mayoría de las muestras tienen valores entre 0,35 y 0,96. En el cuadro IX se muestran los intervalos de selección propuestos por Friedman (1962) y la frecuencia de grados de las psamitas de la Formación Puelches; la mayoría corresponden a arenas moderadamente bien seleccionadas, ubicándose el resto en bien seleccionadas y moderadamente seleccionadas. Esta clasificación fue adoptada: por poseer más grados que otras propuestas (por ejemplo Folk y Ward, 1957), y por la implicancia genética que le da su autor (a consi-

derar en el capítulo correspondiente a ambiente de sedimentación).

d) El tercer momento arroja valores que oscilan entre -2,44 y 1,44 presentando la mayoría entre -0,83 y 0,90.

En cuanto a la asimetría (método gráfico) a pesar de que sus valores oscilan entre -0,72 y 0,92, la mayoría de las muestras son cercanamente simétricas

(comparar con histogramas) presentando una leve tendencia hacia los valores positivos (cuadro X).

e) El cuarto momento refleja la acuminación de la curva de frecuencia. Los valores de curtosis hallados por el método de los momentos oscilan entre 2,22 y 10,79 presentado la mayoría valores entre 2,57 y 6,91.

CUADRO IX

Grados de selección (Friedman 1962) aplicados a las arenas puelchenses

menor de	0,35	Muy bien seleccionada.....	2,2 %
	0,35-0,50	Bien seleccionada.....	23,7 »
	0,50-0,80	Moderadamente bien seleccionada	57,9 »
	0,80-1,40	Moderadamente seleccionada.....	15,3 »
	1,40-2,00	Pobrememente seleccionada	0,7 »
	2,00-2,60	Muy pobrememente seleccionada.....	—
mayor de	2,60	Extremadamente mal seleccionada	—

CUADRO X

Grados de asimetría (Folk y Ward 1957) aplicados a arenas puelchenses

-1,00 a -0,30	Muy negativa.....	3 %
-0,30 a -0,10	Negativo	18 »
-0,10 a 0,10	Cercanamente simétrica	45 »
0,10 a 0,30	Positiva.....	24 »
0,30 a 1,00	Muy positiva.....	10 »

IV. 3. 4. Comparación de medidas estadísticas entre sí

De la observación del cuadro VIII es posible extraer los siguientes resultados obtenidos al comparar las medidas de Friedman (momentos) con las de Folk y Ward:

a) Los valores del segundo momento y selección son *equivalentes* ya que las diferencias anotadas se hallan, frecuentemente entre 0,01 y 0,10.

b) El tercer momento muestra generalmente valores *absolutos mayores* que la medida gráfica correspondiente (asimetría), en varias muestras no hay concordancia en el signo que presentan los

dos valores. Esto posiblemente se deba a que en el cálculo de las medidas gráficas se consideran en forma ligera los puntos más extremos de la distribución —llamados “colas” de material grueso y material fino— y que son los responsables del signo que adquiere el valor de asimetría. En el cálculo de los momentos intervienen todos los individuos de la distribución, por lo que, *una tendencia al valor positivo o negativo insinuada en la medida de los cuartiles, resulta bien manifiesta al determinarse el tercer momento correspondiente.*

Considerando las tablas de valores de parámetros estadísticos que presentan Andreis (1965) y Hails y Hoyt (1969),

es posible observar — con respecto a las medidas aludidas — relaciones similares a las encontradas en nuestro trabajo para las psamitas puelchenses.

IV. 3. 5. Variaciones verticales de medidas estadísticas

Con el objeto de estudiar las distintas variaciones texturales que en forma vertical puedan presentar las muestras de arenas puelchenses, se representaron las medidas estadísticas de cada muestra al lado del correspondiente perfil columnar. Para cada muestra arenosa, representativa de un espesor dado, se graficaron los valores de tamaño máximo (porcentaje de 5 %), tamaño medio (mediana), segundo momento (selección) y tercer momento (asimetría) preferidos estos últimos por su mayor sensibilidad. Uniendo los puntos entre sí se ha podido observar que:

a) Algunos perfiles presentan una disminución de tamaño medio y máximo de granos de arena poco marcada, pero constante, hacia el techo de la formación; otros, dentro de un diseño aparentemente errático muestra también una tendencia similar. Como oportunamente se ha manifestado las muestras presentan, en general, hacia el techo de los perfiles un aumento de fracción pelítica y de granos gruesos de aglutinados pelíticos; estos cuerpos son los responsables del aumento de tamaño máximo de grano (corrimiento hacia los valores negativos phi con respecto a la escala superior) que a veces se observa en las muestras superiores de algunos perfiles, y casi siempre coincidiendo con un brusco aumento de valor phi de la mediana. También hay un desplazamiento de estos dos valores hacia la parte negativa de la escala, originados por las intercalaciones de psamitas de grano más grueso, con o sin material psefítico, que determina una cola de granos gruesos en la curva acumulativa correspondiente.

b) El segundo momento presenta escasas variaciones verticales.

VARIACION VERTICAL DE TAMAÑO MEDIO Y MAXIMO DE GRANO EN LOS SONDEOS ESTUDIADOS

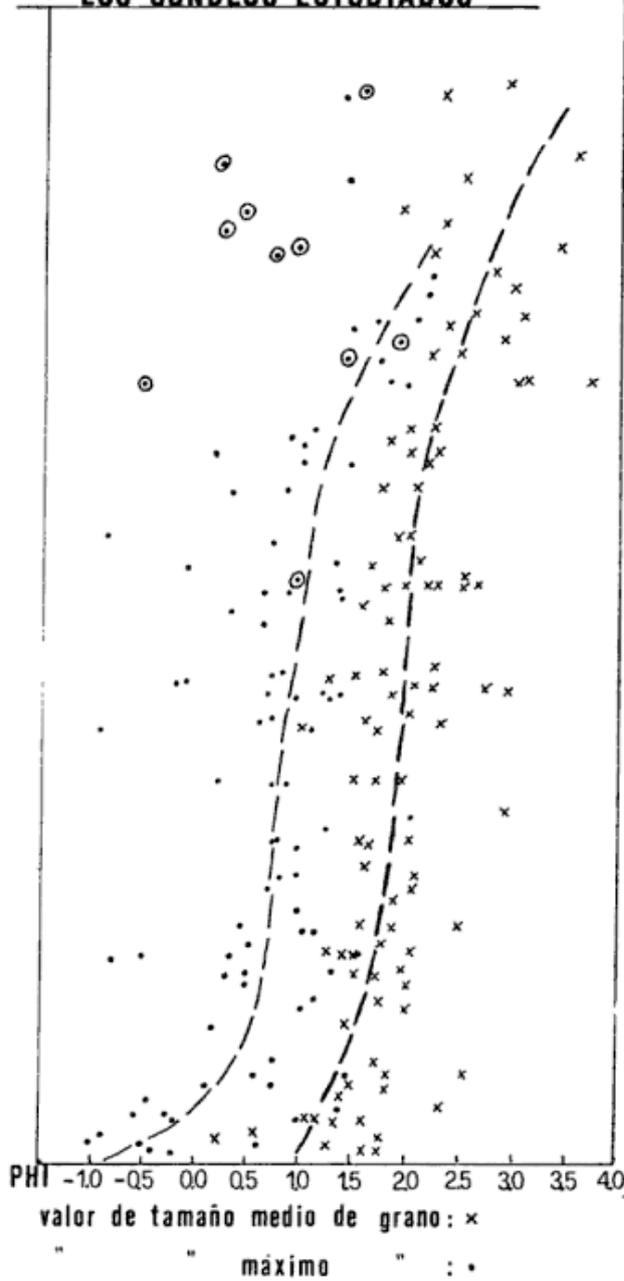


Figura 10

c) El tercer momento muestra marcados cambios dando un diseño en zig-zag.

d) El cuarto momento (curtosis) no se ha graficado pero considerando sus valores en el cuadro VIII vemos que si bien no hay una tendencia definida a presentar variaciones verticales se advierte que en algunas localidades las muestras superiores tienen valores más altos de curtosis que las inferiores.

MAPA ISOPLETICO DE TAMAÑO MEDIO DE ARENA

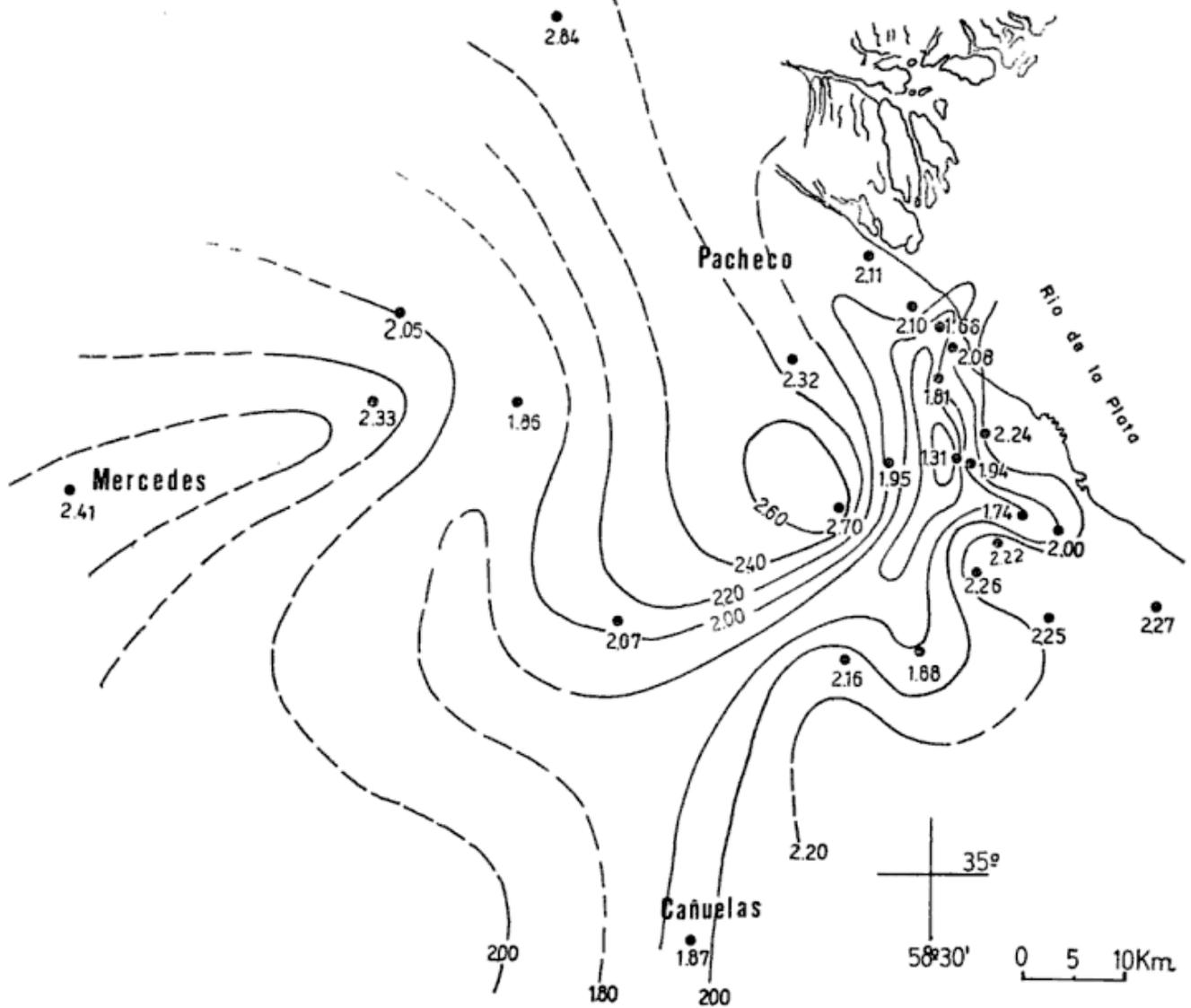


Figura 11

Considerando específicamente las variaciones verticales de tamaño de grano hemos representado en la figura 10 los valores de tamaño medio y tamaño máximo de grano de la totalidad de las muestras estudiadas. Estos valores se tomaron de los perfiles columnares respetándose su ubicación en los mismos. Se observa que el tamaño medio varía de aproximadamente 0,50 phi en la parte inferior de los perfiles a 3,50 phi en la parte superior. la máxima densidad de valores se encuentra entre 1,25 phi en la base a 3,00 phi en el techo.

El tamaño máximo de grano varía de -1,00 phi en la parte inferior a 2 phi

en la parte superior de los perfiles (es de aclarar que los puntos con círculos corresponden a muestras que contienen aglutinados pelíticos, no considerándose estos valores en la tendencia general).

Si bien los puntos están algo dispersos, la disminución del tamaño máximo de grano hacia el techo de los perfiles estudiados es evidente. El material psamítico más grueso, a pesar de que se lo encuentra también en niveles superiores, tiende a concentrarse en las partes inferiores de los perfiles.

Por último, mencionaremos que variaciones similares a la de nuestros perfiles hallaron: Nanz (1954) al estudiar

MAPA ISOPLETICO DE TAMAÑO MAXIMO DE ARENA

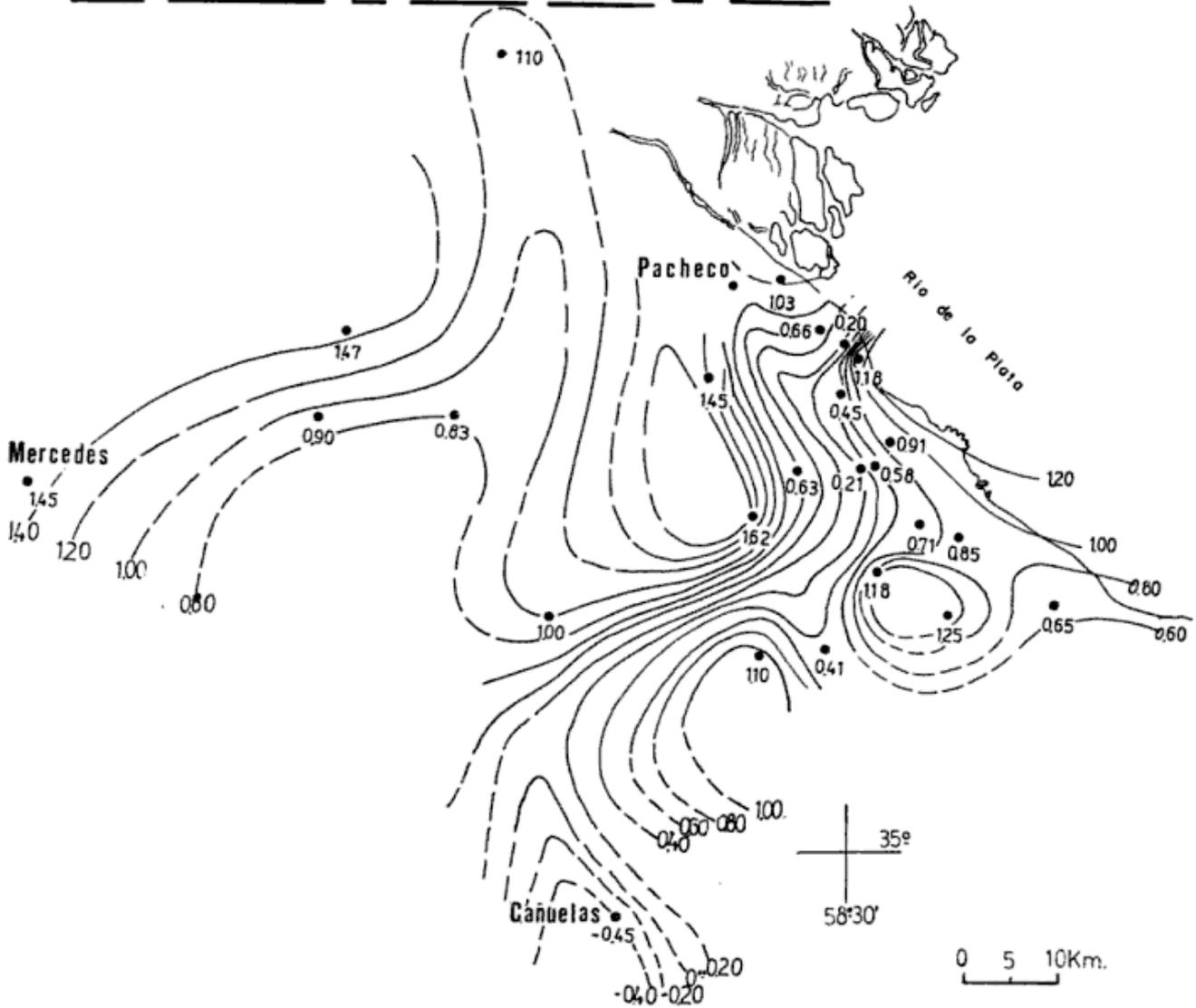


Figura 12

una arenisca oligocena de génesis deltaica por medio de muestras de sondeos, y también Schlee y Moench (1961) en la arenisca "Jackpile" de New Mexico considerada como originada en un sistema de canales fluviales.

IV. 3. 6. Variaciones areales de las medidas estadísticas.

A los efectos de poder investigar las variaciones texturales de nuestra formación en sentido areal, se han trazado mapas isopléticos de los distintos parámetros estadísticos. Para cada localidad se calculó la media aritmética de los valores de cada medida estadística.

El área considerada se extiende desde aproximadamente General Pacheco (al norte) a Cañuelas (al SSW), y desde Mercedes (al oeste) hasta el río de La Plata.

En la figura 11, que representa el mapa isoplético de tamaño medio de grano, queda evidenciada una zona ubicada al este, alargada, algo irregular, y que representa la característica de que el tamaño de grano aumenta hacia la parte interna de ésta (disminución de los valores promedio phi).

El mapa resultante de la representación de los valores promedio de tamaño máximo de grano para cada perfil es mostrado en la figura 12. La zona de

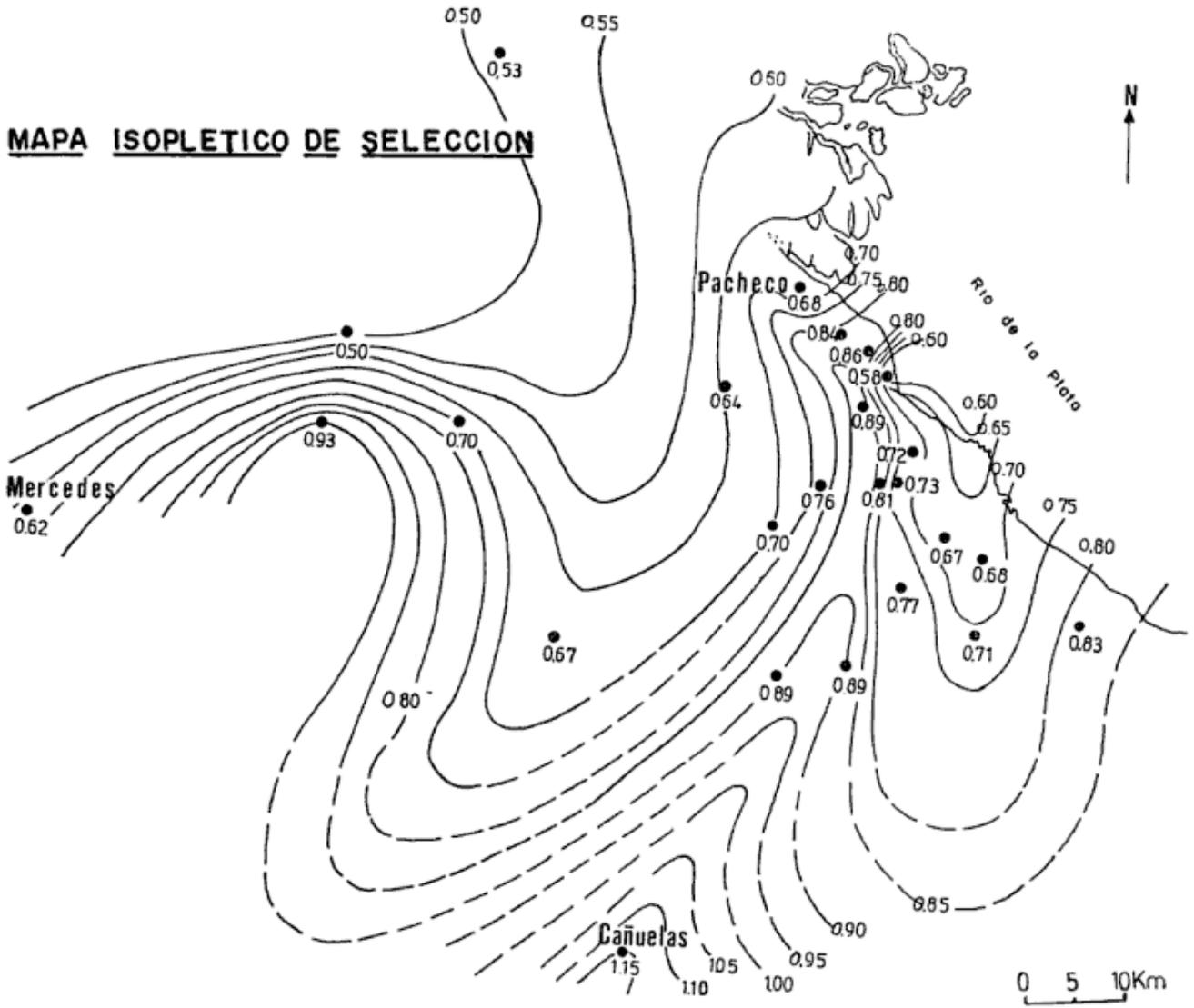


Figura 13

mayor tamaño medio de grano a que hicimos referencia en el mapa anterior se manifiesta notoriamente en el de tamaño máximo de arena, penetra desde el este para atravesar la ciudad de Buenos Aires dirigiéndose luego al sudoeste y al sur; secundariamente presenta varias entradas con valores phi menores. A su vez quedan zonas más reducidas que presentan menor tamaño máximo de grano (valores phi más altos). Hacia el oeste el tamaño máximo se hace menor.

En el mapa isoplético que se ha confeccionado con los valores de selección (fig. 13) se puede observar la presencia de una zona alargada, que penetra aproximadamente por V. López, cruza la ciu-

dad de Buenos Aires y se dirige al SSW hacia Cañuelas. Esta zona presenta hacia su parte interna un aumento de los valores phi, o sea que *disminuye la selección* de sus materiales arenosos.

La representación de los valores de asimetría (fig. 14) nos permite considerar dos zonas principales: una al este con asimetría por lo general negativa, otra al oeste con asimetría de signo positivo. La más variable es la primera presentando varios mínimos cerrados. La zona ya descrita de los mapas anteriores de mayor tamaño de grano y baja selección tiende a ubicarse más o menos concordantemente con esta zona alargada, que penetra por San Fernando - Olivos, pasa por la ciudad de Buenos Aires

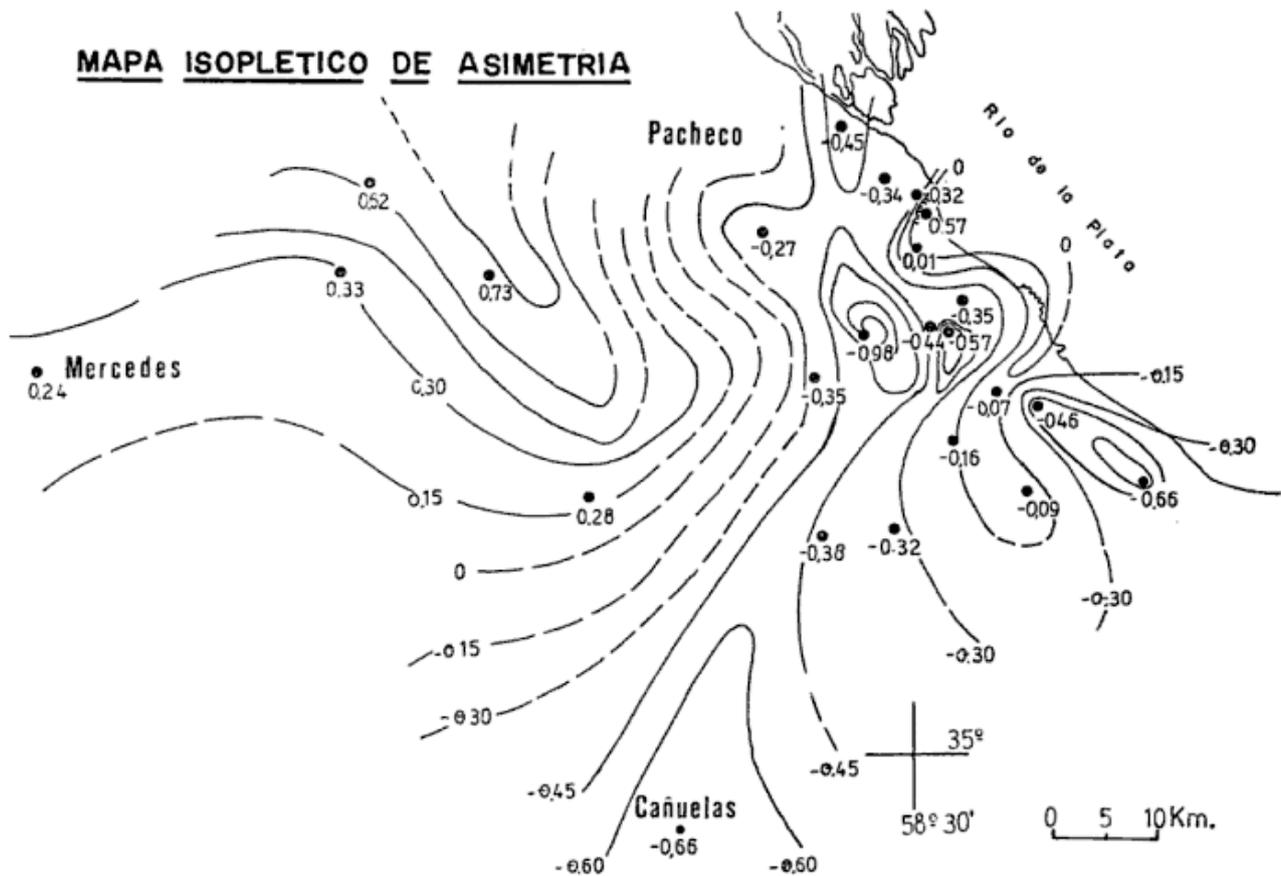


Figura 14

siguiendo al SSW en dirección a Cañuelas, y que presenta máxima asimetría negativa.

Es de destacar que las condiciones que se presentan en esa zona alargada que penetra por el nordeste y se dirige al sudoeste, estaría dada por la presencia de *un canal o canales*. Estos cuerpos serían los responsables del *aumento de tamaño de grano, la disminución de la selección general* (por la mezcla de tamaños de individuos) y *de la asimetría general negativa* (dada por la influencia de los granos más gruesos en el signo de la distribución de frecuencia).

IV. 4. ANÁLISIS AMBIENTAL UTILIZANDO MEDIDAS ESTADÍSTICAS

IV. 4. 1. Introducción

Varios han sido los intentos realizados hasta el presente para distinguir arenas depositadas en distintos ambientes de se-

dimentación, mediante mediciones efectuadas sobre tamaño medio, selección y otras propiedades de la distribución de frecuencia de tamaño de grano. Si bien estos métodos se vienen aplicando desde hace muchos años (Udden en 1914 fue uno de los primeros en realizar ciertos intentos), es en estos últimos 14 años que debido a la aparición de algunos ensayos bastante promisorios, han alcanzado cierta importancia. Entre estos trabajos podemos considerar principalmente los de Folk y Ward (1957), Folk y Mason (1958) y Friedman (1961 y 1967). En este último trabajo el autor, además de representar las relaciones entre los momentos de cada distribución de frecuencia, emplea relaciones entre medidas estadísticas obtenidas gráficamente a partir de la lectura de porcentiles sobre la curva acumulativa (fórmulas propuestas por Folk y Ward en 1957); relaciona también valores obtenidos con fórmulas gráficas simples con

el objeto de "asignar a las colas de la distribución la importancia que ellas merecen en el análisis ambiental". Además, Friedman (1967) encuentra que sólo entre 5 % y 13 % de las arenas de playa y fluviales estudiadas caen en un campo estadístico que no les corresponde. Por lo tanto se refuerza la idea de que las medidas estadísticas texturales y sus combinaciones permiten, en general, separar arenas de playa de arenas fluviales.

IV. 4. 2. Estudio ambiental de la Formación Puelches

En nuestro trabajo hemos ubicado los valores de las medidas estadísticas obtenidas para las muestras de arenas puelchenses, en algunos diagramas propuestos por Friedman (1967) para diferenciar entre arenas de playa y arenas fluviales; además se ubicaron valores estadísticos en el diagrama de Friedman (1961) que permitiría separar arenas

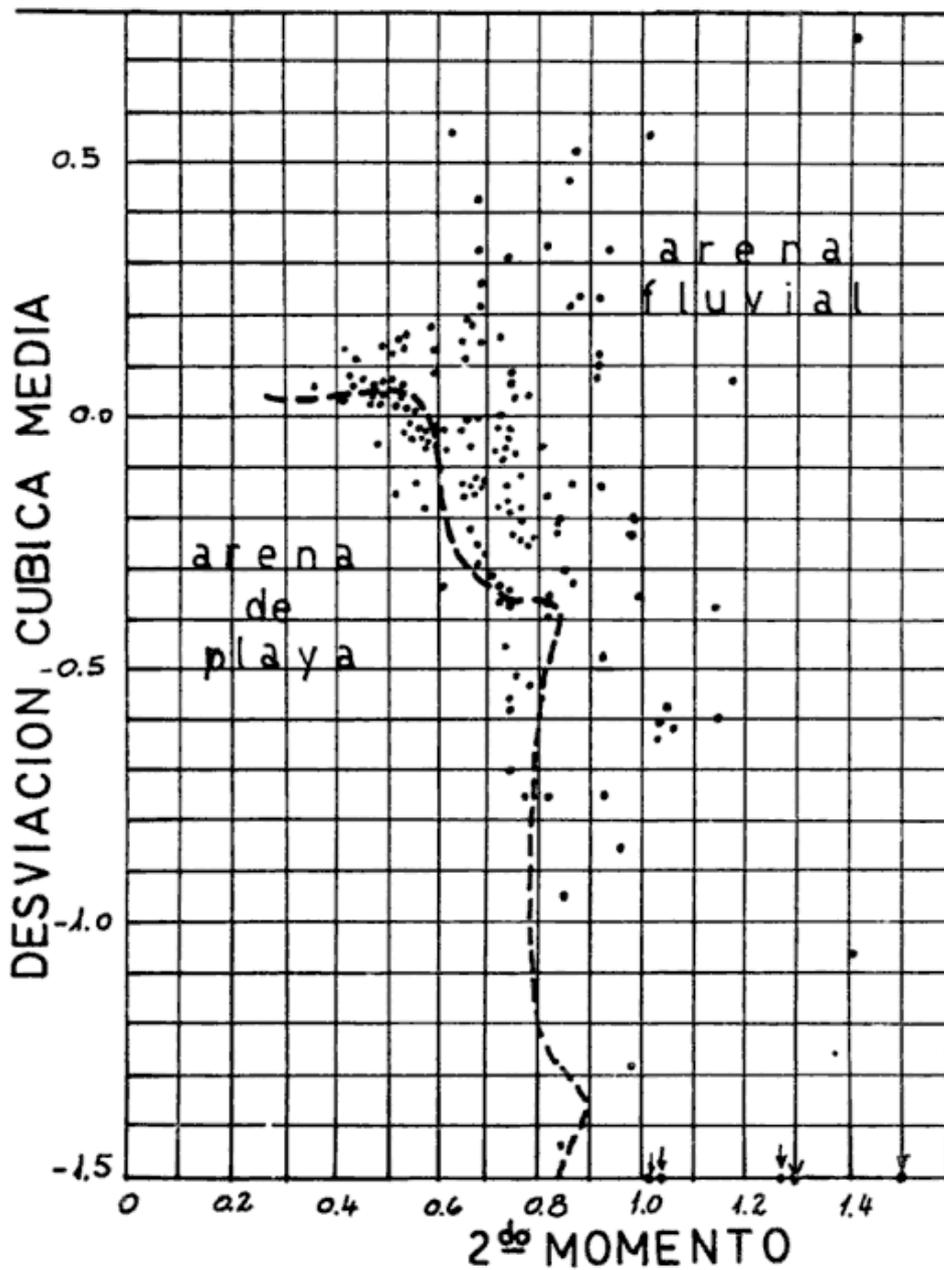


Figura 15

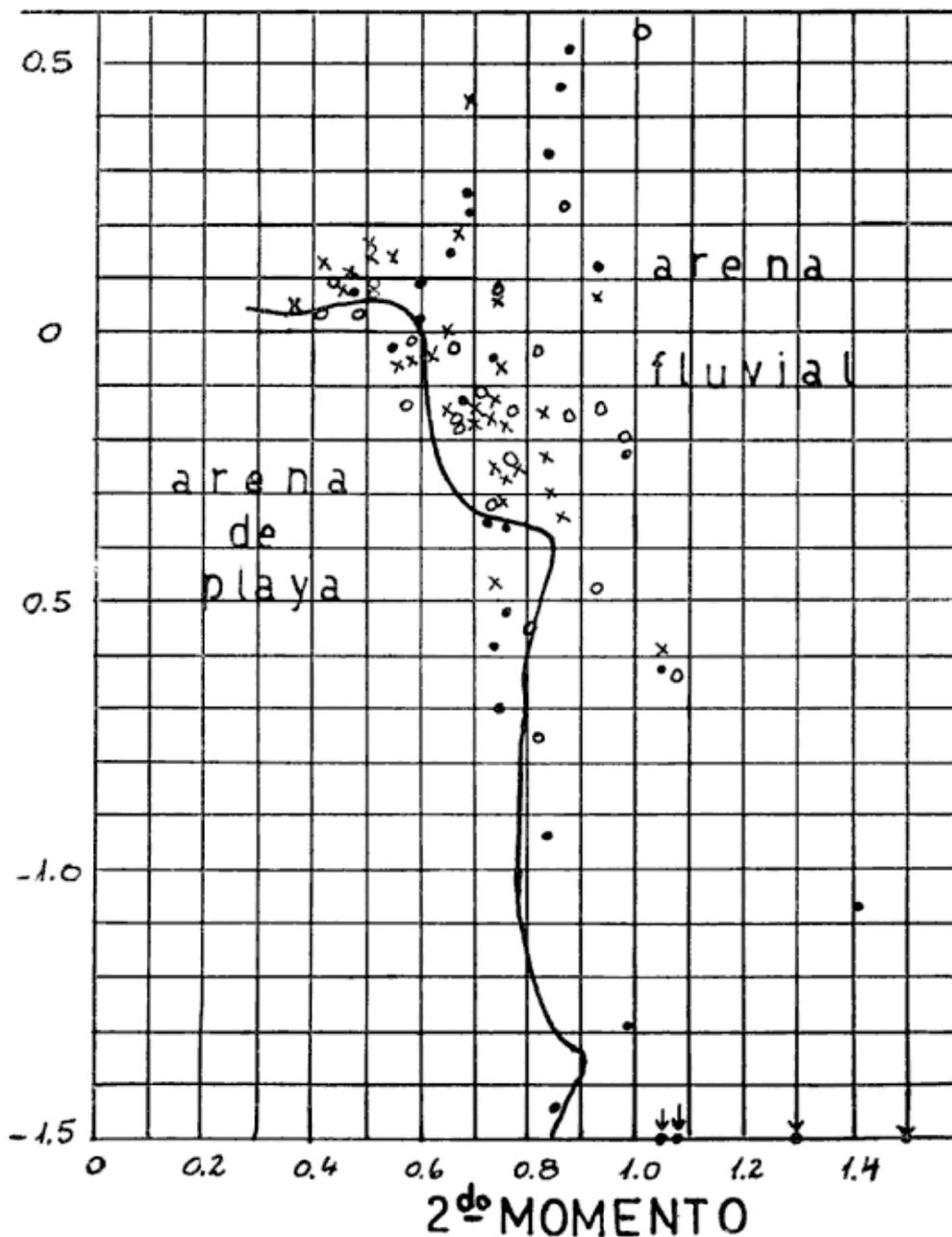


Figura 16

eólicas de arenas fluviales. Hemos considerado a la fracción pelítica como 4,25 phi siguiendo así el criterio de Friedman (1961), de todos modos el valor que se le asigne a la fracción pelítica no influye mayormente en la determinación ambiental (Friedman, 1967).

En primer lugar consideraremos el diagrama resultante de comparar la *desviación cúbica media* con el *segundo momento* de arenas fluviales y arenas de playa. De acuerdo a lo encontrado

por Friedman (1967) —en base a lo cual trazó el posible límite de campos (fig. 15) — se observa que las arenas de playa presentan una mejor selección que las fluviales, siendo esta medida esencial en la diferenciación y quizás más importante que la asimetría. Las arenas fluviales mejor seleccionadas tenderían a valores de asimetría positivo en tanto que las de playa con un coeficiente de selección semejante serían negativas. La ubicación en el diagrama de Friedman (1967) de las medidas estadísticas ya

mencionadas de las arenas puelchenses se presentan en la figura 15. Al igual que lo ha hecho aquel autor, se puede observar que hay una tendencia general a que las muestras, cuanto *mayor selección* presenten, más cerca del *valor cero estará su asimetría* (desviación cúbica media), es decir que la distribución se hace casi simétrica. A la inversa, al disminuir la selección las muestras tienden a adquirir mayores valores de asimetría. Esto posiblemente se deba a la influencia de los extremos finos y gruesos ("colas") de la distribución que gobiernan el grado y signo de la asimetría y, al mismo tiempo, influirían sobre la selección más activamente de lo que a veces suele considerarse. En este diagrama la mayoría de las muestras (80 %) caen en el sector de las arenas fluviales. En la figura 16 se contrastaron

las mismas medidas estadísticas anteriores aunque discriminando las muestras según su ubicación en el subsuelo. Es de aclarar que la elección de las distintas partes de los perfiles se ha hecho en forma arbitraria y con el solo objeto de investigar alguna tendencia que pueda ser significativa en la interpretación ambiental. Como se observa en la figura correspondiente, los símbolos utilizados caen indistintamente en ambos campos sin que pueda advertirse tendencia alguna.

También hemos ubicado las muestras de nuestra formación en el diagrama que resulta de comparar la *desviación cúbica media* con la *desviación estándar cúbica*, observando que el 77 % de las muestras caen en el campo de las arenas fluviales. En el gráfico que resulta de comparar el *segundo momento vs. ter-*

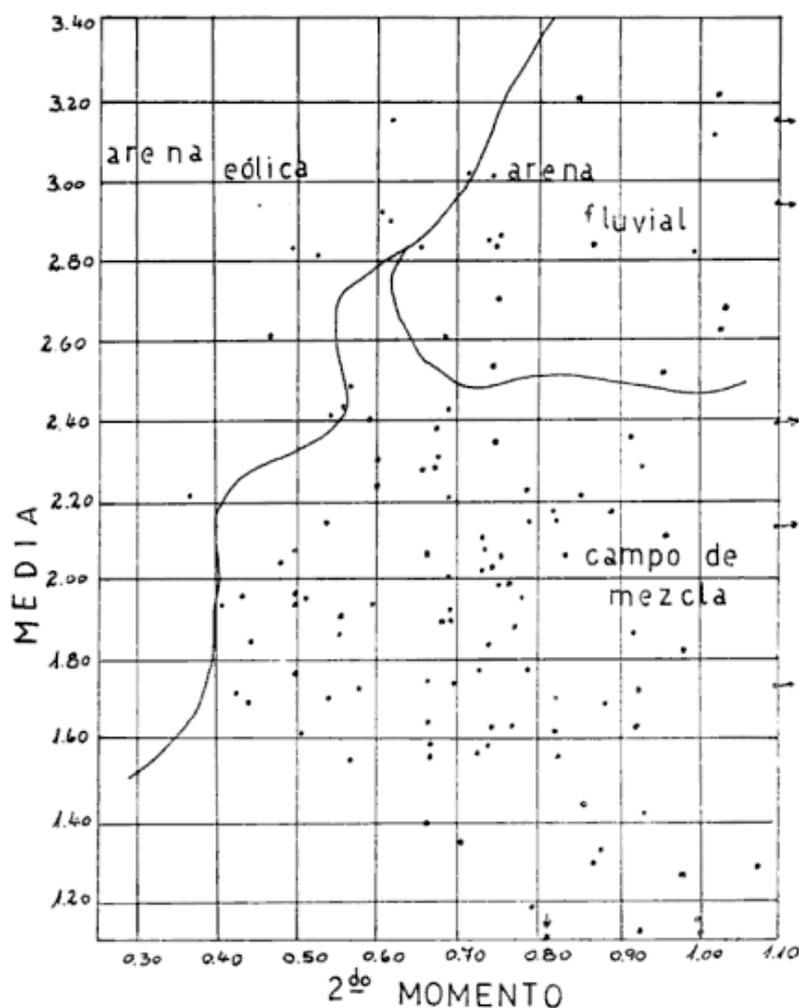


Figura 17

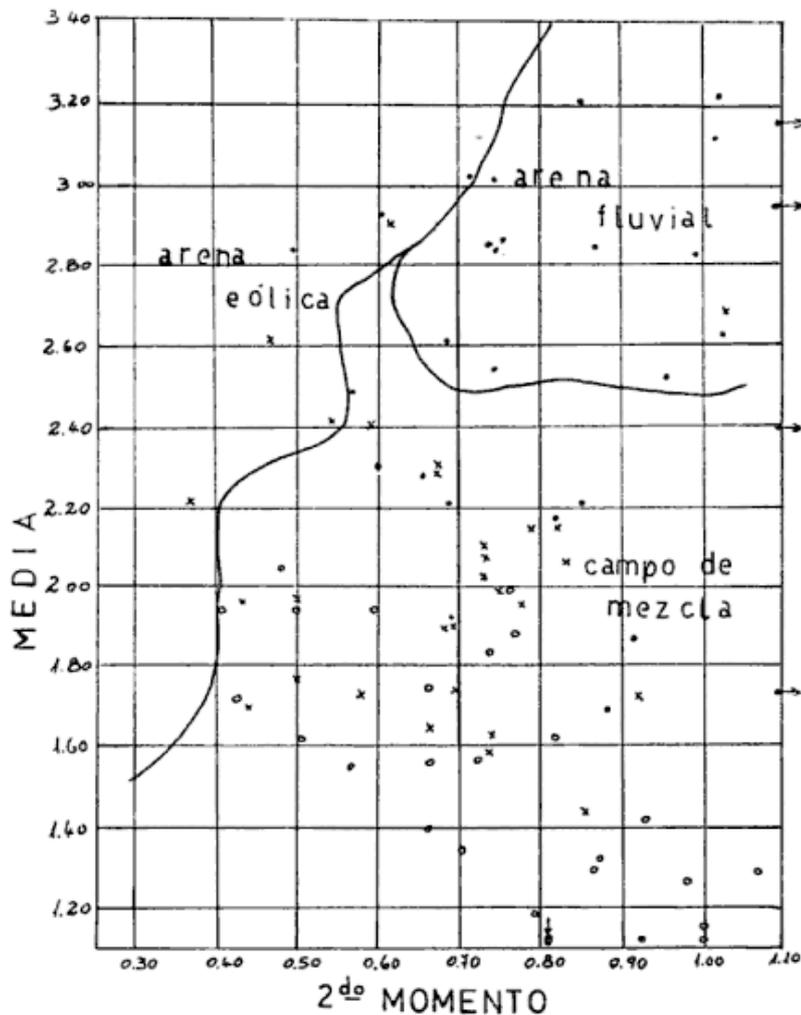


Figura 18

cer momento se determina que el 62 % de los puntos caen en el campo fluvial. En las representaciones correspondientes a la comparación entre las medidas estadísticas obtenidas con el método gráfico (Friedman, 1967) hemos obtenido los siguientes resultados: *asimetría* (SK_1) vs. *desviación estándar* (σ_1) el 64 % de las muestras caen en el sector de las arenas fluviales; en el diagrama de *asimetría simple* vs. *selección simple* el 80 % de los puntos se ubican en el campo fluvial. La representación con círculos, puntos y cruces, en los diagramas mencionados, no ha permitido observar tendencia definida alguna a la ubicación preferencial en algún campo.

También hemos considerado el diagrama propuesto por Friedman (1961) para arenas fluviales y arenas eólicas; como es posible observar en la figu-

ra 17, el 76 % de los puntos caen en el denominado campo de mezcla, el 15 % en el sector fluvial, y en el campo de las arenas eólicas el 8,5 %. Vemos que el 89 % de las muestras estudiadas presentan un valor de segundo momento (selección) mayor de 0,50; este valor separa, según Friedman (1961), las arenas fluviales de aquellas de origen eólico (que presentan coeficientes de selección menores de 0,50). Por lo tanto, según este diagrama las muestras de arenas puelchenses corresponderían, en su gran mayoría, a arenas fluviales.

La representación con puntos, círculos y cruces (fig. 18) permite observar que dentro del campo fluvial sólo hay muestras provenientes de la parte superior de los perfiles mientras que las muestras de la parte inferior de los mismos se concentran en el campo de mezcla.

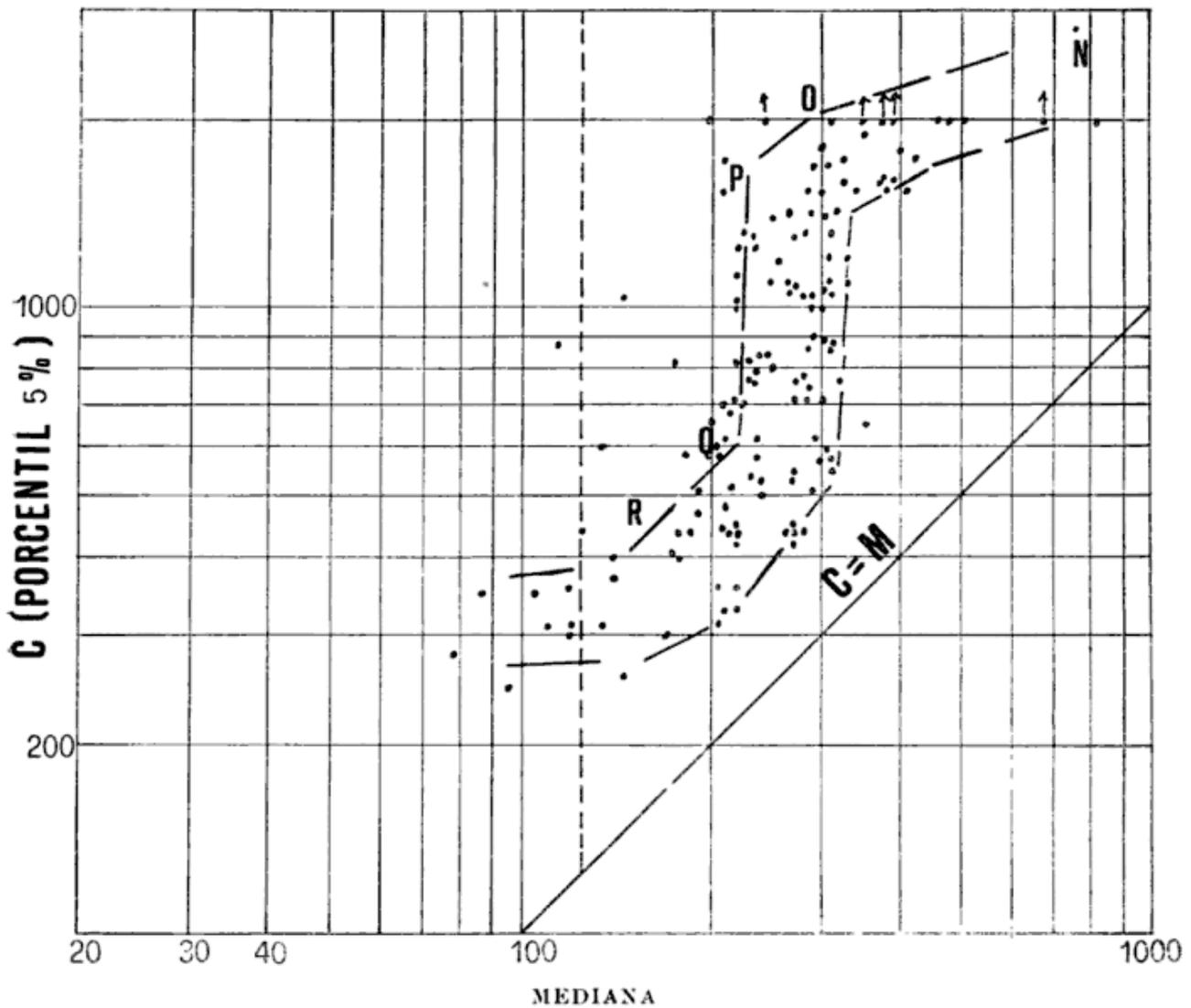


Figura 19

Estas disposiciones se deben a la diferencia de tamaño de grano entre las arenas del “piso” y las del “techo” de la Formación Puelches.

De limitado valor por su generalización es la clasificación genética que en 1962 propone Friedman. Esta clasificación se basa en la selección de las arenas y en el tamaño medio de grano. En el cuadro IX se observa que la mayoría de las muestras de arenas puelchenses presentan valores de selección entre 0,50 y 0,80 por lo que corresponderían principalmente a arenas de ríos y en menor proporción puede haber arenas de playa con dunas continentales.

Si bien se considera que los diagramas tipo CM sólo son determinantes de mecanismos de transporte (Passega,

1964) estimamos interesante, para comparar con estudios futuros, aplicar este tipo de representación a las arenas puelchenses. En la figura 19 es posible observar que el diseño de todos los puntos responde, en forma patente a depósitos de *corrientes de tracción*. El segmento PQ — de gran desarrollo dentro del diagrama — representa a materiales psamíticos transportados en suspensión gradada con una pequeña cantidad de granos adicionales por rodamiento, ésto afecta el máximo tamaño de grano (C) sin que varíe mucho el tamaño medio (M). El segmento QR (con material transportado por suspensión gradada) representa generalmente a los sedimentos mejor seleccionados (al menos en su mitad más gruesa).

IV. 5. Conclusiones

Podemos concluir que los diagramas más efectivos en la separación de las muestras de arenas puelchenses han sido los que comparan la *desviación cúbica media* con el *segundo momento, selección simple* vs. *asimetría simple* y *desviación cúbica media* vs. *desviación estándar cúbica*. De acuerdo con los resultados aquí alcanzados, los diagramas que comparan medidas estadísticas obtenidas con el método de los momentos tienen la *misma efectividad* que aquellos que utilizan medidas obtenidas con el método gráfico.

Desde el momento que entre un 5 % y 13 % de las muestras pueden caer en un campo que no les corresponde y teniendo en cuenta, además, los posibles errores en la determinación de las características texturales de algunas muestras de arenas puelchenses (por mezcla de poblaciones, etc.) podemos considerar que, de acuerdo al método de análisis del tamaño de grano, las arenas puelchenses *responden a un origen fluvial*.

Teniendo en cuenta también las comparaciones efectuadas en las variaciones verticales de medidas estadísticas con las conclusiones alcanzadas por otros autores, y en base a los mapas de variaciones areales, podemos considerar que: *la Formación Puelches ha tenido su origen en un vasto sistema de canales fluviales, ubicados algunos a diferentes niveles dentro de la unidad*. Hay una zona alargada, que pasa por el centro geográfico de la ciudad de Buenos Aires, en la cual han predominado los canales principales (muestras con mayor tamaño de grano) durante casi todo el tiempo de deposición de la Formación Puelches. Especialmente en esa zona se insinúa un *espeso cuerpo sedimentario, con secciones transversales plano-convexas y biconvexas, asimetría general negativa y en conjunto baja selección*. Hay zonas cerradas que presentan menor tamaño de arena y que marcarían sectores de energía más baja que la que imperaba en los canales principales. En base a los distin-

tos perfiles litológicos podemos inferir que las distintas intercalaciones pelíticas correspondieron a depósitos de plano aluvial (o sea un ambiente de baja energía), alternado con depósitos arenosos, a veces con grava, que marcarían los antiguos canales (principales y secundarios). Los perfiles en que predomina el material pelítico representarían a zonas en las que a través del tiempo sólo persistieron planicies de inundación. Siguiendo a Schlee y Moench (*op. cit.*) se podría inferir, además, que debido a las tendencias definidas que se observan en el comportamiento de las medidas estadísticas (variaciones verticales y areales) los procesos *agradacionales fueron dominantes*, y escasa la erosión y el retrabajamiento a distintos niveles.

V. ANALISIS MINERALOGICO DE LAS PSAMITAS

V. 1. ESTUDIO MICROSCÓPICO DE LAS ARENAS PUELCHENSES

V. 1. 1. *Método de estudio*

En este trabajo hemos tratado de establecer cuantitativamente las características mineralógicas de las psamitas puelchenses y determinar las variaciones areales y verticales en la frecuencia de los minerales. Asimismo se examinó la naturaleza de las asociaciones minerales encontradas a fin de determinar las posibles áreas de procedencia de los materiales puelchenses.

Las muestras fueron sometidas a una separación bromofórmica, y sobre un total de 58 de las mismas, correspondientes a 12 perforaciones, se examinó microscópicamente la fracción de 88 micrones.

V. 1. 2. *Morfología de los granos*

De acuerdo a la escala propuesta por Powers (1953), sobre 50 granos de cuarzo de la fracción 88 micrones de cada

muestra se determinaron los valores de redondez, los cuales, para esa fracción, oscilan principalmente entre 0,40 y 0,50, es decir predominan los individuos subredondeados.

En base al método visual propuesto por Rittenhouse en 1943, se determinaron los valores de esfericidad, en forma

bidimensional, de 50 granos de cuarzo por muestra en la fracción de 88 micrones. Los mismos se mantienen principalmente entre 0,80 y 0,83.

Es de destacar que no se ha observado tendencia a que estos valores de esfericidad y redondez varíen areal o verticalmente.

CUADRO XI
Porcentajes de minerales livianos

	Cuarzo ext. ondulante	Cuarzo normal	Cuarzo policristalino	Ortoclasa	Microclino	Plagioclasa	Litoclastos	Alteritas	Vidrio	Calcita	Espículas
<i>Localidad N° 1</i>											
57-58 m	77	—	3	4	—	—	6	—	—	10	—
59-60 m	88	1	1	2	—	—	6	1	—	1	—
61-62 m	92	—	1	1	1	—	2	—	3	—	—
63-64 m	85	—	5	1	1	2	5	—	—	1	—
65-66 m	88	2	4	2	—	—	4	—	—	—	—
67-68 m	92	—	4	1	1	—	2	—	—	—	—
69-70 m	87	3	3	1	—	3	2	1	—	—	—
70-71 m	90	—	6	3	—	—	1	—	—	—	—
72-73 m	87	2	2	4	1	1	3	—	—	—	—
<i>Localidad N° 2</i>											
M 11	83	—	2	4	—	—	9	—	2	—	—
M 13	87	—	3	1	—	2	5	—	1	—	—
M 15	86	3	5	1	—	4	—	—	—	—	—
<i>Localidad N° 5</i>											
M 17	82	3	9	2	—	—	4	—	—	—	—
M 18	80	4	4	3	3	4	2	—	—	—	—
M 19	94	—	1	1	2	2	—	—	—	—	—
M 20	91	—	4	2	2	1	—	—	—	—	—
M 23	91	1	4	1	3	—	—	—	—	—	—
M 24	93	2	2	1	1	1	—	—	—	—	—
M 25	89	—	7	3	—	2	—	—	—	—	—
M 26-27-28	85	1	5	1	7	1	—	—	—	—	—

CUADRO XI (Cont.)

	Cuarzo ext. ondulante	Cuarzo nor- mal	Cuarzo poli- cristalino	Ortoclasa	Microclino	Plagioclasa	Litoclastos	Alteritas	Vidrio	Calcita	Espículas
<i>Localidad N° 7</i>											
M 14	77	—	2	—	2	1	17	—	—	—	1
M 19	85	—	1	—	3	1	10	—	—	—	—
M 20	89	3	1	—	2	2	3	—	—	—	—
M 21	92	—	4	2	—	1	1	—	—	—	—
M 22	89	2	2	1	2	1	3	—	—	—	—
M 23	90	1	1	—	1	3	4	—	—	—	—
<i>Localidad N° 13</i>											
M 22	91	1	1	—	2	1	1	—	—	—	—
M 24	89	—	7	1	1	—	1	1	—	—	—
M 26	87	4	2	1	—	2	4	—	—	—	—
M 28	83	—	4	1	1	2	7	2	—	—	—
<i>Localidad N° 14</i>											
M 15	90	1	3	1	4	1	—	—	—	—	—
M 16	89	1	5	2	1	2	—	—	—	—	—
M 17	84	2	1	4	4	2	3	—	—	—	—
M 18	89	—	7	2	2	—	—	—	—	—	—
M 21	82	1	3	1	8	2	3	—	—	—	—
M 23	90	—	1	—	5	—	4	—	—	—	—
<i>Localidad N° 16</i>											
M 14	87	1	4	1	3	1	3	—	—	—	—
M 15	90	1	4	—	1	1	3	—	—	—	—
M 16	96	—	—	—	1	1	2	—	—	—	—
M 17	94	2	2	—	1	—	1	—	—	—	—
<i>Localidad N° 17</i>											
M 62	47	—	2	3	1	3	4	—	—	—	—
M 76	87	1	4	1	1	1	4	—	—	—	—

CUADRO XI (Cont.)

	Cuarzo ext. ondulante	Cuarzo nor- mal	Cuarzo poli- cristalino	Ortoclasa	Microclino	Plagioclasa	Litoclastos	Alteritas	Vidrio	Calcita	Espículas
<i>Localidad N° 28</i>											
M 13	89	1	3	—	1	2	4	—	—	—	—
M 14	88	2	3	1	—	2	3	1	—	—	—
M 16	85	2	5	2	1	2	3	—	—	—	—
<i>Localidad N° 29</i>											
M 13	90	—	2	2	2	1	3	—	—	—	—
M 14	91	—	2	1	3	1	2	—	—	—	—
<i>Localidad N° 30</i>											
M 36	90	—	3	3	—	—	3	1	—	—	—
M 37	95	—	2	—	—	1	2	—	—	—	—
M 38	90	1	5	2	—	1	—	1	—	—	—
M 39	91	1	3	2	1	1	1	—	—	—	—
M 40	83	—	6	3	—	2	6	—	—	—	—
M 41	81	—	5	3	—	—	10	1	—	—	—
<i>Localidad N° 33</i>											
M 6	82	1	1	2	2	3	5	—	3	—	—
M 7	89	1	4	—	1	2	2	—	—	—	—
M 8	72	—	3	3	1	4	13	—	2	—	—
M 9	59	—	1	1	1	8	28	—	1	—	—
M 10	69	—	2	2	1	9	16	1	—	—	—
M 11	71	1	1	1	1	16	9	—	—	—	—
<i>Localidad N° 32</i>											
(Andreis 1969)	67		7	8	6	4	3	—	—	—	—

V. 1. 3. *Minerales livianos*

Constituyen entre el 95 % y 99 % (porcentajes en peso) del total de las fracciones de 88 micrones de las muestras. A continuación se describirán las características de cada mineral.

Cuarzo: es el mineral más abundante presentando generalmente proporciones que oscilan entre 87 % y 93 % del total de los minerales livianos (cuadro XI). Predominantemente presentan extinción ondulante de carácter débil (de acuerdo con el criterio propuesto por Blatt y Christie, 1963). Las inclusiones son muy frecuentes, predominando las de tipo fluido que pueden o no presentar cierta orientación; por su parte las inclusiones sólidas, menos comunes, corresponden a acículas de rutilo, prismas de zircon, turmalina, apatita y hornblenda, granos de magnetita, laminillas de clorita y rara vez cristales de sillimanita. En algunos casos se presentan granos de cuarzo con crecimiento secundario, que se hallan a su vez redondeados.

Se ha observado que de 3 % a 6 % de los granos presenta un velo de carácter hematítico.

Por su parte el escaso cuarzo policristalino se presenta en forma de mosaicos pequeños con contactos intergranulares difusos o a veces suturales. Esta fracción de 88 micrones, y a la inversa de las fracciones pefíticas, muestra un porcentaje despreciable de calcedonia.

Feldespatos: constituyen frecuentemente entre 3 % y 6 % de los minerales livianos. En general las plagioclasas se encuentran en cantidades subordinadas con respecto a los feldespatos potásicos, siendo la relación promedio más frecuente de 1/3.

A) **Feldespatos potásicos:** representados por ortoclasa y microclino. En su mayoría aparecen como granos subredondeados a redondeados, de hábito tabular, generalmente límpidos aunque a veces presentan una cierta alteración alofánica. Suelen contener inclusiones

fluidas y a veces regulares (apatita, etcétera).

B) **Plagioclasa:** determinada por el método de la extinción simétrica se encontraron dos tipos definidos: oligoclasa con valores extremos que oscilan entre An 12 y An 30 (con un neto predominio de las variedades más ricas en sodio) y andesina (An 38) a veces con estructuras zonales generalmente de tipo normal; este último tipo sólo fue encontrado en la perforación Monte Veloz y acompañado de la oligoclasa. Los granos están generalmente subredondeados y redondeados presentando maclas según la ley albita y más raramente con la combinación Carlsbad - albita. En general se presentan límpidos.

Litoclastos: Se trata frecuentemente de limolitas cuarzosas y arcilitas con frecuente pigmentación de óxido de hierro que les confiere tonalidades castaño rojizas.

Alteritas: individuos cuya identificación es muy difícil y que a luz reflejada presentan coloración amarillenta y castaño rojiza.

Vidrio: de presencia esporádica en las muestras, soliendo presentarse especialmente en las secciones superiores de algunas localidades. Es de carácter ácido, incoloro, con formas de trizas subangulosas y se halla fresco o parcialmente alterado en montmorillonita.

Calcita: incolora, se presenta como granos únicos, o como agregados que irradian de un centro de cristalización. En general son euedrales, sin signos de haber sufrido transporte. Este material es autígeno.

V. 1. 4. *Minerales pesados*

La frecuencia en peso, dentro de la fracción de 88 micrones, oscila aproximadamente entre 1 y 4 %. A continuación se describen las especies minerales encontradas y sus características esenciales.

CUADRO XI a
Porcentajes de minerales pesados

	Opacos	Piractita	Zoisita-clinozoisita	Turnalina	Granate	Rutilo	Estaurolita	Cianita	Sillimanita	Zircón	Hornblenda	Tremolita-actinolita	Micas	Monacita	Hipersteno	Titanita	Litoclastos	Alteritas	Wollastonita	Augita
	<i>Localidad N° 1</i>																			
57-58 m	73,0	5,3	0,7	5,3	2,7	2,7	2,3	3,0	0,3	4,3	0,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
59-60 m	71,6	5,3	1,0	6,6	3,6	2,6	2,0	1,0	0,3	3,6	0,3	0,3	—	—	0,6	0,6	—	—	0,3	—
61-62 m	68,3	6,0	0,7	8,0	3,3	1,6	3,6	2,0	0,3	5,0	0,3	—	—	—	—	1,0	—	—	—	—
63-64 m	73,3	6,3	0,7	5,3	2,0	3,0	4,0	2,7	0,3	2,0	—	—	—	—	—	0,3	—	—	—	—
65-66 m	69,7	10,3	0,7	3,7	2,7	2,0	4,3	3,7	0,3	1,3	0,3	0,7	—	—	0,3	—	—	—	—	—
67-68 m	72,3	3,3	1,0	4,7	3,0	2,3	5,3	4,0	0,3	2,7	0,7	—	—	0,3	—	—	—	—	—	—
69-70 m	74,3	4,3	0,3	5,7	2,0	2,7	3,0	1,7	0,6	3,3	0,6	1,0	—	0,3	—	—	—	—	—	—
70-71 m	81,3	4,0	0,3	2,7	3,3	1,3	3,0	0,7	0,3	2,7	—	0,3	—	—	—	—	—	—	—	—
72-73 m	81,0	3,3	0,3	1,0	1,7	1,3	2,3	0,7	0,3	4,7	—	—	0,3	—	—	—	—	—	—	—
	<i>Localidad N° 2</i>																			
M 11	71,7	6,3	0,3	4,3	4,3	2,7	3,3	2,0	0,3	3,7	1,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—
M 13	79,7	2,7	0,7	2,7	3,3	1,7	2,3	2,7	0,7	3,3	0,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
M 15	76,2	2,4	0,8	2,4	4,0	0,8	4,8	5,2	—	2,0	0,4	0,4	—	—	0,4	—	—	—	—	0,4
	<i>Localidad N° 5</i>																			
M 17	75,0	2,3	—	5,0	2,7	1,3	5,3	3,7	—	4,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3
M 18	77,3	3,7	—	5,3	2,3	2,3	4,0	2,0	0,3	2,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
M 19	76,0	6,3	0,7	0,7	3,3	4,0	3,0	1,7	—	4,0	—	—	—	—	—	0,3	—	—	—	—
M 20	76,7	7,7	—	6,0	2,0	2,3	2,7	0,7	0,3	1,0	0,3	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3
M 23	66,7	9,0	0,7	6,7	4,0	2,0	4,7	3,0	—	2,3	0,3	0,7	—	—	—	—	—	—	—	—
M 24	77,3	7,7	—	2,7	3,0	2,7	0,7	2,0	0,3	2,3	1,0	0,3	—	—	—	—	—	—	—	—
M 25	76,7	6,6	0,8	2,3	3,1	3,1	3,5	2,3	—	1,0	—	—	—	—	0,4	—	—	—	—	—

CUADRO XI a (Cont.)

	Opacos	Pistacita	Zoistacilino-zoista	Turmalina	Granate	Rutilo	Estaurolita	Cianita	Sillimanita	Zircón	Hornblenda	Tremolita-acinolita	Micas	Monacita	Hipersteno	Tiranita	Litochastos	Alteritas	Wollastonita	Angita
	<i>Localidad N° 29</i>																			
M 13	78,3	7,0	—	3,7	2,0	1,7	3,0	1,7	0,3	2,0	0,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
M 14	74,3	5,3	0,3	6,3	2,0	3,3	2,0	2,3	0,3	2,3	—	0,3	1,0	—	—	—	—	—	—	—
	<i>Localidad N° 30</i>																			
M 36	73,7	4,3	1,3	6,7	2,3	1,0	2,3	6,7	—	0,3	0,3	0,3	—	—	—	0,7	—	—	—	—
M 37	80,0	4,0	1,3	3,0	0,3	2,0	3,3	3,7	—	1,3	0,3	0,3	—	—	—	0,3	—	—	—	—
M 38	84,7	2,3	—	1,3	1,3	2,7	2,7	1,7	—	2,7	—	—	—	—	—	0,7	—	—	—	—
M 39	84,7	0,7	0,3	3,7	0,7	1,7	3,3	2,3	—	2,3	0,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
M 40	87,3	2,3	0,3	0,3	0,7	1,0	2,7	2,0	—	2,7	0,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—
M 41	88,0	1,7	—	3,0	—	0,7	1,0	1,3	—	4,0	—	—	0,3	—	—	—	—	—	—	—
	<i>Localidad N° 32</i>																			
(Andreis 1969)	67,0	4,5	1,2	1,8	4,0	2,8	2,0	1,6	0,4	8,2	2,4	—	0,2	—	0,8	0,2	0,2	—	—	0,2
	<i>Localidad N° 33</i>																			
M 6	58,5	9,3	0,8	12,6	1,6	1,2	4,8	4,1	—	1,6	4,4	—	—	—	0,4	—	—	—	—	0,4
M 7	75,2	6,4	0,9	4,4	0,4	1,4	2,4	1,9	—	2,9	0,4	—	—	—	0,9	0,9	0,4	0,4	—	—
M 9	75,5	2,2	—	4,4	3,3	—	2,2	1,1	—	3,3	2,2	—	—	—	1,1	—	—	—	—	3,3
M 10	79,6	1,6	0,5	3,2	4,3	—	0,5	1,6	—	1,6	2,7	—	—	—	2,1	—	—	—	—	1,6
M 11	72,6	3,6	—	3,1	7,2	4,6	0,5	1,6	—	3,1	1,6	—	—	—	1,6	—	—	—	—	0,5

Minerales opacos: son los componentes más abundantes pues constituyen alrededor del 75 % de los minerales pesados. Como mineral predominante se halla la magnetita subredondeada y redondeada mientras que en cantidades subordinadas, y en orden decreciente de abundancia, aparecen hematita, ilmenita y leucoxeno. La magnetita muestra, en muchos casos, procesos de hematización parcial o total. Cabe señalar que Guerstein (1968) al estudiar 3 preparados pulidos de minerales opacos de arenas puelchenses con microscopio calográfico, reconoció la presencia de los minerales antes citados.

Pistacita: se presenta como granos en general subredondeados, de hábito prismático y con coloración verdosa y verde amarillento, en menor frecuencia se presenta incolora; a veces los granos tienen un aspecto "sucio" y son irregulares.

Zoisita y clinozoisita: individuos algo prismáticos, subangulosos y subredondeados, incoloros o amarillentos, con birrefringencia baja y a veces anómala (azul Berlin).

Turmalina: los granos de este mineral de hábito prismático si bien a veces se presentan subredondeados, en general son redondeados y bien redondeados. El color es muy variable predominando las variedades verdosas (verde oliva - verde amarillento); en orden de abundancia siguen los colores castaños (castaño oscuro - castaño amarillento), amarillos, rosados, negros y en mucha menor frecuencia azulados. Este mineral suele presentar inclusiones sólidas y/o fluidas.

Granate: sus individuos poseen en general buenas formas cristalinas y, a pesar de predominar los granos subredondeados, se han observado también tipos subangulosos y redondeados. Prevalecen los individuos incoloros sobre las variedades rosa pálido y rosa vivo que aparecen subordinadas. Suelen presentar inclusiones de rutilo. La superficies mamelonares son frecuentes en los indivi-

duos de granate de casi todas las muestras.

Estaurolita: granos prismáticos cortos, subredondeados a bien redondeados, de color amarillento, con pleocroísmo de amarillo verdoso claro a amarillo oro. Frecuentemente presenta inclusiones de minerales opacos. Suele observarse, en algunos granos, superficies mamelonares..

Cianita: este material presenta hábito tabular o prismático elongado, frecuentemente con extremos algo redondeados. Ya que el típico clivaje controla la forma de los granos y su redondez, los individuos son generalmente tabulares. Salvo algunos granos algo azulados, este mineral es incoloro y suele presentar inclusiones fluidas o sólidas (apatita, zircón, etc.).

Rutilo: los granos son frecuentemente alargados, de hábito prismático con terminaciones subangulosas a redondeadas; algunos individuos suelen presentar la típica macla articulada. El color más frecuente es el rojo y castaño rojizo, aunque hay bastantes individuos de coloración amarillenta.

Zircón: se presenta como prismas bipiramidados, en general cortos, observándose en menor cantidad prismas con gran alargamiento. La mayoría de los individuos se hallan dentro de los términos redondeados aunque se encuentran también individuos subredondeados; algunos granos presentan también formas ovoidales bien redondeadas, mientras que otros están quebrados y a su vez presentan un cierto redondeamiento. En general son incoloros observándose unos pocos individuos castaño-rosados o algo verdosos. Suelen poseer inclusiones prismáticas o aciculares incoloras o también fluidas. Las estructuras zonales están bien definidas, especialmente en las variedades coloreadas.

Anfíboles: representados por hornblenda, escasos individuos de la serie tremolita-actinolita y raros de lamprohilita. La primera se presenta como gra-

nos prismáticos, desde subangulosos hasta redondeados. En general las variedades verdes predominan ampliamente sobre las variedades castañas y verdeazuladas.

Otros minerales: se ha podido observar en cantidades generalmente inferiores a 2 %: *piroxenos*, *hipersteno* como prismas redondeados y subredondeados, frescos, así como también escasos individuos de *augita* como prismas redondeados. También *titanita* en granos irregulares color rosado-castaño. Además escasos prismas delgados de *sillimanita*, incoloros y con terminaciones generalmente quebradas. En cuanto a la *micas* se trata frecuentemente de muscovita y biotita castaña subordinada, registrándose escasas laminillas de lepidolita. Se han observado también escasos prismas amarillentos, bien redondeados de *monacita* y prismas redondeados, incoloros de *apatita*.

V. 1. 5. Conclusiones mineralógicas

De lo tratado precedentemente podemos extraer las siguientes conclusiones:

1) Las arenitas epiclásticas (psamitas) de la Formación Puelches están constituidas fundamentalmente por minerales estables (cuarzo), con proporciones reducidas a muy reducidas de minerales metaestables (feldespatos), y fragmentos líticos inestables de materiales pelíticos.

2) El cuarzo (incluyendo al cuarzo policristalino) presenta proporciones que oscilan principalmente entre 87 y 93 % con respecto al total de los minerales livianos.

3) Los minerales metaestables son: plagioclasa y feldespatos potásicos. En su casi totalidad la plagioclasa es de tipo oligoclasa no zonal; sólo en la perforación Monte Veloz se ha encontrado, junto a la oligoclasa, plagioclasa de tipo andesina que suele presentar estructuras zonales. Los feldespatos alcalinos corresponden a ortoclasa y microclino. La relación promedio es de 1/3.

4) Los minerales pesados son estables y metaestables, y se presentan frescos. Predominan los minerales opacos (magnetita, hematita, ilmenita y leucoxeno), siguiéndoles en orden decreciente de abundancia la pistacita, turmalina, estauroлита, granate, rutilo, zircón, cianita, y hornblenda como minerales comunes de la Formación Puelches. En la localidad de Monte Veloz hay un aumento, con relación a las demás localidades estudiadas, de hipersteno y augita, destacándose también la presencia de apatita en reducidas proporciones.

5) Salvo en los niveles superiores de la perforación General Conesa donde las arenas presentan, en partes, cemento calcáreo, no se ha observado en las demás muestras de arenas puelchenses la presencia de cemento alguno.

6) Los elevados porcentajes de cuarzo apuntan a un grado alto de madurez mineralógica de las psamitas analizadas. Utilizando la relación: cuarzo + ftanita/feldespatos + litoclastos (propuesta por Pettijohn (1957) para calcular el índice de madurez) hemos obtenido valores que oscilan principalmente entre 8 y 32 (promedio 15).

V. 2. CLASIFICACIÓN DE LAS PSAMITAS

Como puede apreciarse en el cuadro XI las psamitas de la Formación Puelches son esencialmente cuarzosas. Para su clasificación se han utilizado los esquemas propuestos por Gilbert (en Williams *et al.* 1954) y Pettijohn (1957). De acuerdo con este último autor la mayoría de las muestras se distribuirían en una zona cercana a la unión de los campos de las protocuarzitas, subarcosas (o areniscas feldespáticas) y ortocuarzitas, no entrando definitivamente en ninguno de ellos.

Ubicando las muestras sobre el triángulo composicional de las arenitas propuesto por Gilbert (1954) se comprobó que el 88 % de las psamitas caen dentro del campo de las arenitas cuarzosas, mientras que el resto se distribuye en

los campos de las arenitas líticas y arenitas lítica subfeldespáticas.

V. 3. PROCESOS DIAGENÉTICOS

Fuera de las muestras superiores de la perforación General Conesa donde hay una incipiente cementación calcárea, la única forma en que posiblemente estos procesos han afectado las arenas ha sido mediante la disolución intraestratal que afectó parcialmente a unos pocos minerales. Así se puede observar que algunos individuos de anfíboles presentan terminaciones aserradas, y ciertos granos de granate y estauroлита muestran superficies mamelonares posiblemente producto de corrosión.

V. 4. VARIACIONES VERTICALES Y AREALES DE LOS MINERALES DENTRO DE LA FORMACIÓN PUELCHES.

De acuerdo a las observaciones realizadas podemos concluir que en líneas generales no hay una *tendencia definida* de los minerales livianos a una distribución preferencial de las distintas especies, ya sea hacia la base o el techo de la Formación Puelches. La perforación Monte Veloz (localidad N° 33) es la única que presenta una notoria diferencia a lo largo del perfil ya que las muestras 6 y 7 (superiores) son algo distintas mineralógicamente a las 8, 9, 10 y 11, ubicadas por debajo de las anteriores. Así, pues, estas últimas presentan menos cantidad de cuarzo y un aumento en la frecuencia de aparición de los clastos líticos y plagioclasa registrando, además, granos de plagioclasa tipo andesina, a veces zonal, ausentes en las muestras 6 y 7.

Con respecto a los minerales pesados, tampoco es posible observar *tendencias definidas* a la variación vertical ni en frecuencias ni en especies dentro de la Formación Puelches. Si bien hay minerales que presentan diferencias de frecuencia que pueden llegar hasta 20 % con respecto a muestras ubicadas inmediatamente por encima o debajo (ejemplo: turmalina, zircón, pistacita), esas

variaciones son erráticas y no responden a ciclos o ritmos definidos.

La perforación Monte Veloz (que como ya hemos mencionado es la única que exhibe una clara variación mineralógica vertical) presenta hacia el techo del cuerpo arenoso un aumento de pistacita, turmalina y estauroлита en detrimento de granate, hipersteno, augita, rutilo y apatita que aumentan hacia abajo.

En lo referente a las variaciones areales en la frecuencia de los minerales se reconocen algunas distribuciones bastante definidas. Estas son ilustradas con mapas isopléticos (fig. 20, a, b, c) contruidos a partir de la media aritmética de frecuencia de los minerales en las localidades de muestreo. Se contó, además, con el promedio de los valores de frecuencia mineral de la perforación Atalaya estudiada por Andreis (1969).

De la observación de los mapas isopléticos aquí ilustrados surgen las siguientes conclusiones:

Minerales opacos: presentan un aumento de frecuencia hacia el SSW y una disminución hacia el SE (Atalaya, Monte Veloz). Hay una zona alargada de mayor frecuencia que penetra por las localidades cercanas a San Isidro y se interna en la provincia de Buenos Aires hacia el SW (fig. 20 a).

Pistacita: se manifiesta una zona alargada de mayor frecuencia mineral que penetra por la zona de San Isidro y se dirige al SSW pasando por Cañuelas. Por la localidad de Baradero, y con dirección a Roque Pérez, pasa una faja de baja frecuencia. Hacia el ESE hay una disminución general de los valores de las curvas (fig. 20 b).

Turmalina: también se observa una faja alargada de mayor frecuencia que penetra por la zona de San Isidro y se interna hacia el sur de Buenos Aires. Por las localidades de Baradero y Mercedes pasa una zona de dirección aproximada NS, que presenta menores cantidades de este mineral (fig. 20 c).

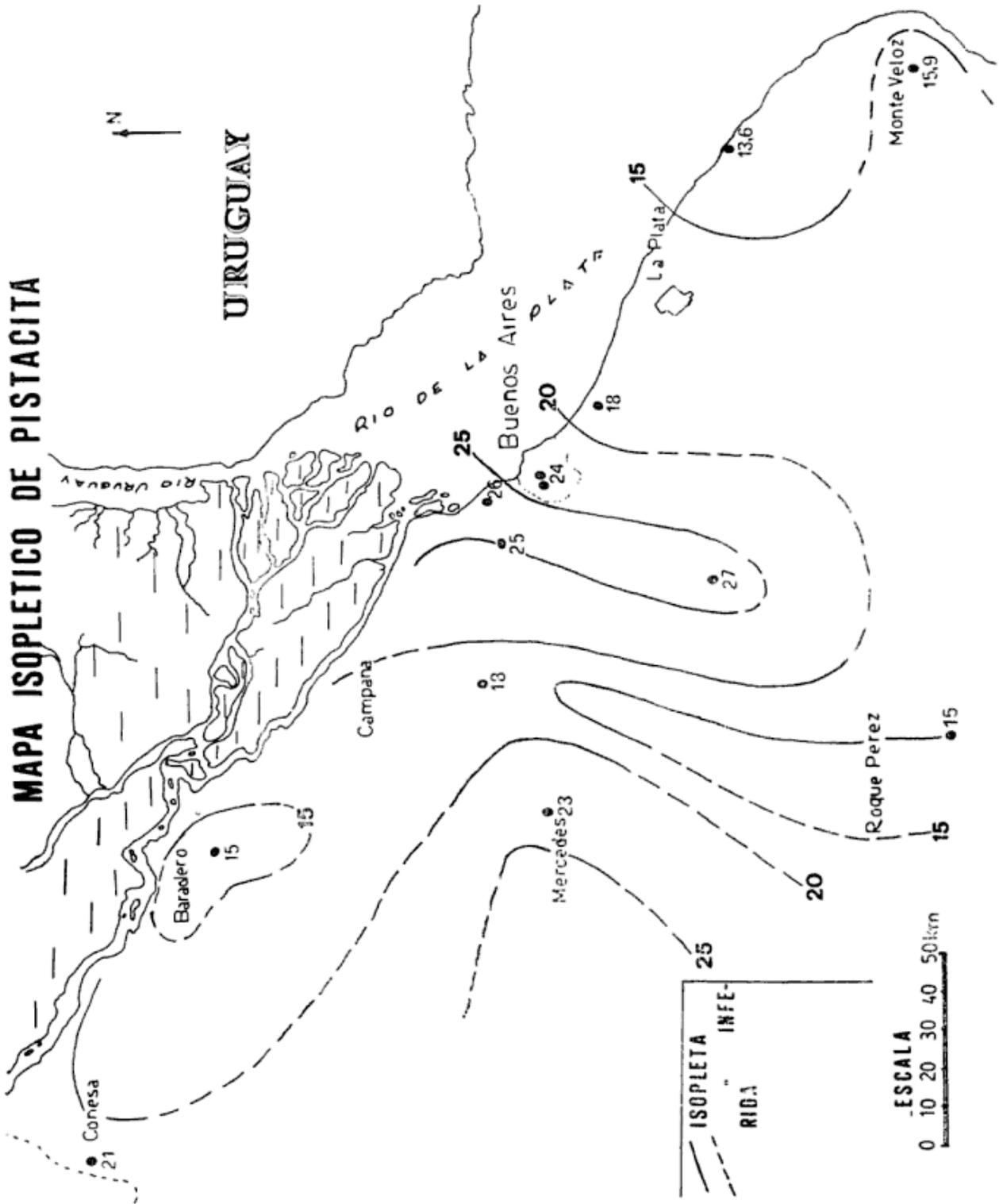


Figura 20 b

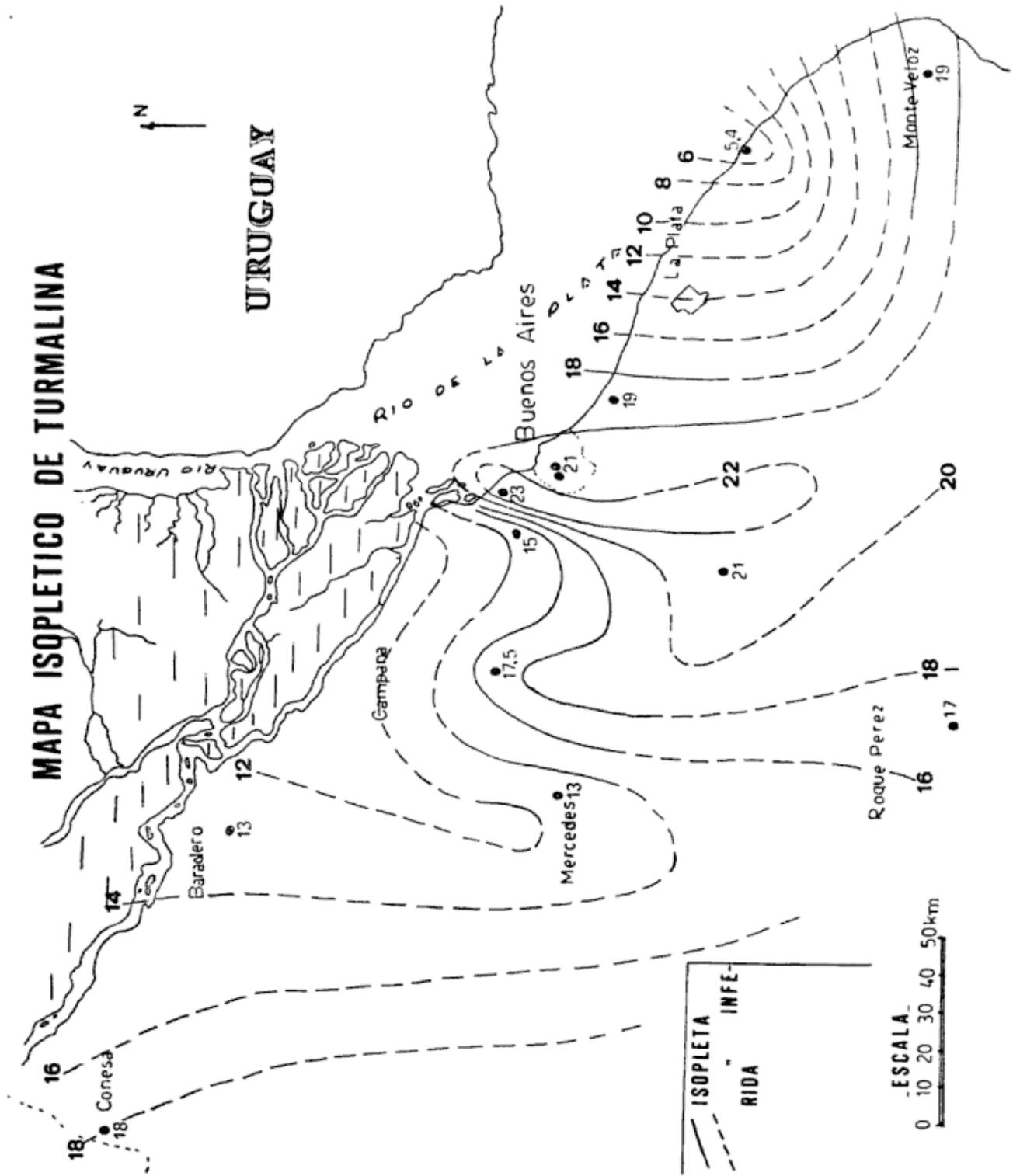


Figura 20 c

Con el objeto de investigar este tipo de distribución los hemos comparado con los mapas de espesores y de tamaño medio y máximo de arena. Surge así una interesante relación: la faja alargada de *mayor frecuencia* de minerales opacos, turmalina y pistacita, corresponde aproximadamente con la zona de *mayor tamaño de grano de arena* y *mayores espesores* (zona del canal o canales principales, y de más alta energía); además los mapas isopléticos de minerales opacos y turmalina marcan inmediatamente al oeste, y a la altura de Campo de Mayo, una zona más pequeña con valores decrecientes de frecuencia hacia su parte central y que coincide, a su vez, con una zona de tamaño menor de arena donde la energía ha sido evidentemente menor.

Con respecto a los demás minerales estudiados se ha encontrado que la cianita, rutilo y minerales opacos aumentan su frecuencia hacia el SW y SSW en tanto que el granate disminuye en esa dirección. Por su parte hornblenda, hipersteno y augita en general aumentan hacia el SE mientras que la pistacita, estauroлита, minerales opacos y cuarzo disminuyen su frecuencia hacia el E o ESE.

V. 5. NATURALEZA DE LA ASOCIACIÓN MINERALÓGICA

Las características subredondeadas, redondeadas y bien redondeadas que en general presentan los minerales de las arenas puelchenses nos puede llevar a considerar que provienen principalmente de sedimentitas. Por otra parte, la participación de cuarcitas y areniscas con cemento silíceo como fuente de aporte ha quedado reconocida al analizar el material psefítico de la Formación Puelches.

Podemos inferir, además, los tipos de rocas que aportaron material para formar esas sedimentitas y que también puedan haber suministrado directamen-

te a la Formación Puelches menor cantidad de minerales. Las plagioclasas tipo oligoclasa, por el hecho de hallárselas asociadas con los feldespatos alcalinos tales como ortoclasa y microlino, sugieren un aporte *plutónico-metamórfico*. Se presenta también una definida asociación de minerales pesados que tienen como generadoras, en su origen, a *rocas metamórficas* correspondientes a un metamorfismo regional de grado alto; estos minerales son: cianita, sillimanita, estauroлита, granate, hornblenda (variedad verde azulada) y posiblemente pistacita, zoisita y clinozoisita.

Por su parte el zircón, titanita y posiblemente algunas variedades de turmalina (color castaño, verde y rosa) nos indicaría la participación de rocas *ígneas ácidas*. También la turmalina (especialmente la de coloración azulada) puede responder, en su génesis a pegmatitas (Krynine, 1946).

En las muestras inferiores de la perforación Monte Veloz se presenta un grupo de minerales que posiblemente provengan de rocas sedimentarias y que, originariamente, pueden corresponder a una asociación volcánica. Estos minerales son: andesina con estructura zonal, hipersteno, augita y lamprobolita.

En unas pocas localidades, y generalmente en la parte superior de los perfiles, se evidencia un escaso aporte piroclástico representado por trizas de vidrio ácido parcialmente alterado en material arcilloso.

La ausencia total de apatita (salvo en las muestras inferiores de la perforación Monte Veloz) nos indica que: las rocas ígneas o metamórficas que originaron materiales sedimentarios eran muy pobres en ese mineral, o bien que éste ha sido totalmente eliminado por los agentes destructivos que intervinieron a través de ciclos sedimentarios. No consideraremos la magnetita y la hematita derivada pues, de acuerdo a Terruggi (1957), estos minerales carecerían de valor genético.

V. 6. PROCEDENCIA

Considerando la distribución de la Formación Puelches en el territorio argentino, y en base a la naturaleza de la asociación mineralógica, es posible suponer que en la constitución de las sedimentitas puelchenses hayan participado materiales procedentes de la destrucción de formaciones sedimentarias vinculadas al basamento cristalino de las sierras cordobesas. Sin embargo, de la lectura de los escasos trabajos petrográficos y sedimentológicos existentes (entre otros: Pastore, 1932; Pastore y Methol, 1953; Santa Cruz, 1970) surge que en las formaciones sedimentarias cretácicas y pleistocenas, así como también en el basamento cristalino de la sierra Chica de la provincia de Córdoba, hay una ausencia casi total de *estauro-lita* y *cianita* (minerales muy frecuentes dentro de los pesados translúcidos de las arenas puelchenses). Además se registra la presencia constante de *apatita* — mineral que falta, a su vez en los materiales puelchenses — en rocas de todo tipo.

Descartada como fuente de aporte el área arriba mencionada, nos queda por considerar la posibilidad de que sedimentitas originadas por destrucción del basamento cristalino del área cratónica brasileña hayan suministrado, en gran medida, los materiales clásticos de la Formación Puelches. En el mapa geológico de Brasil (Guimaraes, 1964) es posible observar que la cuenca imbrífera actual del río Paraná corta principalmente a sedimentitas mesozoicas de origen fluvial — especialmente jurásicas (Formación Caiuá) y cretácicas (Serie Bauru) — y en menores cantidades al basamento precámbrico, efusivas basálticas y sedimentitas de la Formación Botucatú. Con respecto a esta última entidad se registra el trabajo de Goñi y Delaney (1961) quienes determinan que esas areniscas contienen mucho cuarzo, con proporciones subordinadas de microcino y plagioclasa tipo albita; en partes presentan una intensa silicifica-

ción tipo calcedonia provocada por la solución de los granos de cuarzo detrítico originales, estando además los granos recubiertos por una película de óxido de hierro. Aquellos autores describen los minerales pesados (minerales opacos, turmalina, zircón, estauro-lita, granate, pistacita, zoisita-clinozoisita, escasa cianita, rutilo, hornblenda, etc.) que provienen del basamento cristalino cercano.

Por otra parte, el basamento plutónico-metamórfico brasileño pudo haber aportado material detrítico en forma directa.

Mencionaremos, además, la posibilidad de que los rodados de calcedonia provengan de la destrucción de basaltos con amígdalas de ese material; los agentes destructivos sólo permitieron, en caso de ser así, la “supervivencia” del material más resistente.

Por último podemos remitirnos a González Bonorino (1965) quien en base a Riggi y Riggi (1964) afirma que el predominio de la asociación montmorillonita-caolinita en la fracción arcilla es una prueba de que los sedimentos provienen de rocas meteorizadas de la cuenca paranacense (origen brasileño de los mismos).

Todo lo anteriormente expuesto nos lleva a concluir que *la Formación Puelches proviene de rocas de la cuenca paranacense (Brasil)*; además, a la altura de Monte Veloz se verifica también un aporte mineralógico proveniente, quizás, de áreas patagónicas (corresponderían a la denominada “asociación patagónica” de Etchichury y Remiro, 1963).

VI. CONCLUSIONES GENERALES

De acuerdo a todo lo tratado anteriormente es posible extraer las siguientes conclusiones generales.

1) La Formación Puelches está constituida por un manto arenoso que en su porción oriental se espesa y configura, de acuerdo a los estudios realizados de

la topografía del piso y techo, una especie de lente generalmente biconvexa, que por su extensión y características generales es posible que corresponda a un cuerpo cordoniforme con dirección aproximada N-S y NNE-SSW.

2) El mapa de litofacies demuestra que el cuerpo cordoniforme es fundamentalmente arenoso conteniendo grava y material pelítico en cantidades subordinadas.

3) Las medidas estadísticas consideradas (tamaño medio de grano, tamaño máximo de grano, selección y asimetría), en la zona del aludido cordón muestran cambios muy significativos.

4) Los mapas isopléticos de los distintos minerales encontrados insinúan un ligero cambio de frecuencia en la región del cordón o lente, en especial los minerales opacos, la turmalina y pistacita.

5) Por otro lado, el análisis ambiental efectuado según el método estadístico de Friedman, determina que las arenas caen en su mayor proporción en el campo fluvial, con cantidades menores que corresponden al campo de las arenas de playa. Además, en el gráfico que permitiría separar arenas eólicas y fluviales las muestras caen en su mayoría dentro del denominado "campo de mezcla"; ya que las que presentan valores de selección mayor de 0,50 serían fluviales, la gran mayoría respondería a este tipo ambiental. La representación dentro del diagrama CM (método de Passega) nos indica que las arenas corresponden a depósitos de corrientes de tracción; es de aclarar que este gráfico no es determinativo de ambientes de sedimentación.

6) La conclusión general basada en las características mencionadas más arriba, es de que las arenas puelchenses serían de origen fluvial y representaron un sistema de canales fluviales no muy profundos y cuya orientación general parece ser NNE-SSW. El manto de arenas puelchenses que se extiende a ambos lados del cuerpo principal y se distribuye en el subsuelo bonaerense, po-

dría responder a un sistema de canales anastomosados y, en la mayoría de los casos, menos marcados. Habría que considerar la posibilidad de una probable influencia eólica en la redistribución, por lo menos superficial, de esos depósitos fluviales.

7) Las psamitas de la Formación Puelches están constituidas fundamentalmente por cuarzo, con proporciones reducidas de feldespatos. Los minerales pesados se presentan en escasas proporciones, predominando los minerales opacos y siguiéndoles en orden decreciente de abundancia la pistacita, turmalina, estauroлита, granate, rutilo, zircón, cianita y hornblenda dentro de los más comunes. No se observa tendencia definida alguna a la variación vertical de la frecuencia mineral. Con respecto a las variaciones areales se ha encontrado que la cianita, rutilo y minerales opacos aumentan su frecuencia hacia el SW y SSW, en tanto que el granate disminuye en esa dirección; la hornblenda, hiperseno y augita en general aumentan hacia el SE en tanto que pistacita, estauroлита, minerales opacos y cuarzo disminuyen su frecuencia hacia el E o ESE.

8) Con respecto a los minerales de las arcillas se ha determinado que la montmorillonita constituye alrededor del 65 % de la fracción arcillosa de los materiales pelíticos en tanto que la illita y caolinita se hallan en proporciones semejantes.

La Formación "Arcillas Verdes" es menos caolinítica.

9) Las características texturales de los minerales y el predominio de especies estables, así como también el estudio del material pséfítico, nos indicaría una naturaleza sedimentaria de las rocas generadoras de la Formación Puelches. También se estima que pudo haber habido una contribución directa más reducida de un basamento plutónico-metamórfico.

10) En base a la asociación mineral y a la distribución geográfica de las unidades geológicas es posible afirmar que

sedimentitas originadas por destrucción del basamento cristalino brasileño fueron la fuente original principal que aportó material clástico a la Formación Puelches.

VII. BIBLIOGRAFIA

- Aguirre, E., (1883). *Constitución Geológica de la provincia de Buenos Aires*. Censo Gral. de la provincia de Bs. As. Cap. III.
- (1884). *Pozos artesianos de la provincia de Buenos Aires*. Anales de la Soc. Cient. Arg. T. XIII, pp. 224 y sig.
- Ameghino, F., (1881). *La formación pampeana o estudio de los terrenos de transporte de la cuenca del Plata*. Buenos Aires-París.
- (1883). *Sobre una colección de mamíferos fósiles del piso mesopotámico...* De "Acad. Nac. de Córdoba". Boletín Tomo V.
- (1889). *Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina*. Act. Acad. Córdoba, VI, Buenos Aires.
- (1898). *Sinopsis geológico-paleontológica*. 2do. Censo de la República Argentina, I, pp. 111-225. Bs. As.
- (1906). "Les formations sédimentaires du Crétacé supérieur et Tertiaire de Patagonie avec un parallèle entre leurs faunes mammalogiques et celles de l'ancien continent". *Acial. Mus. Hist. Nat. Buenos Aires* XV, 3ra. ser.: 1-568.
- Andreis, R., (1965). *Petrografía y Paleocorrientes de la Formación Río Negro*. Rev. Mus. La Plata. Tomo V. Geol. N° 36. pp. 245-310. La Plata.
- (1969). *Estudio mineralógico de muestras de la Formación Puelches (Perforación Atalaya-provincia de Buenos Aires)*. Facultad de Cien. Nat. y Museo. Inf. Int. Sed. N° 8, La Plata.
- Battaglia, A., (1948). *Estudio Geológico de la región de Hernandarias (prov. de Entre Ríos)*. Tesis inédita. U. N. Córdoba.
- Burmeister, G., (1863). *Corte Geológico de la perforación del pozo artesiano de Barracas*.
- Castellanos, A., (1928). *Notas críticas sobre el puelchense de los sedimentos neógenos de la Argentina*. Rev. Univ. Nac. de Córdoba. Año XV, pp. 1-54. Córdoba.
- Collians and others (1963). *Machine processing of geological data*. Univ. of Washingt. Tech. Rep. N° 87; 119 p.
- Conolly, J. R., (1965). *The occurrence of polycrystallinity and undulatory extinction in quartz in sandstone*. Jour. Sed. Petr., vol. 35, N° 1, pp. 116-135.
- Gordini, I. R., (1946). *Nota sobre las arenas de la prov. de Entre Ríos*. Separ. do V. II dos Anais. do 2do. Cong. Panam. de Eng. de Min. e Geol. Petrópolis. Brasil.
- (1949). *Contribución al conocimiento de la geología económica de Entre Ríos*. Dir. Gen. de Ind. Min. Anal. II (N° 87 M.I.C.) pp. 1-78. Buenos Aires.
- Doering, A., (1882). *Informe oficial de la Comisión Científica agregada al Estado Mayor General de la expedición al Río Negro (Patagonia), realizada en los meses de abril, mayo y junio de 1879, bajo las órdenes del gral. Julio A. Roca*. Entrega III. Geología.
- Etchichury, M. C. y Remiro, J. R., (1963). *La corriente de Malvinas y los sedimentos pampeano-patagónicos*. Com. Mus. Arg. "Bernardino Rivadavia", Cienc. Geol. T. I. N° 20, pp. 1-11.
- Fenchtbauer, H., (1959). *Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine: Erdoel und Kohle*. V. 12, N° 8, pp. 605-614.
- Folk, R., (1962). *Of skewness and sand*. J. Sedim. Petrol. V. 32. pp. 145-146.
- Folk, R. and Ward, W., (1957). *Brazos River Bar: a study in the significance of grain size parameters*. Jour. Sed. Petr., V. 27, pp. 3-26.
- Frenguelli, J., (1920). *Contribución al conocimiento de la geología de Entre Ríos*. Bol. Acad. Cienc. Córdoba, XXIV.
- (1945). *Las diatomeas del Platense*. Ext. Rev. Mus. La Plata (N. S.) Paleont. III, 77-221.
- (1947). *Nota de geología entrerriana*. Rev. de la Soc. Geol. Arg. T. II. pp. 127-140. Bs. As.
- (1950). *Rasgos generales de la morfología y la geología de la provincia de Buenos Aires*. L.E.M.I.T. M.O.P. prov. de Bs. As. Serie II, N° 62. La Plata.
- (1957). *Neozoico*, en Geografía de la República Argentina. Soc. Arg. Est. Geogr. GAEA II; 3.
- Friedman, G. M., (1958). *Determination of sieve-size distribution from thin-section data for sedimentary petrological studies*. Jour. Geology, V. 66, pp. 394-416.
- (1961). *Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristic*. Jour. Sed. Petr. V. 31, pp. 314-329.
- (1962). *On sorting, sorting coefficients, and the log-normality of the grain-size distribution of sandstone*. Jour. Geology. V. 70, pp. 737-753.
- (1967). *Dynamic Processes and Statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands*. Jour. Sed. Petr. V 37, N° 2, pp. 327-352.
- Godoy, E. D., (1884). *Sobre la napa de agua dulce inagotable de la Pampa*. Bol. del Inst. Geog. Arg. T. V, pp. 124-140.
- González Bonorino, F., (1965). *Mineralogía de las fracciones arcilla y limo del Pampeano en el área de la ciudad de Buenos Aires y*

- su significado estratigráfico y sedimentológico. Rev. Asoc. Geol. Arg. XX, N° 1, pp. 67-150.
- González Bonorino, F. y Teruggi, M. E., (1952). *Léxico sedimentológico*. Publ. N° 6, Museo Arg. Cs. Nat. "Bernardino Rivadavia", Bs. As.
- González Bonorino, F. y Cetrángolo, G., (1962). *Minerales de arcilla en el subsuelo de la Capital Federal y el origen de la formación terciaria "Arcilla Parda"*. Anal. Prim. Jorn. Jorn. Geol. Arg. III, pp. 37-58.
- Groeber, P., (1961). *Contribuciones al conocimiento geológico del Delta del Paraná y alrededores*. An. Comis. de Inv. Científicas La Plata, V. II.
- Guerstein, M., (1968). *Informe Inéd. D. N. G. M., Bs. As.*
- Guimarães, D., (1964). *Geología do Brasil*. Minist. das Minas e Energia Mem. N° 1. R. de Janeiro.
- Hails, I. y Hoyt, I., (1969). *The significance and limitations of statistical parameters for distinguishing ancient and modern sedimentary environments of the lower Georgia Coastal plain*. Jour. Sed. Petr. Vol. 39 N° 2, pp. 559-580.
- Inman, D. L., (1952). *Measures for describing the size distribution of sediments*. Jour. Sed. Petr. Vol. 22, 125-145.
- Johns, Grim, R. E. and Bradley, W. F., (1954). *Cuantitativa estimation of clay Minerals by Diffraction Methode*. J. S. P., V. 24, N° 4.
- Krumbein, W. C., (1934). *Size frequency distributions of sediments*. J. S. P., Vol. 4, pp. 65-77.
- (1948). *Lithofacies Maps and Regional Sedimentary Stratigraphic Analysis*. Bull. A. A. P. G., Vol. 32, N° 10, pp. 1909-1923.
- Krumbein, W. C. and Pettijohn, F. J., (1938). *Manual of Sedimentary Petrography*. Appleton-Century Crofts, inc. N. York.
- Krumbein, W. C. and Graybill, F. A., (1965). *An Introduction to Statistical Models in Geology*. Mc Graw. Hill Book Company N. York.
- Krynine, P. D., (1946). *The tourmaline group in sediments*. Geology, T. 54, pp. 65-87.
- Malumian, N., (1969). *Micropaleontología y Bioestratigrafía del Terciario Marino del Subsuelo de la Prov. de Buenos Aires*. Univ. Nac. de Bs. As. Tesis inéd.
- Mason, G. and Folk, R., (1958). *Differentiation of beach, dune, and eolian flat environments, by size analysis*. Mustang Island: Texas-Jour. Sed. Petr. V. 28, pp. 211-226.
- Milner, H. B., (1929). *Sedimentary Petrography*. London: Thomas Murby E. Co.; 1, Fleet Lane, E. C. 4.
- Moiola, R. and Weiser, D., (1968). *Textural Parameters; an evaluation*. Jour. Sed. Petr. V. 38, N° 1, pp. 45-52.
- Muhlmann, M., (1943). *Estudio de las arenas de la República Argentina*. Tesis N° 50 Mus. de La Plata.
- Nágera, J. J., (1918). *Contribución a la geología de la Capital Federal*. El Monitor de la Educación Común. Año 36, N° 548. Bs. As.
- Nanz, R. H., (1954). *Genesis of Oligocene Sandstone reservoir*. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., V. 38, p. 105.
- Niggli, P., (1938). *Zusammensetzung and der Klassifikation der Lockergesteine*. Vortrag Gehalten am Erdbaugurs der Eidg. Tech. Hochschule Zurich, S. A. Schweizer Archiv. 4.
- Pandolfi, C. L., (1941). *Contribución al estudio de las arenas puelchenses*. D.N.G.M., Inédito.
- Pascual, R. et al., (1965). *Las edades del Cenozoico mamalífero de la Argentina, con especial atención a aquellas del territorio bonaerense*. An. Com. Invest. Cient. Bs. As., Vol. VI, pp. 165-193. La Plata.
- Passega, R., (1957). *Texture as characteristic of Clastic Deposition*. A. A. P. G. Bull., V. 41, N° 9, pp. 1952-1984.
- (1964). *Grain size representation by CM patterns as a geological tool*. Jour. Sed. Petr. V. 34, N° 4, pp. 830-847.
- Pastore, F., (1932). *Hoja geológica 20i*. Dir. de Minas y Geología, Bol. 36. Buenos Aires.
- Pastore, F. y Methol, E., (1963). *Hoja geológica 19i*. Dir. Nac. de Minería, Bol. 79. Buenos Aires.
- Pettijohn, F. J., (1957). *Sedimentary Rocks*. 2nd. ed. Harper & Brothers, N. York.
- Powers, M. C., (1953). *A new roundness scale for sedimentary particles*. Jour. Sed. Petr., V. 23, N° 2, pp. 117-119.
- Riggi, J. C. y Feliú de Riggi, N., (1964). *Me teorización de basaltos en Misiones*. Rev. Asoc. Geol. Argentina, T. XIX, 1.
- Rittenhouse, G., (1943). *A visual method of estimating two dimensional sphericity*. Jour. Sed. Petr., V. 13, N° 2, pp. 79-81.
- Roth, S., (1888). *Beobachtungen uber Entstehung und alter der Pampas formation in Argentinien*. De "Zeitschrif d. Deutsch. Geolog. Gessellschaft, Jahrg." In-8°, pp. 375-464.
- (1920). *Investigaciones geológicas en la llanura pampeana*. Rev. Museo de La Plata XXV.
- Roveretto, G., (1914). *Los estratos araucanos y sus fósiles*. An. Mus. Nac. Hist. Nat. XXV, pp. 1-247.
- Ruscóni, C., (1933). *Apuntes preliminares sobre las arenas Puelchenses y su fauna*. An. Soc. Cient. Arg., T. 116.
- (1948). *El Puelchense de Buenos Aires y su Fauna (Plioceno medio)*. 1ra. Parte. Public. Inst. Fis. y Geol. Rosario, XXXIII, pp. 5-99.
- Santa Cruz, J. N., (1970). *Estudio geológico preliminar al Este de la Sierra Chica, entre*

- Saldán y La Granja, Prov. de Córdoba.* Dir. Nac. de Geol. y Min. Inf. inéd. Bs. Aires.
- Schlee, J. and Moench, R., (1961). *Properties and genesis of "Jackpile" Sandstone bodies.* Simposio Am. Assoc. Petr. Geol., pp. 134-150.
- Shepard, F. F. and Young, R., (1961). *Distinguishing between beach and dune sands.* Jour. Sed. Petr., V. 31, pp. 196-214.
- Stappenbeck, R., (1943). *Geología y Aguas Subterráneas de la pampa.* Trad. del alemán (ed. 1926). D.N.G.M.
- Stokes, W. M. L., (1961). *Fluvial and Eolian Sandstones.* Simposio Am. Assoc. Petr. Geol.
- Teruggi, M. E. et al., (1957). *Estudio Sedimentológico de los terrenos de las barrancas de la zona Mar del Plata-Miramar.* Rev. Mus. Arg. "B. Rivadavia", Cienc. Geol., T. IV, N° 2, pp. 165-250.
- Trask, P. D., (1932). *Origin and environment of source sediments of petroleum.* Houston Gulf. Publ. Co.
- Udden, J. A., (1914). *Mechanical composition of clastic sediments.* Bull. Geol. Soc. Americana, V. 25, pp. 655-744.
- Valentin, J., (1899). *Geología.* Segundo Censo República Argentina. Buenos Aires.
- Van Orstrand, C. E., (1924). *Note on the representation of the distribution of grain in sands.* Researches in Sedimentation in 1924. Nat. Research Council 1925.
- Webster and Schlee, (1965). *A computer program for grain size data.* Woods Hole Oceanographic Institution, Tech. Rept. Ref. N° 42-65.
- Wentworth, C. K., (1922). *A scale of grade and class terms for clastic sediments.* Jour. Geol., Vol. 30, pp. 377-392.
- (1929). *Method of computing mechanical composition types on sediments.* Geol. Soc. América, Bull., Vol. 40, pp. 771-790.
- Williams, H., Turner, F. and Gilbert, C., (1954). *Petrography.* W. H. Freeman and company, San Francisco U.S.A.

Recibido el 15 de octubre de 1971.

ACANTHOLISSONIA, NUEVO GENERO DE AMMONITES DEL VALANGINIANO DE NEUQUEN, REP. ARGENTINA Y SU POSICION ESTRATIGRAFICA

Por HECTOR A. LEANZA¹

RESUMEN

Se describe el nuevo género *Acantholissonia*, con *Spiticeras gerthi* Weaver como especie tipo. Esta especie, de edad valanginiana, fue descubierta por Weaver en el cerro Mocho, en el Neuquén central y posteriormente fue hallada por el autor en una localidad cercana, el Cerrito de la Ventana. Está contenida en los estratos más altos de la Formación Vaca Muerta (*emend.*).

En adición, se nombran dos nuevas especies de *Acantholissonia* procedentes de Colombia: *A. colombiana* n. sp. y *A. (?) spathi* n. sp.

ABSTRACT

The new genus *Acantholissonia* is described, with *Spiticeras gerthi* Weaver as type species. This species, of valanginian age was discovered by Weaver in the cerro Mocho, in central Neuquén, and it was posteriorly found by the present author in a nearby locality, the Cerrito de la Ventana. The cited species is contained in the uppermost beds of the Vaca Muerta Formation (*emend.*).

In addition, are named two new species of *Acantholissonia* from Colombia: *A. colombiana* n. sp. and *A. (?) spathi* n. sp.

INTRODUCCION

En virtud de lo dispuesto por el Plan Fosforita, a cargo del doctor Armando F. Leanza, el autor, con la colaboración del colega Carlos A. Hugo, llevó a cabo el levantamiento de algunas secciones estratigráficas en el Neuquén central, durante los meses de marzo y abril del año 1971.

Mientras efectuada el estudio de parte del material paleontológico recogido de una de las secciones, denominada Cerrito de la Ventana, reconocí fragmentos de la especie que Weaver designara *Spiticeras gerthi* (Weaver, 1931, p.

428, lám. 47, figs. 315 y 316). Como se demostrará en este trabajo, dicha asignación no puede ser mantenida por cuanto el género *Spiticeras* Uhlig, 1903 (especie tipo: *Ammonites spitiensis* Blanford) posee un aspecto periférico completamente diferente. Por otra parte, como dicha especie no puede ser incluida en ninguno de los géneros de ammonites conocidos hasta el presente, se designa a *Spiticeras gerthi* Weaver como la especie tipo de *Acantholissonia* gen. nov.

Se ofrece en la figura 1 la sección levantada en el Cerrito de la Ventana, para documentar la posición estratigráfica de *Acantholissonia gerthi* (Weaver) H. Leanza n. comb.

¹ Dirección Nacional de Geología y Minería.

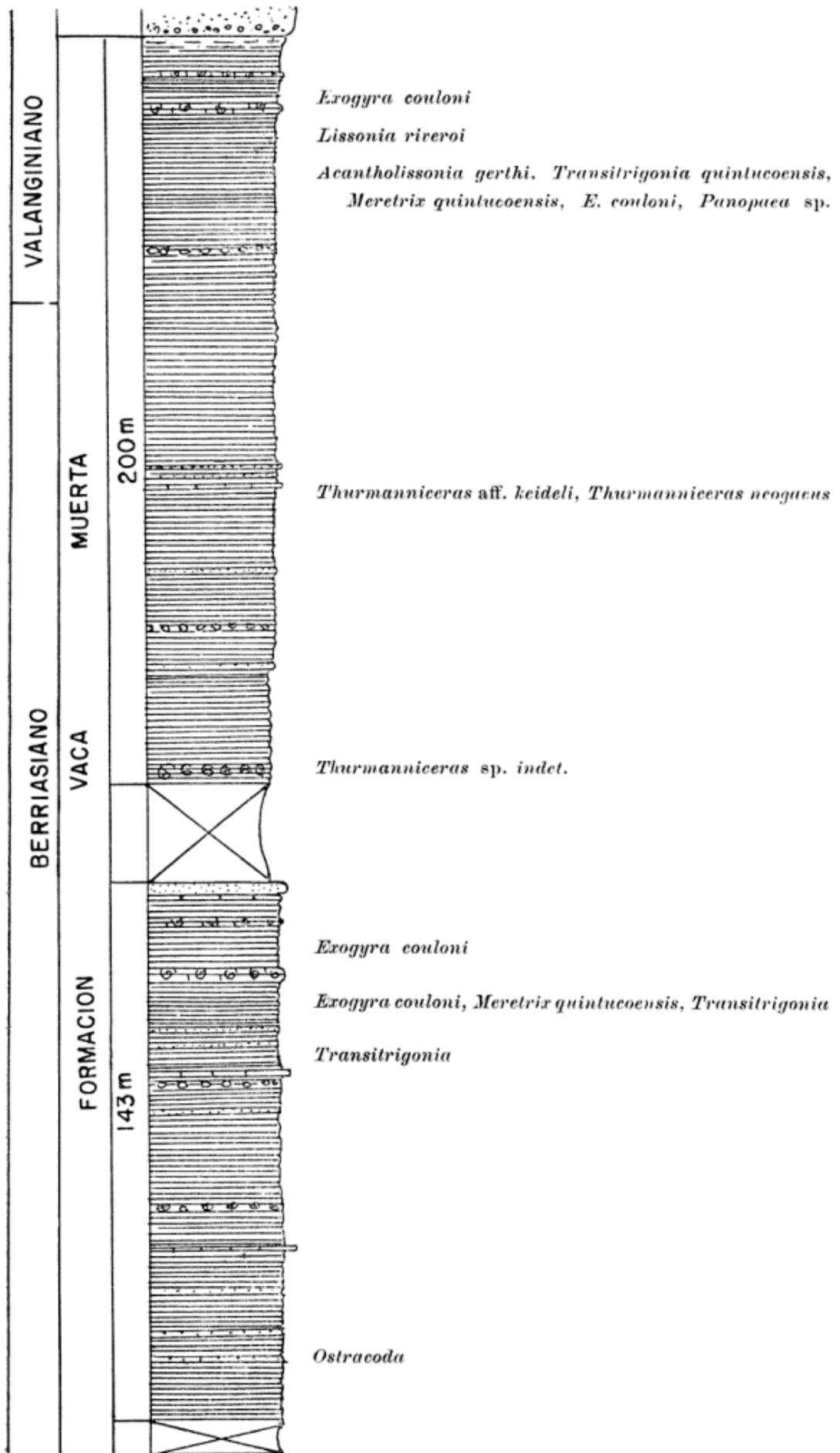


Fig. 1. — Sección estratigráfica. Escala 1 : 2.000

Es un placer dejar constancia de mi agradecimiento a mi padre y amigo, el doctor Armando F. Leanza, orientador permanente en la intrincada disciplina de la ammonitología. Asimismo, agradezco al Sr. Juan C. Rodrigues, quien obtuvo las fotografías que acompañan esta contribución con su reconocida maestría.

SECCION CERRITO DE LA VENTANA

Ubicación. Esta sección ha sido levantada en la región nororiental de la Hoja 34 b-Loncopué, en el área circundante a la intersección del paralelo 38° de latitud sur con el meridiano 70°10' de longitud oeste. El elemento morfológico dominante es el Cerrito de la Ventana, así denominado por presentar en cúspide un abra semejante a una ventana. Tal elevación está esculpida en areniscas de la Formación Mulichinco y se destaca claramente al norte del camino provincial que une la localidad de Coihueco con Loncopué, en el paraje Trahuncurá.

Estructura. Las sedimentitas aquí medidas tienen un rumbo NW-SE y presentan una inclinación que oscila entre los 19° y 21° al nordeste. Constituyen parte del flanco nororiental de un anticlinal cuyo eje, de rumbo NW-SE, se corresponde con las partes más bajas de la topografía en las que se alinea el valle que une los parajes de Nonial, Huncal y Trahuncurá. El flanco aludido se caracteriza por una notable continuidad física por espacio de más de 20 km, desde Nonial al norte hasta Trahuncurá, al sur. A partir de esta última localidad, las capas varían su rumbo, adoptando primero una disposición norte-sur, luego nordeste-sudoeste y finalmente este-oeste, determinando el cierre sudoriental del anticlinal. El mismo aparece representado en el terreno

por las escarpadas bardas de areniscas de la Formación Mulichinco, algunas de las cuales adquieren nombres propios por su magnitud. Tal es el caso del Cerrito de la Ventana, que ahora nos ocupa, el cerro Julián y el cerro del Boldo. Estas bardas rodean a modo de anfiteatro al cerro Mocho (1.833 m) que aparece dispuesto como un islote sobre las pelitas de la Formación Vaca Muerta (*emend.*). La estructura se suaviza al este, permitiendo la presencia de la Formación Agrio con valores de inclinación suaves y constantes.

Estratigrafía. Weaver, en 1931, designó con los nombres de Formación Vaca Muerta y Formación Quintuco a las sedimentitas, constituidas mayormente por lutitas negras, aflorantes en el Neuquén central que ocupan, en orden ascendente, el intervalo estratigráfico comprendido entre las Formaciones Tordillo y Mulichinco. Según el mismo autor (Weaver, 1931, p. 55) la distinción entre las Formaciones Vaca Muerta y Quintuco sólo podía efectuarse en base a los ammonites, que indicaban para la primera una edad tithoniana y para la segunda una edad berriasiana. Efectivamente, trabajos estratigráficos realizados por el autor en las respectivas localidades tipo de esas formaciones permiten establecer que no existe entre ambas diferencias litológicas que permitan separarlas en el terreno, pues ellas integran una única formación mapeable. Por tal circunstancia, se propone extender la Formación Vaca Muerta hasta la base de las areniscas de la Formación Mulichinco. La sección estratigráfica aquí ofrecida comprende, entonces, a los términos superiores de la Formación Vaca Muerta, en el sentido más arriba expresado. Los caracteres megascópicos de la sección, de arriba hacia abajo, son los siguientes:

Tope de la sección : Base de la Formación Mulichinco.

Formación Vaca Muerta (emend.) :

- 0 - 5,0 m ; arenisca calcárea de grano fino. Estratificación fina. Color verde oliva claro, algo alterada. *Espesor : 5 m.*
- 5,0 - 10,0 m ; lutitas negras. *Espesor : 5 m.*
- 10,0 - 10,8 m ; coquina con *Exogyra couloni*. *Espesor : 0,80 m.*
- 10,8 - 19,0 m ; lutitas negras. *Lissonia riveroi*. *Espesor : 8,2 m.*
- 19,0 - 19,6 m ; coquina con *Exogyra couloni*, *Meretrix quintucoensis*, *Transitrigonia quintucoensis*, *Panopaea* sp. *Espesor : 0,60 m.*
- 19,6 - 19,8 m ; lutitas negras. *Espesor : 0,20 m.*
- 19,8 - 20,1 m ; coquina con *Exogyra couloni*, *Pecten robinaldinus*, *Acantholissonia gerthi*. *Espesor : 0,30 m.*
- 20,1 - 56,0 m ; lutitas negras a verde oscuras. *Espesor : 35,9 m.*
- 56,0 - 56,1 m ; concreciones calcáreas de hasta 8 cm de diámetro intercaladas en lutitas negras. *Espesor : 0,10 m.*
- 56,1 - 112,0 m ; lutitas negras con superficie de meteorización gris clara. *Espesor : 56 m.*
- 112,0-112,5 m ; areniscas de grano grueso, color verde oliva a gris, con clastos subangulosos. *Espesor : 0,50 m.*
- 112,5-116,0 m ; lutitas negras. *Espesor : 3,5 m.*
- 116,0-116,1 m ; caliza en parte concrecional. *Thurmanniceras aff. keidel* y *Thurmanniceras neogaucus*. *Espesor : 0,10 m.*
- 116,1-139,0 m ; lutitas negras con impresiones de ammonites indeterminados y algunos niveles de caliza de hasta 3 cm. *Espesor : 22,9 m.*
- 139,0-139,2 m ; arenisca de grano grueso con clastos subangulosos, de color verde oliva a gris. *Espesor : 0,20 m.*
- 139,2-152,2 m ; lutitas negras con superficie de meteorización gris. *Espesor : 13 m.*
- 152,2-152,3 m ; concreciones de caliza de color gris y superficie de meteorización parda, de 7 a 8 cm de diámetro. *Espesor : 0,10 m.*
- 152,3-164,0 m ; lutitas negras. *Espesor : 11,7 m.*
- 164,0-165,0 m ; limolita color gris verdosa. *Espesor : 1 m.*
- 165,0-188,0 m ; lutitas negras con *Thurmanniceras* sp. indet. *Espesor : 23 m.*
- 188,0-200,0 m ; lutitas negras. *Espesor : 12 m.*
- 200,0-223,0 m ; cubierto. *Espesor : 23 m.*
- 223,0-227,1 m ; arenisca de grano fino, color verde grisáceo oscuro, estratificación fina. Superficie de meteorización castaña. En la base un banco de caliza de 10 cm. *Espesor : 4,1 m.*
- 227,1-231,1 m ; lutitas negras. *Espesor : 4 m.*
- 231,1-231,7 m ; coquina con *Exogyra couloni*. *Espesor : 0,60 m.*
- 231,7-245,0 m ; lutitas negras a verde oliva. *Espesor : 13,3 m.*
- 245,0-245,7 m ; coquina con *Exogyra couloni*, *Meretrix quintucoensis* y *Transitrigonia*. *Espesor : 0,70 m.*
- 245,7-246,2 m ; caliza gris oscura con superficie de meteorización castaño clara. *Espesor : 0,50 m.*
- 246,2-262,0 m ; lutitas gris verdosas oscuras. *Transitrigonia*. *Espesor : 15,8 m.*
- 262,0-263,0 m ; arenisca de grano mediano a fino, color verde grisáceo. *Espesor : 1 m.*
- 263,0-265,0 m ; lutitas negras con superficie de meteorización gris. *Espesor : 2 m.*

- 265,0-265,1 m ; arenisca de grano mediano, color verde grisáceo. *Espesor* : 0,10 m.
265,1-273,0 m ; lutitas negras con impresiones de ammonites indeterminables. *Espesor* : 7,9 m.
273,0-273,3 m ; caliza concrecional gris oscura. *Espesor* : 0,30 m.
273,3-274,3 m ; lutitas negras. *Espesor* : 1 m.
274,3-274,5 m ; caliza concrecional de hasta 15 cm de diámetro. *Espesor* : 20,20 m.
274,5-310,0 m ; lutitas negras con dos niveles intercalados de aragonita de 5 cm de espesor cada uno. *Espesor* : 35,5 m.
310,0-310,1 m ; caliza concrecional de hasta 5 cm de diámetro. *Espesor* : 0,10 m.
310,1-320,0 m ; lutitas negras. *Espesor* : 9,9 m.
320,0-320,2 m ; caliza gris oscura. *Espesor* : 0,20 m.
320,2-330,0 m ; lutitas negras. *Espesor* : 9,8 m.
330,0-330,8 m ; arcilita de color pardo claro. *Espesor* : 0,80 m.
330,8-341,0 m ; lutitas negras. *Espesor* : 10,2 m.
341,0-342,0 m ; arcilita color pardo claro. Alterada. Ostrácodos¹. *Espesor* : 1 m.
342,0-347,0 m ; lutitas negras. *Espesor* : 5 m.
347,0-347,6 m ; arcilita de color pardo claro con concreciones calcáreas. *Espesor* : 0,60 m.
347,6-367,0 m ; lutitas negras. *Espesor* : 19,4 m.
367,0 — ; cubierto. (Eje anticlinal próximo).

DESCRIPCION DE LOS FOSILES

Orden AMMONOIDEA Zittel, 1884

Suborden Ammonitina Hyatt, 1889

Familia BERRIASSELLIDAE Spath, 1922

Subfamilia Neocomitinae Spath, 1924

Género ACANTHOLISSONIA nov.

Especie tipo: *Spiticeras gerthi* Weaver (Weaver, 1931, p. 428, lám. 47, figs. 315 y 316).

Diagnosis. Conchilla evoluta. Vueltas poligonales, con bordes redondeados, tan anchas como altas. Bullas periumbilicales y tubérculos laterales medianos, espiniformes, de los que parten tres costillas finas, angulosas y proyectadas. Costillas intercaladas. Vientre con un profundo surco.

¹ En este nivel la doctora Elsa Rossi de García descubrió la presencia de ostrácodos correspondientes al género *Monoceratina* Roth, 1928. Su descripción y estudio serán dados a conocer oportunamente por la citada investigadora.

Descripción. Dispongo de un fragmento que representa el comienzo de la cámara de habitación y una parte de la penúltima vuelta. La conchilla es más bien evoluta. Sus vueltas se recubren por encima del tercio superior del flanco. La sección de las vueltas es poligonal, aunque con bordes redondeados, tan ancha como alta. El ancho máximo se mide en correspondencia con el borde umbilical, que es redondeado. Las costillas nacen en la pendiente umbilical y se dirigen en forma opistoclina hasta el borde umbilical, donde se engrosan alargadamente en sentido radial para constituir bullas. A partir de ellas, las costillas se engrosan, presentan una sección subangulosa y están separadas por interespacios de ancho equivalente a tres veces el grosor de las mismas. En la mitad del flanco, se resuelven en un tubérculo grande y redondeado, deteriorado en su parte central pero que hace suponer, por su forma, su culminación en una aguda espina. Ello puede ser confirmado en el fragmento de la vuelta interna conservada, donde se observan tubérculos es-

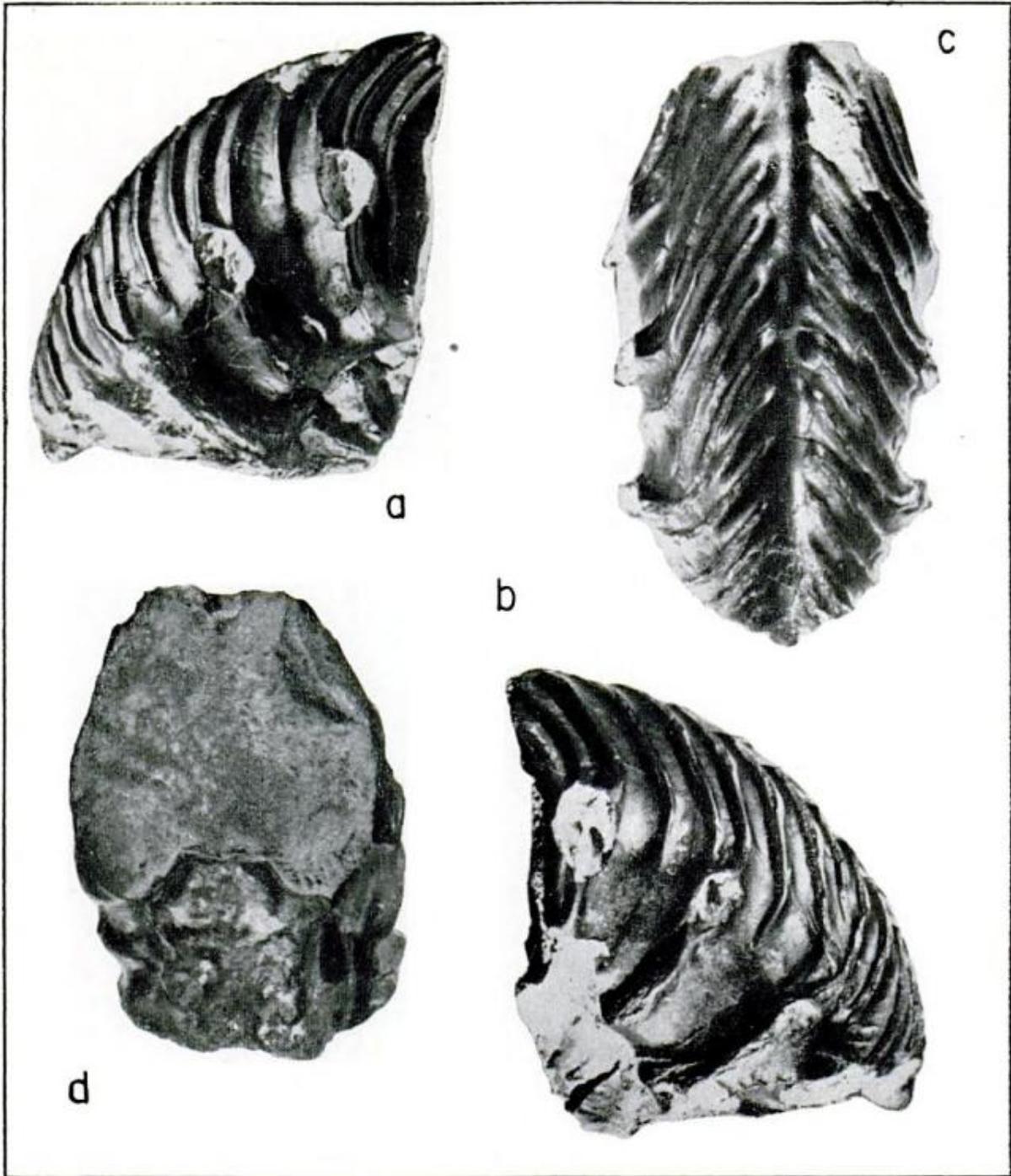


Fig. 1. — *Acantholissonia gerthi* (Weaver) H. Leanza : *a* y *b*, Vista lateral de ambos lados de la cámara de habitación y parte de la penúltima vuelta del ejemplar D. N. G. M. 12,484 \times 1,5 ; *c*, Vista ventral del mismo ejemplar, mostrando periferia de Lissonia \times 1,5 ; *d*, Sección de la vuelta \times 1,5. Cerrito de la Ventana. Neuquén. Col. H. Leanza y C. Hugo.

pinosos. De los referidos tubérculos parten haces constituidos por tres costillas finas y filosas, que se proyectan acusadamente hacia adelante.

Entre los haces de costillas descrip-

tos, existe una costilla intercalada que se pierde sobre la mitad superior del flanco. Tanto las costillas secundarias como las intercaladas se interrumpen en la periferia para dejar paso a la pre-

sencia de un surco ventral profundo, semejante al del género *Lissonia*. La línea lobal no ha podido ser preparada.

Observaciones. El fragmento que acabo de describir coincide perfectamente con *Spiticeras gerthi* Weaver (Weaver, 1931, p. 428, lám. 47, fig. 315 y 316) que fuera hallado por el citado autor en el faldeo oriental del cerro Mocho, una localidad muy próxima al Cerrito de la Ventana.

Como puede apreciarse a simple vista, *Acantholissonia* se diferencia fácil y ampliamente de *Spiticeras* y también de *Himalayites*, que Weaver suponía próximo.

Spath ilustró fragmentos de ammonites procedentes de Colombia que atribuye a *Raimondiceras sp. indet.* (Spath, 1939, p. 63, lám. XV, figs. 3 y 4; lám. XVI, figs. 7 a-b) y que asocia, por sus semejanzas, con "*Spiticeras*" *gerthi*. Considero que *Acantholissonia* tiene características que la hacen distinguible de *Raimondiceras* Spath, cuya especie tipo es *Hoplites raimondii* Gab. (in Lisson, 1907, p. 41, lám. V, figs. 1 a-b), entre las que puede citarse la presencia de su profundo surco ventral. Si bien es cierto que Spath señala en *Raimondiceras s. str.* la presencia de un surco ventral, éste desaparece con la edad para ser reemplazado por costillas que se interceptan en la periferia formando *chevrons* dirigidos hacia adelante. En *Acantholissonia*, en cambio, el surco no desaparece con la edad. Consideraré, por lo tanto, al fragmento de cámara de habitación figurado por Spath como *Raimondiceras sp. indet.* (Spath, 1939, p. 63, lám. XVI, fig. 7 a-b) como el holotipo de una especie nueva: *Acantholissonia colombiana sp. nov.*

En cuanto a los ejemplares ilustrados por Spath en la lámina XV, figuras 3 y 4, de la misma monografía, y refe-

ridos como *Raimondiceras sp. nov.*, parecen pertenecer al nuevo género, pero sin embargo no son visibles en las fotografías claramente los surcos ventrales que caracterizan a las especies de *Acantholissonia*. Por dichas circunstancias consideraré con reservas al ejemplar de la lámina XV, figura 3 a-b-c como el holotipo de *Acantholissonia (?) spathi sp. nov.* y como paratipo de esta nueva especie al fragmento figurado en la lámina XV, figura 4, de la misma monografía.

Material examinado. Tres fragmentos. Colección H. Leanza y C. Hugo, 1971. D.N.G.M. 12.484.

Edad. Como se desprende de visualizar la sección estratigráfica adjunta, los restos de *Acantholissonia gerthi* (Weaver) H. Leanza n. comb. yacen nueve metros por debajo del nivel que contiene a *Lissonia riveroi* (Lisson) y a su vez están situados 98 m por encima del horizonte que aloja a *Thurmanniceras aff. keideli* Gerth y a *Thurmanniceras neogaeus* Leanza.

El género *Lissonia* es atribuido al Valanginiano por estar asociado con *Olcostephanus curacoensis* (Weaver) (Leanza, 1945, págs. 72 y 96, cuadro), *O. (Rogersites) cf. atherstoni* (Sharpe) y *O. (Rogersites) auritus* Leanza (H. Leanza, 1969, p. 37).

El género *Thurmanniceras* es atribuido al Berriasiano. Gerth (1925, p. 127) cita a *Th. keideli* Gerth asociado con *Lissonia cf. riveroi*, pero no especifica el intervalo estratigráfico que los separa. *Th. neogaeus* Leanza se halla asociado en la sierra Azul (Leanza, 1945, p. 67) con *Kilianiceras damesi* (Steuer) y *Cuyaniceras transgrediens* (Steuer) y se le atribuye edad berriasiana superior.

En consecuencia, podemos concluir que *Acantholissonia gerthi* posee edad valanginiana.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

- Gerth, E., (1925). *La fauna Neocomiana de la Cordillera argentina, en la parte meridional de la provincia de Mendoza*. Actas Acad. Nac. Ciencias, IX-2, p.p. 57-132, 6 láms., 16 text. figs. Córdoba.
- Leanza, A. F., (1945). *Ammonites del Jurásico superior y del Cretácico inferior de la Sierra Azul, en la parte meridional de la provincia de Mendoza*. An. Mus. La Plata, n. s., I, p.p. 99, 23 láms., 13 text. figs., 1 cuadro.
- (1947). *Upper limit of the Jurassic System*. Bull. Geol. Soc. Amer., LVIII, p.p. 333-342. Washington. D.C.
- Leanza, H. A., (1969). *Contribución al conocimiento de la estratigrafía del Tithoni-
neocomiano en el Cerro de la Parva, provincia de Neuquén*. Seminario Univ. Nac. Córdoba, p.p. 63, 3 text. fig., 1 cuadro (Inédito).
- Lisson, C., (1907). *Contribución a la Geología de Lima y sus alrededores*. Lima.
- Spath, F. L., (1939). *The Cephalopoda of the Neocomian Belemnites bed of the Salt Range*. Pal. Indica, n. s., XXV-1, p.p. 154, 25 láms., 1 text. fig.
- Uhlig, V., (1903). *The Fauna of the Spiti Shales*. Pal. Indica (XV), IV-1-3, p.p. 511, 94 láms.
- Weaver, Ch., (1931). *Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina*. Mem. Univ. Washington, I, p.p. 469, 62 láms., 1 cuadro.

Recibido el 8 de diciembre de 1971.

PERFIL GEOLOGICO DE LA CORDILLERA
ENTRE LOS 28°00' Y 28°30' DE LATITUD SUR,
PROVINCIA DE LA RIOJA, REPUBLICA ARGENTINA

Por ROBERTO CAMINOS¹

RESUMEN

Se presenta un perfil geológico de los Andes argentinos en el noroeste de la provincia de La Rioja, bosquejando los principales rasgos estratigráficos y tectónicos de la región. El corte tiene una longitud de unos 120 km y se extiende desde la sierra del Toro Negro hasta el límite argentino-chileno, cruzando formaciones metamórficas y sedimentarias precámbricas, ordovícicas, devónicas (?), carbónicas y pérmicas, plegadas, falladas e intruídas por rocas graníticas; aparecen también estratos terciarios y vulcanitas cuaternarias. Las descripciones se completan con cuatro edades radimétricas K-Ar.

ABSTRACT

In a geological cross section of the Argentine Andes in the northwest of La Rioja Province the main stratigraphical and structural features of the region are outlined. The section is about 120 km long and extends from the Toro Negro Sierra in the East to the Argentinian-Chilean border in the West, cutting across metamorphic and sedimentary Precambrian, Ordovician, Devonian (?), Carboniferous and Permian formations folded, faulted, and intruded by granitic rocks; there are also Tertiary beds and Quaternary volcanics. Four K-Ar ages are added.

INTRODUCCION

Durante más de veinte años, las únicas fuentes de información sobre la geología de la Cordillera en el noroeste de la provincia de La Rioja fueron el mapa de Groeber (1940) en escala 1:100.000, la breve descripción que este autor presentó más tarde (1963) acompañada por un mapa en escala 1:2.500.000, el mapa geológico de la República Argentina, en la misma escala, publicado por la Dirección Nacional de Geología y Minería (1964), y el perfil realizado por Cuerda (1948) entre Jagüel y el paso de Come Caballos. Tra-

bajos todos destinados a dar una idea muy general de una región hasta entonces casi inexplorada geológicamente. Se conocía además, por observaciones locales, la presencia de areniscas carbónicas fosilíferas (Leanza, 1948) y de conglomerados de edad igual o poco más antigua (Borrello, 1955) aflorando en el borde del macizo montañoso, al oeste de Jagüel.

El perfil geológico que aquí presentamos corta transversalmente la Cordillera argentina entre los 28° 00' y 28° 30' de latitud sur. Su traza sigue aproximadamente la línea del perfil de Cuerda, aunque desviándose algo hacia el norte en su tramo oriental, es decir, apartándose del curso medio e inferior del río

¹ Dirección Nacional de Geología y Minería.

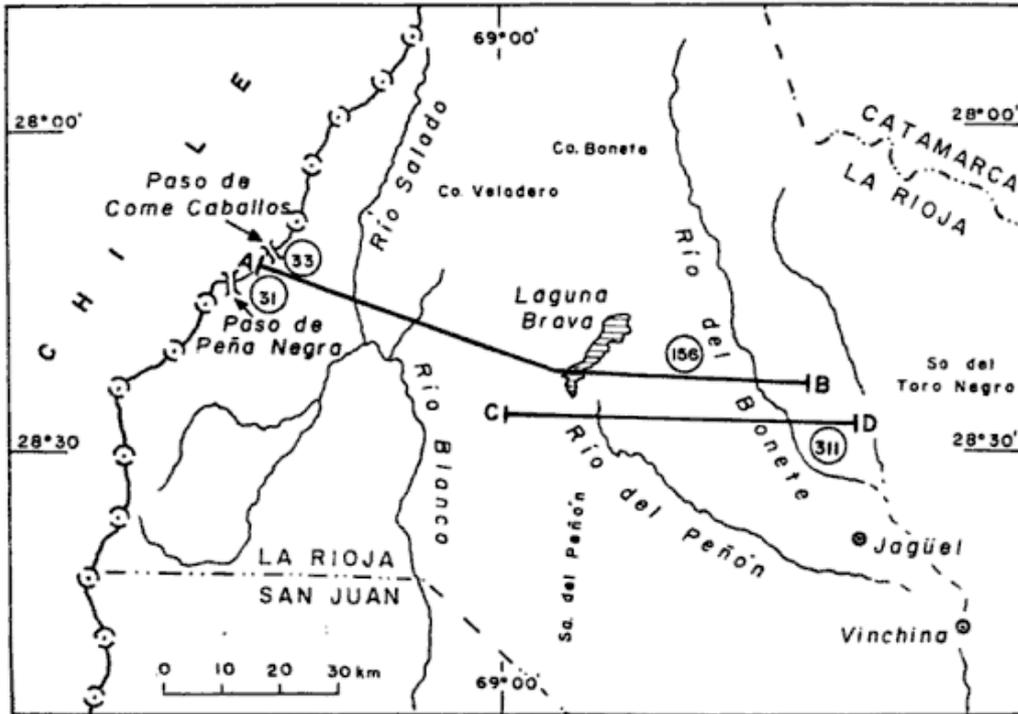


Fig. 1. — Situación del perfil en el noroeste de la provincia de La Rioja. Los números entre círculos corresponden a las muestras datadas radimétricamente y señalan su ubicación

del Peñón, que fue la vía de acceso seguida por dicho geólogo. Como el mismo Cuerda lo indica, debido al escaso tiempo disponible en esa ocasión (en sólo dos días debió recorrer la distancia que media entre Jagüel y el paso de Come Caballos, prolongando luego el perfil hasta el paraje chileno de Tranque Lautaro), quedaron en su trabajo partes en blanco y puntos dudosos que sólo podrían resolverse con observaciones posteriores. Así, el objeto de este perfil es ampliar aquellas observaciones preliminares y aportar nuevos detalles a los rasgos estratigráficos y tectónicos de la región.

Según se indica en la figura 1, el perfil principal (A-B) se extiende desde el límite argentino-chileno, entre los pasos de Come Caballos y Peña Negra, hasta el cordón de la Escarcha, una de las sierras integrantes de la Precordillera septentrional. Un corte adicional (C-D), paralelo al anterior y trazado un poco más al sur, se extiende desde los llanos del Fandango hasta las estribaciones occidentales de la sierra del Toro Negro, tocando los afloramientos

situados directamente al norte del pueblo de Jagüel. Esta pequeña localidad, punto extremo de la ruta provincial 21, constituye el último lugar habitado en el camino hacia el poniente.

El trabajo de campo se efectuó durante los meses de febrero y marzo de 1969, cuando la región se reabrió a los estudios geológicos con motivo del Plan Cordillera Norte emprendido por la Dirección Nacional de Geología y Minería. Hacia la misma época, geólogos de la Dirección de Minas de la provincia de La Rioja (Aceñolaza y Bernasconi, 1969 *a, b*; Aceñolaza, 1969) daban a conocer sus observaciones en el sector sudoriental del área aquí tratada, algunas de ellas de particular importancia, según luego veremos.

A las observaciones geológicas agregamos los resultados de cuatro determinaciones radimétricas de rocas graníticas (en la figura 1 se indica la ubicación de cada muestra), realizadas por medio del método K-Ar en el Instituto de Geociencias y Astronomía de la Universidad de San Pablo, Brasil; debemos estos análisis a la gentileza del doctor A.

Rocha - Campos, a quien agradecemos sinceramente su colaboración. Expresamos también nuestro reconocimiento a los geólogos F. H. Planas y O. Cravero por su ayuda en las tareas de campaña, y a los doctores J. C. Turner y E. de Alba por la lectura y crítica del manuscrito.

RASGOS GENERALES DE LA REGION

En este tramo de la Cordillera se reúnen elementos pertenecientes a varias provincias geológicas. Las Sierras Pampeanas, la Precordillera y la Cordillera Frontal aparecen allí unidas lateralmente, sin que desde el punto de vista orográfico medie entre ellas ningún tipo de separación física, como sucede en las regiones situadas más al sur. Geológicamente, sin embargo, el pasaje de la Precordillera a la Cordillera Frontal no es transicional, por el contrario, tiene el carácter de una abrupta discontinuidad marcada por una línea tectónica regional que actúa como soldadura entre las dos unidades.

Ahora bien: la Cordillera Frontal, aunque contiene aún los dos elementos geológicos que le son más característicos — las formaciones sedimentarias carbónicas y el batolito variscico —, no aparece ya como una faja montañosa bien definida sino como una altiplanicie de relieve irregular cuya altura media es de unos 4.000 metros y cuyo ancho varía entre los 70 y 80 km. Cordones constituidos por sedimentos carbónicos y granitos permotriásicos se levantan, como pilares tectónicos, hasta los 5.000 m de altura, dejando entre ellos bajos estructurales rellenados por sedimentos terciarios en facies continental. Si bien la altiplanicie desagua parcialmente hacia el sur por medio del río Blanco y su afluente principal, el río Salado, en las depresiones longitudinales comienzan a definirse cuencas sin desagüe ocupadas por salares y lagunas de agua salobre, tales como la laguna Brava y la laguna de las Mulas Muertas. La región es fría,

ventosa y extremadamente seca; en otras palabras, se establecen los rasgos fisiográficos y las condiciones climáticas propias de la Puna austral.

El borde oriental de esta altiplanicie es la sierra del Peñón, por cuyo pie corren las fallas plio - pleistocenas que, marcando una escarpa notable, levantan en bloque a la Cordillera Frontal sobre la Precordillera. Su borde occidental es el cordón de granito y pórfidos que determina el límite con Chile; de allí hacia el oeste el terreno desciende en franca pendiente hacia el océano Pacífico. Hacia el norte, sobre las rocas paleozoicas y terciarias de la altiplanicie, se asientan los grandes domos volcánicos cuaternarios del sur de la Puna, cubriendo casi por completo a las formaciones más antiguas; están representados, en primer término, por los cerros Bonete y Veladero, cuyas cumbres se elevan a más de 6.000 m sobre el nivel del mar.

El límite entre la Precordillera y las Sierras Pampeanas es también una línea de debilidad estructural, aunque más antigua y sin una expresión morfológica tan marcada como en el caso anterior; según veremos más adelante, un cuerpo granítico paleozoico se ha emplazado precisamente a lo largo del plano de unión. La Precordillera aparece así como una faja de rocas paleozoicas plegadas y falladas, comparativamente estrecha, pues su ancho es no mayor de 30 ó 35 km, apretada entre el bloque alto de la Cordillera Frontal (o Puna, en sentido geográfico más que geológico) y el bloque de rocas ígneo-metamórficas de la sierra del Toro Negro, elemento al que puede considerarse parte del borde occidental de las Sierras Pampeanas.

DESCRIPCION DEL PERFIL

Siguiendo el orden estratigráfico, pasaremos ahora a la descripción del perfil. Algunas de las formaciones geológicas que trataremos han sido ya denomi-

nadas formalmente por otros autores, o pueden ser identificadas con unidades de regiones vecinas: por nuestra parte, no propondremos nuevos nombres formales sino hasta presentar en la Hoja Geológica 14 *a-b*, en preparación, mapas y descripciones más completas.

A. PRECÁMBRICO

En su extremo este, el perfil toca las rocas más antiguas de la región, las que afloran en la sierra del Toro Negro y cuya edad es probablemente precámbrica. El núcleo ígneo-metamórfico de esta sierra es la continuación septentrional del basamento cristalino de las sierras de Villa Unión, Umango y Espinal, terrenos constituidos regionalmente por micacitas, gneises, anfibolitas, calizas, intrusiones básicas y ultrabásicas y cuerpos graníticos pequeños. Turner (1964) denominó a este complejo cristalino Formación Espinal.

En la zona cruzada por el perfil afloran principalmente micacitas gnéissicas formadas por capas de biotita y moscovita y bandas leucocráticas concordantes, paralelas, de 1 a 2 mm de espesor, compuestas por cuarzo cataclástico, oligoclasa y, en menor cantidad, microclino; aislados, se observan cristales pequeños de granate. Entre estas rocas foliadas se intercalan bancos macizos de anfibolitas formadas por hornblenda, andesina y titanita. Diques y lentes de pegmatita cruzan a la serie metamórfica, desprendiendo venillas de cuarzo y microclino que inyectan a los esquistos y forman arteritas y gneises de ojos.

Estas rocas están en contacto, hacia el oeste, con el stock granítico del río Potrerillos, plutón paleozoico que por su lado opuesto intruye a rocas ordovícicas. Es de notar que la zona marginal del stock es marcadamente milonítica; una faja de fuerte cizallamiento parece haberse localizado a lo largo del contacto entre el cuerpo intrusivo y las metamorfitas precámbricas.

B. PALEOZOICO

1. ORDOVÍCIICO

Las rocas ordovícicas cortadas por el perfil afloran hacia ambos lados del curso inferior del río del Bonete. Constituyen bloques tectónicos limitados por fallas inversas de alto ángulo en general (véase el perfil) que dejan entre ellos fajas de estratos carbónicos plegados y fracturados. Se trata de una secuencia sedimentaria potente, en facies carbonática y calco-silicática, muy deformada y afectada en partes por metamorfismo de bajo grado. Su base no es visible, al menos en la zona estudiada, y su contacto con la metamorfitas precámbricas tampoco puede observarse porque entre las dos unidades se interpone el stock granítico del río Potrerillos. Los tipos litológicos más comunes en la secuencia ordovícica son lutitas oscuras, grauvacas semimetamórficas, pizarras, filitas, calci-filitas y calizas cristalinas.

Las pizarras y filitas son rocas de color gris verdoso pálido, fácilmente exfoliables, compuestas por moscovita, clorita, cuarzo y albita. Las calci-filitas, no menos abundantes, de color gris verdoso oscuro, grano muy fino y menos exfoliables, están formadas por actinolita, clorita, epidoto, albita y titanita; en ciertos ejemplos el epidoto forma pequeños porfiroblastos, o bien nódulos compuestos en los que intervienen también cristales de albita. En algunos afloramientos puede observarse la repetición de bancos delgados de calci-filitas intercalados entre capas de caliza de igual espesor, grano muy fino y color gris azulado; en otros aparecen lutitas pizarrosas alternando también rítmicamente con cuarcitas o grauvacas semimetamórficas. Las calizas llegan a formar lentes potentes y cuerpos globosos, macizos, de varios cientos de metros de espesor, teñidos superficialmente por una pátina de color amarillo ocre; en fractura fresca el color de estas rocas es negro o gris azulado; contienen, con cierta frecuencia, pequeñas concreciones silíceas. Venas car-

bonáticas blanquecinas, de textura sacaroidea, productos de exsolución, cruzan tanto a las calizas como a las calci-filitas intercaladas.

La estructura interna de la pila sedimentaria ordovícica revela una deformación plástica intensa, con plegamiento intrincado y disarmónico. El rumbo de los planos de estratificación acusa fuertes variaciones locales: N 10-30 W a lo largo del río del Bonete, es decir, paralelo a las fracturas que determinan la orientación de este río subsecuente, pero llega a ser E-W en las quebradas afluentes; en esta zona, la disposición de la red de drenaje está en gran parte regida por la estructura interna de los bloques ordovícicos. El desarrollo de uno o más planos de clivaje de origen mecánico, que a menudo se cruzan, destruye en ciertos lugares todo indicio de estratificación.

Si bien el metamorfismo es esencialmente dinámico, en algunas áreas se suma a sus efectos la influencia de los dos cuerpos graníticos que intruyen al paquete ordovícico, el stock del río Potrerillos por el este, y el stock del cerro de las Tunas por el norte. Sus efectos térmicos producen esquistos de grano más grueso en los sedimentos calco-silicáticos, y cornubianitas y pizarras moteadas por nodulitos de sericita (probablemente reemplazando a andalucita) en los niveles cuarzo-arcillosos.

El hallazgo de restos de graptolitos clasificados como *Glossograptus* cf. *ciliatus* Emmons y de un pelecípodo de género indeterminado (Aceñolaza y Bernasconi, 1969 a) demostró la edad ordovícica de estos sedimentos.

2. DEVÓNICO (?)

Los rocas que, con reservas, asignamos al Devónico afloran en una faja ubicada al oeste del curso inferior a medio del río del Bonete y al norte de su afluente principal, el río de la Ciénaga Grande. Conforman una sucesión potente de sedimentos oscuros ple-

gados, exclusivamente clásticos, principalmente grauvacas y lutitas. La serie está intruida por un cuerpo granítico al que llamaremos stock del cerro de las Tunas y al cual nos referiremos luego con más detalle. El afloramiento corresponde a un bloque tectónico cortado al este por una falla inversa que lo sobrepone a las areniscas carbónicas del río del Bonete; dicho bloque se hunde suavemente hacia el oeste, y tanto los estratos devónicos como el granito que los intruye desaparecen cubiertos, en discordancia de alto ángulo, por conglomerados de edad carbónica. La base de la sucesión no es visible.

El color de las sedimentitas devónicas varía del gris verdoso con tonos castaños y parduscos al negro grisáceo con reflejos plomizos y acerados. En general, y sobre todo en los afloramientos situados al norte del cerro de las Tunas, la estratificación está muy bien marcada por la alternancia rítmica de grauvacas y lutitas en bancos de 10 a 20 cm de espesor; a veces, los bancos alternantes alcanzan hasta un metro de potencia. Localmente, suele observarse cómo un clivaje de fractura bien desarrollado corta los niveles arcillosos sin afectar empero a los bancos arenosos; es más común, sin embargo, que los planos de clivaje sean continuos y que al cruzar la estratificación determinen la partición de las rocas en astillas o "lápices aguzados", aunque no por esto la estratificación deja de ser claramente visible.

En ciertos lugares se comprueba que la deformación interna ha sido sin duda muy severa y las rocas acusan un metamorfismo dinámico incipiente; en forma gradual, la estratificación es borrada por completo y los sedimentos se transforman en filitas pizarrosas de brillo satinado cuyos planos de foliación suelen aparecer flexionados (*kink bands*) o bien doblados por un microplegamiento en V de uno a dos centímetros de longitud de onda.

Observadas al microscopio, las rocas arenosas aparecen como grauvacas o, más frecuentemente, subgrauvacas fel-

despáticas compuestas por granos subangulosos de cuarzo, plagioclasa, microclino y biotita alterada; la matriz no es abundante y esta formada por clorita y cuarzo de grano fino. Aún en los ejemplos de mayor deformación interna, en que los granos de las grauvacas esquistosas aparecen isorientados y las matrices fracturadas en lenticulas paralelas, no se observan evidencias de recristalización metamórfica. La formación de neominerales se debe únicamente a la influencia térmica del stock del cerro de las Tunas y a los diques de pórfido riolítico que cruzan a la secuencia devónica originando cornubianitas y pizarras moteadas.

El rumbo general del plegamiento es N 30 E, con desviaciones locales poco pronunciadas hacia el oeste; la inclinación de los planos axiales varía entre 40° y 70° al poniente. A primera vista la estructura podría interpretarse como homoclinal, pero un examen más detenido revela pliegues de muy distintos órdenes, asimétricos, a menudo contorsionados, complicados por fracturas y acaso por imbricaciones. Sólo un estudio estructural detallado podría establecer el orden normal de la secuencia y permitir un cálculo aproximado de su espesor.

Las razones que nos inclinan a ubicar provisionalmente estas rocas en el Devónico son las siguientes: sus rasgos litológicos, no comparables con los de los depósitos ordovícicos de la región, y semejantes, en cambio, a los de otras formaciones devónicas de la Precordillera, la presencia de restos orgánicos en ciertos niveles arcillosos, probablemente vegetales, indeterminables, y su posición discordante por debajo de los conglomerados carbónicos.

3. DEVÓNICO SUPERIOR A CARBÓNICO INFERIOR

Ubicamos alrededor del límite devónico-carbónico a los dos cuerpos graníticos cortados por el tramo oriental del perfil, el stock del río Potrerillos y el

stock del cerro de las Tunas, a los que consideramos intrusiones aproximadamente sincrónicas y subsiguientes a los movimientos del ciclo Caledónico.

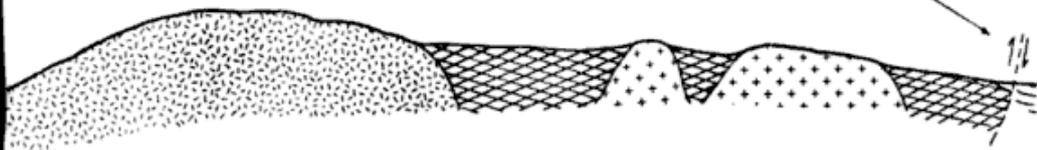
El stock del río Potrerillos (Granito Potrerillos, Aceñaloza y Bernasconi, 1969 b) es un plutón de bordes definidos y alargado en sentido norte-sur que intruye por el este a las micacitas y anfibolitas precámbricas y por el norte y el oeste a las leptometamorfitas ordovícicas. El componente principal de este cuerpo, dominante en sus partes central y nororiental, es un granito porfiroideo de color rosado pálido formado por fenocristales tabulares de microclino de 3 a 5 cm de longitud, cuarzo, plagioclasa y biotita en cantidad moderada o escasa; es una roca maciza y homogénea pero poco coherente. Sus contactos con los sedimentos ordovícicos arenos-arcillosos son generalmente netos, habiendo sido éstos transformados en pizarras moteadas y cornubianitas de textura bandea-da y color negro pardusco.

En las porciones sur y oriental del plutón predominan granodioritas y tonalitas grisáceas de grano mediano a grueso, más o menos cataclásticas y a veces ligeramente porfiroideas; son rocas ricas en biotita y hornblenda parcialmente cloritizadas. De estos afloramientos proviene la muestra 311, sometida a análisis radimétrico. En el ambiente tonalítico abundan las inclusiones oscuras, subredondeadas, y los schlieren de biotita y hornblenda, llegando a definirse localmente rocas de aspecto gnéisico con texturas de tipo venoso y/o noduloso. Numerosos diques de microgranito leucocrático cruzan limpiamente a las tonalitas y granodioritas en diversas direcciones. El borde oriental del cuerpo, según ya dijimos, se caracteriza por una fuerte cataclasis, fenómeno que da origen a un gneis milonítico cuarzo feldespático anfibólico.

Sobre el borde occidental del stock, en contacto con rocas ordovícicas en facies carbonática, se observan diferenciaciones en sentido melanocrático muy evidentes; aparecen allí dioritas y aun

CERRO CARNERITO

LAGUNA BRAVA



rocas oscuras de grano grueso y aspecto gabroideo, probablemente producidos híbridos debidos a la asimilación de calcio y magnesio. Estas rocas son cruzadas por filones tonalíticos y éstos, a su vez, por venas leucograníticas rosadas. En ciertos lugares, sobre las rocas melanocráticas se destacan porfiroblastos rosados de feldespato potásico.

El stock del cerro de las Tunas es un cuerpo más pequeño y de composición más uniforme que aflora al oeste del río del Bonete, intruyendo a las sedimentitas supuestamente devónicas. La roca predominante es un granito biotítico de grano mediano a fino, color rosado salmón, a veces ligeramente porfiroideo, macizo y coherente; la biotita, algo cloritizada, es de grano fino y aparece distribuida uniformemente entre los componentes sálicos. Aunque no están ausentes por completo, en este cuerpo son raras las diferenciaciones melanocráticas. La muestra 156, analizada radimétricamente, proviene de los afloramientos cortados por la quebrada de las Tunas. Los contactos de este granito con las rocas devónicas son netos, tajantes, con los efectos térmicos ya señalados.

La edad del stock del río Potrerillos, según lo indican Aceñolaza y Bernasconi (1969 b), es sin duda post-ordovícica y, dado que la intrusión no parece afectar a los estratos carbónicos que afloran en la misma área, puede considerarse pre-carbónica. En forma análoga, podemos inferir que el stock del cerro de las Tunas es probablemente post-devónico y sin duda pre-carbónico, ya que sobre él se asientan normalmente, descansando sobre un plano de erosión labrado en el granito, los conglomerados de edad carbónica.

Por otra parte, la edad radimétrica K-Ar del granito del cerro de las Tunas, según la muestra 156, resultó de $324 \pm 5,8$ m.a., valor equivalente al Carbónico inferior en la escala de Kulp. Las relaciones estratigráficas demuestran, en efecto, que el emplazamiento del cuerpo debió producirse no mucho más arriba del límite devónico-carbónico, de

modo que la edad isotópica concuerda, aproximadamente, con la edad real del plutón. El análisis de la muestra 311, proveniente del stock del río Potrerillos reveló en cambio $306,5 \pm 16,6$ m.a., lo que equivale a Carbónico superior en la misma escala y marca una diferencia apreciable con respecto a la posición cronológica de este cuerpo inferida de las observaciones de campo; consideramos que este valor es probablemente aparente y puede atribuirse, sino a la influencia de eventos térmicos posteriores a la consolidación del plutón, a la escasa proporción de K existente en la biotita cloritizada o a pérdida de argón radigénico originada por perturbaciones intracristalinas, dado que la roca analizada presenta cierto grado de cataclasis. Sería interesante cotejar estos resultados con los de análisis según el método Rb-Sr.

4. CARBÓNICO A PÉRMICO INFERIOR

I. Grupo oriental

Reunimos en este grupo al conjunto de estratos carbónicos cuya facies es característica de la Precordillera. En la región cortada por el perfil asoma una secuencia clástica, plegada y desmembrada en distintos afloramientos, a la que dividiremos en tres secciones:

a) *Sección inferior.* Está compuesta por acumulaciones exclusivamente conglomerádicas que poseen un espesor notable. Según se indica en la ilustración del perfil, la base de estos depósitos puede observarse sobre el flanco occidental del cerro de las Tunas, descansando en discordancia angular sobre las grauvacas y lutitas devónicas y el granito que las intruye. En dicho lugar los bancos conglomerádicos inclinan 30° a 40° al oeste y alcanzan un espesor del orden de los 500 m, habiendo sido los niveles superiores suprimidos por la erosión. Otros afloramientos importantes se encuentran en el curso medio e inferior del río del Bonete y también

en el río de la Ciénaga Grande, su afluente principal desde el oeste, aunque allí no está bien expuesta la base de la serie pues los conglomerados se adosan en contacto tectónico contra los bloques de rocas ordovícicas.

Estos depósitos, macizos y fuertemente consolidados, de color general pardo grisáceo, se caracterizan por una ausencia casi absoluta de estratificación. El empaquetamiento de los clastos es denso, la matriz arenosa escasa y carecen prácticamente de intercalaciones finas. Sin embargo, el grado de redondeamiento es moderadamente bueno y lo mismo puede decirse de la selección; la mayoría de los rodados miden de 5 a 20 cm de diámetro, aunque ocasionalmente pueden hallarse algunos de mayor tamaño. Nos inclinamos a atribuir a estos conglomerados un origen glaci-marino.

Entre los rodados que contienen se reconocen rocas de las Sierras Pampeanas: granitos foliados, gneises migmatíticos, milonitas, micacitas, anfibolitas y esquistos inyectados, así como grauvacas, cuarcitas y pizarras del Paleozoico inferior de la Precordillera; también rodados esferoidales que pueden identificarse con el granito rosado del cerro de las Tunas; los rodados de cuarzo no son, comparativamente, muy abundantes. En algunos afloramientos predominan los clastos de rocas de la Precordillera, en otros, indicando cambios de proveniencia, los de rocas de las Sierras Pampeanas.

En los afloramientos del río del Bonete puede observarse el pasaje gradual de los bancos conglomerádicos a las capas arenosas y lutíticas que constituyen la sección media del conjunto carbónico. Entre los conglomerados comienzan a intercalarse gruesos bancos arenosos que más arriba llegan a predominar en la secuencia. En esta fase de transición aparecen algunos mantos andesíticos interestratificados, señalando la intervención de un episodio volcánico a esta altura de la sucesión.

No hay en la zona elementos de juicio para fijar la posición precisa de estos

conglomerados dentro del período Carbónico, pero conviene recordar que al sur de la traza del perfil, en el cerro Punta Negra, aflora una secuencia potente formada por areniscas de grano mediano, microbrechosas, entre las que se intercalan bancos de conglomerados polimicticos de color gris verdoso a pardusco; Borrello (1955) consideró a tales depósitos de origen fluvio-glaciario y estimó que podrían situarse en el Carbónico inferior más antiguo, siendo aun posible que su acumulación hubiera comenzado ya en el Devónico superior o medio. Más tarde Aceñolaza (1971) correlacionó a estos sedimentos, así como a los que afloran en la entrada de la quebrada del Peñón, al oeste del cerro Punta Negra, con la Formación Guandacol, la unidad más antigua del conjunto neopaleozoico aflorante en la zona de Villa Unión, cuya edad ha sido estimada devónica superior por unos autores y carbónica inferior por otros.

Aunque los conglomerados cortados por el perfil poseen rasgos litológicos no exactamente comparables, podemos admitir, en principio, su equivalencia estratigráfica con las formaciones arriba mencionadas, quedando aún en suspenso su posición cronológica precisa.

b) Sección media. Se trata de una secuencia formada por bancos de areniscas y arcosas de colores claros alternando con niveles limolíticos y lutíticos de tonos oscuros, lo cual produce una estratificación gruesa y bien definida. La serie se encuentra plegada en anticlinales y sinclinales ligeramente asimétricos y a menudo cortados por fracturas. Pocos kilómetros al norte de la traza del perfil, en el extremo septentrional del cordón de la Escarcha, los estratos carbónicos plegados (sinclinal del cerro Fortuna) ofrecen, con un espesor de unos 1.000 m, el corte más completo de la sección media, en el cual pueden distinguirse:

i) un miembro inferior, sin base visible, predominantemente arenoso, constituido por areniscas cuarzosas de color

blanco grisáceo con tinte amarillento en superficie, de grano mediano a grueso, a veces sabulíticas, entre las que se intercalan bancos delgados de lutitas grises o moradas, algunas de ellas carbonosas; y

ii) un miembro superior, formado por areniscas grises verdosas de grano fino y muy compactas, areniscas grisáceas de grano mediano, micáceas, lutitas color verde, muy físciles y quebradizas, limolitas color borra de vino, friables, con concreciones carbonáticas, areniscas cuarzosas blanquecinas, en bancos potentes aunque no tan abundantes como las que aparecen en el miembro inferior, y arcosas rosadas de grano grueso.

Por su litología, la sección resulta perfectamente comparable con una secuencia expuesta al sur del perfil, en el tramo inferior del río del Peñón (sinclinal del río Blanco), donde el hallazgo de fósiles marinos documentó la edad carbónica de esas capas (Leanza, 1948). Recientemente Aceñolaza (1971) describió en detalle la serie allí aflorante y reubicó los niveles fosilíferos. Algunas de las formas identificadas fueron las siguientes: *Syringothyris keideli* Harr. var. *erina* Leanza, *Septosyringothyris* sp. y *Tornquistia jachalensis* (Amos). En la opinión de Leanza (ob. cit.) esta fauna indica una edad carbónica inferior, punto de vista que es compartido por Aceñolaza (ob. cit.). Otros autores, por el contrario, basándose en el estudio de las mismas formas y en consideraciones estratigráfico regionales, sostienen que dichas capas deben ubicarse en el Carbónico superior (Antelo, 1971).

c) *Sección superior*. Es una secuencia eminentemente psammítica compuesta por areniscas cuarzosas de color pardo rojizo. Sucede en pasaje rápido a las areniscas claras y lutitas verdosas de la sección media, o bien, como se observa en el sinclinal situado al oeste de la quebrada de las Vacas, mediante una zona de transición en la que alternan areniscas finas verdosas con areniscas rojizas. La serie, sin techo visible, al-

canza un espesor de por lo menos 1.000 metros y resulta sumamente monótona en su composición, dado que está formada casi exclusivamente por areniscas cuarcíticas muy compactas cuyo color general pardo rojizo varía hacia tonos grises y morados. Su rasgo más llamativo es un fino bandeamiento marcado por listas oscuras de uno a dos milímetros de espesor, paralelas o, lo que es muy frecuente, configurando una fina laminación entrecruzada. Son muy raros en esta serie los niveles arcillosos y, sólo ocasionalmente, hemos advertido la presencia de bancos aislados de sabulitas y conglomerados finos.

La edad de estas areniscas podría situarse tanto en el Carbónico superior como en el Pérmico inferior; su posición correcta dependerá en gran parte de la edad que los estudios paleontológicos asignen a las capas fosilíferas infrayacentes, problema que según vimos en párrafos anteriores no ha alcanzado aún una solución definitiva. Aceñolaza (1969) identificó a estas capas con la Formación Patquía y es posible, en efecto, que sean correlativas con los estratos rojos que caracterizan al Piso II del Paganzo en las Sierras Pampeanas, aunque debe notarse que, exceptuando su tendencia a los colores rojizos, no presentan otras semejanzas litológicas con los sedimentos de la Formación Patquía, que son en general menos cuarzosos y más friables, y más ricos en niveles carbonáticos y tobáceos.

II. Grupo occidental

Incluimos aquí a la facies sedimentaria carbónica propia de la Cordillera Frontal, cuyos afloramientos se encuentran desconectados de los del grupo anterior. Estas rocas aparecen pues en la altiplanicie cortada por el tramo oeste del perfil, principalmente en la sierra del Peñón, en los cerros Veladeritos y en el flanco oriental del cerro Carnerito, marginando la costa de la laguna Brava.

Consiste mayormente de grauvacas cuarzosas y de areniscas cuarcíticas muy compactas, estratificadas en bancos gruesos y macizos, que alternan con limolitas y lutitas pizarrosas; el color general del conjunto es negro grisáceo con tonos plomizos y acerados en fractura fresca. No son raras, en ciertos niveles, las areniscas lajosas, finamente estratificadas, de color gris verdoso, en los que suelen hallarse restos de plantas indeterminables. Los cuerpos graníticos y riolíticos del ciclo eruptivo variscico intruyen a estos sedimentos y en grandes áreas los transforman en cornubianitas y pizarras moteadas.

La secuencia aflora en cordones paralelos de rumbo nornordeste, levantados tectónicamente sobre los estratos terciarios que ocupan las depresiones longitudinales. Aunque hay secciones que evidencian espesores de varios miles de metros (no hemos obtenido medidas exactas), ni la base ni el techo de la serie aparecen expuestos. Las capas están deformadas en pliegues amplios o se hundieron homoclinalmente hacia el oeste.

Asignamos estos sedimentos al Carbónico *L. s.* por su semejanza litológica y estructural con las formaciones de esa edad conspicuas en la Cordillera Frontal, según lo que conocemos en regiones situadas más al sur. Por ejemplo, resultan comparables con la secuencia expuesta en el norte de la provincia de San Juan, en el corte de la quebrada del Agua Negra.

5. PERMO-TRIÁSICO

a) *Pórfidos andesíticos y basandesíticos brechosos*

Estas rocas constituyen cuerpos intrusivos de formas irregulares, discordantes, de 20 a 40 km de superficie en afloramiento, y diques de 2 a 10 m de potencia emplazados en los estratos ordovícicos y carbónicos del sector sudoriental del área estudiada. Su composición varía de andesítica a basandesítica y por lo común se encuentran muy

alterados; presentan colores pardo morados a grises rojizos con tonos lilas o verdosos; la textura es porfírica y la estructura generalmente brechosa; la matriz, afanítica, encierra fragmentos angulosos de vulcanitas de naturaleza igual o semejante. El carácter brechoso se manifiesta tanto en los cuerpos globosos como en los diques.

b) *Granitos y pórfidos graníticos*

Afloran en la parte occidental de la región, es decir, en el ambiente geológico correspondiente a la Cordillera Frontal, representando probablemente, dentro del territorio argentino, los afloramientos más septentrionales del batolito variscico. Asoman como cuerpos aislados de dimensiones moderadas que intruyen a los sedimentos carbónicos oscuros de la sierra del Peñón, los cerros Veladeritos y la vertiente este del cerro Carnerito; constituyen asimismo, asociados con pórfidos riolíticos, el cordón del límite argentino-chileno.

Esta porción del batolito presenta una composición exclusivamente granítica *s. s.* y denota condiciones de cristalización francamente epizonales. Son rocas de color rosado pálido, leucocráticas, con variaciones texturales que van desde microgranitos equigranulares hasta granitos de grano grueso y aspecto pegmatoido. No son raras las estructuras miarolíticas. El feldespató potásico, perítico, a veces identificable con microclino, se encuentra por lo general caolinizado; la plagioclasa, menos abundante y más fresca, es oligo-albita; la biotita, escasa, aparece en cristales pequeños reemplazados por clorita. No hay señales de cataclasis. La facies porfírica está bien desarrollada, no sólo en las zonas marginales sino también constituyendo cuerpos individuales de tamaño considerable; los pórfidos se caracterizan por fenocristales idiomorfos de ortosa, plagioclasa y aun cuarzo envueltos en una pasta cuarzo feldespática que presenta a menudo textura gráfica.

Las análisis radimétricos K-Ar de dos

muestras de granito (31 y 33) del cerro Come Caballos, extraídas de un afloramiento próximo al paso del mismo nombre, dieron estos resultados: 224 ± 14 m.a. y 233 ± 12 m.a. Estos valores sitúan la fecha de consolidación del granito alrededor del límite pérmico-triási-

co (230 m.a. según Kulp, 225 m.a. según el Simposio sobre el Fanerozoico celebrado en 1964), posición que concuerda con la edad asignada al batolito variscico de la Cordillera Frontal en sus afloramientos más australes (Camino, 1971).

CUADRO I

Análisis radimétricos K-Ar

Muestra	Procedencia	Roca	Mineral	% K	Edad isotópica m. a.	Error m. a.
31 ...	Co. Come Caballos	Granito	Biotita	2,9624	224,04	14,37
33 ...	Co. Come Caballos	Granito	Biotita	1,9689	233,82	12,45
311 ...	Qda. Potrerillos	Granodiorita	Biotita	1,4830	306,52	16,66
156 ...	Co. de las Tunas	Granito	Biotita	5,4557	324,49	5,83

c) *Pórfidos riolíticos y riódacíticos*

Aparecen en cuerpos intrusivos de proporciones iguales o aun mayores que las de los graníticos; los más destacados son el cuerpo del cerro Carnerito y otros similares que afloran a lo largo del cordón del límite; se los observa también como diques de 20 a 40 m de espesor cortando a los cuerpos graníticos o a las sedimentitas carbónicas. Son rocas de color pardo rojizo con tonos lilas y violados, en general más oscuras que los granitos, y su composición varía de riolítica a riódacítica; están formadas por fenocristales de ortosa, plagioclasa y cuarzo alojados en una pasta afanítica holocristalina; en ciertos lugares contienen xenolitos de granito.

Estos cuerpos representan, en nuestra opinión, la fase final del plutonismo variscico, comagmática de los granitos con los que los pórfidos se asocian espacialmente y a los que suceden tras un intervalo de tiempo probablemente muy breve.

C. CENOZOICO

1. Terciario

En la región cortada por el perfil los sedimentos terciarios no ofrecen espesores considerables, pero sus afloramientos presentan, en cambio, una distribución relativamente amplia y una litología bastante variada, circunstancia que permite integrar una secuencia que en varios aspectos resulta comparable con el potente conjunto terciario que aflora en la sierra de los Colorados, al este de Jagüel, es decir, las Formaciones Vinchina y Toro Negro tal como las conocemos a través de las descripciones de Turner (1964) y Ramos (1970). Estos autores asignan la primera de las unidades mencionadas al Mioceno (Calchaquense) y la segunda al Plioceno (Araucanense).

En las cabeceras de la quebrada del Peñón, plegado entre dos bloques de rocas paleozoicas, aflora un paquete de estratos terciarios en el que pueden dis-

tinguirse dos secciones de diferente litología. La sección inferior, sin base visible y con un espesor de unos 300m, está formada por limolitas y areniscas finas, compactas y macizas, de color pardo terroso y castaño rojizo; puede compararse con el miembro inferior, arenoso-lutítico, de la Formación Vinchina. La sección superior, concordante sobre la anterior, alcanza un espesor de alrededor de 400 m, sin techo visible, y está compuesta por areniscas y tufitas entre las que se intercalan regular e intermitentemente, separados por distancias de metro a metro y medio, bancos conglomerádicos constituidos por rodados de rocas volcánicas, andesitas hornblendíferas principalmente, subredondeados, de 2 a 4 cm de diámetro, ocasionalmente mayores, envuelto en una matriz arenosa gruesa y a menudo tufítica; la serie presenta un color castaño más claro que el de la sección inferior: a las capas arenosas corresponde un color castaño rosado, a los bancos conglomerádicos tonos castaños grisáceos hasta amarillentos. Por su litología esta sección es comparable con el miembro superior de la Formación Vinchina, caracterizado por niveles conglomerádicos con clastos de vulcanitas interpuestos entre las areniscas y lutitas. El pasaje de una sección a otra es brusco, y si mediara entre ambas una discordancia de tipo erosivo ésta es difícilmente advertible.

Una secuencia de areniscas tufíticas y conglomerados similar a la que aludimos en último término aflora también cerca del extremo occidental del perfil, al oeste del río Salado, en contacto con los granitos y pórfidos del cordón del límite. Estas capas, con un espesor de unos 900 m, inclinan unos 45° a 50° al este, y son reemplazadas hacia arriba, en pasaje gradual, por una serie puramente piroclástica que ocupa la mayor parte de la depresión surcada por el río Salado, extendiéndose hacia el este, cubierta en grandes áreas por lavas y acarreo cuartarios, hasta ponerse en contacto con los pórfidos riolíticos

paleozoicos del cerro Carnerito; esporádicamente, otros afloramientos similares aparecen en la depresión de la laguna Brava. Esta serie está formada por tobas dacíticas y riódacíticas de color blanco ceniciento constituidas por fenoclastos pequeños de plagioclasa y cuarzo, laminillas de biotita fresca y una abundante matriz vítrea sumamente friable: bancos potentes de yeso suelen intercalarse entre los niveles tobáceos. Aunque en general se encuentran poco dislocadas, en la proximidad de los bloques paleozoicos y sobre todo a lo largo del curso del río Salado, probable línea de falla, las tobas pueden experimentar pliegues y contorsiones violentas.

Esta facies tobácea aflora también en el sector nororiental de la región estudiada, en ambos lados del curso superior del río del Bonete (pocos kilómetros al norte de la traza del perfil), dislocada entre los bloques paleozoicos movidos diferencialmente; puede observarse allí cómo las tobas se asientan normalmente sobre el basamento paleozoico, indicando el carácter transgresivo de la sedimentación terciaria, al menos en los términos superiores de la secuencia. En esta zona se aprecia además que las tobas, a su vez, son reemplazadas hacia arriba por areniscas y conglomerados muy friables de color castaño claro; aquí, como en los niveles más antiguos a los que antes nos referimos, los bancos conglomerádicos, paralelos y continuos, se repiten intermitentemente, pero presentan una diferencia importante en lo que respecta a su composición: no están formados ya por rodados de rocas volcánicas sino por clastos angulosos de granito, rocas metamórficas, cuarzo y sedimentitas paleozoicas, señalando un cambio fundamental en la naturaleza del área de aporte; sin duda hacia fines del ciclo sedimentario mio-plioceno el brusco levantamiento de bloques de basamento determinó la formación de depósitos gruesos y de rápida acumulación que cubrieron a los niveles ricos en materiales volcánicos. Esta serie superior,

tobácea primero y arenoso-conglomerádica después puede equipararse con los miembros inferior y superior de la Formación Toro Negro.

Las areniscas y conglomerados de este tipo pueden alcanzar espesores de por lo menos 600 m, tal como se los observa, por ejemplo, en la quebrada de Santo Domingo, plegados en un anticlinal asimétrico (véase el perfil C-D). A ellos se asocian lateralmente areniscas de color castaño terroso claro, con estratificación entrecruzada gruesa y bandeamiento muy fino, de origen probablemente medanoso.

2. CUARTARIO

Las rocas cuartarias más abundantes, comunes en el sector occidental de la región estudiada, son las vulcanitas paleopleistocenas que cubren parcialmente a las formaciones más antiguas y cuyos centros efusivos se encuentran en los cerros Pilar, Bonete y Veladero. Se trata de andesitas anfibólicas frescas, compuestas por una pasta afanítica de color gris rosado, o bien gris azulado, en la que se destacan pequeños prismas negros de hornblenda, a veces isorientados; superficialmente muestran una coloración pardo negruzca o pardo rojiza y presentan una fuerte tendencia a partirse en lajas delgadas.

Los sedimentos de esta edad se reducen a detritos de falda, capas de arena y materiales eólicos acumulados en mantos extensos aunque de poco espesor en la altiplanicie occidental, y a escasos remanentes de terrazas fluviales adosados a las paredes de las quebradas en el sector oriental.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F. G. y Bernasconi, A., (1969 a). *Acerca del primer hallazgo de una fauna Ordovícica en el sector norte de la Precordillera riojana*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXIV, 2, 79-84.
- (1969 b). *Nota sobre la edad de intrusivos del sector norte de la Precordillera de La Rioja*. Actas IV Jorn. Geol. Arg., II, 61-67.
- Aceñolaza, F. G., (1969). *Características geológicas y estratigráficas del sector septentrional de la Precordillera riojana*. Actas IV Jorn. Geol. Arg., I 1-13.
- (1971). *Geología estratigráfica de la zona comprendida entre Punta del Agua y Rincón Blanco, Dto. Gral. Lamadrid, La Rioja*. Acta. Geol. Lilloana, XI, 7, 127-148.
- Antelo, B., (1971). *Los braquiópodos del Carbonífero superior de la Quebrada Larga en las Cabeceras del río Blanco, Pcia. de San Juan*. Ameghiniana (en prensa).
- Borrello, A. V., (1955). *Los conglomerados del Cerro Punta Negra, al oeste de Jagüé, Provincia de La Rioja*. Rev. Asoc. Geol. Arg., X, 1, 46-53.
- Caminos, R., (1971). *Cordillera Frontal*, en *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Ciencias, Córdoba.
- Cuerda, A. J., (1948). *Nota sobre un perfil geológico en la alta cordillera*. Rev. Asoc. Geol. Arg., III, 4, 258-260.
- Dirección Nacional de Geología y Minería, (1964). *Mapa Geológico de la República Argentina en escala 1 : 2.500.000*.
- Groeber, P., (1940). *Descripción geológica de la provincia de La Rioja, en Aguas Minerales de la República Argentina*. Min. Int., Com. Nac. Climat. Ag. Min. Rep. Arg., VI, 17-29.
- (1963). *La Cordillera entre las latitudes 22° 20' y 40° S*. Acad. Nac. Ciencias, Bol. XLIII, 2, 3 y 4 (Córdoba), 111-176.
- Leanza, A., (1948). *Braquiópodos y pelecípodos carboníferos de la provincia de La Rioja (Argentina)*. Rev. Mus. La Plata, Paleont., III, 237-264.
- Ramos, V. A., (1970). *Estratigrafía y estructura del Terciario en la Sierra de los Colorados (provincia de La Rioja), República Argentina*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXV, 3, 359-382.
- Turner, J. C. M., (1964). *Descripción geológica de la Hoja 15c, Vinchina (provincia de La Rioja)*. Inst. Nac. Geol. y Min., Bol. 100.

Recibido el 7 de febrero de 1972.

EL ORDOVICICO FOSILIFERO DE LA SIERRA DE LINA,
DEPARTAMENTO SUSQUES, PROVINCIA DE JUJUY,
REPUBLICA ARGENTINA

Por VICTOR A. RAMOS *

ABSTRACT

A new fossil locality is described in the western range of the Puna basin. Fossiliferous shales in Sierra de Lina, bearing biserial graptolites allow to assign to an extense thick sequence of graywackes and shales an Ordovician age. The graptolites belong to *Glyptograptus euglyphus* Lapworth var. *linensis* nov. var. which indicates a possible Caradocian age for the first time in the Puna.

La presente comunicación tiene por objeto dar a conocer el hallazgo de una fauna graptolítica en la sierra de Lina, por su importancia en la dilucidación de la paleogeografía del Ordovícico y por permitir la datación de una extensa zona de afloramientos, cuya edad era asignada tanto al Precámbrico como al Ordovícico, sin pruebas concluyentes.

El trabajo fue realizado como una de las primeras etapas del Plan Cordillerano Norte en la provincia de Jujuy durante los primeros meses del año 1969. El hallazgo fue realizado en forma conjunta con el geólogo Vicente Méndez a quien el autor queda agradecido por poner a su disposición el material encontrado. Así mismo el autor agradece al doctor Juan C. M. Turner por su orientación en el estudio de los fósiles. Por último el autor expresa su reconocimiento a la Dirección de Fabricaciones Militares que aportó los medios materiales para el trabajo de campaña.

* Geólogo de Geophoto Services, Inc.

UBICACION GEOGRAFICA

La comarca se halla ubicada en la parte central de la Puna en las adyacencias del caserío de El Toro, departamento Susques, provincia de Jujuy (véase figura 1). La localidad fosilífera está aproximadamente a 17 km al este de dicho caserío, sobre el camino internacional que conduce al abra de Poquis en el límite argentino-chileno. Sus coordenadas geográficas son 23° 9' de latitud sur y 66° 52' de longitud oeste de Greenwich. La mejor vía de acceso a la comarca es por el camino procedente de Susques.

La elevación general de la comarca es mayor de 4.000 m sobre nivel del mar. En ella se destacan sierras como la de Lina que alcanza su máxima altura en el cerro homónimo (5.089 m).

El arroyo Estero del Toro nace en la ladera oriental de sierra de Lina desembocando en el río Rosario, el cual pertenece al sistema endorreico de la salina Olaroz.

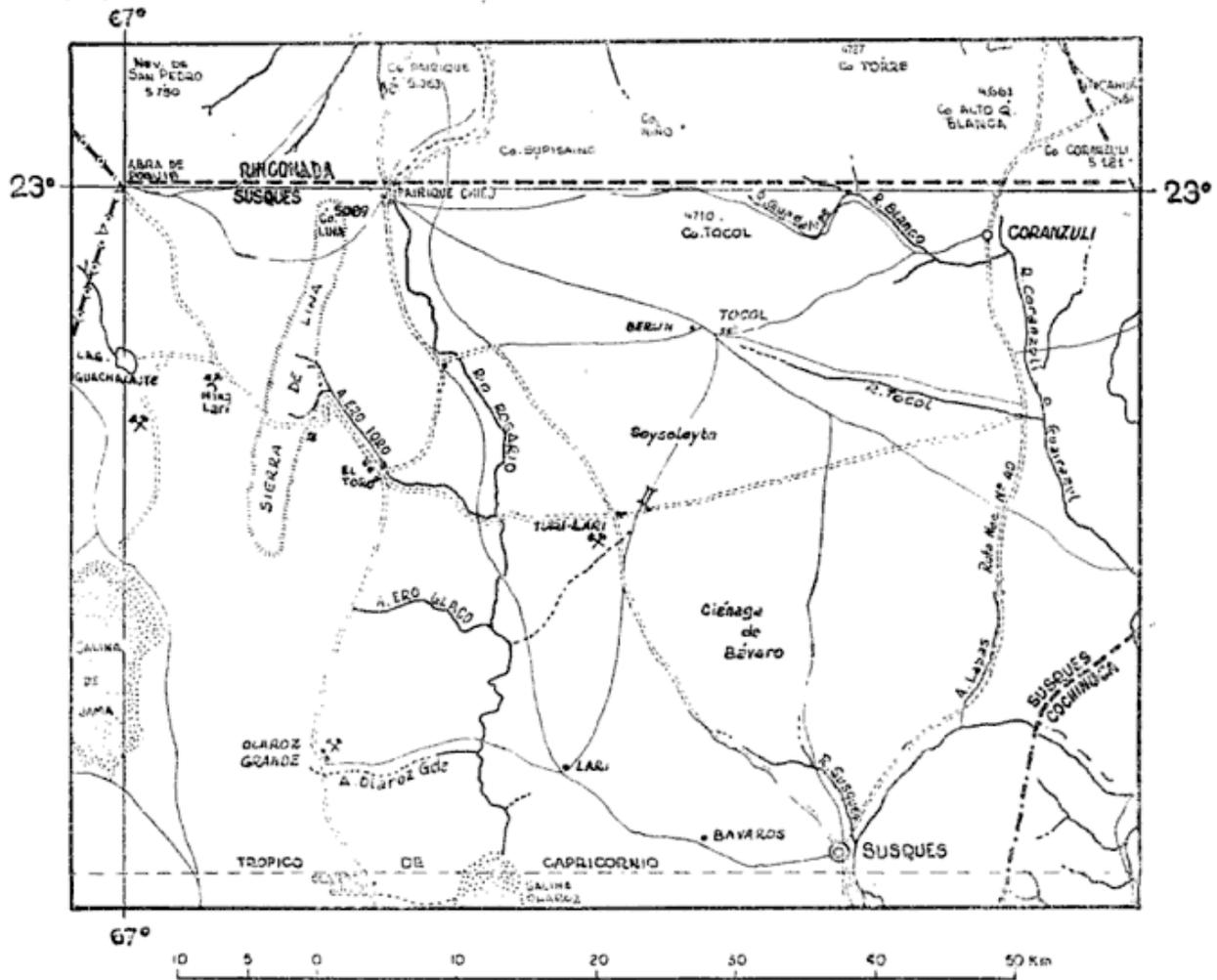


Fig. 1. — Mapa de ubicación

Investigaciones anteriores

El único antecedente sobre la geología de la comarca es el mapa geológico de la República Argentina (escala 1:2.500.000), el cual asigna a las serranías al poniente de la salina de Olaroz una edad precámbrica.

Schwab (1968) durante el levantamiento geológico de las Hojas 5a-b encuentra varias localidades fosilíferas con graptolitos ordovícicos unos 70 km al sur, en las serranías ubicadas al poniente del salar de Cauchari.

La región inmediata del norte fue estudiada por Turner (1970) durante el levantamiento geológico de las Hojas 3a-b Pirquitas. Atribuye al Ordovícico a las potentes secuencias de rocas inten-

samente plegadas, ubicadas al poniente de mina Pirquitas, por similitudes litológicas con los afloramientos más orientales con registros fosilíferos.

Entre ambas Hojas geológicas quedaba una extensa zona de afloramientos pertenecientes a las Hojas 4a-b cuyas características geológicas eran desconocidas hasta el presente trabajo.

I. DESCRIPCIÓN GEOLOGICA

Previa a la descripción de los fósiles hallados y dada la falta de antecedentes geológicos en la comarca se hará una breve descripción de las principales unidades geológicas aflorantes.

La región presenta una serie de rocas sedimentarias paleozoicas cubiertas por depósitos de edad terciaria, a los que se sobreponen extensas coladas de andesitas y tobas andesíticas de edad pleistocena. Sobre todas estas se apoyan en discordancia tobas ignimbríticas de edad holocena.

Formación Lina:

Se propone la denominación del epígrafe para designar a la potente secuencia de grauvacas y lutitas aflorantes en la sierra de Lina bien expuestas en el perfil del camino al abra de Poquis, dado que no existe ningún nombre en las regiones adyacentes.

Su base no aflora y las rocas más antiguas son las aflorantes en el núcleo del anticlinal ubicado en la estribación oriental de la sierra de Lina. Su techo está cubierto en forma discordante por las andesitas y tobas andesíticas del Pleistoceno. El contacto con los depósitos terciarios es probablemente tectónico.

En el área mapeada podemos distinguir dos fajas de afloramientos de la Formación Lina. La oriental más potente, cuyo espesor es difícil estimar dado el intenso diastrófismo, es la correspondiente a la sierra de Lina. La secuencia se inicia con una alternancia rítmica de grauvacas y lutitas de color pardo grisáceo en bancos de 20 a 40 cm de espesor bien consolidadas y cubiertas por una pátina brillante similar al característico "barniz del desierto". Las lutitas se hallan bien silicificadas, y están profusamente atravesadas por venillas de cuarzo y limonita, controladas por juegos de diaclasas casi ortogonales. A pesar de la intensa búsqueda no se hallaron fósiles en esta sección inferior.

La sección superior es predominantemente pelítica y está compuesta por limolitas y lutitas pardo amarillentas muy friables, presentan una notable fisilidad. En la parte media de estas últimas han sido encontrados los restos fósiles.

Ambas secciones presentan un metamorfismo dinámico incipiente, que permite diferenciarlas de las formaciones ordovícicas aflorantes en el borde oriental de la Puna (véase Ramos, 1970).

En la segunda faja de afloramientos que pasando por el caserío de El Toro se extiende a ambos márgenes del río Rosario, sólo se encuentra la sección inferior. Está compuesta principalmente por grauvacas y lutitas, en las que no se ha podido encontrar ningún fósil.

El contenido fosilífero de la Formación Lina permite asignarla positivamente al Ordovícico, y dentro de éste, con ciertas reservas dada la poca variedad específica de los graptolitos hallados, al Caradociano.

Depósitos terciarios:

Entre los dos afloramientos ordovícicos asoma a la latitud del Oratorio de Guadalupe una faja de depósitos continentales atribuidos al Terciario.

Esta faja que alcanza un ancho máximo de unos cinco kilómetros atraviesa la comarca con rumbo nordeste, continuando al norte en las Hojas 3a-b Pirquitas.

La litología es difícil de determinar debido a los depósitos aluviales que lo cubren parcialmente. En las adyacencias del Oratorio predominan las areniscas y conglomerados de pobre consolidación y estratificación grosera. En regiones vecinas se ha podido comprobar la presencia de tobas y tufitas intercaladas en depósitos similares.

El espesor de esta unidad es desconocido, debido a que la base aflorante en el núcleo del anticlinal se halla pobremente expuesta y el techo está en contacto tectónico con la formación Lina, o es cubierto en forma discordante por rocas volcánicas pleistocenas.

Por sus características litológicas se los correlaciona con los depósitos del Terciario superior (Mioceno?-Plioceno) de otros lugares de la Puna.

Andesitas y tobas asociadas:

Estas andesitas alcanzan su máximo desarrollo en la región más al norte donde se ubican los principales centros efusivos.

En la comarca están representadas por la parte distal de las coladas andesíticas que cubren discordantemente a las rocas terciarias y ordovícicas. Se pueden reconocer dos coladas de andesita diferentes, separadas entre sí por tobas andesíticas.

Las andesitas más antiguas afloran unos seis kilómetros al noroeste de Guadalupe. Se hallan cubiertas por tobas andesíticas friables y de poca aglutinación y espesor variable. Esta misma secuencia se observa en la parte oriental de la comarca.

Las andesitas más jóvenes afloran en la parte septentrional de la sierra de Lina apoyándose sobre las tobas andesíticas. Son similares litológicamente a las andesitas más viejas.

Estas rocas volcánicas presentan una marcada similitud con las andesitas del volcán Chipas aflorante al sur de las salinas Grandes (Ramos, 1970). Por sus características litológicas y morfológicas similares, se les asigna una edad pleistocena.

Tobas ignimbríticas:

Estas tobas se hallan ampliamente distribuidas en la región comprendida entre Coranzulí y El Toro. Se apoya en discordancia angular sobre todas las rocas anteriores.

Cubren el relieve previo existente en forma de manto de espesor bastante uniforme que varía entre los 10 y 20 m. Alcanza un desarrollo areal de varios miles en kilómetros cuadrados.

Estos depósitos desarrollan una disyunción columnar incipiente, que varía con el grado de aglutinación de las tobas. En la región levantada, la aglutinación es pobre y las tobas no presentan carácter ignimbrítico. Más hacia el este en las adyacencias de Coranzulí, sobre

el camino nacional N° 40, se puede observar una aglutinación mayor y el desarrollo de folias eutaxíticas, lentes de vidrio de color negro pardusco de hasta 10 cm de diámetro por unos dos centímetros de espesor.

Estas tobas de color blanquecino grisáceo son similares a las ignimbríticas de composición riolítica estudiadas por Schwab (1968) en la comarca más al sur. Sus afloramientos están en continuidad litológica con los aquí descritos.

A estas tobas ignimbríticas se le asigna una edad holocena dada la estrecha relación que presentan con el relieve actual. Serían más jóvenes que las ignimbríticas aflorantes en Los Patos, descritas en el borde oriental de la Puna, las que pertenecen al Pleistoceno superior (Ramos, 1970). También serían de diferente composición ya que estas últimas son andesíticas.

Depósitos cuaternarios:

En la región se puede distinguir un primer nivel de agradación que cubre las rocas paleozoicas y volcánicas formado por fanglomerados y areniscas poco consolidadas, que formaban una extensa bajada actualmente disecada al pie occidental de la sierra de Lina.

Los depósitos actuales y recientes están compuestos por gravas y arenas que cubren la llanura aluvial de los ríos y quebradas de la comarca.

II. DESCRIPCIÓN PALEONTOLOGICA

La presente descripción se basa en unos cuarenta ejemplares, de los cuales sólo unos diez están bien preservados, y en relieve. Los restantes están afectados por un clivaje de fractura que produce una cizalla de los estipes que impide la obtención de sus parámetros y el reconocimiento de su morfología. Todos ellos son graptolitos biseriados escandentes pertenecientes a la familia *Diplograptidae*.

Fam. **DIPLOGRAPTIDAE** Lapworth, 1873
emend. auctt.

Género **GLYPTOGRAPTUS** Lapworth, 1873

Rabdosoma de sección transversal elíptica o subcircular, teca de pared ventral sigmoidea, región apertural algunas veces ligeramente introvertida y márgenes aperturales comúnmente ondulados.

Genotipo: Glyptograptus tamariscus (Nicholson). Ordovícico a Silúrico inferior.

Glyptograptus euglyphus Lapworth

var. *linensis* n. var.

(Lám. I, figs. a, b, c y d)

Diplograptus dentatus: (Brogniart) Lapworth, Belfast Nat. Field Club. Rept. Proc., vol 1, pt. 4. - app. 1887, p. 132, pl. 6, fig. 13; Geol. Soc. London, Quart. Jour., vol. 34, 1878; Ann. Mag. Nat. Hist., ser. 5, vol. 4, 1879, p. 424.

Diplograptus (Glyptograptus) euglyphus: Lapworth, Ann. Mag. Nat. Hist., ser. 5, 1880, p. 166, pl. 4, figs. 14 a-e - Ruedemann, N. Y. State Mus., Men. 11, 1908, p. 369-370, text, figs. 315-316; pl. 25, figs. 22-23 - Bassler, U. S. Nat. Mus., Bull. 92, 1915, p. 452 - Keble and Benson, Nat. Mus. Melbourne, Men. 11, 1939, p. 81.

Observaciones

El género *Glyptograptus* fue originalmente considerado como un subgénero de *Diplograptus* Mc Coy, 1850 por Lapworth, 1873; Elles y Wood, 1907; Ruedemann, 1947, etcétera.

Actualmente se lo reconoce como género (Bulman, 1955) de la familia *Diplograptidae*. Las distinciones genéricas dentro de la misma se basan principalmente para su ubicación taxonómica en la sección transversal del rabdosoma que a su vez está relacionada con la forma general de la teca. Los tres tipos más comunes de sección transversal son, la cuadrangular de ángulos redondeados (*Orthograptus*), la cóncavo convexa (*Amplexograptus* y *Mesograptus*) y la subcircular o elíptica la cual caracteriza

al género *Glyptograptus*. La forma de la teca en este último es marcadamente sigmoidea, lo que origina a partir del tercio medio de la pared ventral una excavación distintiva, en forma similar a *Climacograptus* pero a diferencia de este último, el borde libre de la pared ventral es inclinado y no vertical siendo además la curva sigmoidea suave y no abrupta como en *Climacograptus*.

Descripción

Se presenta en colonias isorientadas de rabdosomas de 0,7 a 1 cm de longitud, de un número indefinido de ejemplares (por lo menos 12 en M. 2a), aunque no se ha podido observar en ningún caso la estructura del sinrabdosoma. Rabdosomas en general cortos (promedio 10 mm, ocasionalmente hasta 2 cm) y delgados. El ancho es uniforme alcanzando su máximo desarrollo en los primeros 5 mm. En su porción madura tiene 1,3 mm de promedio, aunque varía en los distintos ejemplares de acuerdo al relieve presentado entre 1,1 y 1,5 mm. La extremidad sicular tiene de 0,3 a 0,4 mm y en un ejemplar se observa una virgela corta de 1,5 mm y delgada (0,05 mm).

El número de tecas varía entre 14 y 16 en 10 mm. Estas presentan un margen apertural recto a ligeramente cóncavo, horizontal o ligeramente introvertido. La pared ventral es fuertemente sigmoidea siendo su parte distal o libre recta y levemente inclinada y la proximal cóncava, presentando marcadas excavaciones. Estas abarcan en la porción madura 2/5 (0,6 mm en 1,4 mm) del ancho del estipe. El eje tecal es recto y presenta un ángulo de 30 a 40° con el eje del rabdosoma. El traslape de las tecas es menor de un tercio.

Las tecas de un milímetro de longitud son tres veces más largas que anchas y los septos intertecales son conspicuos. Las espinas laterales no son visibles.

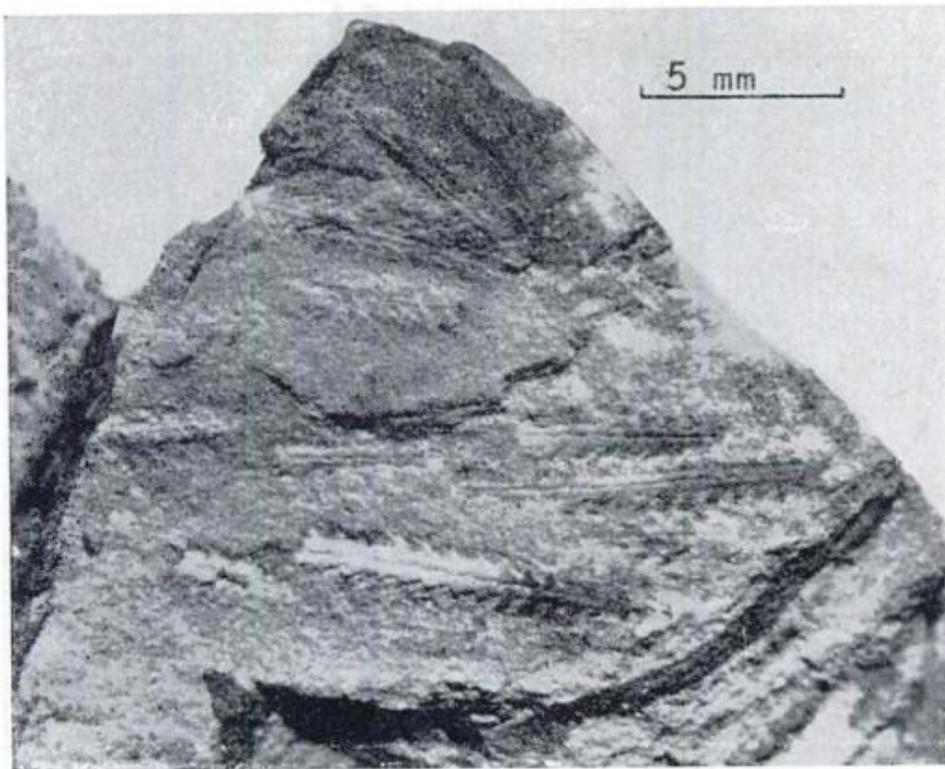
La sección del rabdosoma es subelíptica. A partir de la virgela se desarrolla



a



b



c



d

Lám. I. — a, b, c y d. *Glyptograptus euglyphus* Rued. var. *linensis* (Fotografías J. C. Rodrigues)

CUADRO I
Valores morfométricos de « *Glyptograptus euglyphus* » y sus variedades

	RABDOSOMA		TECA				Nº en 10 mm	
	Largo (mm)	Ancho (mm)		Traslape	Profundidad excavaciones	Inclinación del eje		
		Proximal	Distal					Largo (mm)
<i>G. euglyphus</i> *	40	—	1,4 a 2,2	—	< 1/3	2/5	40°	7-9
<i>G. euglyphus</i> var. <i>pygmaeus</i> *	10 (exc. 21)	—	0,9	—	< 1/3	2/5	30-10°	11-15
<i>G. euglyphus</i> var. <i>mayor</i> *	60	—	3	—	—	—	—	9
<i>G. euglyphus</i> var. <i>livensis</i>	10 (exc. 20)	0,3-0,4	1,3	—	< 1/3	2/5	30-10°	14-16

* Según Ruedemann, 1917.

una canaleta septal que evidencia la presencia de un septo incompleto o parcial pues en el reverso de algunos ejemplares no es visible.

Afinidades:

Los ejemplares estudiados presentan las características específicas de *G. euglyphus* (Ruedemann, 1947, pág. 406) en especial la forma convexa del margen ventral libre y la configuración cóncava de la parte proximal, así como el amplio intervalo entre las tecas. Como destaca Ruedemann (1947) esta última característica es debida no tanto al poco traslape de las tecas como a las excavaciones de la pared ventral en la parte proximal, lo que permite a la lutita entrar entre las tecas y producir la típica configuración cóncava de la parte proximal de la teca.

Las dimensiones del rabdosoma son menores y el número de tecas por centímetro mayor que los de la especie, como puede observarse en el Cuadro I. Presenta marcadas afinidades con *G. euglyphus* var. *pygmaeus* Ruedemann, tales como el largo del rabdosoma, número y forma de las tecas, etc. Se diferencia de este último por la presencia de una canaleta septal bien desarrollada en el anverso y que alcanza escaso desarrollo en el reverso, la cual no está presente en la variedad *pygmaeus* de Ruedemann y por un ancho promedio mayor del rabdosoma.

Fósiles asociados

Ninguno.

Nivel y localidad

Miembro superior de la Formación Lina, en la ladera oriental de la sierra de Lina, departamento Susques, provincia de Jujuy.

Correlación de los estratos portadores

Esta especie ha sido encontrada en América del Norte por debajo de las Normanskill Shales hasta la zona de *Dicellograptus* (Llandeilliano-Asghilliano). Su acmé se encuentra en las Normanskill Shales (Llandeilliano superior-Caradociano inferior). La variedad *pygmaeus* se halla restringida a esta Formación.

En Gran Bretaña Elles (1925, pág. 341) ubica *G. euglyphus* en la asociación característica de la zona de *Nemagraptus gracilis* en el Llandeilliano. Robertson y Stubblefield, junto con otros autores (véase Turner 1960, pág. 146), ubica la zona de *Nemagraptus gracilis* en la base del Caradociano.

En relación con la zonación de graptolitos reconocida para la República Argentina se podría tentativamente ubicar *Glyptograptus euglyphus* var. *linensis* en la zona de *Nemagraptus gracilis* en el Caradociano inferior (Turner, 1960; Castellaro, 1963) dejando constancia de que la falta de una asociación faunística más completa sólo permite esta asignación con reservas.

III. IMPORTANCIA PALEOGRAFICA

El presente hallazgo, en forma conjunta al realizado por Schwab (1968), al que se agregan otros más recientes de Aceñalozza y Toselli (1971) permite corroborar las hipótesis de Braccacini (1960). Este autor en su síntesis de la evolución estructural de la Argentina, interpreta la ingresión marina del Paleozoico inferior proveniente del Pacífico, a través de Bolivia formada por dos ramas de penetración: la oriental, más conocida y de mayor registro fosilífero y la occidental, que en su tramo puneño era estéril hasta los presentes hallazgos.

Esta rama occidental que estaría conectada con el Ordovícico de Chaschuil fue la que presentó mayores problemas estratigráficos, pues para algunos auto-

res su edad era o precámbrica u ordovícica.

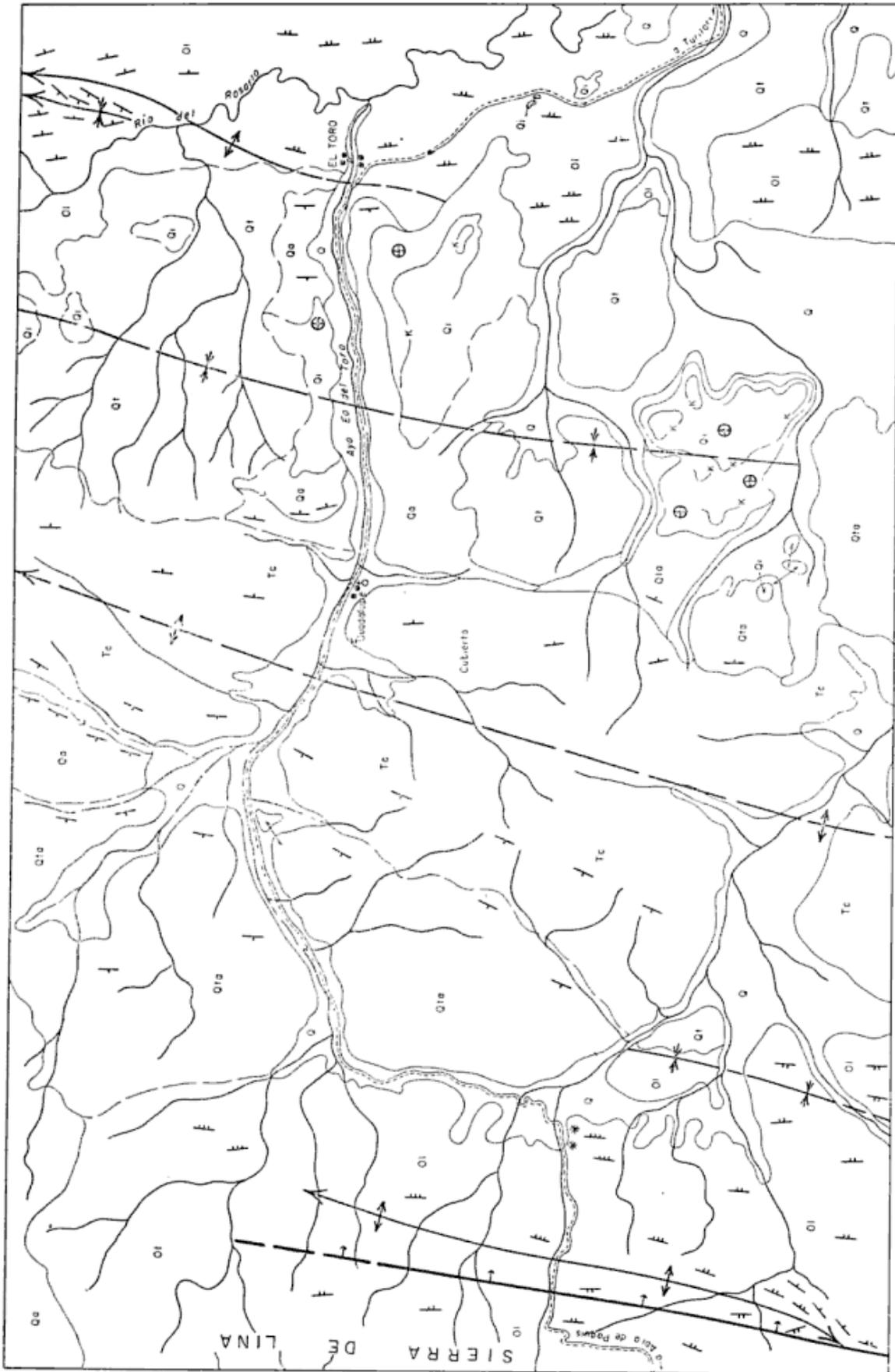
Turner (1970) sobre la base del hallazgo de Roller y Mingramm (1968) ubica el límite austral del Ordovícico un poco al sur de la latitud de San Antonio de Los Cobres. Dicho límite es ampliado hacia el sur por Aceñalozza y Toselli (1971) quienes prácticamente esbozan la conexión de la cuenca ordovícica traspanpeana con la cuenca saltojujeña.

Dentro de esta cuenca saltojujeña se pueden reconocer para el Ordovícico en un corte este-oeste dos subcuencas: una occidental o puneña y otra oriental, cuyo eje principal pasaría por la quebrada de Humahuaca.

Entre ambas cuencas habría una zona de máximo ascenso vertical (véase Ramos, 1970) que dividiría las provincias estructurales de la Puna y la Cordillera Oriental. En esta zona quedan los afloramientos de las Formaciones Puncoviscana y Copalayo que son de segura edad infracámbrica, pues yacen por debajo del Grupo Mesón y son intruidos por rocas plutónicas, como la Granodiorita Quesera de edad cámbrica inferior a media. Si bien parte de la Formación Copalayo está siendo actualmente asignada al Ordovícico en sus afloramientos occidentales, queda una región central para la misma de edad pre-grupo Mesón, por lo que los nuevos afloramientos tendrían que ser separados en una nueva formación.

Si se reconstruye la cuenca durante el Ordovícico medio (Arenigiano) en un corte transversal desde Chile hasta la sierra de Santa Bárbara, se puede interpretar las condiciones tectónicas de su disposición sobre la base de las presentes observaciones y la reconstrucción paleogeográfica de Harrington (en Harrington y Leanza, 1957) para la mitad oriental (véase fig. 2).

El registro fosilífero más occidental del Ordovícico en la región se halla en la provincia de Mucar, Chile, a los 23° 22' de latitud sur, y 67° 08' de longitud



MAPA GEOLOGICO
de la
SIERRA DE LINA
(Departamento Susques, Provincia de Jujuy)

escala
0 1 2 3 4 km

CUARTARIO

- Q Depósitos aluviales
- Q1 Depósitos aterrazados
- Q2 Tobos ignimbriticos
- Q3 Tobos andesiticos
- Q4 Andesitas

TERCIARIO

- Tc Depósitos continentales

ORDOVICICO

- O1 Formación Lina

Inclinación de los estratos

- ⊕ Horizontal
- 0° - 15°
- 15° - 45°
- 45° - 90°

Sinclinal

A

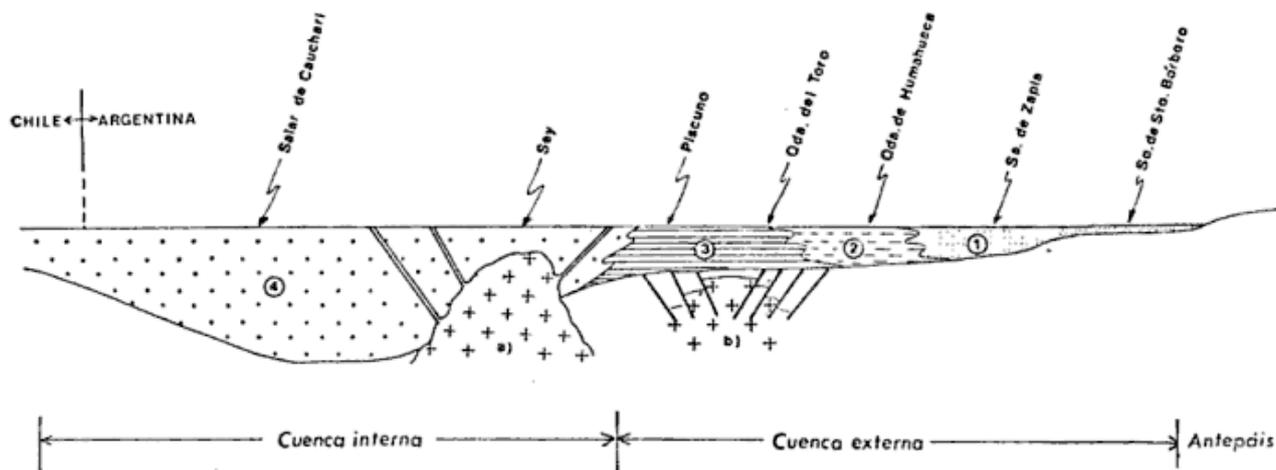


Fig. 2. — Reconstrucción de las condiciones de deposición durante el Ordovícico medio y el magmatismo asociado. 1, facies arenosa; 2, facies arenosa lutítica; 3, facies lutítica; 4, facies de flysch. a, granito posordovícico; b, granito cámbrico inferior.

oeste de Greenwich en una localidad muy cercana al límite argentino chileno, frente a la salina de Jama.

Harrington (en Harrington y Leanza, 1957) reconoce para el Arenigiano tres facies diferentes de mayor a menor granulometría desde la sierra de Zapla a la quebrada del Toro. En la primera afloraría su facies arenosa; en los alrededores de la quebrada de Humahuaca su facies arenosa lutítica y en la quebrada del Toro la facies lutítica. Esta última facies se observa con todas sus características en Piscuno. Su afloramiento más occidental es el descrito por Rolleri y Mingramm (1968), al sudoeste de San Antonio de Los Cobres.

Más hacia el oeste, sobre la margen occidental del salar de Cauchari en los alrededores de la salina de Jama la facies presente es netamente diferente de la anterior. En primer lugar los sedimentos se hallan notablemente plegados y fallados, a diferencia de la región más oriental donde predomina el fallamiento en bloques con un plegamiento subordinado o pliegues amplios como el de Zapla. Litológicamente la sucesión está compuesta por grauvacas y pizarras cuya potencia es difícil discernir por su notable plegamiento, pero que se puede estimar en más de 2.500 m. Hasta el momento sólo se habían encontrado di-

dymograptidos de edad arenigiana en esta facies, con excepción de la fauna de graptolitos escandentes de la sierra de Lina, aquí descriptos.

A este cuadro se suma la edad del granito del cerro Oplas, el cual está ubicado en la faja de rocas plutónicas y migmatitas que Vilela (1969) describe al poniente de San Antonio de Los Cobres. Se ha podido observar esta faja de rocas graníticas en las cercanías de Cobres, su extremo norte, y sobre la ruta nacional N° 51, en la cuesta de Chorrillos. El extremo norte se caracteriza por un granito de grano mediano y homogéneo similar al que Schwab (comunicación verbal) encontró en el cerro de Oplas intruyendo a rocas ordovícicas bien documentadas por fósiles. En la cuesta de Chorrillos se observa una migmatita porfidoblástica de notable desarrollo, que es la roca dominante en la parte media y sur de la faja granítica. Si bien es posible que las migmatitas pasen transicionalmente al granito de Oplas, demostrando sus características sintectónicas, es aún necesario estudiar las relaciones entre los granitos posordovícicos (tácónicos) y las migmatitas.

No obstante sobre la base de los datos anteriormente descriptos se puede reconstruir para el Ordovícico una cuenca interna o eugeosinclinal, caracteriza-

da por una asociación de grauvacas profundas con un magmatismo tacónico de amplia distribución. En contraposición está la cuenca externa o miogeosinclinal, menos potente, sin magmatismo, con un predominio de areniscas cuarcíticas, lutitas y escasas calizas, poco perturbadas. La división entre ambas, en la latitud de la comarca, pasaría aproximadamente al este de la sierra de San Antonio de Los Cobres. En la cuenca interna predomina un plegamiento del tipo ortogeotectónico, mientras que en la externa prevalece una tectónica de zócalo.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

- Aceñoloza, F. G. y A. V. Toselli, 1971. *Nuevos hallazgos de Paleozoico inferior (Ordovícico) en la Puna*, en *Mundo Geológico*, 11, Junio 1971, 14-15.
- Bracaccini, O., 1960. *Lineamientos principales de la evolución estructural de la Argentina*, en *Petrotecnia*, X, 6, Buenos Aires, 57-69.
- Bulman, O. M. B., 1955. *Graptolithina*, en Moore, R. C., Editor, *Treatise on Invertebrate Paleontology*, Parte V, Geol. Soc. Amer., Nueva York.
- Castellaro, H. A., 1963. *Faunas Ordovícicas*, en *Guía Paleontológica Argentina*, Parte I, Secc. II, Pub. Cons. Nac. Invest. Cient. y Técnicas, Buenos Aires.
- Elles, E. L., 1925. *The Characteristic Assemblages of the Graptolite Zones of the British Isles*, Geol. Mag., LXII, Londres.
- Elles, E. L. y E. M. R. Wood, 1907. *A Monograph of British Graptolites*, pt. 6, Pal. Soc. LXI, Londres.
- Harrington, H. J. y A. F. Leanza, 1957. *Ordovician Trilobites of Argentina*, Dept. Geol., Univ. Kansas, Spec. Pub. 1, Lawrence.
- Lapworth, C., 1873. *On an Improved Classification of the Rhabdophora*, Geol. Mag., X, Londres.
- Ramos, V. A., 1970. *Geología de los primeros contrafuertes de la Puna saltojujeña entre San Antonio de los Cobres y el Moreno*, en Dept. Geología, Univ. Buenos Aires, tesis doctoral inédita.
- Rolleri, E. O. y A. Mingramm, 1968. *Sobre el Hallazgo de Ordovícico inferior al oeste de San Antonio de Los Cobres (Provincia de Salta)*, en *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, XXIII, 2 (Buenos Aires), 101-113.
- Ruedemann, R., 1947. *Graptolites of North America*, en Geol. Soc. Amer. Memoir 19, Nueva York.
- Schwab, E., 1968. *Mapa geológico de las Hojas 5 a, Paso Huatiquina y 5 b, Salar de Cauchari, prov. de Jujuy*, en *Dir. Nac. Geol. y Min.* (Buenos Aires). Inédito.
- Turner, J. C. M., 1960. *Faunas Graptolíticas de América del Sur*, en *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, XIV, 1-2 (Buenos Aires), 5-180.
- 1970 a. *The Andes of Northwestern Argentina*, *Geologische Rundschau*, LIX, 3, Stuttgart.
- 1970 b. *Mapa geológico de las Hojas 3 a-b, Pirquitas Prov. de Jujuy*, en *Dir. Nac. Geol. y Minería*. (Buenos Aires). Inédito.
- Vilela, C. R., 1969. *Descripción geológica de la Hoja 6 c. "San Antonio de los Cobres", provincia de Salta*, *Dir. Nac. Geol. y Minería*, Bol. 110. Buenos Aires.

Recibido el 19 de noviembre de 1971.

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

PARTE I. ESTRATIGRAFIA, FACIES Y AMBIENTES DE SEDIMENTACION

Por CARLOS ROBERTO GONZALEZ¹

RESUMEN

La zona estudiada se encuentra en la parte septentrional de la Cuenca Central Patagónica; en ella aflora una sucesión sedimentaria marina de unos 2.400 m de espesor, que corresponde a una parte del Grupo Tepuel y que ha sido denominada *Formación Las Salinas*. Su contenido paleontológico permite asignarla al Carbónico medio a superior, aunque su fauna de bivalvos muestra ciertas afinidades pérmicas.

Evidencias de diversa índole permiten suponer la existencia contemporánea de un elemento de relieve positivo, ubicado quizá al noroeste, integrado por rocas metamórficas que incluyeron granitos, vulcanitas y en menor proporción caliza. Evidencias paleoecológicas y sedimentarias permiten suponer la existencia de glaciares, quizá de tipo alpino, ubicados en dicho elemento positivo.

La abundancia de clastos y guijarros de vulcanitas en las diamictitas indica un vulcanismo pre-carbónico.

ABSTRACT

The area described herein to the north of the Languiñao Hills (Chubut Province), in the Central Patagonian Basin, is a marine sedimentary succession (Salinas Formation) of about 2.400 meters thick, which is a part of the Tepuel Group. Its palaeontological content defines a Middle to Upper Carboniferous age, although its bivalve faunal assemblage shows Permian affinities. Several evidences let us suppose the contemporary existence of an element of positive relief, perhaps to the northwest, essentially composed of metamorphic rocks, including granitic and volcanic rocks and in minor proportion limestones. Palaeoecologic and sedimentary evidences indicates the existence of alpine glacial focus in that direction. The high proportion of vulcanitic pebbles in diamictites points out a pre-Carboniferous vulcanism.

I. INTRODUCCION

El presente trabajo es un resumen de la Tesis presentada en la Escuela Universitaria de Ciencias Naturales de la Universidad Nacional de Tucumán, la que fuera realizada mediante una beca

concedida al autor por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

Se trata de aportar nuevos elementos para el conocimiento del Neopaleozoico de la Patagonia Extraandina, como así también de la Paleogeografía y Paleoclimatología del mismo.

La zona mapeada está situada en el extremo norte de la sierra de Langui-

¹ Miembro 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.

ño, departamento de Languiño, provincia de Chubut, aproximadamente entre el paralelo de 43° 10' de latitud sur y el meridiano de 70° 20' de longitud oeste. La misma abarca un área de unos 60 km² al sur de la localidad de Las Salinas, distante unos 110 km al este de Esquel por la ruta nacional N° 25, que comunica a dicha ciudad con Trelew.

El relevamiento geológico-topográfico fue efectuado con plancheta, originalmente a escala 1 : 5.000 y se confeccionaron dos perfiles detallados.

Queremos expresar nuestro agradecimiento en especial al doctor Arturo J. Amos, por su valiosa ayuda y sugerencias al dirigir este trabajo y al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, organismo que subvenciona las campañas. A los doctores J. Scalabrini y J. O. Kilmurray y a los licenciados B. Antelo y H. Valicenti por su invaluable colaboración. Agradecemos además a las autoridades de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata, por las facilidades otorgadas durante el desarrollo del trabajo; asimismo al Sr. Luis Ferreyra, jefe del laboratorio fotográfico del Museo de La Plata y al dibujante Sr. C. R. Tremouilles.

II. RESEÑA SOBRE INVESTIGACIONES ANTERIORES

Poco es lo que se conocía sobre la edad de los terrenos aflorantes en la región comprendida entre las sierras de Tepuel-Tecka y la sierra de Languiño hasta 1947, a los que se refería en la literatura geológica como pertenecientes al Liásico (Feruglio, 1949, 1950; Piatnitzky, 1933). Sin embargo, se sospechaba ya la existencia de afloramientos paleozoicos en la región extraandina de Chubut, aunque esto no pasaba de ser una mera hipótesis, puesto que no se habían encontrado aún elementos pa-

leobiológicos que comprobaran esa suposición.

El primero en documentar definitivamente una edad carbónica para las espesas sucesiones sedimentarias ubicadas entre el río Tecka y arroyo Languiño (especialmente en la sierra de Tepuel), como así también para las situadas al este del arroyo Languiño, fue Suero (1947, 1948), quien efectuó un relevamiento geológico regional como geólogo de Y.P.F.

El material paleontológico recolectado por Suero en numerosas campañas en esta región, fue estudiado primeramente por Miller y Garner (1953) en lo que respecta a los goniatites, y luego por Amos (1958, 1961) sobre algunos braquiópodos de las superfamilias Spiriferacea, Terebratulacea, Productacea y Chonetacea respectivamente, como también un trilobite del género *Australosutura*, determinado por Amos, Campbell y Goldring (1960).

El hallazgo de *Cladochonus* en el Carbónico de Tepuel fue dado a conocer por Sabattini y Noirat (1967), y varias especies de *Paraconularia* por Mariñelarena (1970).

La semejanza de estas faunas con equivalentes australianas fue indicada ya por Amos (1961) y posteriormente, con más detalle e incluyendo otros grupos (Briozoa), por Amos y Sabattini (1969).

En lo que se refiere a otros moluscos, Cloos (1967) da a conocer algunos nautiloideos ortocónicos, mientras que Sabattini y Noirat (1969) realizaron un estudio sobre especies de gastrópodos del Paleozoico superior de Argentina y en especial de la Cuenca Central Patagónica, de las superfamilias Euomphalacea, Pleurotomariacea y Platyceratacea. Los bivalvos fueron considerados por González (1969, 1972).

Con respecto a la litología, Suero (1953) hace referencia específica a niveles glaciales en varias localidades correspondientes a la parte inferior del "Sistema de Tepuel". Estos niveles fue-

ron analizados en detalle por Frakes, Amos y Crowell (1967) y Frakes y Crowell (1969), con el objeto de corroborar o excluir un origen glacial para estas rocas de la Cuenca Central Patagónica. Con referencia específica a la región que nos ocupa, consideran a estas diamictitas como provenientes de glaciares alpinos, pero depositadas o redepositadas en un ambiente distal.

III. ESTRATIGRAFIA

La sucesión sedimentaria marina de la Cuenca Central Patagónica fue denominada originalmente "Sistema de Tepuel" por Suero (1948), quien la dividió en dos secciones con un criterio puramente objetivo, reconociendo para la sección inferior una edad carbónica inferior y para la sección superior una edad carbónica superior, basado en un estudio preliminar de los fósiles. Sin embargo, de acuerdo con los criterios modernos de nomenclatura estratigráfica (Código de Nomenclatura Estratigráfica, 1961), es más apropiado en este caso la denominación de Grupo Tepuel, como ya fuera empleado anteriormente por otros autores (Borrello, 1969; Freytes, 1970), para todo el complejo sedimentario neopaleozoico de la Cuenca Central Patagónica.

Desde el punto de vista estratigráfico, la zona es relativamente sencilla, pues aflora, exceptuando los sedimentos cuaternarios, solamente una formación sedimentaria, atribuida al Carbónico e intruida por un cuerpo granodiorítico y su secuela de diques volcánicos y de cuarzo.

Dado el carácter puramente bioestratigráfico de este trabajo, sólo nos referiremos muy brevemente a las rocas ígneas. El stock granodiorítico que aflora en el extremo sur de la zona estudiada, está probablemente vinculado con los cuerpos graníticos de Urreta Bizcaya y de la sierra de Tepuel; su carácter in-

trusivo en los miembros inferiores de la *Formación Las Salinas*, se manifiesta por una aureola de contacto en la roca de caja, con producción de hornfels en su zona proximal. La intrusión fue asignada al Triásico por Suero (1953) y al Pérmico por Stipanovic y Linares (1969, pág. 80); estos últimos autores por correlación con muestras del Macizo Nordpatagónico datadas por radimetría.

Numerosos diques andesíticos y dacíticos se hallan diseminados en el área relevada, emplazados principalmente en zonas de falla. Especialmente cabe destacar el cuerpo que forma el cerro Punta Pedregosa, ubicado en una zona de debilidad entre el intrusivo granodiorítico y la roca de caja, el que está constituido por una brecha volcánica de carácter andesítico.

CARBÓNICO

III-a. FORMACIÓN LAS SALINAS

El conjunto de estratos aflorantes en esta región es una parte del Grupo Tepuel. Para designar estos terrenos se propone aquí una nueva entidad litológica, tomando como tipo la sucesión presente en el extremo norte de la sierra de Languiño. El nombre de la nueva entidad propuesta es *Formación Las Salinas*, la que consiste en una alternancia de bancos de limolitas y lutitas con bancos de arenisca de una coloración típicamente gris verdosa en su conjunto, que incluye lentes de diamictitas de espesor variable. Contiene numerosos niveles fosilíferos con bivalvos, gastrópodos, braquiópodos, briozoarios, crinoides, cnidarios, restos de peces y problemáticos, siendo la proporción de pelitas de un 60 % aproximadamente del total de la litología.

La *Formación Las Salinas* ha sido dividida en 9 miembros, tomados de acuerdo al criterio del autor, teniendo en cuenta las variaciones litológicas presentes en la zona estudiada.

DESCRIPCIÓN:

FORMACIÓN LAS SALINAS

Localidad tipo: Extremo norte de la sierra de Languiño, departamento de Languiño, provincia de Chubut. Sec-

ción y perfil tipo tomados entre el cerro Punta Pedregosa al sur y la localidad de Las Salinas al norte.

Origen del nombre: Tomado de la localidad homónima, Chubut.

Techo : Desconocido.

	Espesor
Miembro LS-9 : Lutitas y limolitas gris verdosas oscuras con nódulos calcáreos.....	685 m
LS-8 : Diamictitas y lutitas verdes intercaladas.....	43 »
LS-7 : Lutitas gris verdosas.....	411 »
LS-6 : Areniscas finas a medianas grises, alternando con lutitas y diamictitas lenticulares.....	181 »
LS-5 : Lutitas con lentes calcáreos y limolitas verde grisáceas..	559 »
LS-4 : Diamictitas con limolitas intercaladas.....	119 »
LS-3 : Areniscas gris verdosas.....	203 »
LS-2 : Diamictitas y limolitas gris verdosas.....	169 »
LS-1 : Lutitas verde grisáceas con areniscas finas en bancos delgados.....	291 »
Total.....	2.461 m

Base : Desconocida.

Relaciones estratigráficas:

Los estratos de la sección superior de la *Formación Las Salinas*, en la zona tipo, se hunden hacia el norte bajo la cubierta aluvial reciente, de modo que no se conoce su techo en la zona de referencia. Al norte de la localidad de Las Salinas (a unos 2 km al norte del almacén de Pedro Nazer) afloran, en las llamadas Lomas de Las Salinas, sedimentitas que según Suero (1953, pág. 43) pertenecen a la sección superior de su "Sistema de Tepuel" y para las que calcula más de 800 m de espesor; sin embargo, no pudo establecerse ninguna conexión entre dichos estratos y los de la *Formación Las Salinas*, que permitiera determinar las relaciones con el techo.

Hasta el presente tampoco disponemos de datos concretos sobre el subyacente de la *Formación Las Salinas*. Con todo, Suero (1953, pág. 51) sospechó la existencia de un contacto normal entre su "Sistema de Tepuel" y los "Esquis-

tos de arroyo Pescado", a los que refiere provisoriamente al Precámbrico. Más tarde, Borrello (1969, pág. 133) homologa los "Esquistos de arroyo Pescado" con los "Esquistos de Esquel", ubicándolos entre el Silúrico y el Devónico, pero más probablemente en el Devónico (com. pers.). Recientemente, Rolleri (1970) comunicó la existencia de una discordancia entre lo que supone la base del "Sistema de Tepuel" y la Formación río Pescado (= Esquistos de arroyo Pescado), en las inmediaciones de la estancia Ap-Iwan, cerca del arroyo Gualjaina. Desafortunadamente, los afloramientos citados por Rolleri como Carbónico, son relictos aislados, cuya relación con la *Formación Las Salinas* se desconoce.

III-a-1. LITOLOGÍA Y FACIES

En este capítulo trataremos por separado los cuerpos de arenisca, las lutitas y limolitas y las diamictitas.

Cuerpos de arenisca:

En general, las areniscas se presentan en forma de bancos tabulares, aunque existen cuerpos lenticulares irregularmente intercalados entre las pelitas; son de espesor variable y se encuentran desde los cinco centímetros hasta los cuatro metros de potencia. El tamaño del grano es también variable, pero generalmente dentro de los términos muy fino a mediano. Salvo en el Miembro LS-3, integrado casi en su totalidad por psammitas, el resto de las areniscas están intercaladas entre las pelitas.

Entre las estructuras primarias presentes en las areniscas, la mayoría posee laminación, aunque también suelen ser masivas. Se han observado ondulitas con mucha frecuencia, en cambio es menos común la estratificación entrecruzada.

Lutitas y limolitas:

Las pelitas representan aproximadamente el 60 % del total de las rocas presentes en la formación en la zona estudiada. La mayoría poseen lentes y nódulos calcáreos, alcanzando las primeras hasta 40 cm de espesor, y muy pocos y esporádicos nódulos ferruginosos pequeños y de forma irregular. Por lo general, las pelitas tienen aspecto astilloso debido a la intersección de planos de clivaje y estratificación. Son muy comunes en las lutitas las pistas de vermes y los tubos verticales en forma de "U", también atribuidos a esos organismos (*Arenicolites?*). También son frecuentes las estructuras de deformación contemporánea, producidas por deslizamiento subácueo, en diversa escala.

Una característica significativa de estas pelitas es la presencia de "rodados caídos" (dropstones), de tamaños variables hasta bloques, que se observan esporádicamente incluidos en su masa.

Diamictitas:

El término diamictita fue propuesto por Flint, Sanders y Rodgers (1960a y

b), para designar a aquellas rocas sedimentarias que muestran una amplia variación en el tamaño de sus componentes clásticos y sin selección; las mismas contienen rodados de diverso tamaño, hasta bloques, en una matriz areno-arcillosa en proporciones variables.

De acuerdo con la clasificación de Folk (1954, pág. 347), las diamictitas de la *Formación Las Salinas* pueden ser encasilladas dentro de las siguientes categorías, según la composición textural de la matriz:

- Arenisca guijarrosa (Pebbly sandstone)
- Arenisca fango-guijarrosa (Pebbly muddy sandstone)
- Fangolita areno-guijarrosa (Pebbly sandy mudstone)

Por lo que hemos podido apreciar, los cuerpos de diamictitas no se presentan como bancos tabulares continuos, sino que se trata de cuerpos lenticulares que rellenan sus paleocanales. En el caso de las diamictitas del Miembro LS-4, bastante continuas lateralmente en el área mapeada, sabemos que se acuñan hacia el este porque no se encuentran representadas en el perfil complementario (perfil cerro Punta Pedregosa - ruta 25) (fuera del mapa), mientras que hacia el oeste desaparecen gradualmente.

Estos paleocanales, o mejor dicho las lentes diamictíticas, se hallan intercaladas en casi todo el espesor de la Formación, pero en mayor número en su sección inferior. Es posible que existan niveles de mayor frecuencia de aparición lateral de estos cuerpos, pero sin que haya una conexión directa o continuidad lateral entre los de un mismo nivel.

El análisis de los rodados de la mayoría de estas diamictitas, revela una ligera orientación de los mismos, como se puede apreciar en los gráficos de la figura 3. En las diamictitas de los Miembros LS-2 y LS-4, se han observado ade-

más, groseros bandeamientos en la fracción pelítica.

III-a-2. ESTRUCTURAS PRIMARIAS

Deformación contemporánea:

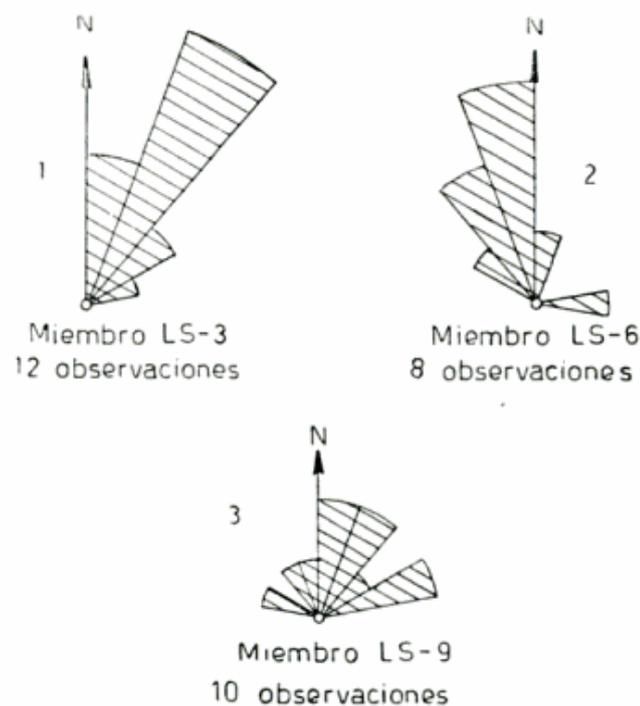
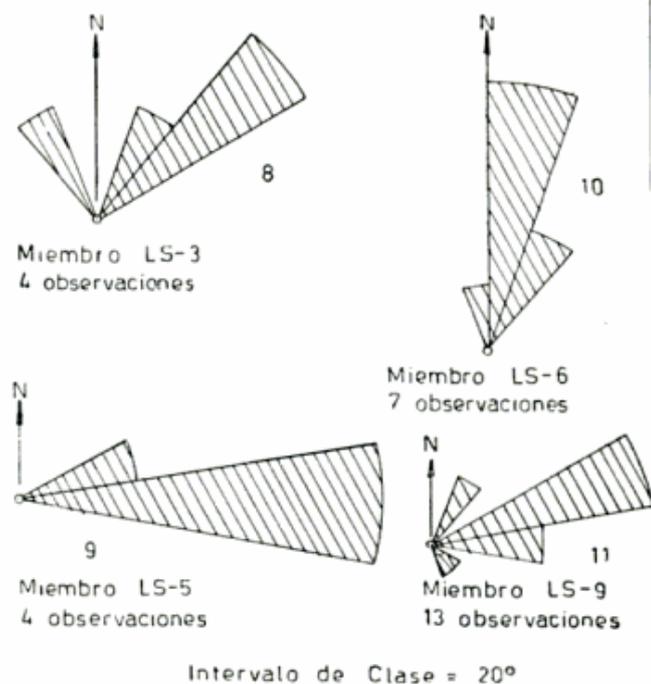
Estas estructuras son muy comunes, sobre todo donde se presentan bancos alternantes de lutitas y areniscas finas. Algunas de ellas alcanzan varios metros de diámetro, manifestándose como un "enrollamiento" de los bancos alrededor de un eje normal a la dirección de deslizamiento o a la pendiente. El efecto en la superficie erosionada es de un aspecto "erizado" de la misma, debido a la mayor resistencia al intemperismo ofrecida por los bancos de arenisca fotog. Ia). Pero la mayoría de estas deformaciones son de orden centimétrico y milimétrico, afectando lutitas y areniscas muy finas, cuya laminación se presenta discontinua y replegada (laminación convoluta).

Volkheimer (1967) usa el término *herpolitas*, creado por Lotze (1960, en Volkheimer, op. cit.), para designar estructuras similares del Carbónico de sierra Pintada (Mendoza), atribuyéndoles implicaciones tectónicas en sedimentos sinorogénicos.

En la figura 1 se aprecia la orientación de los ejes mayores de algunas de estas estructuras, cuya ubicación en la zona fue señalada en el mapa.

Ondulitas:

Se encuentran, aunque no muy frecuentemente, ondulitas de tamaño variable, tanto simétricas como asimétricas, pero en mayor proporción las primeras (fotog. Ib). Los gráficos de la figura 2 fueron confeccionados con datos obtenidos en tres miembros de la formación.



Otras estructuras primarias:

Otras estructuras primarias que se encuentran en las sedimentitas de la Formación Las Salinas son los calcos de



a



b

Fotog. I. — *a*, Estructura de deformación contemporánea en gran escala, producida por deslizamiento subáqueo. Nótese la verticalidad del banco de arenisca, correspondiente a uno de los flancos de la estructura; *b*, Ondulitas simétricas en banco de areniscas muy finas.

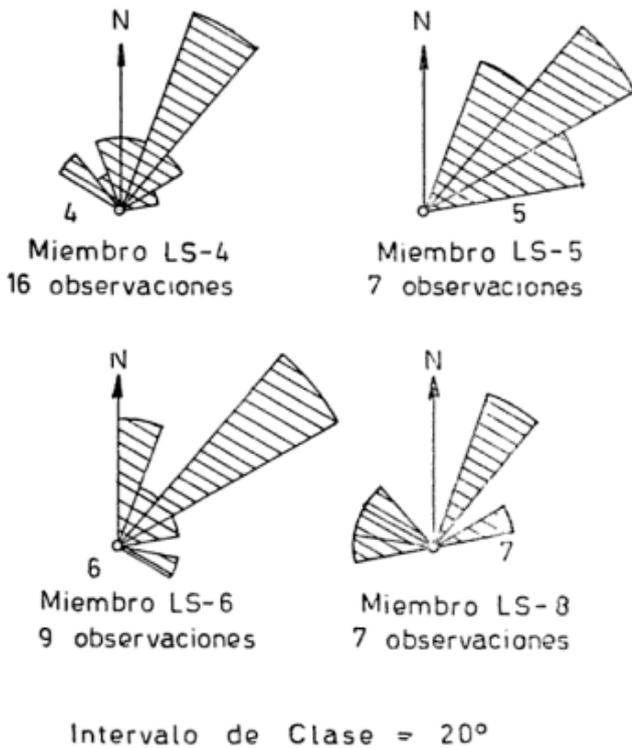


Fig. 3. — Orientación ejes máximos de guijarros en diamictitas

carga en las psammitas; la estratificación entrecruzada, en cambio, sólo ha sido observada en pocos bancos de arenisca y limolitas.

Cerca del techo del miembro superior, se pueden apreciar marcas presumiblemente producidas por el impacto

de gotas de lluvia en las areniscas, asociadas con conglomerados de tipo intraformacional en pequeña escala y, junto con concreciones fosilíferas en el mismo miembro, aparecen abundantes concreciones huecas de forma irregular, generalmente alargadas, cuyo origen aún no es claro.

Fábrica de diamictitas:

El examen detenido de la fábrica de las diamictitas, reveló la existencia de una grosera orientación de los guijarros en la mayoría de los casos. En diamictitas de los miembros LS-2 y LS-4, esta orientación es bien marcada. Los gráficos de la figura 3 representan la orientación de guijarros de algunas diamictitas de distintos miembros de la Formación.

III-a-3. FÓSILES, EDAD Y CORRELACIÓN

A continuación se detalla el contenido paleontológico de la *Formación Las Salinas* y su ubicación en los distintos miembros que la integran:

		Miembro
Cnidaria ¹	<i>Calloconularia</i> sp.	LS-9
Bryozoa ²	<i>Fenestella anodosa</i> Campbell, 1961	LS-2
	<i>Levifenestella</i> sp.	LS-5,LS-8,LS-9
	<i>Fistulammina</i> spp.	LS-2,LS-5
	<i>Polypora</i> sp.	LS-5
	<i>Penniretepora</i> sp.	LS-5
Brachiopoda	<i>Levipustula</i> aff. <i>levis</i> Maxwell, 1951	LS-5,LS-
	<i>Beecheria</i> sp.	LS-2,LS-9
Pistas de Vermes y otros problemáticos		LS-3,LS-5,LS-9
Gastrópoda ²	<i>Mourlonia (Pseudobailea) poperimensis</i> Maxwell, 1964	LS-9
	<i>Glabrocingulum argentinus</i> (Reed), 1927	LS-9
	<i>Straparollus</i> sp.	LS-5
	<i>Neoplatyteichum barrealensis</i> (Reed), 1927	LS-7

¹ Determinación doctora M. P. de Mariñelarena.

² Determinación doctora N. Sabattini.

Bivalvia	<i>Nuculopsis (Nuculopsis) patagoniensis</i> González, 1969	LS-7,LS-9
	<i>Phestia tepuelensis</i> González, 1969	LS-9
	<i>Phestia</i> sp. II	LS-8
	<i>Cosmomya (Palaeocosmomya) chubutensis</i> González, 1969	LS-9
	<i>Pyramus tehuelchis</i> González, 1972	LS-3,LS-5?
	<i>Pyramus primigenius</i> González, 1972	LS-8
	<i>Pyramus</i> sp.	LS-9
	<i>Palaeolima antinaoensis</i> González, 1972	LS-5
	<i>Sanguinolites</i> ? sp.	LS-5
Nautiloidea	<i>Dolorthoceras chubutense</i> Cloos, 1967	LS-9
Calypptomatida	<i>Hyolithes</i> sp.	LS-9
Ostracoda ³	<i>Triceratina</i> ? sp.	LS-5
Restos de Crinoideos		LS-2,LS-5,LS9
Restos de Peces		LS-9

³ Determinación doctor R. C. Whatley.

Los primeros investigadores que estudiaron las comarcas situadas al sur de las sierras de Tepuel y Languiño (alrededores de Nueva Lubecka), consideraron las capas infrayacentes a los bancos con *Vola* y *Cardinia* como pertenecientes al Liásico. Esta interpretación estaba avalada en la existencia aparente de una concordancia entre el Liásico y las capas inferiores con restos vegetales (Feruglio, 1949, pág. 88 y sig.).

En una datación provisoria basada en el contenido paleontológico, Suero (1948) ubica la parte inferior del "Sistema de Tepuel" en el Carbónico inferior, y la parte superior en el Carbónico superior, aunque en el año anterior (Suero, 1947) había ya considerado para todo el "Sistema" una edad carbónica, pero "...sin descartar la posibilidad de que incluya niveles de edad pérmica". Años más tarde, el mismo autor (Suero, 1953, pág. 38) demostró la existencia de una suave discordancia entre el Liásico y las lutitas infrayacentes con restos de plantas en la zona de Nueva Lubecka, para las que establece una edad carbónica superior hasta posiblemente pérmica (Suero, op. cit., pág. 52) y las equipara, por sus similitudes litológicas, con porciones del "Sistema de Tepuel" en la faja oriental (sierra de

Languiño); de esta manera, considera la posibilidad de que los niveles superiores del "Sistema" pudieran llegar al Pérmico.

Si bien gran parte del contenido faunístico (braquiópodos, gastrópodos, briozoarios y cnidarios) ya fue analizado anteriormente por otros autores (Amos, 1958, 1961; Sabattini y Noirat, 1967, 1969; Mariñelarena, 1970), en este trabajo aportaremos datos adicionales sobre los Bivalvia, pues la información que ellos suministran es, a la luz de los nuevos conocimientos, algo distinta, aunque no del todo contradictoria con la de los otros grupos mencionados.

Al estudiar el material paleontológico de bivalvos (González, 1969, 1972), proveniente del Grupo Tepuel, pudimos apreciar que gran parte del mismo presenta una clara afinidad con especies del Pérmico inferior de Australia, donde estos invertebrados han sido estudiados detenidamente y relacionados con otros phyla datados.

El análisis de los bivalvos, junto con otros grupos de invertebrados presentes en el Grupo Tepuel, en diversas localidades de la Cuenca Central Patagónica, proporciona valiosos elementos de juicio para la datación de esta importante secuencia estratigráfica. En lo que con-

cierno a los de mayor importancia desde este punto de vista, las siguientes comparaciones pueden resultar de interés para clarificar las relaciones. Así *Euchondria* aff. *neglecta* presenta una notable semejanza con *E. neglecta* (Geinitz, 1866; según Newell, 1937) del Pennsylvaniano de Nebraska (U.S.A.); *Cypricardina* aff. *elegantula*, en cambio, parece indicar una edad más joven por su estrecho parecido externo con *C. elegantula* Dickins (1963), del Artinskiano inferior del oeste de Australia. *Streblochondria sueroi* González (1969) es también muy cercana a *S. histion* Campbell (1962), del Westphaliano al Sakmario de New South Wales. El género *Pyramus*, que hace su primera aparición en la sección inferior de la *Formación Las Salinas*, es considerado más o menos endémico para Gondwana (Runnegar, 1967); en Australia, donde ha sido muy bien estudiado, está representado por numerosas especies y se lo conoce desde el Sakmario al Kazaniano, o sea exclusivamente en el Pérmico para ese país. *Nuculopsis* y *Quadratonucula* están limitados al Paleozoico superior, mientras que *Phestia* alcanza los niveles más bajos del Triásico; estos tres géneros, aunque cosmopolitas, están representados en Patagonia por especies que evidencian mayor aproximación a las del Pérmico inferior de Australia. En cambio *Cosmomya* (*Palaeocosmomya*), también cosmopolita del Paleozoico superior, muestra afinidades con especies del Carbónico inferior de Rusia y del Carbónico superior-Pérmico inferior de Idaho (U.S.A.).

Como ya fuera adelantado (González, 1969, 1972), estos elementos parecen indicar para el Grupo Tepuel una edad quizá algo más joven que la indicada por otros grupos de invertebrados. Sin embargo, tal apreciación es provisoria, ya que es necesario estudiar más a fondo la significación cronológica de los bivalvos, como así también determinar sus relaciones con asociaciones faunísticas de otras cuencas neopaleozoicas

del país. En este sentido, *Palaeolima antinaoensis* González (1972) es el primer bivalvo que posibilita una comparación con cuencas del noroeste de Argentina; su ubicación en la Serie del Núcleo Anticlinal de Barreal (San Juan), prácticamente con la misma asociación con que aparece en el Grupo Tepuel (Sección inferior), permite establecer una correlación entre ambas localidades.

Mediante el análisis de los braquiópodos, goniatites y trilobites, provenientes de distintos niveles del Grupo Tepuel, Amos (1961, pág. 103) asigna una edad viseana para la sección inferior del mismo, y para la sección superior entre el Viseano superior y el Moscoviano. Debemos consignar además que, de acuerdo con lo expuesto por Amos y Roller (1965) y Frakes, Amos y Crowell (1969), en el país existen dentro del Carbónico tres zonas basadas en braquiópodos que son: la zona de *Productella*, la zona de *Levipustula* y la zona de *Canocrinella*, que definen un Carbónico inferior, medio y superior respectivamente.

En lo que respecta a la *Formación Las Salinas*, hasta ahora sólo hemos encontrado en ella representantes de los géneros de braquiópodos *Levipustula* y *Beecheria*, en varios niveles. Restos de *Levipustula* aff. *levis* Maxwell (1951) fueron hallados sólo en la sección superior de la formación (Miembros LS-5 y LS-9), lo que nos induce a pensar en una edad carbónica media para la misma. *Beecheria*, en cambio, posee una extensión más amplia, estando además representado en los niveles inferiores. Pero como lo señaláramos más arriba, los bivalvos parecen indicar una edad relativamente menor que la sugerida por los braquiópodos. Sin embargo, el hecho de no haber encontrado la zona de *Canocrinella*, nos obliga a ser cautelosos y por el momento establecer la edad de la *Formación Las Salinas* desde el Carbónico medio (Namuriano a más antiguo) al Carbónico superior, en forma tentativa hasta tanto se disponga

de una más completa información sobre las asociaciones faunísticas presentes en toda la Cuenca Central Patagónica.

Con todo, la presencia de estos braquiópodos aún no concluye definitivamente con el problema de la edad de la *Formación Las Salinas* (y en general del Grupo Tepuel), ya que Amos, Campbell y Goldring (1960) ubican a *Australosutura* en el Westphaliano por su relación estratigráfica con *Marginirugus barringtonensis alatus*, y según Amos (1961, pág. 100), dicho trilobite está asociado en Australia con *Levipustula*, que indica una edad moscoviana, pero "...en Tepuel este fósil (*Levipustula*) se encuentra por encima de *Australosutura* y en la parte superior del Sistema", opinando que en este caso *Australosutura* indicaría una edad viseana por su asociación con *Productella* y *Geniculifera*, aunque sin descartar la posibilidad de equipararlo con el Westphaliano, como ocurre en Australia. Si así fuera, *Levipustula* representaría en la Cuenca Central Patagónica una edad carbónica superior, con lo que los niveles superiores del Grupo Tepuel podrían llegar al Pérmico.

El límite entre la parte inferior y la parte superior del "Sistema de Tepuel", fue establecido por Suero debajo de un nivel fosilífero que en la zona de Las Salinas contiene restos fragmentarios de gastrópodos, bivalvos, algunos braquiópodos y problemáticos. Dicho nivel fosilífero se encuentra en la base del Miembro LS-9 de la *Formación Las Salinas* en la zona tipo (ver comparación con el perfil de Suero, de la misma zona).

Cerca del techo del Miembro LS-9, existe otro nivel fosilífero con abundantes restos bien conservados de *Nuculopsis* (*Nuculopsis*) *patagoniensis* González (1969), *Phestia tepuelensis* González (1969), *Cosmomya* (*Palaeocosmomya*) *chubutensis* González (1969), *Mourlonia* (*Pseudobailea*) *poperimensis* Maxwell (1964), *Levipustula* aff. *levis*

Maxwell (1951), *Calloconularia* sp., *Dolorthoceras chubutense* Cloos (1967), restos de peces, problemáticos y algunos fragmentos de tallos indiferenciables, la mayoría en nódulos que afloran al SW del puesto Currumán. Este horizonte fosilífero puede ser tomado como horizonte guía dentro del ámbito marino de la Cuenca Central Patagónica, por su amplia distribución horizontal. El mismo nivel, en la sierra de Tepuel, y en la zona donde Suero levantara su perfil tipo, contiene además *Palaeoneilo* aff. *concentrica* (Winchell) (según Girty, 1928). También está representado en La Carlota, en la sierra de Tecka, localidad de donde proviene *Euchondria* aff. *neglecta* Geinitz, 1866, según Newell, 1937), *Cypricardina* aff. *elegantula* Dickins (1963), *Nuculopsis* (*Nuculanella*) *camachoi* González (1972) y *Streblochondria sueroi* González (1969). Al sudeste de Las Salinas, en el cerro Mina, y más al sur (al NW de Nueva Lubecka) en el cerro Zalazar, Suero y Ugarte, respectivamente, coleccionaron excelentes ejemplares de *Cosmomya* (*Palaeocosmomya*) *chubutensis* González (1969).

Los escasos conocimientos que hasta el presente se tienen de los bivalvos de otras cuencas carbónicas del país (salvo referencias de Rocha Campos, 1970, de bivalvos de Uspallata y Leanza, 1948, sobre especies de *Carbonicola* de La Rioja), no nos permiten establecer relaciones entre las asociaciones existentes en las mismas y las de la Cuenca Central Patagónica, excepto en el caso de *Palaeolima antinaoensis* González (1972), que ya mencionamos más arriba.

III-a-4. AMBIENTES DE SEDIMENTACIÓN

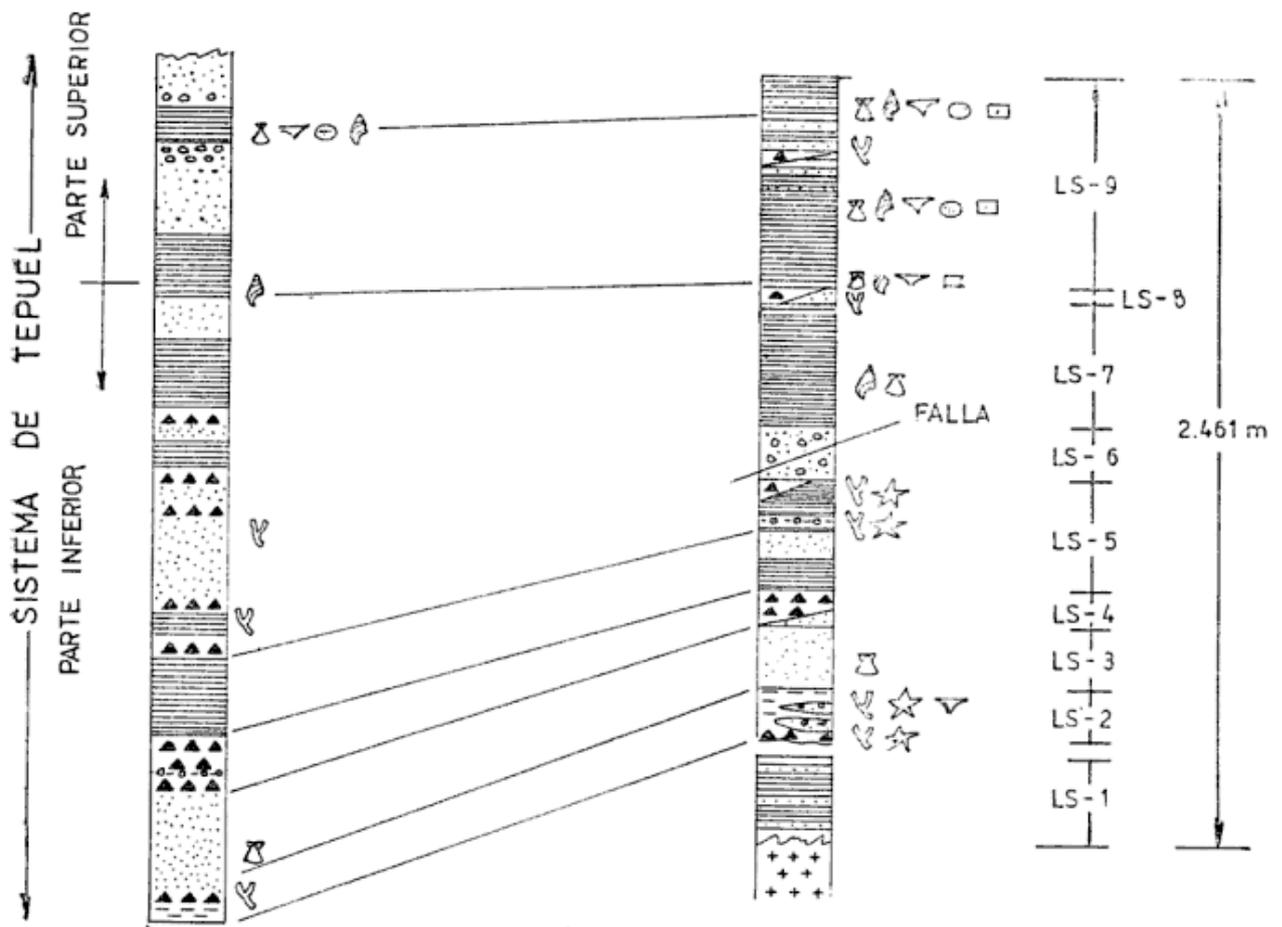
A continuación analizaremos algunos aspectos relacionados con el ambiente de deposición, para lo que seguiremos el ordenamiento empleado al tratar el capítulo sobre litología y facies.

PERFIL LAS SALINAS

PERFIL C° PUNTA PEDREGOSA - NAZER

SUERO, 1953

FORMACION LAS SALINAS



REFERENCIAS

- | | | | |
|---|-----------------------|---|------------------|
|  | LUTITAS |  | GASTROPODOS |
|  | ARENISCAS |  | BIVALVOS |
|  | DIAMICTITAS |  | BRAQUIOPODOS |
|  | ARENISCAS CON RODADOS |  | BRIOZOARIOS |
|  | LIMOLITAS CON RODADOS |  | CRINOIDEOS |
|  | GRANITO |  | ESCAMAS DE PECES |

0 250 500 m

Comparación con el perfil de Suero (1953)

Areniscas:

En la mayoría de las areniscas finas lamosas laminadas, la deposición debe haberse efectuado por lo menos por debajo de la influencia de olas, ya que este tipo de estructura primaria caracteriza los ambientes de aguas tranquilas. Tales cuerpos de arenisca se encuentran en gran proporción asociados con pelitas laminadas.

La presencia de valvas aisladas de conchillas de bivalvos en algunos bancos de arenisca, especialmente del Miembro LS-3, que presentan su convexidad tanto hacia arriba como hacia abajo en forma aleatoria y con mayor frecuencia que los ejemplares con ambas valvas cerradas, documentan la existencia de corrientes de fondo en esos ambientes, lo que en algunos casos es corroborado por la concurrencia de estratificación entrecruzada en las inmediaciones de esos bancos. Estas evidencias sugieren un ambiente más proximal que el indicado por las areniscas consideradas en primer término.

Por otra parte, bivalvos del género *Pyramus*, que en el Pérmico inferior de Australia están asociados con sedimentos glaciógenos, se encuentran a veces con cierta abundancia, en psammitas de los miembros LS-3, LS-5 y LS-9, indicando para esos ambientes la existencia de temperaturas probablemente bajas.

Lutitas y limolitas:

Las pelitas en sí, indican una relativa profundidad y distancia de la costa, aunque la presencia de abundantes lentes carbonáticas en las lutitas indica a su vez una profundidad no muy elevada y la existencia de temperatura no muy bajas, ya que el carbonato de calcio es más soluble a bajas temperaturas. El sedimento fino y especialmente las lutitas, revelan que la velocidad de la corriente ha sido suave y el gradiente reducido, lo que por otro lado controló las corrientes de escombros tan frecuen-

tes entre las pelitas de la formación y documentadas por las diamictitas.

Ya mencionamos la presencia de “rodados caídos” en las lutitas, los que, aunque esporádicos, en algunos casos alcanzan gran tamaño (hasta 50 cm). Esta amplia diferencia en el tamaño del grano de los componentes de las lutitas con “rodados caídos” (pebbly shale), es altamente significativa, ya que las lutitas necesariamente han sufrido un prolongado transporte, mientras que los rodados evidencian poco transporte y selección. Frakes, Amos y Crowell (1969) analizan esta “paradoja hidrodinámica”, sugiriendo que la presencia de rodados en las lutitas se debe al transporte de los mismos por “rafting”, advirtiendo que uno de los posibles agentes pudo haber sido el hielo (témpanos).

Diamictitas:

En la literatura geológica de nuestro país se ha señalado con frecuencia la existencia de glaciaciones en el Paleozoico superior, al igual que lo comprobado en otras regiones del hemisferio sur, como Africa y Australia. La presencia de diamictitas en casi todas las cuencas carbónicas del país es muy sugestiva y constituyó un atractivo punto de referencia para probar la ocurrencia de esos eventos climáticos, ya que las mismas fueron interpretadas al principio como depósitos de origen glacial. Los rodados estriados incluidos en algunas de estas diamictitas y la presencia de superficies estriadas, parecían apoyar definitivamente esta hipótesis.

Tales características de los conglomerados glaciales o glaciógenos, llevaron a Suero al convencimiento de la existencia de “niveles glaciógenos” en el Grupo Tepuel, y en algunos casos a la de “verdaderas tillitas” (Suero, 1948).

Ultimamente se ha discutido mucho sobre el origen de tales depósitos y nuevos estudios han aportado valiosas ideas sobre la génesis de estas acumulaciones. Algunos autores como Fossa-Mancini

(1943) no estuvieron de acuerdo con dichas concepciones debido a la carencia de pruebas definitivas, opinando que tales depósitos detríticos no tenían el pretendido origen glacial y atribuyendo los rodados estriados a trituración tectónica.

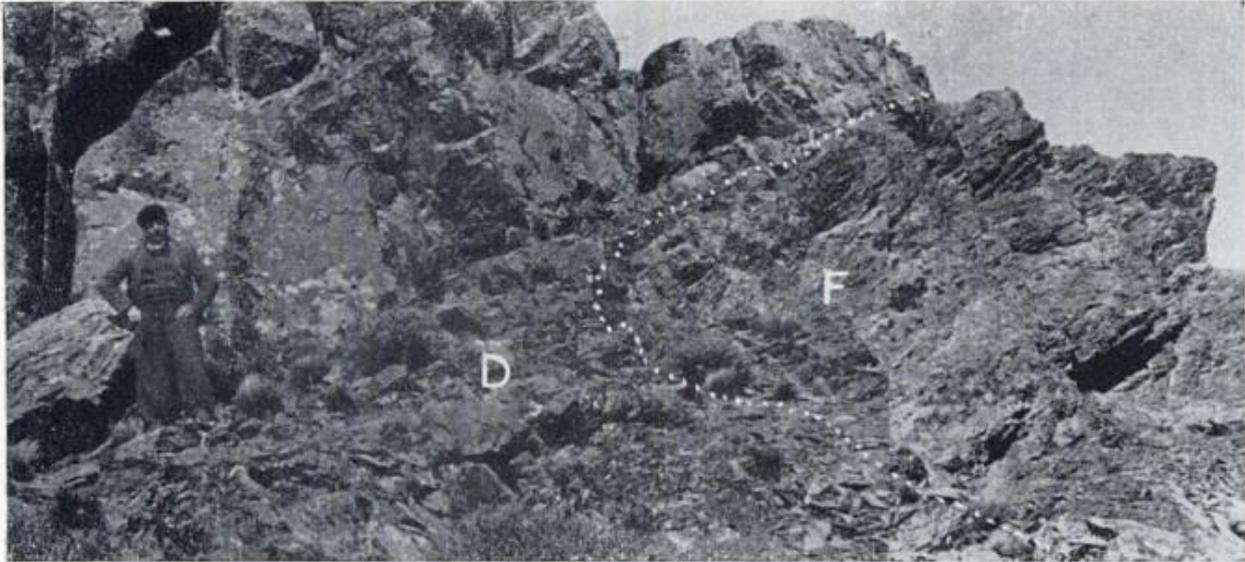
Frakes, Amos y Crowell (1969) al estudiar detenidamente las superficies estriadas vinculadas a una diamictita en la localidad de Leoncito Encima, originalmente atribuidas a fenómenos glaciales, comprobaron su origen tectónico. Dichos autores interpretan el origen de las diamictitas en base a la presencia de estratificación o de cuerpos de arenisca deformados, postulando que las diamictitas bandeadas serían el resultado de movimientos cuesta abajo de masas de sedimentos semi-consolidados, opinando que el bandeamiento fino pudo haberse originado en pequeñas corrientes de barro o porciones distales de otras mayores, mientras que las diamictitas gruesas y aparentemente sin bandeamiento representarían deposiciones más proximales de corrientes de barro.

En el caso de las diamictitas bandeadas de los miembros LS-2 y LS-4 de la *Formación Las Salinas*, este tipo de estructura está muy lejos de indicar al hielo como agente de transporte, por lo que pensamos, de acuerdo con Frakes, Amos y Crowell (op. cit.), que se trata de corrientes de barro subácueas. Tales corrientes de barro habrían sido producidas quizá por terremotos o inestabilidad de la cuenca, la que por otra parte se hallaba en continuo hundimiento. Estas condiciones facilitaron la pérdida del equilibrio de masas de escombros de diversa procedencia, acumulados en las zonas marginales y aún no consolidados, entre los que había algún material de origen glacial, produciendo su deslizamiento a profundidades de la cuenca y arrastrando e incorporando a su masa, gran cantidad de sedimentos finos en diverso estado de consolidación.

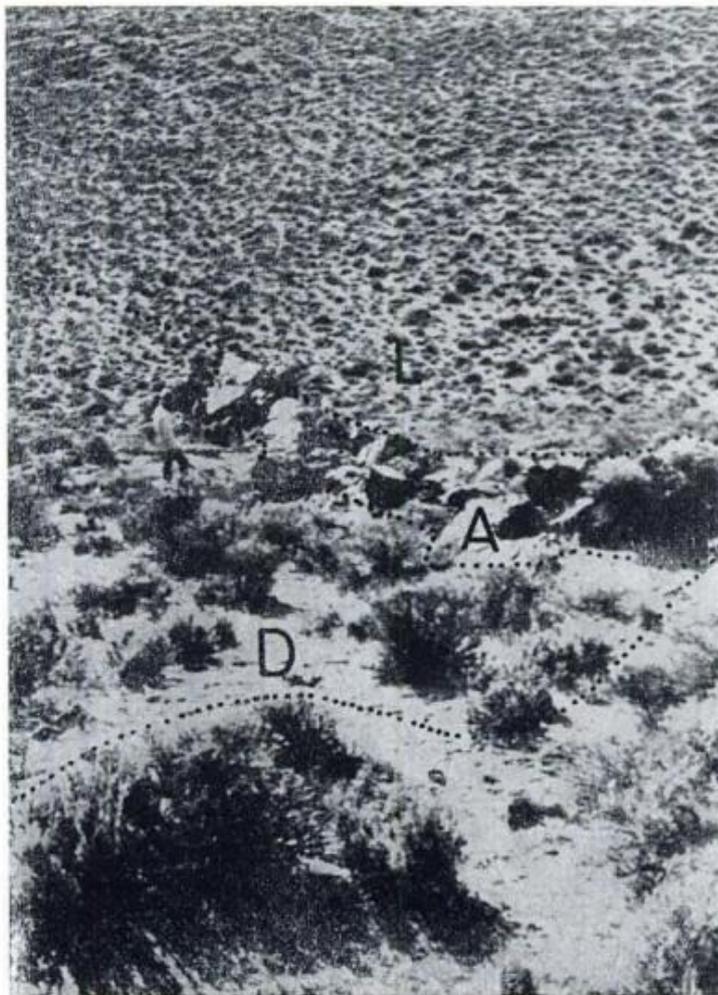
Otro aspecto curioso que presentan la

mayoría de estos ambientes es la asociación de bancos fosilíferos con abundantes restos de briozoarios, artejos de crinoideos y otros invertebrados en menor proporción, entre los que se advierten gran cantidad de rodados de diverso tamaño. Resulta difícil asociar organismos tan delicados como los briozoarios con una litología de este tipo, por lo que nos inclinamos a pensar que la presencia de dichos rodados en las limolitas fosilíferas tiene, en parte, una relación directa con las diamictitas vecinas. Muy probablemente algunos de estos rodados estarían vinculados con la caída de material detrítico por flujo violento de una corriente de escombros sobre el fango donde se desarrollaban estos organismos. Tal mecanismo ha sido expuesto por Frakes, Amos y Crowell (op. cit., pág. 827) y ha sido comprobado en el caso que nos ocupa en el faldeo norte del cerro Antinao, donde en afloramientos de la parte superior del Miembro LS-5, se puede apreciar que las limolitas fosilíferas terminan lateralmente en forma brusca contra una diamictita de tipo arenisca guijarrosa, en cuyo contacto se aprecia una ligera interdigitación de ambas litologías (fotog. IIa). A distintos niveles en la limolita fosilífera se encuentran rodados dispersos, algunos de ellos procedentes de la diamictita adyacente y otros posiblemente transportados por "rafting".

De acuerdo con los autores arriba citados, los cuerpos de arenisca deformados incluidos dentro de las diamictitas, son caracteres comunes en las diamictitas potentes y no estratificadas, e indican dos etapas de deformación contemporánea: la primera de flujo plástico interno, con producción de pliegues en forma de almohadilla; y la segunda de ruptura externa. En la zona estudiada hemos podido localizar varios de estos cuerpos: uno de ellos se encuentra en un pequeño afloramiento de una diamictita (fangolita areno-guijarrosa) que representa un paleocanal dentro de las lutitas del Miembro LS-6, a unos 400 m al sudeste del puesto Me-



a



b

Fotog. II. — *a*, Interdigitación entre un banco de limolitas con briozoarios (*F*) y una diamictita (*D*) en el Miembro LS-5, al norte del cerro Antinaco; *b*, Bloque de arenisca muy fina cuarcítica masiva (*A*) en diamictita (*D*) del Miembro LS-6, 400 metros al SE del puesto Melinao.

linao. En este bloque de arenisca cuarcítica de grano fino, que mide aproximadamente 25 m de longitud por tres metros de espesor, no se han observado evidencias de deformación debido al carácter masivo de la misma; tampoco presenta deformación o al menos no es notable en sus bordes, por lo que presumimos que se encontraba bastante consolidada en el momento en que fue englobada por la corriente de escombros, probablemente por caída, como lo atestiguan los efectos producidos por la presión del bloque sobre la matriz pelítica de la diamictita (fotog. IIb). Otro bloque de arenisca, de unos tres metros de longitud por 0,5 m de espesor, con iguales características que el anterior, fue observado en el Miembro LS-4.

En una lente diamictítica de tipo fangolita areno-guijarrosa del Miembro LS-5, ubicada en una de las quebradas que pasan por el puesto Rodríguez, en la vertiente oeste del cerro Antinao, se ha localizado un bloque tabular alargado de arenisca que presenta evidencias de haber pasado por las dos etapas de deformación contemporánea. Se trata de una arenisca muy fina cuya laminación ha sido fuertemente deformada, produciéndose posteriormente la ruptura del bloque (fotog. IIIa y IIIb).

En los casos arriba expuestos, las diamictitas que contienen los bloques de arenisca, no poseen estratificación, como lo expresan Frakes, Amos y Crowell (op. cit.), pero en cambio se trata de rellenos de paleocanales de poca extensión lateral y espesor, y no de masas potentes como indican dichos autores.

IV. ESTRUCTURA

Plegamiento

Desde este punto de vista, el área posee una estructura relativamente simple, siendo una parte de una estructura regional de gran escala que comprende quizá a las sierras de Languineo y su continuación sur. Es decir que se

trata de un sector de la "nariz" de un anticlinal que forma el extremo norte de dichas sierras.

El eje anticlinal, de rumbo NNE-SSW (unos 10° NNE), pasa aproximadamente a 400 m al este del puesto Antinao, desde donde continúa hacia el norte pasando a unos 400 m al este del cerro Antinao y luego por las inmediaciones del puesto Melinao, continuando hacia el norte hasta aproximadamente la mitad de la distancia existente entre el puesto Currumán y el almacén de Pedro Nazer, donde los estratos se horizontalizan. La posición del eje es algo indefinida debido a la suave inclinación de los estratos y sus variaciones locales. El eje buza unos 30° al NNE.

Debido a la denudación, este sector quedó aislado del resto del anticlinal, razón por la cual es aparentemente monoclinal. Sin embargo, en la mitad norte de la zona, y en el faldeo occidental de la sierra, los estratos del techo del Miembro LS-8 y base del LS-9 experimentan un notable cambio de rumbo, indicando la presencia de parte del ala occidental del anticlinal. Otro fragmento del ala occidental aflora en los alrededores del puesto Rodríguez, a unos dos kilómetros al oeste del cerro Antinao. La inclinación de los estratos promedia en los 30° , en general hacia el NNE.

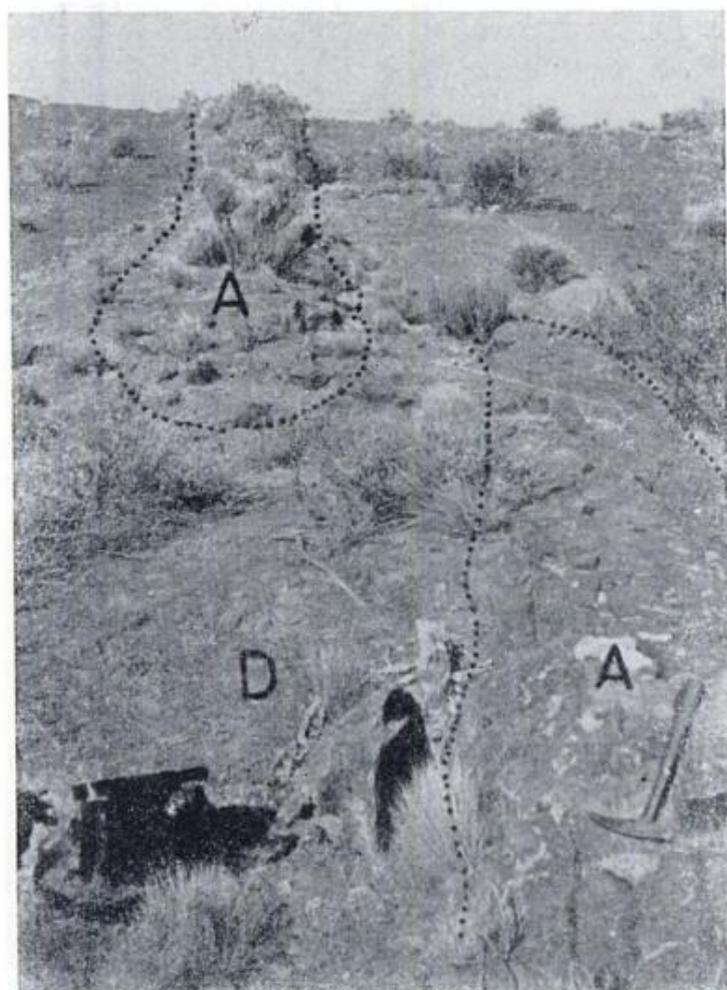
Las relaciones estructurales entre los miembros inferiores de la *Formación Las Salinas* y el stock granodiorítico en la estancia Jones, indican que el plegamiento fue anterior a la intrusión. De acuerdo con la información disponible sobre la probable edad de los cuerpos graníticos de Languineo (Stipanovic y Linares, 1969), es posible suponer, provisoriamente, que el evento orogénico tuvo lugar tal vez en el Eopérmico.

Fallamiento:

El mapeo detallado permitió detectar la presencia de numerosas fallas,



a



b

Fotog. III. — Detalle de deformación en la laminación de un banco de arenisca muy fina, incluida en una diamictita. Corresponde a la etapa de deformación interna (primera etapa). Oeste del cerro Antinao, Miembro LS-5; *b*, Vista general de la arenisca de la figura anterior, donde se aprecia la etapa de ruptura externa (segunda etapa) del bloque de arenisca deformada (A), incluido en la lente diamictítica (D).

algunas de ellas no observables a simple vista.

Falla puesto Rodríguez-puesto Melinao: se trata de una falla casi vertical de rumbo ENE-WSW. Se extiende desde el puesto Rodríguez al oeste, pasando por el puesto Melinao y continuando hacia el este hasta perderse bajo el aluvio cuaternario. No fue posible calcular su rechazo en forma precisa, pero el mismo no debe ser inferior a los 150 m en el puesto Melinao. El labio levantado corresponde al bloque norte.

Falla puesto Troncoso: es también una falla vertical de rumbo SE-NW. Su traza es aproximadamente paralela al alambrado que marca el límite norte de la estancia Jones; en la misma se ha emplazado un dique andesítico, que se destaca en el valle del puesto Troncoso como un crestón de suave relieve. El labio hundido corresponde al bloque situado al norte de la falla y, de acuerdo al comportamiento de los estratos aflorantes en ambas márgenes del valle, se intuye un ligero movimiento rotacional del bloque levantado. Esta falla está vinculada con otra de rumbo NNE-SSW ubicada al nordeste de la tapera Burgos, que ha permitido el hundimiento y rotación del bloque situado al este de la misma.

De lo expuesto se desprende que en la zona comprendida entre la estancia Jones y el puesto Antinao, se ha producido un movimiento de bloques escalonados.

Otras fallas de menor importancia se hallan presentes en la región, pero no tienen influencia sobre la estructura regional por su reducida extensión. Algunas de las zonas de fractura fueron rellenadas subsecuentemente por diques andesíticos y dacíticos, especialmente las más próximas a la granodiorita. La brecha andesítica del cerro Punta Pedregosa es posible que haya aprovechado para su emplazamiento una zona de fractura en el contacto intrusivo-roca de caja; en cambio en la falla puesto Rodríguez-puesto Melinao, se ha notado la ausencia de diques volcáni-

cos, salvo algunos muy reducidos en las inmediaciones.

V. INTERPRETACION PALEOGEOGRAFICA

El conjunto de rocas aquí denominado *Formación Las Salinas* corresponde al sector de afloramientos septentrionales de la Cuenca Central Patagónica (Suero, 1961). En ella se ha acumulado, durante el Paleozoico superior, una enorme cantidad de material, documentado por la considerable potencia de la columna sedimentaria que, en la sierra de Tepuel sobrepasa los 5.000 m; estas características evidencian un hundimiento relativamente rápido. La presencia de wackes y estructuras de deslizamiento subácueo corroboran esta opinión, y podríamos incluir a las diamictitas como una prueba más en ese sentido.

Tales condiciones nos inducen a pensar en la existencia de un elemento de relieve positivo en proceso de incesante erosión, que pudiera proporcionar suficiente material detrítico a la cuenca, como ya lo anticipara Suero (1953).

Las sedimentitas que integran la *Formación Las Salinas* parecen haber derivado de terrenos constituidos principalmente por rocas metamórficas, granito, vulcanitas y en menor proporción caliza, como lo revela el estudio de clastos y cortes delgados de numerosas diamictitas (González, 1970). La abundancia de clastos de vulcanitas en esas rocas, indica además la existencia de un vulcanismo pre-carbónico.

El análisis preliminar de las estructuras primarias y fábricas de diamictitas en el área de Las Salinas, permite adelantar una proveniencia noroccidental del material detrítico, como puede notarse en los gráficos de las figuras 1 y 2.

Por otra parte, el análisis paleoecológico de las faunas halladas en Las Salinas, aunque no muy documentado por la escasez de elementos biológicos,

indica la existencia durante el Carbónico de aguas frías. Por ejemplo, el género *Pyramus*, bien representado en la *Formación Las Salinas*, en el Pérmico inferior de Australia está asociado con sedimentitas glaciógenas. Los “rodados caídos” (dropstones) en las lutitas, es probable que hayan sido transportados por hielo flotante, y los rodados estriados y en algunos casos facetados encontrados en las diamictitas (en proporción inferior al 1 % del total), son también indicios de actividad glacial (Frakes y Crowell, 1969).

Todas estas evidencias afianzan la hipótesis de la existencia durante el Carbónico especialmente, de un elemento de relieve positivo bastante conspicuo, ubicado posiblemente al noroeste de la cuenca. Dicho elemento positivo habría estado integrado por rocas metamórficas, granito, vulcanitas y en menor proporción caliza, entre las que se hallarían representados los llamados “Esquistos de arroyo Pescado”. Además, y de acuerdo con lo establecido por Frakes, Amos y Crowell (1969), nos parece bastante acertado sostener la idea de la presencia de glaciares, quizá de tipo alpino, posiblemente en dicha zona positiva.

La extensión hacia el norte y este de esta cuenca, deducida por las variaciones faciales de los miembros de la *Formación Las Salinas*, ha sido difícil de establecer. En cambio, cabe consignar que Suero (1961) postuló en base a datos sísmicos, una dorsal (Arco o Dorsal de Río Mayo) al oeste de la sierra de Tepuel, lo que es en parte cuestionado por Ugarte (1966), quien supone una “...mayor extensión paleogeográfica hacia el oeste del Suprapaleozoico”.

VI. CONCLUSIONES

a) Se propone el nombre de *Formación Las Salinas* para designar la sucesión sedimentaria del extremo norte de la sierra de Languiño, equivalente a parte del Grupo Tepuel y cuyo perfil

y zona tipo fueron establecidos al sur de la localidad de Las Salinas, depto. de Languiño, prov. de Chubut. La misma comprende un espesor de casi 2.500 m de sedimentitas, entre lutitas, limolitas y areniscas, pero con predominio de las pelitas (60 %), con intercalaciones lenticulares de diamictitas, especialmente en la sección inferior. Fueron reconocidos numerosos niveles fosilíferos y no se conocen su techo y base.

b) La edad establecida para la *Formación Las Salinas* sobre la base de su contenido paleontológico, es de Carbónico medio a Carbónico superior, aunque Suero (1948) y posteriormente Amos (1964) no descartan la posibilidad de que la parte superior del “Sistema de Tepuel” pueda llegar al Pérmico. Por otra parte, la fauna de bivalvos proveniente de estas sedimentitas, especialmente las del Miembro superior (LS-9), tomada como grupo aislado, muestra afinidades pérmicas (González, 1969, 1972).

c) Los cuerpos graníticos diseminados en varias localidades de la Cuenca Central Patagónica (sierra de Tepuel y sierra de Languiño), pertenecen aparentemente a un mismo ciclo magmático postorogénico. Uno de estos cuerpos, de composición granodiorítica, ubicado en el extremo sur de la zona estudiada, afectó las sedimentitas de la *Formación Las Salinas*, produciendo en ellas efectos termometamórficos de contacto.

La intrusión habría tenido lugar probablemente en el Pérmico, a estar con las comparaciones efectuadas por Stipanovic y Linares (1969) con muestras del Macizo Nordpatagónico datadas por radiometría.

d) Las observaciones de campo efectuadas por el autor en el extremo norte de la sierra de Languiño y en la sierra de Tepuel, permiten presumir que la mayoría (si no todas) de las diamictitas serían cuerpos lenticulares, de extensión relativamente reducida en algunos casos. Si bien esto no excluye la existencia de glaciación, dichas diamictitas son probablemente el producto de la depo-

sición de corrientes de barro subácueas locales, a veces canalizadas, debidas a frecuentes derrumbes de escombros acumulados en cercanía de costa. Pero las mismas documentarían, junto con otras estructuras producidas por deslizamiento subácueo, la inestabilidad de la cuenca más bien que el transporte por el hielo.

e) No se puede descartar la existencia de centros glaciales, quizá de tipo alpino, en las inmediaciones de la Cuenca Central Patagónica, durante el Carbónico medio principalmente.

Los rodados estriados incluidos en las diamictitas fueron seguramente producidos por abrasión glacial; las lutitas con "rodados caídos" (dropstones), evidentemente transportados por "rafting" (probablemente por "icebergs", según Frakes, Amos y Crowell, 1969) y la presencia de bivalvos de aguas frías del género *Pyramus*, aportan valiosas evidencias en tal sentido.

f) La información obtenida permite adelantar, para esta parte de la Cuenca Central Patagónica, la proveniencia del material clástico del noroeste, donde al tiempo de la deposición de la *Formación Las Salinas* habría existido un elemento de relieve positivo, integrado principalmente por rocas metamórficas, granito, vulcanitas y en menor proporción calizas. Quizá los "Esquistos de arroyo Pescado" pudieron estar representados en dicha zona positiva.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Amos, A. J., (1958). *Algunos "Spiriferacea" y "Terebratulacea" (Brach.) del Carbonífero Superior del "Sistema de Tepuel", prov. de Chubut.* Contr. Cient. F.C.E.N., 2 (3), ser. Geol.
- (1961). *Algunos Chonetacea y Productacea del Carbonífero Inferior y Superior del "Sistema de Tepuel", prov. de Chubut.* Rev. A.G.A., 15 (1): 81-107.
- (1964). *A Review of the Marine Carboniferous Stratigraphy of Argentina.* Int. Geol. Congress, New Delhi, 1964, Part IX.
- Amos, A. J., Campbell, K. S. W. y Goldring, R., (1960). *Australosutura Gen. nov. (Trilobita) from the Carboniferous of Australia and Argentina.* Palaeont., 3 (2): 227-236, London.
- Amos, A. J. y Rolleri, E. O., (1965). *El Carbónico Marino en el Valle de Calingasta, Uspallata (San Juan-Mendoza).* Bol. Inf. Petrol., 368.
- Amos, A. J. y Sabattini, N., (1969). *Upper Paleozoic Faunal Similitude between Argentina and Australia.* IUGS Symp., Gondwana Strat., Unesco, Earth Sci., 2: 235-248, Buenos Aires.
- Borrello, A. V., (1969). *Los Geosinclinales de la Argentina.* An. Dir. Nac. Geol. Min., 14.
- Campbell, K. S. W., (1961). *Carboniferous fossils from the Kutung Rocks of New South Wales.* Palaeont., 4 (3): 428-474.
- Cloos, D., (1967). *Orthocone Cephalopods from de Upper Carboniferous of Argentina and Uruguay.* Ameghiniana, 5 (3): 123-129.
- Dickins, J. M., (1963). *Permian Pelecypods and Gastropods from Western Australia.* Bull. B.M.R., 63: 1-150.
- Du Toit, A. L., (1927): *A Geological Comparison of South America with South Africa.* Pub. Carnegie Inst., Washington, 381.
- Feruglio, E., (1949-1950). *Descripción Geológica de la Patagonia. I-III,* Dir. Gral. Y. P. F., Buenos Aires.
- Flint, R. F., Sanders, J. E. y Rodgers, J., (1960-a). *Symmictite: a name for nonsorted terrigenous sedimentary rocks that contain a wide range of particle sizes.* Bull. Geol. Soc. Amer., 71: 507-510.
- (1960-b). *Diamictite, a substitute term for Symmictite.* Bull. Geol. Soc. Amer., 71: 1809.
- Folk, R. L., (1954). *The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary-rock nomenclature.* J. Geol., 62 (4): 344-359.
- Fossa-Mancini, E., (1943). *Supuestos vestigios de glaciaciones del Paleozoico en la Argentina.* Rev. Mus. La Plata, sec. Geol., 1: 299-324.
- Frakes, L. A., Amos, A. J. y Crowell, J. C., (1969). *Origin and Stratigraphy of the Late Paleozoic Diamictites in Argentina and Bolivia.* IUGS Symp. Gondwana Strat., Unesco, Earth Sci., 2: 821-843, Buenos Aires.
- Frakes, L. A. y Crowell, J. C., (1967). *Facies and Paleogeography of Late Paleozoic Diamictite, Falkland Islands.* Bull. Geol. Soc. Amer., 78: 37-58.
- (1969). *Late Paleozoic Glaciation: I, South America.* Bull. Geol. Soc. Amer., 80: 1007-1042.
- Freytes, E., (1970). *Informe parcial sobre los trabajos realizados en la zona Ch. PRG-7 (Sierra de Tepuel, Chubut).* Inf. Inéd. Y. P. F.

- Girty, G. H., (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 Languiño, Depto. de Languiño, prov. de Chubut*. Tesis inéd. Univ. Nac. de Tucumán.
- (1972). *La Formación Las Salinas, Paleozoico Superior de Chubut - Parte II. Bivalvia: Taxinomia y Paleoecología*. Rev. A. G. A. (en prensa).
- Leanza, A. G., (1948). *Braquiópodos y pelecípodos carboníferos en la provincia de La Rioja (Argentina)*. Rev. Mus. La Plata (n. s.), Pal., 3 (18): 237-264.
- Mariñelarena, M. P. de, (1970). *Algunas especies de Paraconularia Sinclair del "Sistema de Tepuel" (Chubut) y sus relaciones con faunas del hemisferio austral*. Ameghiniana, 7 (2): 139-150.
- Maxwell, W. G. H., (1951). *Upper Devonian and Middle Carboniferous Brachiopods of Queensland*. Pap. Univ. Queensland, 3 (14).
- (1964). *The Geology of the Yarrol Region. Part I - Biostratigraphy*. Pap. Univ. Queensland, Dept. Geol., 5 (9): 1-79.
- Miller, A. K. y Garner, H. H., (1953). *Upper Carboniferous goniatites from Argentina*. J. Pal., 28 (6): 821-823.
- Newell, N. D., (1937). *Late Paleozoic Pelecypods: Pectinacea*. State Geol. Surv. Kansas, 10: 1-123.
- Piatnitzky, A., (1933). *Rético y Liásico en los valles de los ríos Genoa y Tecka y sedimentos continentales de la sierra de San Bernardo*. Bol. Inf. Petrol., 103, pp. 151-182, Bs. As.
- Reed, F. R. C., (1927). En: *DuToit, A. L.: "A Geological comparison..."*, etc.
- Rocha-Campos, A. C., (1970). *Upper Paleozoic bivalves and gastropods of Brazil and Argentina, a Review*. 2º Symp. Gondwana, S. Africa.
- Rolleri, E. O. (1970). *Discordancia en la base del Neopaleozoico al este de Esquel*. IVas. Jorn. Geol. Arg., 2. pp. 273-319.
- Sabattini, N. y Noirat, S., (1967). *Hallazgo de Cladochonus en el Carbonífero de Tepuel, provincia de Chubut*. Ameghiniana, 5 (5): 174-178.
- (1969). *Algunos Gastropoda de las Superfamilias Euomphalacea, Pleurotomariacea y Platyceratacea del Paleozoico Superior de Argentina*. Ameghiniana, 6 (2): 98-118.
- Stipanovic, P. N. y Linares, E., (1969). *Edades radimétricas determinadas para la República Argentina y su significado geológico*. Bol. Acad. Nac. Ciencias, Córdoba, 47.
- Suero, T., (1947). *Reconocimiento geológico de la zona comprendida entre Cordón Chique-Cordón Putrachoique-Río Tecka y Sierra de Languiño (Dep. Tehuelches y Languiño, Terr. Nac. del Chubut)*. Inf. Inéd. Y. P. F.
- (1948). *Descubrimiento del Paleozoico Superior en la zona extraandina del Chubut*. Bol. Inf. Petrol., 287: 31-48, Buenos Aires.
- (1953). *Las sucesiones sedimentarias suprapaleozoicas de la zona extraandina del Chubut*. Rev. A. G. A., 8 (1): 37, Buenos Aires.
- (1958). *Datos geológicos sobre el Paleozoico Superior en la zona de Nueva Lubecka y alrededores (Chubut extraandino, prov. de Chubut)*. Rev. Mus. La Plata (n. s.), Geol., 5: 1-28.
- (1961). *Paleogeografía del Paleozoico Superior de la Patagonia (Rep. Argentina)*. Rev. A. G. A., 16 (1): 35-42.
- Ugarte, F. R. E., (1966). *La Cuenca Compuesta Carbonífero-Jurásica de la Patagonia Meridional*. An. Univ. Patagonia "San Juan Bosco", C. Rivadavia, Chubut, Cienc. Geol., 1 (1).
- Volkheimer, W., (1967). *Herpolitas en el Carbónico de la Sierra Pintada*. Rev. A. G. A., 22 (1): 75-78.

Recibido el 29 de setiembre de 1971/4 de enero de 1972.

CORRIGENDA

En el trabajo *Estudio mineralógico de una allanita de Valle Fértil, Prov. de San Juan* (Tomo XXVI, N° 4), se ha deslizado un error, que se corrige. En la página 470, 2ª columna, línea 8, dice: « 1-2 cm »; debe decir: 1-2 mm.

FE DE ERRATA

En la explicación de la lámina I, donde dice: Figs. 9-10, léase 9. Addenda a la explicación Lámina I: Figs. 9 a 14 corresponden a *Orbiculoidea baldisi* n. sp. (Tomo XXVI, N° 4, págs. 520-521).

GEOLOGIA DE LA REGION DE ARROYO LOS BERROS
(VERTIENTE ORIENTAL DE LA MESETA DE SOMUNCURA)
PROVINCIA DE RIO NEGRO, REPUBLICA ARGENTINA

POR HECTOR LUCIO ROSENMAN¹

RESUMEN

La región estudiada se encuentra en el ámbito del Macizo Nord-Patagónico, donde se han reconocido metamorfitas de distinto grado:

- a) Productos de alto metamorfismo: gneis, micacitas y calizas cristalinas.
- b) Productos de bajo metamorfismo: filitas y esquistos cuarzo-micáceos.

Estas distintas litologías evidencian la existencia de un basamento producto evolutivo de un geosinclinal, originado presumiblemente en dos distintas Eras (Precámbrico y Paleozoico).

Como consecuencia de la integración de los diferentes afloramientos de rocas graníticas resultan dos áreas de forma alargada y de dirección noroeste-sudeste.

Estas rocas graníticas son de composición heterogénea y el área oriental está asociada a rocas aplíticas de composición intermedia a ácida. No se han reconocido leucogranitos o alaskitas, mencionadas en otras áreas del macizo.

Como producto del vulcanismo mesozoico se han reconocido diversas unidades litológicas, consideradas anteriormente dentro de la Serie Porfirítica.

- a) Mantos intermedios
- b) Lentes de tobas de color blanco
- c) Lentes de tobas de color rojo
- d) Mantos ácidos

Ambos tipos de tobas aparecen intercalados en los mantos ácidos.

De acuerdo con el material fosilífero obtenido se supone a la formación que yace por debajo del basalto y cineritas asociadas, como perteneciente a la "Formación Entrerriense".

Se ha comprobado que el espesor del basalto y cineritas asociadas es menor que en otras áreas de la meseta. Además que el manto basáltico es único, no estando nunca intercalado con las cineritas.

Con la denominación de fanglomeraditas se han designado sedimentos descriptos en la bibliografía como "Rodados Patagónicos", creyéndose en este caso que son procesos locales producidos por crecientes esporádicas encausadas.

Se supone la existencia de extensas fallas de dirección aproximada noroeste-sudoeste coincidentes con la dirección regional que se ha mencionado para las mismas en otras áreas del macizo, reconociéndose distintas manifestaciones tectónicas que difieren en edad y naturaleza.

ABSTRACT

The area described is located within the North Patagonian Massif. Several metamorphic rocks of different types have been found:

- a) products of high grade metamorphism: gneiss, mica-schist and crystalline limestone;
- b) low-grade metamorphic rocks: phyllites and quartz-mica-schists.

¹ De la Universidad de Buenos Aires.

The different lithologies reflect the existence of a basement which seems to stem from a geosinclinal evolution having taking place presumably during the Precambrian and Paleozoic eras. Integrating the outcrops of granitic rocks we obtain two elongated areas of NW-SE trend. These granitic rocks are heterogeneous in composition the Eastern area being associated with aplitic rocks of intermediate to acid composition. Leucogranites or alaskites described in other areas of the Massif have not been found here. Several units, belonging to Mesozoic vulcanism and formerly referred to the Porphyritic Series, have been recognized:

- a) intermediate flows
- b) lenses of white tuffs
- c) lenses of red tuffs
- d) acid flows

Both tuffs appear among the acid sheets. Fossiliferous material underlying basalts and associated cinerites apparently belongs to Entrerriense Formation.

It was also ascertained that the basalts and related cinerites appear in much thinner units than those described in other areas of the Massif, moreover it is always found a single basaltic flow the cinerites never appearing within it.

Sediments described elsewhere in the literature as "Patagonic Pebbles" have been called Fanglomeradites, on the assumption that they originated locally as the result of sporadic inundations.

The existence of large faults of NE-SW trend is inferred, coinciding with the regional direction recognized in other areas of the Massif; there is also evidence of tectonism of varying age and nature.

INTRODUCCION

Este trabajo es un resumen del presentado, en la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, para optar al título de licenciado en ciencias geológicas, bajo la dirección del doctor Eduardo J. Methol, a quien agradezco las enseñanzas que de él he recibido.

La superficie relevada abarca unos 1.200 km², habiéndose realizado los trabajos de campo durante el mes de febrero de 1969.

La zona carecía de relevamientos topográficos regulares, y para el estudio regional se utilizaron fotos aéreas verticales en escala 1:50.000 (aproximada).

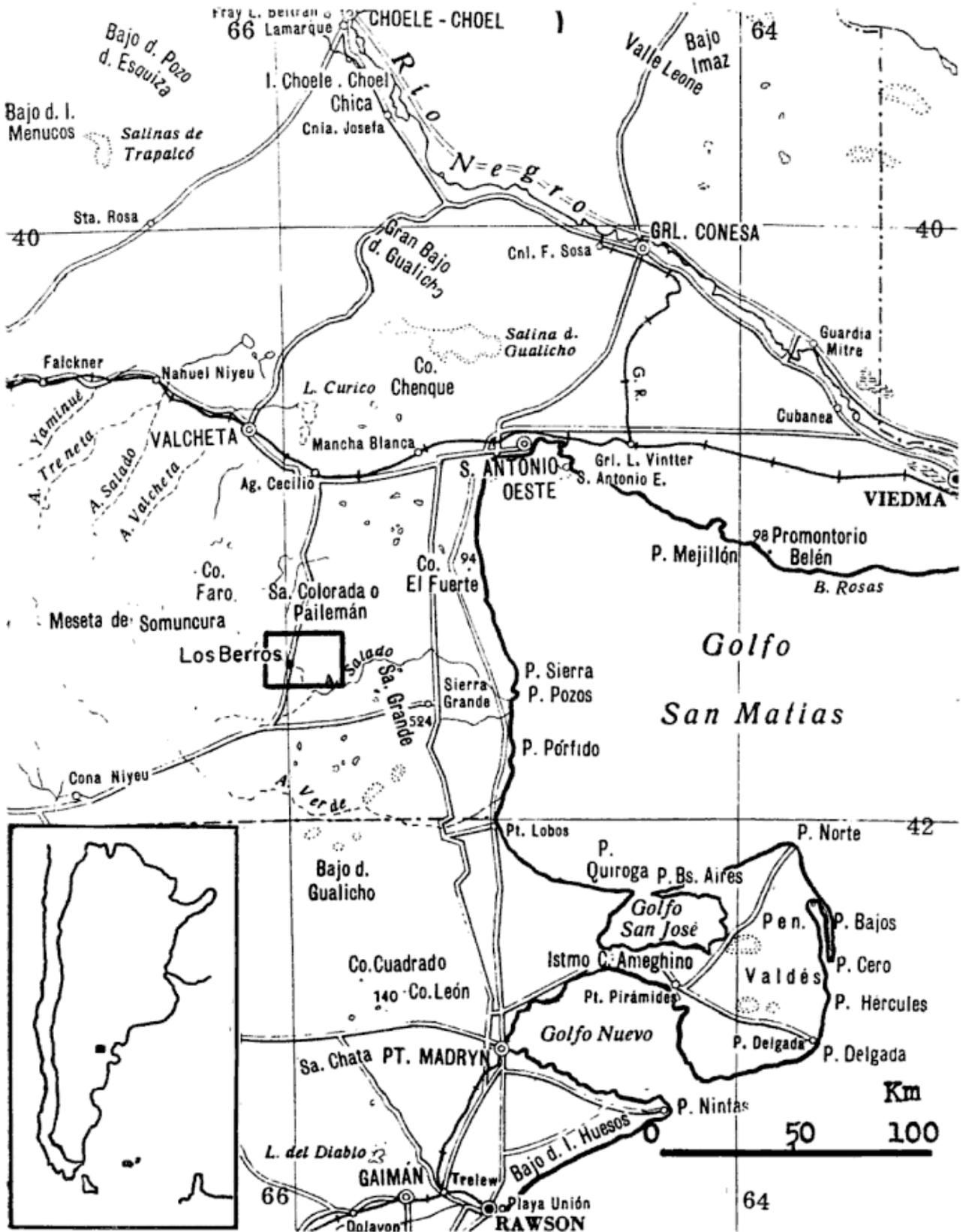
El reconocimiento geológico consistió en el estudio de los cuerpos intrusivos y su roca de caja, constituida por metamorfitas de distinto grado. Pero, por tratarse del primer trabajo en detalle de la región tuvo también máximo interés, el estudio petrográfico de los componentes litológicos de las formaciones volcánicas mesozoicas, para tratar de establecer particularmente la cronología de las mismas.

Las formaciones sedimentarias tienen escasa distribución y en consecuencia sólo se consideran brevemente sus características estratigráficas, habiéndose realizado algunos perfiles en las secciones más importantes.

UBICACION GEOGRAFICA

El área queda ubicada en la Hoja 40 i de la Carta Geológico Económica a escala 1:200.000, de la Dirección Nacional de Geología y Minería, y en la Hoja 74, "San Antonio", de la Carta provincial confeccionada por el Instituto Geográfico Militar a escala 1:500.000.

Geográficamente, se encuentra en la parte sudesde de Río Negro, departamentos de Valcheta y San Antonio, y está ubicada a unos 65 km al sur de Aguada Cecilio (estación del F. C. N. G. Roca) y 45 km al noroeste de la localidad de Sierra Grande. La zona queda entonces limitada al oeste y parcialmente al norte por la meseta de Somuncura, al sur por el arroyo Salado y su prolongación en la línea imaginaria que llega hasta la meseta partiendo de sus cabece-



Mapa de ubicación

ras, y al este, por una línea imaginaria a 35 km al oeste de la ruta nacional N° 3.

Sus límites precisos son: los paralelos 41° 20' y 41° 35' y los meridianos 66° 15' y 65° 40'.

GEOLOGIA

Investigaciones anteriores.

El área estudiada se encuentra en el ámbito del Macizo Nord-Patagónico, sobre el que existe una considerable bibliografía; sin embargo es de hacer notar que la gran mayoría de estas investigaciones, han sido realizadas en zonas del macizo situadas a muchos kilómetros de distancia, o en áreas marginales de éste, pero alejadas de nuestra región.

Por el contrario, los trabajos efectuados en la zona relevada son limitados. Wichmann (1919, 1924, 1927), es uno de los primeros autores que realizó un bosquejo geológico en escala 1:500.000 en el que figura esta zona, dado a conocer en 1927 y cuyo original se conserva inédito en la Dirección Nacional de Geología y Minería¹.

Con posterioridad, se realizaron estudios en la zona vecina de Sierra Grande, Zöllner (1951), Arnolds (1952), Valvano (1954), de Alba (1954-1964), Navarro (1963). En cambio Croce (1952, 1956, 1963), realizó sus trabajos en el flanco nordeste y este de la meseta Somuncura, incluyendo en un trabajo final observaciones de lo alto de la meseta. Volveremos sobre estos autores en particular al tratar los capítulos correspondientes a las distintas unidades litológicas.

En el presente trabajo, considerando la extensión relativamente pequeña del área relevada frente al conjunto que configura el Macizo Nord-Patagónico, se

¹ Este mapa fue publicado por Groeber en *Physis*, T. X. (1931), pero a tamaño muy reducido que no permite apreciar con nitidez la riqueza de sus detalles geológicos.

ha evitado designar con nombre formacional a las unidades mapeadas, utilizándose, en cambio, una nomenclatura basada en las características petrográficas.

Las unidades litológicas reconocidas son:

- 1) Basamento metamórfico
 - a) rocas de alto metamorfismo
 - b) rocas de bajo metamorfismo
- 2) Intrusivos graníticos.
- 3) Vulcanismo mesozoico:
 - a) Mantos intermedios
 - a. 1) Pórfiros andesíticos
 - a. 2) Mantos de andesitas de color gris de tono oscuro y grano muy fino.
 - b) Lentes de tobas de color blanco, a veces estratificadas, en vías de transformación en arcillas.
 - c) Lentes de tobas bien estratificadas de grano perceptible, de color rojo.
 - d) Mantos ácidos
 - d. 1) Pórfiros ácidos
 - d. 2) Ignimbritas, tobas, brechas y coladas ácidas.
- 4) Areniscas tobáceas con capas de calcáreo fosilífero.
- 5) Basaltos de meseta.
- 6) Flanglomeraditas.
- 7) Cuartario:
 - a) Detrito *in situ*
 - b) Derrubio basáltico
 - c) Acarreo actual (suelos incipientes).

1) *Basamento metamórfico*

La ubicación de las rocas metamórficas como pertenecientes al Peleozoico inferior, es debida a Wichmann (1919, 1924, 1927), quien a su vez las correlacionó con afloramientos visitados con anterioridad por Stappenbeck (1913), en el sur de la provincia de La Pampa.

En sus trabajos realizados en el área de Sierra Grande, por el contrario,

CUADRO ESTADIGRAFICO

Era	Periodo	Epoca o edad	Unidades o formaciones	Proceso	Litología
CENOZOICO	CUARTARIO	Reciente	Acarreo actual Derrubio basáltico Detrito in situ	Fluvial Gravedad Meteorización <i>Discordancia?</i>	Suelos incipientes Rodados y clastos de basalto Sedimentos tamaño grava
		Pleistoceno	Fanglomerados	Fluvial <i>Discordancia?</i>	Fanglomerados Fanglomeraditas
	TERCIARIO	Plioceno	Basaltos de meseta	Efusivo básico	Basaltos y cineritas asociadas
		Mioceno superior	« Enterrriense »	Transgresión marina <i>Discordancia</i>	Areniscas tobáceas Capas de calcáreo fosilífero
		Medio	Vulcanismo mesozoico	Efusivo Breves periodos de sedimentación lacustre.	Ignimbritas, tobas, brechas y coladas ácidas Pórfiros ácidos Tobas rojizas Tobas blancas Andesitas Pórfiro andesítico
MESOZOICO	TRIÁSICO	Inferior	Intrusivos graníticos	<i>Discordancia</i>	Filonas de cuarzo Aplitas Granito, granodioritas y rocas afines Granito milonitizado
			Basamento (b)	Bajo metamorfismo	Filitas Esquistos cuarzo-biotíticos
	PERMIANO	Basamento (a)	Alto metamorfismo	Gneiss micacitas-calizas cristalinas	
PALEOZOICO	INFERIOR				
PROTEROZOICO	PRECÁMBRICO				

Zöllner (1951), asigna al conjunto metamórfico edad precámbrica, posición que comparten Arnolds (1952) y de Alba (1954-1964). Esta apreciación es, en parte, también aceptada por los geólogos de la Shell (1962), por observaciones realizadas en las cercanías de Valcheta, utilizando como elemento de juicio la similitud litológica con la de otras partes del país, y ubicando a las metamorfitas de más alto grado en el Precámbrico, asumiendo igual actitud con respecto a las metamorfitas de más bajo grado, a las que asignan edad paleozoica inferior. Stipanovic *et al.* (1968) para el ámbito del macizo, con carácter tentativo, adopta idéntica posición.

Harrington (1968), menciona para la región de Sierra Grande, Silúrico medio (Wenlockiano) con *Clarkeia antisimensis* y *Brachyprion fascifer* y Devónico inferior fosilífero con *Conularia quichua* ambos provenientes de una ingresión marina interrumpida en el Silúrico superior. Esta litología corresponde a las sedimentitas ferríferas posteriores a las rocas metamórficas.

De esta forma quedaría probado que las rocas metamórficas son anteriores al Silúrico.

Ubicado con casi exclusividad en el oriente de la región estudiada, el basamento se encuentra representado por pequeños asomos aislados, de distinta litología, lo que hace muy difícil establecer las relaciones entre ellos. A los fines de su descripción han sido agrupados de la siguiente manera:

- a) Rocas metamórficas de alto grado de metamorfismo: gneis, micacitas y calizas cristalinas.
- b) Rocas metamórficas de bajo grado de metamorfismo: filitas y esquistos cuarcíticos.

a) En las cercanías de Geotécnica, cruzando el camino que la vincula con Los Berros, se encuentra un afloramiento de gneis, de reducidas dimensiones, cubierto por su propio detrito y relleno moderno, no conformando ningún

rasgo topográfico que lo destaque en el paisaje. Se observa que está microplegado (los micropliegues poseen una longitud de onda de unos 10 cm y una amplitud de unos 3 cm — fig. 1 —, teniendo las características de un pliegue ptimático).

A simple vista, son visibles las hileras alternadas de feldespato rosado y



Fig. 1. — *Gneis, microplegado*; las bandas claras, de tono rosado, están constituidas por feldespato y cuarzo; las oscuras son biotíticas. Este afloramiento se encuentra en las cercanías de Geotécnica, sobre la ruta que une el yacimiento con la localidad de Los Berros.

cuarzo, de unos 3 mm de espesor, y otras más oscuras, de similar espesor, constituidas por biotita. El tamaño de los cristales es menor de 5 cm, siendo un poco más grandes los de feldespato y cuarzo que los de mica.

Generalmente asociados con estos gneises, hay otras rocas metamórficas de mediana esquistosidad, tales como micacitas, en las que se puede observar algunos cristales de cuarzo y feldespato. Esta litología se continúa hasta el yacimiento de plomo y plata propiedad de Geotécnica.

En las cercanías del puesto Durazno, al pie de la meseta y a pocos metros de

su base se observó caliza cristalina, cubierta en parte por derrubio basáltico y material detrítico que no permiten establecer el tipo de roca circundante. Si bien no se ha efectuado análisis químico, es evidente su pureza; su calidad ha permitido una explotación incipiente, por pobladores de la vecindad, actualmente abandonada.

b) En cambio, existen discrepancias con respecto a la edad atribuida a rocas de menor grado de metamorfismo, tal

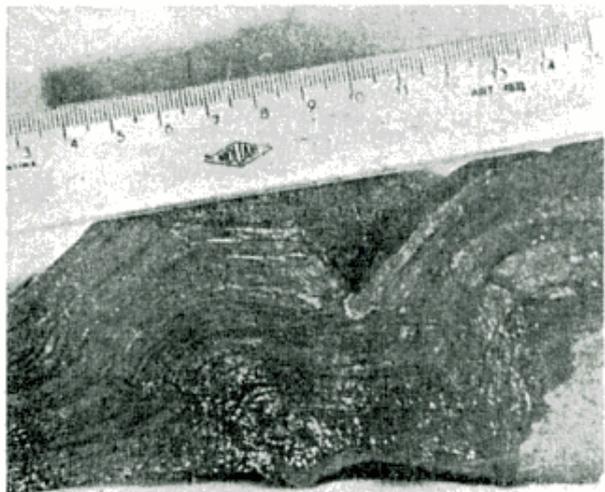


Fig. 2. — Filita proveniente de un afloramiento ubicado en las cercanías del puesto García, en la que se pueden observar micropliegues. Es de tono oscuro como consecuencia de la abundancia de biotita.

como filitas y esquistos cuarcíticos, puesto que se estima que pueden corresponder al Paleozoico inferior.

En la vecindad de los afloramientos de gneis, y de éstos, a unos 3 km hacia Los Berros, en una franja algo menor de 1 km de ancho que se extiende hacia el norte y hacia el sur del camino, encontramos metamorfitas de bajo grado clasificadas como esquistos cuarcíticos. Macroscópicamente es una roca rojiza, de grano muy fino, con esquistosidad poco marcada, en la que se pueden observar cristales de mica muy pequeños. Al microscopio, en cambio, se destaca su esquistosidad. No siempre presente el color rojizo, otros tipos son de color gris oscuro, de grano fino, en la

que a simple vista no se comprueba esquistosidad.

Hacia el sur de estos afloramientos, en las vecindades del puesto de García, encontramos un afloramiento de filita sobre el cual apoyan discordantemente los productos volcánicos del Mesozoico. No se halla cubierto por detrito ni otros materiales cuaternarios, constituidos exclusivamente por una roca de color gris verdoso, de brillo sedoso, de mediana esquistosidad, de grano muy fino (fig. 2).

Algunas muestras se exfolian y es frecuente observar micropliegues, cuya longitud de onda es del orden de los 10 cm y una amplitud de unos 2 cm.

2) Rocas plutónicas y filonianas asociadas (intrusivos graníticos, tonalíticos - granitos milonitizados - intrusivos aplíticos y filones de cuarzo).

Estas rocas están constituidas en su mayor parte por granitos, tonalitas y granodioritas y otras rocas afines, de colores rojos y grises, que fueron consideradas por Wichmann (1919, 1924, 1927) como relacionadas con una fase ígnea hercínica.

Los estudios realizados en el área de Sierra Grande, por Zöllner (1951), Valvano (1954), los geólogos de la compañía Shell (1962) y Navarro (1963) consideran esta intrusión de edad post-silúrica, pues penetra a las sedimentitas ferríferas; en disidencia con estas ideas, de Alba (1954, 1964) las asigna al Paleozoico inferior pues, de acuerdo con sus observaciones, no las intruye.

Arnolds (1952), es el primer autor que las considera de edad pérmica y Stipanovic (1967), corrobora esta opinión sobre la base de dataciones absolutas realizadas en granodioritas del noroeste del macizo, en la provincia de Río Negro. Este autor, en 1968, reafirma esta idea y señala su acuerdo con Braccini (1960) quien vincula estos granitos del Macizo Nord-Patagónico con los de las Sierras Pampeanas. Si bien es de hacer notar que Braccini (1966) considera que existen granitos

grises, que según su opinión serían anteriores a las metamorfitas, que atribuye al Paleozoico.

Los afloramientos de rocas intrusivas, ácidas e intermedias, ocupan un área de 200 km² y están separados y distribuidos hacia el este de la ruta Paileman-Cona Niyeu. La superficie de estos afloramientos está comprendida entre los 15 y los 40 km². Hacen excepción, tres pequeños afloramientos, uno de los cuales se encuentra cerca de la localidad de Los Berros y los otros dos muy cerca de la ruta antes mencionada, hacia el noroeste, a unos 6 km de aquella localidad.

De acuerdo con los afloramientos observados, el complejo intrusivo se dispone en dos fajas paralelas, de dirección aproximada N-E, rasgo que se aprecia en el mapa geológico.

Relacionados con los granitos de grano mayor, los intrusivos aplíticos se encuentran con preferencia en la parte este de la región, en las inmediaciones de la ruta que une Geotécnica con la localidad de Los Berros, teniendo una dirección preferencial de emplazamiento noroeste-sudeste.

Relacionados también con los granitos se presentan filones de cuarzo, poco abundantes y de forma alargada, distribuidos irregularmente en el área. Por su tamaño y abundancia mencionaré los ubicados en el extremo nordeste de la región, más exactamente en las vecindades de la estancia Peñas Blancas, los que acompañados por numerosos diques de cuarzo, se distinguen por su forma, y son los que dan nombre a este establecimiento. Afloran en la parte superior de las lomadas, siendo su color blanco rosado.

Por la forma que presenta, cito el afloramiento ubicado en las márgenes del arroyo Los Berros, en las cercanías del puesto Otero, con características pegmatíticas dadas por su forma oval y por la zonación que se pudo apreciar en la biotita que acompaña a este cuarzo.

El área granítica de mayor extensión abarca unos 40 km². Se sitúa a 6 km hacia el NE de Los Berros, entre las rutas a Paileman y la que conduce a Geotécnica, en general los granitos y granodioritas de este área son de color gris, debido a la biotita, de grano mediano, en los que macroscópicamente se observan cristales incoloros de cuarzo y blancos de feldespato.

En la parte norte de estos afloramientos asoma un dique hipabisal, cuya textura correspondería a una diferenciación magmática en etapas posteriores de su evolución. Muy cerca del afloramiento del dique hipabisal, al oeste de la ruta que va hacia Paileman, hay otros pequeños afloramientos que sobresalen de la cubierta volcánica mesozoica. Uno de ellos es una tonalita o albitófiro, la cual, macroscópicamente es una roca de color rosado, de tono claro, compacta y dura, fresca, de grano fino con cristales de 1 mm, entre los que encontramos cuarzo, feldespato y algún mineral félico en pequeña proporción.

Otra zona importante por la extensión de los afloramientos de intrusivos, es la que se encuentra al sudeste, en las adyacencias del puesto Otero, aproximadamente registra una superficie de 30 km². Estos son los afloramientos mejor expuestos, con buena expresión topográfica. Son granitos en los cuales la presencia de minerales máficos no es importante; con respecto a su color y tamaño de grano no poseen ningún rasgo distintivo ya que se los observa rosados y grises, en diversos tonos, y el tamaño de grano oscila de fino a grueso. Se puede mencionar un afloramiento de granito con cristales de epidoto. Existe otro afloramiento granítico en la confluencia de los arroyos Los Berros y Ventana caracterizado también por la presencia de epidoto en cristales de color verde, de un tamaño de 8 mm.

Otro afloramiento ubicado al norte de la ruta Los Berros - Geotécnica, y que menciono por sus características petrográficas, es el que se encuentra en las

cercanías del puesto de Don Nicolás; se trata de una tonalita anfibolítica, que compone un afloramiento pequeño implantado en un área de granitos de textura y composición clásicas.

A 12 km hacia el sur de la localidad de Los Berros, a la vera del camino a Cona Niyeu, en posición infrayacente a la serie volcánica mesozoica, se observa-

El espesor de las capas varía desde un par de milímetros hasta 2,5 centímetros correspondiendo las últimas a cristales de feldespato.

Las otras son rocas graníticas de aspecto porfiroide, donde cristales de feldespato y cuarzo, de tamaño heterogéneo, son englobados por una matriz cuarzo-micácea de grano muy fino.

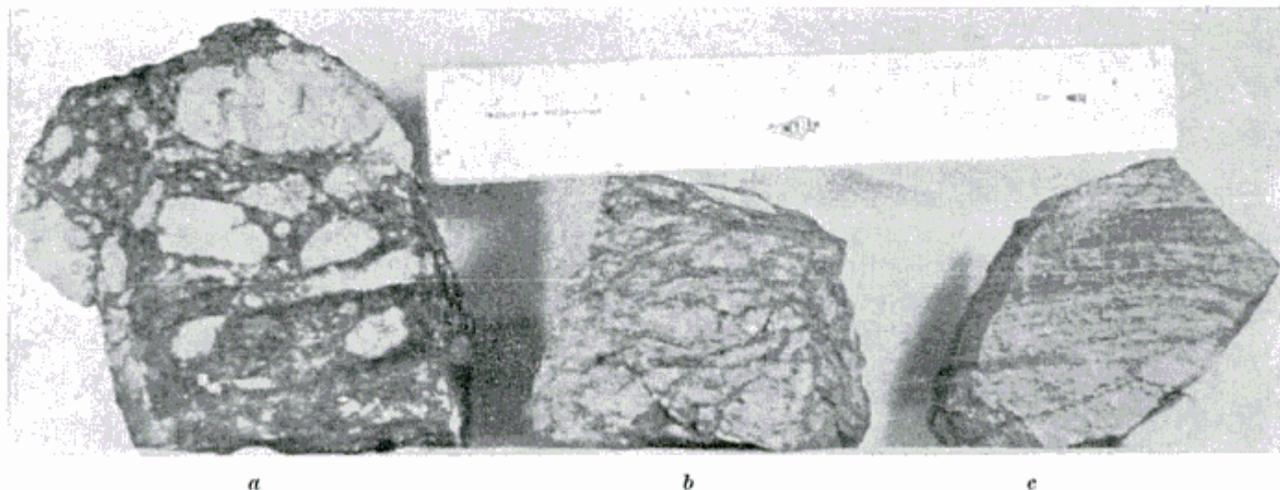


Fig. 3. — *a*, Granito porfiroide, los cristales de feldespato y cuarzo están englobados en una matriz más fina micáceo-cuarzosa; *b*, Granito milonitizado; se observan las bandas de minerales que han sufrido los efectos de la presión; *c*, En la parte superior de esta roca granítica, se ven bandas alternadas de poco espesor; la parte inferior adquiere características porfiroides.

ron otros afloramientos de reducida extensión de granito milonitizado con características macroscópicas que los diferencian de los granitos “normales”, antes descritos. Alguno de estos granitos son vecinos a áreas graníticas normales, habiéndose reconocido unas seis pequeñas áreas donde afloran rocas de estas características.

La observación macro-microscópica de una de ellas, permite asegurar que se trata de granito milonitizado. Faltan evidencias texturales para demostrar que se trata de una migmatita, pero macroscópicamente lo parece, pudiendo corresponder a la zona de contacto de la intrusión granítica con las filitas pre-existentes. Se caracteriza esta roca por un bandeo alternado de bandas de color gris oscuro con otras rosado claras, constituidas estas últimas preferentemente por feldespato de grano grueso.

3) *Vulcanismo mesozoico*

El primer geólogo que trabajó en el ámbito del Macizo Nord-Patagónico fue Wichmann (1919, 1924, 1927); a su juicio todo el ciclo volcánico está constituido por mantos de rocas porfiríticas y porfíricas y lo involucró en una sola fase magmática a la que asignó edad triásica. Cabe mencionar que este autor ha trabajado a escala 1.500.000 y sus estudios en el área quedaron inconclusos.

Por su parte, Croce muchos años después (1956), en su zona de trabajo del noroeste y este de la meseta y sus estribaciones, reconoce dos complejos: uno porfírico (pórfiros cuarcíferos), y otro porfirítico (porfiritas amigdaloides, pardo rojizas y grises oscuras). Opina que este fenómeno volcánico ha tenido lugar desde el Triásico superior hasta el Eógeno, con su mayor intensidad en

el Jurásico y parte del Cretácico, y que la serie porfírica es la más reciente y en su base se encontraría la porfirítica.

En la zona de Sierra Grande, de Alba (1954, 1964) no halló elementos para determinar la edad de este complejo, aceptando la edad jurásica (Jurásico superior), propuesta por Feruglio (1949). Los geólogos de la Shell (1962), estiman que hay una fase ígnea más antigua perteneciente al Triásico, mayormente intrusiva, y otra más moderna, extrusiva y perteneciente al Jurásico superior-Cretácico inferior.

Dentro de este ambiente vulcanítico, las distintas litologías identificadas en el área bajo estudio son, de abajo hacia arriba:

a) Mantos intermedios:

a. 1 Pórfiros andesíticos.

a. 2 Mantos de andesitas, de color gris de tono oscuro, de grano muy fino.

b) Lentes de tobas de color blanco, a veces estratificadas, en vías de transformación en arcillas.

c) Lentes de tobas bien estratificadas, de grano perceptible, de color rojo.

d) Mantos ácidos:

d. 1 Pórfiros ácidos

d. 2 Ignimbritas, tobas ácidas, coladas volcánicas y brechas.

a) *Mantos intermedios*

En esta unidad se pueden distinguir dos componentes:

a. 1 Pórfiros propiamente dichos, es decir, rocas en las cuales se identifican perfectamente fenocristales de diversos tamaños que alcanzan hasta 1 cm de largo, aunque por lo común están comprendidas en alrededor de los 2-3 mm; son fenocristales de color blanco o incoloro en una matriz de tono oscuro, de color verde, a veces gris, y

a. 2 Rocas de aspecto afanítico, de grano muy fino, de color gris y tono oscuro.

En general, ambos tipos litológicos aparecen asociados y afloran a lo largo de la ruta Cona-Niyeu - Los Berros, cubriendo unos 15 km².

Una característica similar presentan los afloramientos en la parte norte de la zona. Así, a unos 2 km del puesto de Don Colo, cubriendo 2 km² de extensión, se presentan dos variedades de vulcanitas en contacto. La primera de ellas, que es la dominante, es una roca de textura porfírica, con abundantes fenocristales de tamaño mediano (entre 4 mm y 1 cm), color gris blanquecino, algunos más o menos idiomorfos, otros redondeados, la mayoría de un tamaño de 4 mm alcanzando algunos el centímetro. Se observan cristales verdes más pequeños. La pasta es afanítica de color verde.

La otra variedad, es una roca compacta, de color gris verdoso, afanítica. Al microscopio demuestra estar compuesta por un 70 % de pasta y un 30 % de fenocristales de biotita, cuarzo y anfíbol.

En otras áreas, al oeste del camino que conduce de Los Berros a Paileman, y a unos 10 km desde Los Berros, por el camino que lleva a Geotécnica, también hay afloramientos de estas vulcanitas. Es una roca de pasta afanítica, de color gris oscuro en la que se observan algunos fenocristales blanquecinos no mayores de 2 mm. Al microscopio se comprueba que el 70 % de la muestra es pasta y el resto está constituido por cristales de plagioclasa, biotita y cuarzo.

Los últimos afloramientos reconocidos se encuentran hacia el este del arroyo Los Berros, en las cercanías de la confluencia con el arroyo Ventana, tratándose de andesitas similares a las ya consignadas.

b) Lentes de tobas de color blanco, a veces estratificadas, en vías de transformación en arcillas.

Esta unidad está expuesta en pequeños afloramientos, aunque bastante frecuentes, que raramente sobrepasan el

km² de superficie. Se trata de tobas que, de friables y porosas, se han transformado en una roca densa por silicificación. Es posible observar las diferentes etapas por las cuales han pasado estas tobas hasta transformarse en rocas afaníticas, estado en el que es difícil reconocer los primitivos componentes volcánicos.

Se encuentran asociadas con coladas riolíticas y riolíticas contemporáneas. Estas tobas muestran una estratificación y selección bien definida, por lo que es evidente que el material volcánico en su última etapa se ha acumulado en un cuerpo de agua.

A unos 4 km al sur de la ruta Los Berros-Geotécnica, a unos 20 km de Los Berros, aflora una arcillita poco compacta, proveniente de material tobáceo. Al microscopio, se puede observar el predominio de una arcilla con características de montmorillonita producida por desvitrificación, y clastos de cuarzo y feldespato muy cubiertos por arcilla. La muestra es de color blanco y tono claro. Se puede observar además bandeamiento debido a pequeñas variaciones en el tono de las hiladas cuyo espesor es del orden del centímetro.

Otros afloramientos similares, se encuentran en las cercanías de la estancia La Laguna, a unos 3 km hacia el sudoeste del anterior afloramiento. Siguiendo en esta dirección hasta llegar a la margen del arroyo Los Berros, se encuentran más exposiciones de carácter tobáceo. En este caso las tobas, siempre del mismo color, bandeadas, algo más compactas que la muestra anterior, ostentan frecuentes grietas de desecación.

Siguiendo el curso del arroyo Los Berros y cruzando hacia la margen occidental se encuentra el mayor afloramiento de esta litología. Aquí, es una roca compacta y dura y se trata de una toba muy silicificada. Por último, mencionaré el afloramiento que se encuentra sobre el arroyo Salado, a unos 13 km de su nacimiento sobre la margen sur. No difiere de las características anteriores salvo en que el tono es un poco más

oscuro, y el bandeo más visible, dado por la alteración diferencial de sus capas.

c) Lentes de tobas bien estratificadas de grano perceptible, de color rojo.

Estas rocas constituyen la unidad con menor superficie de exposición; se han podido localizar por ser material de construcción para uso local, encontrándose la cantera a unos 2 km al sur de Los Berros (fig. 4).

Los reducidos asomos visibles entre el derrubio exhiben capas con un rumbo N 70° W, e inclinación 7° hacia el SW. Por su ubicación topográfica se considera que está intercalada entre los mantos riolíticos. Es una toba cristalovítrea, de color rojizo, compacta, muy dura, en la cual se pueden diferenciar capas de diverso color y tamaño de grano. El color en casi todas es pardo rojizo y el tamaño de grano es fino, en el orden de las décimas de milímetro. Las capas, cuanto más claras son, tienen mayor tamaño de grano, pero siempre cerca del milímetro.

En el corte delgado se observan agregados de cuarzo, plagioclasa y poco vidrio pardo. La parte más gruesa está constituida por cuarzo, la más fina es vidrio, en parte desvitrificado. El cemento rojizo es ferruginoso. Se reconoce muy poca biotita, levemente flexionada y algunos cristales de plagioclasa siempre en láminas cortas. Se trata de una toba depositada en un ambiente lacustre.

d) Serie ácida

Compone los afloramientos de mayor extensión, ya que los pórfiros ácidos, que seguramente son la expresión intrusiva de las coladas y demás elementos efusivos, se encuentran muy subordinados en cuanto a extensión areal, si se los compara con los elementos de esta serie.

Está constituida por dos unidades litológicas: *d. 1*, pórfiros de diversos tonos y tamaño de grano; *d. 2*, ignimbritas, tobas, coladas y brechas.

d.1) Los pórfiros son muy ricos en sílice, más resistentes a los agentes erosivos que otras rocas que los circundan, configuran un afloramiento bastante continuo, de unos 40 km² de superficie, ubicado a ambas márgenes del arroyo Salado, predominando en la margen norte.

Los primeros afloramientos que se encuentran desde el oeste, son de rocas que a primera vista pueden confundirse con granitos porfíricos; son de color rojizo,

de tamaño algo mayor a lo indicado, ya que llegan con facilidad a los 5 milímetros.

En cambio, en la margen sur del arroyo Salado, en otros afloramientos, el pórfiro es de color gris, de tono claro, con fenocristales de unos 3 mm, bastante idiomorfos, en los que se reconoce cuarzo, feldespato y mica. Estos pórfiros se superponen discordantemente a las filitas paleozoicas que afloran en su base. A lo largo del arroyo Salado es común



Fig. 4. — Afloramiento de tobas. Se destaca la estratificación donde las capas de mayor espesor no sobrepasan los 2 cm; de colores rojizos, varía su tono de acuerdo al tamaño de grano; las capas más claras poseen el mayor tamaño de los componentes y están constituidas fundamentalmente por cuarzo; las de grano más fino, formadas por vidrio desvitrificado.

gris y muy compactos. Se trata en general de vulcanitas frescas, incluso en las superficies aflorantes.

El tamaño de los fenocristales es bastante variable, entre 2 y 5 mm y excepcionalmente alcanzan el centímetro. Se observan cristales incoloros de cuarzo con tendencia al idiomorfismo; cristales de color blanco y rosados de feldespato y en menor proporción pequeños libros de biotita, de color gris verdoso oscuro.

Avanzando hacia el este, siempre sobre la margen norte del arroyo Salado, las rocas aflorantes tienen ya caracteres más acentuados de pórfiros; se trata de rocas de color pardo amarillento o rojizo, en muy buen estado de conservación, compactas, con fenocristales a veces anhedrales de cuarzo y feldespato

ver superficies planas, labradas sobre estos pórfiros.

En las cabeceras del arroyo Salado, en el ángulo que forma con el arroyo Ventana, se observan cavernas producidas por la erosión diferencial sobre los distintos mantos de pórfiros.

En este paraje se puede distinguir netamente, tres tipos de mantos de pórfiros, superpuestos así: en la parte inferior se presenta un pórfiro de color rojo, de tono mediano, cuya pasta es roja y los fenocristales que se distinguen son de cuarzo incoloro (de unos 2 mm), y rojizos de feldespato (de unos 4 mm); ambos presentan un idiomorfismo mediano. En la parte media, el pórfiro es de color rojo intenso. La pasta es de color rojo oscuro; los fenocristales de cuar-

zo, de unos 2 mm, son incoloros y los de feldespato, de unos 4 mm, de bordes poco netos, son de color rosado. Por último, en la parte superior, el pórfiro es de color gris-gris rosado, diferenciándose de los anteriores por el tamaño mayor de los fenocristales, que es de 6-7 milímetros; la pasta es de color gris y tono claro; los fenocristales muy idiomorfos que se observan, son de cuarzo incoloro y de feldespato rosado.

Otras variedades de pórfiros se observaron en las cercanías del arroyo Los Berros, sobre su margen noroeste, a unos 10 km antes de su confluencia con el arroyo Ventana. Allí, aparece un pequeño afloramiento de una roca de color rosado, compacta y fresca, en la que se reconocen cristales de cuarzo y feldespato. El tamaño de estos cristales es de unos 6 milímetros. El cuarzo es incoloro y el feldespato de color rosado, ambos son bastante idiomorfos. La pasta, de color rosado, es fácilmente confundible con los cristales de feldespato.

Por debajo de este afloramiento hay tobas blancas intercaladas (ver *b*).

Por último, un pequeño afloramiento de pórfiro, se encuentra ubicado en el lado oeste del camino Los Berros-Cona Niyeu, a 13 km de Los Berros. Está constituido por pórfiro de color gris rosado, con fenocristales de unos 5-6 mm de cuarzo incoloro, feldespato blanco o debilmente rosado con pequeños y poco abundantes cristales de biotita.

d. 2) La segunda unidad cubre unos 500 km² y está integrada por diversos elementos litológicos: ignimbritas, tobas, coladas volcánicas y brechas.

La litología es muy variada y las rocas tienen en común su origen volcánico, de carácter efusivo, fácilmente diferenciables de las anteriores, incluso macroscópicamente.

La mayor parte está constituida por ignimbritas y tobas, cuya característica más notable es la de no tener brillo y son de superficie mate; los colores varían en intensidad dentro de la gama del rojo y gris, visible en superficies de

fractura fresca, habiéndose comprobado que el color está dado por la pasta. En general los afloramientos están enmascarados con una película de carbonato de calcio de hasta 3 milímetros.

Existen tres áreas fundamentales donde afloran estas rocas volcánicas. La de mayor superficie, unos 90 km², cruza el camino que une Los Berros con Geotécnica. Comienza a unos 15 kilómetros de Los Berros y se extiende a lo largo de la ruta unos 7,5 kilómetros. El afloramiento se propaga también hacia el norte, hasta la meseta basáltica y hacia el sur alcanza unos 11 kilómetros.

En este afloramiento, la roca es una ignimbrita vitro-clástica, de color rojo, de tono claro, de pasta afanítica. Se observan cristales de cuarzo incoloro y de feldespato de color blanco de un tamaño aproximado a los 2 milímetros. En su fractura fresca, se ven bordes de enfriamiento. Bajo el microscopio se reconocen cristales de cuarzo, plagioclasa y sanidina, en proporciones similares, e individuos de cuarzo, con forma de cristales angulosos, a veces con golfos profundos donde penetra la pasta.

Se observan también algunos clastos de vidrio, en proceso de desvitrificación y algunas esferulitas. La pasta posee una textura fluidal bastante marcada, es sinuosa, acomodándose al contorno de los cristales y clastos; éstos tienen su mayor diámetro dispuesto a lo largo de la fluidalidad. La pasta está constituida por vidrio de color pardo algo desvitrificado. En pequeña proporción hay cristalitos de cuarzo cubiertos por calcita de 3 mm de espesor.

Las tobas son vitrocristalinas, cristalino líticas y cristalinas. Pequeños afloramientos de toba riolítica de color blanquecino se encuentran en las proximidades sur y sudeste de Los Berros, y a pocos kilómetros por la ruta que conduce a Cona-Niyeu.

Por último, cerca del nacimiento del arroyo Salado, sobre ambas márgenes del arroyo Los Berros, afloran tobas duras y compactas, de color rojo, tono pálido, de pasta afanítica, en la cual

se pueden observar trozos líticos, vidrios y cristales de cuarzo incoloro en tamaños comprendidos entre 1 y 4 milímetros.

En el afloramiento ubicado a unos 2 km de la ruta Los Berros - Cona-Niyeu, hacia el oeste, a unos 12 km de Los Berros, la roca volcánica posee claros indicios de fluidalidad; de color amarillo a rojizo, tono claro, con signos de alteración diferencial, con frecuentes fenocristales bastante idiomorfos de cuarzo incoloro. En las proximidades se encuentran rocas de color amarillo rojizo, menos alteradas y con poca cantidad de fenocristales; se presentan como planchones, cubiertos en parte con detrito, con diaclasas en dos direcciones preferenciales N 65° W y N 30° E.

También, hay afloramientos de vulcanitas caracterizadas por su brillo, que contrasta con las del tipo anterior. Aparecen distanciados entre sí, al norte de la ruta Geotécnica-Los Berros y a la latitud del arroyo Los Berros. Son rocas de color rosado, algunas amarillas, tono claro, de aspecto fresco, comúnmente atravesadas por pequeñas venas o diques de cuarzo; presentan una pasta afanítica también de color rosado, que muestra fenocristales de cuarzo incoloro y de feldespato rosado fácilmente confundible con la pasta. El tamaño de los fenocristales oscila entre los 3 y 4 milímetros.

Otros afloramientos aislados de estas vulcanitas se encuentran sobre la margen izquierda del arroyo Los Berros, a unos 8 km antes de su confluencia con el arroyo La Ventana. Aquí la roca posee un color rojo, tono oscuro, pasta afanítica con fenocristales en cantidad variable según la muestra, pero que nunca superan a los 3 milímetros. También en las cercanías de Los Berros, por la ruta a Cona-Niyeu afloran otras variedades con características semejantes, de color rojo de muy diversos tonos, entre los cuales fluctúa la cantidad de fenocristales comunicándoles aspecto porfirico variable.

Para finalizar mencionaré, por lo llamativo de su litología, un afloramiento que constituye un accidente topográfico de significación en la zona: los Cerros Blancos, compuestos por una roca constituida casi exclusivamente por cuarzo. La roca es de tono claro y colores blanco, rosado y gris, de pasta afanítica en la que se pueden observar algunos fenocristales de reducido tamaño. Al microscopio se corrobora que el cuarzo es el único mineral presente, ya sea como fenocristal o como agregado cristalino formando a su vez fenocristales; además la pasta está compuesta de pequeños cristales de cuarzo que se presenta en todos los casos, límpido, con extinción recta y bordes en general angulosos.

En el campo, esta roca se encuentra dentro del ambiente volcánico, y en la zona mapeada sólo se la ha reconocido como constituyente de los mencionados Cerros Blancos, y está acompañada por pequeños diques de ópalo de color rosado.

Las evidencias de campo, así como la textura que presenta su asociación con ópalo, inducen a incluirla dentro del complejo volcánico.

4) *Areniscas tobáceas con capas de calcáreo fosilífero*

"Formación Entrerriense"

Wichmann (1919), en la zona de Valcheta, diferenció sedimentos fosilíferos de origen marino que atribuyó a la "Molasa Patagónica", y por la descripción que hizo de los fósiles, posteriormente Feruglio (1949), los asignó al "Entrerriense". Este autor menciona además, en sus correlaciones, sedimentos fosilíferos similares en la península de Valdés y en torno a Golfo Nuevo, Chubut. En general, las capas por él reconocidas como Entrerriense, inclinan suavemente hacia el este, quedando separadas del Patagoniense subyacente por un límite muy neto. En cambio, considera que el límite entre el Entre-

rricnse y el Rionegrense no está bien definido, manifestando que la transgresión rionegrense, tanto paleontológica como estratigráficamente representa la continuación del Entrerriense.

De Alba (1954, 1964), en la zona de Sierra Grande, menciona la presencia de sedimentitas homólogas en las márgenes de los arroyos Salado y Verde, así como pequeños asomos a lo largo de la antigua traza de la ruta nacional N° 3, reconociendo *Ostrea* sp.; asigna estas sedimentitas al Patagониense.

Por los estudios de Rizzolo (M. S.) (1967), sabemos que en el gran Bajo del Gualicho, ubicado 130 km hacia el noroeste de la zona bajo estudio, se encuentran estratos marinos, en los bordes de las mesetas que rodean al bajo, que por su fauna pertenecen a la "Formación Entre Ríos" o "Entrerriense", y que en su opinión no afloran niveles pertenecientes a la Formación "Patagониense".

Malumián (M. S.) (1970), por su parte, realizó estudios en perforaciones de la cuenca del Colorado, reconociendo niveles homologables al Entrerriense entre los 275 y 437 m de la perforación Puerto Belgrano 23, suponiendo la existencia del "Patagониense" por debajo de estos niveles.

La litología que compone en la zona bajo estudio la formación del epígrafe, está constituida por una arcilla poco arenosa, con mantos calcáreos fosilíferos. Aflora en el borde oriental de la meseta de Somuncura (al oeste de la región estudiada) donde no ha sido cubierto por el derrubio basáltico. Yacen sobre material tobáceo amarillo-rojizo, producto del vulcanismo mesozoico. El manto fosilífero tiene un espesor que oscila entre 2 y 4 m, está en posición horizontal, y es una lumachella, constituida por una colonia de briozoarios o bien por restos de ostreas, pelecípodos y pecten principalmente. Sobre estos mantos fosilíferos apoyan tobas cineríticas en general de colores claros, friables, bastante alterados a arcilla, cuya

posición estratigráfica resulta dudosa pero se considera parte del complejo basáltico.

Estos afloramientos (mantos fosilíferos y tobas cineríticas), se pueden reconocer en las fotos por su tono y se han marcado en el mapa sobre la base de la fotointerpretación. Además, hemos podido constatar su presencia en distintos lugares del borde este de la meseta, realizando los perfiles correspondientes, en dos sectores tal como se indica más adelante.

El doctor Malumián ha tenido a bien realizar una observación al microscopio del nivel fosilífero del Perfil I, comprobando la presencia de una faunula escasa, compuesta principalmente por ostrácodos, en estado de conservación regular y algunos foraminíferos. Los ostrácodos reconocidos son: *Hermanites* sp., *Trachyleberis* sp., *Bardia* sp., *Cytherella* sp., y *Butonia* sp. Los foraminíferos están representados por *Lenticulina* sp. y *Quinqueloculina lamarckiana d'Obigny*, destacándose que estas especies no están reconocidas con anterioridad en el país. El único microfósil de especie conocida es el *Trachyleberis* sp. semejante al citado en el trabajo de Malumián (M. S.), que se ha registrado en el nivel 425 m de profundidad de la perforación Puerto Belgrano 23, en niveles atribuidos al Mioceno superior (Entrerriense).

5) *Basaltos de meseta y cineritas asociadas*

En la región de Valcheta, Wichmann (1919), realizó observaciones de los basaltos que componen la meseta y Pastore, que los estudió petrográficamente, estableció su naturaleza olivínica.

Feruglio (1949), considera que estos mantos lávicos son el producto de distintas fases eruptivas, comprendidas entre el Plioceno inferior y el post-glacial. Por su parte; Cortelezzi (1969), ha realizado dataciones radimétricas sobre estos basaltos en muestras obtenidas en

PERFIL I

Borde este de la meseta de Somuncura, 2 km hacia el norte de puesto Durazno

<i>a</i> — Basalto, de color gris, con amígdalas y diaclasas horizontales	6 m
<i>b</i> — Cinerita cristalino-vítrea, con granos muy angulosos de cuarzo y plagioclasa ácida, impregnados de óxido de hierro y arcilla, escasos granos de hornblenda	6 m
<i>b</i> — Fragmentos cineríticos muy alterados a arcilla, tamaño de grava fina, unos 4 mm, cementados por material sílice	10 m
<i>b'</i> — Arenisca arcillosa, pardo amarillenta oscura, con granos muy alterados en material arcilloso	10 m
<i>b'</i> — Arenisca arcillosa, pardo amarillenta oscura, con granos de cuarzo y feldespato angulosos; abundantes fragmentos silíceos y cemento calcáreo. En este nivel encontramos geodas de 5-6 cm de diámetro, calcáreas, con paredes interiores tapizadas por cristales pequeños de calcita. Estas geodas están cementadas por material arcilloso calcáreo	6 m
<i>c</i> — Arcilla poco arenosa de color verde amarillento, de tono claro, con fragmentos de yeso fibroso, con un manto intercalado de arenisca calcárea fosilífera con restos de bivalvos, ostreas, pelecípodos y pectenés, cuyo espesor oscila entre 2 y 4 m	20 m
Espesor :	58 m

Esta secuencia apoya sobre la serie mesozoica, en parte cubierta por un sedimento ocre, formado por la meteorización de las tobas. La observación a grano suelto y al microscopio de este material de grano fino (arena) revela que está constituido por cuarzo, feldespato y escasos minerales fémcicos, en cristales angulosos y muy impregnados de óxido de hierro y arcilla. Es común que fragmentos de yeso fibroso, que miden entre 2 y 5 cm, acompañen esta arena.

¹ Se trata de material cinerítico en estado de alteración avanzada.

PERFIL II

Borde este de la meseta de Somuncura, a la altura de puesto Durazno

<i>a</i> — Basalto de color gris con pequeñas amígdalas	4 m
<i>b</i> — Cinerita pardo grisácea, de tono oscuro, alterada a arcilla, algo calcárea	10 m
<i>b</i> — Cinerita de color blanco, calcárea, muy alterada a arcilla, de grano muy fino	2 m
<i>c</i> — Material calcáreo o lumachella compuesta por fragmentos de briozoarios	3 m
<i>d</i> — Arenisca muy fina, limosa, pardo amarillenta, con laminación fina, poco consolidadas, a veces con fragmentos de yeso	0,40 m
Espesor :	19,40 m

Laguna El Pito, al sudeste de Los Menucos, obteniendo una antigüedad de 2 millones \pm 150.000 años, lo cual ubica a ese basalto en el Plioceno.

La zona de estudio está enmarcada por el oeste y noroeste, por un área basáltica que compone un sector del borde oriental de la meseta de Somuncura. Algunas observaciones realizadas en ese ambiente litológico, nos muestra que el manto de basalto se presenta con espesores no mayores a los 10 m, coronando camadas o lentes de cineritas, sumando entre ambos un espesor de unos 60 metros. Croce (1956) en sus estudios del borde nororiental de la meseta, describe alternancias de cineritas y basaltos, estimando espesores de hasta 150 m para este complejo, mientras en las cercanías de los centros volcánicos hace llegar este espesor hasta los 300 metros.

El basalto, megascópicamente, es de color gris oscuro y presenta pequeñas amígdalas; se encuentra en general poco alterado, no habiéndose comprobado la presencia de disyunción columnar.

Por debajo de la carpeta basáltica, afloran mantos cineríticos de color gris claro, de mayor potencia que aquella, y están frecuentemente impregnados por material ferruginoso, alternando a veces con bancos de arenisca calcárea. En los perfiles I y II se ha presentado una descripción a grano suelto más detallada de estas rocas.

Esta unidad litológica (basaltos + cineritas), recubre superficies de erosión de formaciones más antiguas y sólo en parte se asienta sobre el "Entrerriense"; no parece probable que la meseta haya llegado originalmente mucho más hacia el este del frente que constituye el borde actual, ya que no se observan relictos erosivos de las manifestaciones lávicas a distancia, y muy pocos en las proximidades del mismo.

Un rápido reconocimiento de lo alto de la meseta, ha hecho ver que el manto de basalto se halla cubierto por clastos de basalto en tamaños que oscilan

alrededor de los 20 cm, y, excepcionalmente alcanza a 1 metro.

También, son frecuentes los reventones de ópalo blanco y negro. El manto de basalto se encuentra afectado por numerosos planos de diaclasas horizontales y verticales; estas últimas son muy irregulares y se presentan sin dirección preferencial y comunmente se hallan rellenas por material calcáreo. Como es sabido, estas diaclasas constituyen una vía de penetración de agua que al congelarse provoca la meteorización del basalto, disgregándolo. Desde el punto de vista de su alteración química, el basalto está protegido por el clima árido que impera en la región.

Finalmente, cabe señalar que en la superficie de la meseta se encuentran "bajos sin salida", algunos formados probablemente por sublavado de sedimentitas subyacentes y posterior hundimiento de la carpeta basáltica, según opinión de Methol (1967), mientras que otros, los más frecuentes en esta región, pueden haber tenido su origen en ondulaciones o simples irregularidades de la superficie basáltica, ensanchadas por meteorización y acción eólica.

6) *Fanglomeradita*

De acuerdo con los conceptos establecidos en "Explicación del mapa Geológico de la República Argentina", escala 1:2.500.000 (1964), página 24, se define a "Aluviones aterrizados y Rodados patagónicos, como una extensísima capa de rodados grandes, medianos y gránulos, que recubren gran parte del paisaje mesetiforme de la Patagonia. Con frecuencia están sólidamente cementados por un relleno intersticial de material tobáceo, fino, impregnado posteriormente por carbonato de calcio. Generalmente las capas son delgadas, sobrepasando pocas veces los 5 metros de espesor, sin estratificación aparente, con selección muy variable en ciertos trechos y grado de redondeamiento alto, pero cambiante de un perfil a otro. Es-

tán cubiertos solamente por depósitos eólicos recientes y actuales”.

No existe aún completo acuerdo sobre la génesis de estos materiales. Se le ha atribuido sucesivamente origen fluvial, glaciario, fluvio-glaciario y marino, pudiendo ser también en partes productos residuales por la destrucción y transporte del elemento fino de rocas preexistentes.

Esta explicación resume las ideas de los diversos autores desde la primera mención de esta litología debida a Darwin (1846), hasta el reciente trabajo de Fidalgo y Riggi (1965), sobre los Rodados Patagónicos en el área andina de la provincia de Santa Cruz, atribuyendo su origen a procesos de pedimentación en el Plioceno.

Deliberadamente se ha omitido esta nomenclatura para designar a depósitos similares hallados en la zona. Así, localmente se han encontrado afloramientos de fanglomeradita, muy compactos, donde la fracción clástica mayor está compuesta por rocas metamórficas, graníticas y volcánicas, en clastos angulosos no mayores de 10 cm, que están unidos por cemento calcáreo, en una matriz muy abundante, formada por material piroclástico alterado. A veces aparecen lentes de gravilla intercalados.

Las fanglomeraditas afloran en las márgenes de los arroyos Salado y Los Berros. El primero de estos afloramientos comienza a unos 8 km de la localidad de Los Berros, siguiendo el curso del arroyo homónimo hacia el sudeste. El otro afloramiento se encuentra sobre la margen sur del arroyo Salado, a 15 kilómetros de su nacimiento.

Ambos afloramientos, presentan en planta forma lobulada; su longitud es de varios kilómetros, en oposición a su ancho, que alcanza apenas unos 200 m como máximo, siendo su espesor reducido, ya que difícilmente supera los 2 metros. Se apoyan sobre las vulcanitas mesozoicas en discordancia erosiva, en superficies planas, y se encuentran siempre relacionadas con las lentes de tobas blancas estratificadas que hemos

descrito anteriormente, por lo que es mi opinión de que la matriz de las fanglomeraditas tiene su origen precisamente en estas tobas.

En el terreno, el aspecto que ofrece esta litología, permite diferenciarla inmediatamente de las otras rocas, ya que su color blanco resalta sobre los colores rojos y grises, siendo fácil su individualización por su evidente origen sedimentario.

La angulosidad de los clastos revela el limitado transporte que han tenido estos sedimentos; este rasgo unido a que el material que forma su matriz, se encuentra en las vecindades de los afloramientos y en niveles aterrazados, nos confirmaría que se trata del producto de un proceso de crecientes esporádicas encausadas, en el cual, flujos rápidos y turbulentos provenientes de la meseta, cargados con clastos de formaciones anteriores, que se encontrarían sueltos debido a la meteorización a que estuvieron sometidos, bajaron encausándose para luego detenerse y quedar a resguardo de ulteriores erosiones.

Por otra parte, como resultado de una rápida observación en el terreno complementada con el examen de los fotogramas, se han reconocido afloramientos de tipo fanglomerádico ubicados hacia el sur de la ruta Geotécnica-Los Berros, a la altura de la estancia Peñas Blancas. Estos afloramientos de forma lobulada en dirección este-oeste, están formados por material suelto proveniente de fanglomeraditas que, de acuerdo con la denominación adoptada, según la terminología propuesta por Polanski (1966), sería un fanglomerado grueso.

7) Cuartario

La cubierta cuartaria integrada por distintos sedimentos tiene gran desarrollo areal enmascarando la mayor parte de las formaciones subyacentes. Por lo tanto, como se ha mencionado en la introducción, el trazado de los contactos en la confección del mapa geológico, se ha regido por el relieve ya que mu-

chos de los afloramientos no están expuestos, razón por la que el mapa geológico no consigna la real extensión de los sedimentos cuaternarios y recientes.

Dentro de este período se han separado las unidades siguientes:

- a) Derrubio basáltico.
- b) Detrito "in situ".
- c) Suelos incipientes.

a) *Derrubio basáltico*. Está constituido por clastos provenientes de la meseta, que tienen como colores dominantes el gris y el rojo con tonos variados. Los tamaños difícilmente superan los 20 centímetros de diámetro y están bastante redondeados. Este derrubio se encuentra en las cercanías de la meseta y difícilmente llega a más de 500 m del pie de la misma.

b) *Detrito "in situ"*. Es el conjunto sedimentario que tiene mayor desarrollo areal y está constituido por los materiales provenientes de las formaciones más antiguas, a saber: rocas metamórficas, graníticas y volcánicas.

La disgregación de estas rocas es diferencial y los clastos resultantes, son pequeños, no mayores de 5 cm de largo. Las rocas metamórficas, micacitas y filitas, se meteorizan y separan en pequeños clastos laminares: los granitos se meteorizan dando como resultado una cubierta de cuarzo y feldespato de tamaño grava; las rocas volcánicas mesozoicas, son las que han sufrido menos la acción de los agentes erosivos debido a su mayor resistencia y menor antigüedad.

c) *Suelos incipientes*. Se pueden diferenciar los suelos incipientes o esqueléticos que en general tienen relación con la red de avenamiento, que les provee la humedad necesaria para la implantación de la vegetación y la consecuente formación de ellos. Regionalmente, sin embargo, no se distingue ningún horizonte que caracteriza un suelo verdadero. Localmente, las áreas irrigadas, que son muy pocas, han permitido la

formación de suelos, con la consiguiente explotación frutícola y hortícola.

ESTRUCTURA

Estructuras internas

Las distintas rocas aflorantes en la región evidencian la forma en que la han afectado los distintos movimientos tectónicos ocurridos a través del tiempo geológico. Así, las unidades metamórficas precámbricas y paleozoicas inferiores muestran micropliegues muy apretados, como lo evidencia el rumbo y la inclinación de la esquistosidad que varían constantemente, estando esta última por lo general, comprendida entre los 45° y cerca de la vertical, tal como se ha podido medir en los afloramientos del sudeste de la región, en las cercanías del puesto García.

En los distintos afloramientos graníticos se determinaron juegos de diaclasas, cuyos rumbos son por lo general coincidentes en los distintos afloramientos: N 15° W, N 70° E y N 35° E.

Sin embargo se evidencian algunas desviaciones de los rumbos indicados. Dichos rumbos representan valores medios correspondientes a un cierto número de mediciones realizadas.

Algunas de las litologías, producto del vulcanismo mesozoico, como pórfiros y coladas ácidas, muestran el efecto de las tensiones que han soportado y localmente en zonas poco cubiertas por detrito se han medido las evidencias de estos fenómenos.

La colada que cubre un gran área de la zona central, muestra distintos mantos, y el rumbo de los mismos varía entre N 45° W y N 45° E, inclinando sus capas desde el sudeste al nordeste.

En los pórfiros ubicados en las márgenes del arroyo Salado se ha medido juegos de diaclasas con los siguientes valores N 45° E y N 40° W.

Las tobas rojas intercaladas en la serie ácida, depositadas en un cuerpo de

agua tienen un rumbo N 70° W e inclinan 7° hacia el sudoeste.

Las tobas de color blanco, muestran en ocasiones el efecto de la contracción, por pérdida de agua, que ha dado origen a grietas de desecación. Los basaltos de la meseta son la unidad más reciente afectada por presiones diferenciales, que han dejado su huella como numerosas diaclasas horizontales y verticales, sin dirección preferencial.

Estructuras terciarias

El relieve poco pronunciado de la región y la vasta región cubierta por material cuartario, hace imposible la observación en el terreno de fallas, siendo el material aerofotográfico el elemento que permite establecer las direcciones predominantes de estas estructuras.

Así se ha podido determinar que en los afloramientos del nordeste de la región, los esquistos biotíticos se encuentran afectados por una serie de fallas de rumbo aproximado norte-sur, alguna de las cuales afecta áreas graníticas.

En el sudeste, el área granítica se encuentra controlada por dos fallas de rumbo N 40° W y N 80° W. Esta última se extiende hacia el oeste hasta el centro, limitando así el afloramiento granítico que se propaga en esa zona.

Paralela a esta segunda falla, a pocos kilómetros hacia el sur, corre otra línea estructural supuesta, dada por fotointerpretación de un alineamiento de los distintos afloramientos que cruza: hacia el oeste, de filitas y granitos luego, en el centro de la región, coincide con el curso del arroyo Los Berros, prolongándose hasta la localidad homónima.

El estilo de las estructuras descriptas anteriormente, a pesar de la escasa información geológica existente sobre las regiones vecinas, parece que se reproducen en una vasta extensión. Así Methol (1967), en un mapa fotogeológico del área sur de la Esperanza, al norte de Los Menucos, ha marcado dos extensas fallas de dirección aproximada este-oes-

te, y fallas menores de rumbo N 15° E y N 15° W.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Arnolds, A., (1952). *Aspectos generales de la geología y geomorfología del Distrito Sierra Grande (territorio de Río Negro)*. Rev. Asoc. Geol. Arg., Tomo VII, 2. Buenos Aires.
- Bracaccini, O., (1960). *Lineamientos principales de la evolución estructural de la Argentina*. Petrotecnia X, N° 6. Buenos Aires.
- (1966). *Panorama General de geología Patagónica*. Terceras Jornadas Geológicas Argentinas. Tomo I. Buenos Aires.
- Cortelezzi, C. R., (1969). *Edad de los basaltos de Neuquén y La Pampa*. Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas. Buenos Aires.
- Croce, R., (1956). *Los afloramientos fluoríticos en las rocas cristalinas del Bajo de Valcheta (Territorio de Río Negro)*. Comun. Mus. Arg. Cienc. Nat. "Bernardino Rivadavia". Cienc. Geol., Tomo I, 10. Buenos Aires.
- (1956). *Formaciones características en las estructuras basales de la altiplanicie de Somuncura, en Río Negro*. Rev. Asoc. Geol. Arg., Tomo XI, 3. Buenos Aires.
- (1963). *El sistema de Somuncura, las altas sierras de Somuncura y sus alrededores*. Rev. Mus. Arg. de Cienc. Nat. "Bernardino Rivadavia" e Inst. Nac. de Investig. de las Cienc. Nat., Tomo VI, 7. Buenos Aires.
- Darwin, C., (1846). *Geological observations on coral reefs, volcanic islands and on South America*, London.
- de Alba, E., (1954). *Nota sobre la estratigrafía de Sierra Grande. Territorio Nacional de Río Negro*. Rev. Asoc. Geol. Arg., Tomo IX, 2. Buenos Aires.
- (1964). *Descripción geológica de la hoja 41j. Sierra Grande, Río Negro*. Dir. Nac. Geol. y Min., Bol. 97. Buenos Aires.
- Dirección Nacional de Geología y Minería, (1964). *Mapa geológico de la República Argentina*, en escala 1 : 2.500.000. Buenos Aires.
- Feruglio, E., (1949). *Descripción geológica de la Patagonia*. Yac. Petrol. Fisc., Tomos I, II y III. Buenos Aires.
- Fidalgo, F. y Riggi, J. C., (1965). *Los Rodados Patagónicos en la Meseta del Guenquel y alrededores*. Pcia. Santa Cruz. Rev. Asoc. Geol. Arg., Tomo XX, 3.
- Groeber, P., (1931). *El doctor Wichmann y su obra científica*. Rev. Physis, Tomo X. Buenos Aires.
- Harrington, H., (1968). *Desarrollo Paleogeográfico de Sudamérica*. Fundación e Instituto Miguel Lillo. Miscelánea N° 26. Tucumán.

- Malumian, N., (1970). *Micropaleontología y Bioestratigrafía del terciario marino del subsuelo de la Prov. de Bs. As.* (Tesis de Doctorado), Fac. C. E. y Naturales. Buenos Aires.
- Methol, E., (1967). *Rasgos geomorfológicos de la Meseta de Somuncura, Río Negro. Consideraciones acerca de los orígenes de los "pequeños bajos sin salida"*. Rev. Asoc. Geol. Arg., Tomo XXII, 4. Buenos Aires.
- Navarro, H., (1962). *Geología estructural de los yacimientos Sur y Este de Sierra Grande. Pcia. de Río Negro.* Anal. Primeras Jornadas Geol. Arg. (1960). Buenos Aires.
- Polanski, J., (1966). *Flujos rápidos de escombros rocosos en zonas áridas y volcánicas.* EUDEBA. Buenos Aires.
- Rizzolo, J., (1967). *Contribución a la estratigrafía de la parte oriental del Gran Bajo del Gualicho. Prov. de Río Negro.* Tesis de Licenciatura. Fac. C. E. y Nat. Buenos Aires.
- Shell Production Company of Argentina Ltd., (1962). *Algunas observaciones geológicas a lo largo del borde septentrional del Escudo Patagónico.* Anal. Primeras Jorn. Geol. Arg. Buenos Aires.
- Stappenbeck, R., (1913). *Investigaciones hidrogeológicas de los valles de Chapalcó y Quehué y sus alrededores. (Gobernación de la Pampa).* Min. de Agricultura. Dir. Gral. de Minas, Geol. e Hidrogeología. Buenos Aires.
- Stipanovic, P. et al., (1967). *Consideraciones sobre las edades de algunas fases magmáticas del Neopaleozoico y Mesozoico.* Rev. Asoc. Geol. Arg., Tomo XXII, 2. Buenos Aires.
- (1968). *Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nord-Patagónico y regiones adyacentes.* Rev. Asoc. Geol. Arg., Tomo XXIII, 2. Buenos Aires.
- Valvano, J. A., (1954). *Los yacimientos de Sierra Grande. Territorio Nac. de Río Negro.* Inf. Inéd. Dir. Nac. de Min. Buenos Aires.
- Wichmann, R., (1919). *Contribución a la geología de la región comprendida entre el Río Negro y el arroyo Valcheta, con una descripción petrográfica de las rocas eruptivas y metamórficas por Franco Pastore.* Anales Min. Agricultura. Sección Geología, Mineralogía y Minería, Tomo XII, 3.
- (1924). *Nuevas observaciones geológicas en la parte oriental del Neuquén y Río Negro.* Min. Agric. Dir. Gen. Minas, Geol. e Hidrogeol. Publicación N° 2.
- (1927). *Resultados de un viaje de estudios en los territorios de Río Negro y Chubut.* Dir. Gen. Minas. Geol. e Hidrogeol. Publicación N° 33.
- Zöllner, W., (1951). *Informe geológico-económico del Yacimiento Ferrífero de Sierra Grande. Territorio Nacional de Río Negro.* Inf. Inédito. Dir. Nac. Minería. Buenos Aires.

Recibido el 7 de enero de 1971.

NOTA BREVE

GEOMORFOLOGIA Y PETROLOGIA DE LOS DOMOS DEL SUR DEL BOLSON DE POZUELOS, PROV. DE JUJUY, REP. ARGENTINA

Por A. P. IGARZABAL¹ y J. G. VIRAMONTE²

En el tramo austral de la depresión de Pozuelos está emplazado un relieve subvolcánico, constituido por diversos cuerpos dacíticos, los que constituyen un paisaje apósito sobre el extendido plano allanado de la cubeta.

A excepción de las formas subvolcánicas, el resto del relieve de la cuenca es armónico, constituido por planos regular y uniformemente inclinados, los que a partir del pie de las serranías que delimitan la estructura, se vuelcan hacia el centro de la misma.

La gran cantidad de derrubios que las formaciones geológicas proveen por medio de los distintos procesos geomórficos derivados de una condición climática semiárida, se acumulan al pie de las serranías, constituyendo extendidos abanicos aluviales. La impotencia de los cursos para evacuar esos materiales ha permitido el engrosamiento de los acúmulos, pero a su vez, formas particulares de escurrimiento, menos vigorosas que aquéllas, permiten el descenso de los finos materiales, los que vienen construyendo un relieve de planos inclinados identificados como "glacis".

En forma general, las características de esos "glacis", permiten identificar-

los en una clasificación genética como "glacis de pie de monte". Sin embargo, en el borde occidental del extremo sur del bolsón, bajo las mismas condiciones morfoclimáticas, se está generando un relieve de "glacis de denudación". Este viene evolucionando sobre un paleorrelieve elaborado sobre sedimentos terciarios, fosilizado por la superposición de rocas ignimbríticas. El "glacis" actual evoluciona a partir de la desagregación de estas últimas rocas y de la progresiva eliminación de las prominencias de los sedimentos terciarios. De hecho, el paleorrelieve bajo las actuales circunstancias y condiciones morfoclimáticas, sólo es objeto de retoques mediante las cuales se reactualiza un "paleoglacis".

El aislamiento de los domos subvolcánicos, rompiendo la monotonía del extenso llano del piso del Bolsón, podría hacerlos parecer, "prima facie", como relieves en "inselberg", sobre todo si se tiene en cuenta que junto a los "glacis" constituyen formas características de los paisajes de regiones secas. Sin embargo, y pese a estar asociados a "glacis" perimetrales, que evolucionan a partir de los derrubiamientos de su propia desagregación, siguen conservando la silueta de su auténtico origen, parcialmente fosilizados por sus propios productos de alteración. Si bien esta úl-

¹ Departamento de Geología de la F.C.N. de la U.N.T.

² Investigador del Consejo Nac. de Inv. Cient. y Téc. (CONICET).

tima circunstancia se repite en los relieves positivos que marginan la depresión (sierras de Cochino y Rinconada), éstos cuentan con una mayor área interfluvial afectada por la denudación. Sus productos permitirán, mientras dure la actual condición morfogenética, una evolución más prolongada de sus "glacis". Así, mientras aquellos relieves se deprimen erosivamente, los derrames de finos materiales a lo largo de los planos inclinados, contribuirán al coluvionamiento de la cuenca, entre cuyos productos se irán "hundiendo" los domos subvolcánicos.

Por otra parte, la laguna de Pozuelos en constante retraimiento por la velocidad del relleno de la cuenca y el desequilibrio entre aportes hídricos y evaporación, evoluciona progresivamente hacia un ambiente de concentración salina y, como tal, constituye otro elemento característico de la morfología de regiones secas.

La reacción isostática al desequilibrio que origina la erosión de los relieves positivos laterales al bolsón y la colmatación de la depresión tectónica, asegura la persistencia del carácter endorreico del bolsón de Pozuelos.

El estudio petrográfico de las rocas constitutivas de los diferentes cuerpos dómicos, como así también de rocas asociadas, demuestran algunas características particularmente interesantes. Presentan fuertes variaciones de color, estando éstas controladas por estructuras anulares concéntricas. Se constató que esta variación se realiza desde una roca clara, blanco grisácea, en la zona exomórfica, a una zona central con rocas oscuras, negro grisáceas, y una zona endomórfica de rocas de color pardo rojizo obscuro.

En todos los cuerpos y principalmente en el de Pan de Azúcar, León y León Chico, existen gran cantidad de xenolitos de diverso tipo, los cuales han si-

do afectados por una metamorfismo de contacto, en algunos casos particularmente fuerte. Estos xenolitos se supone son derivados del basamento y presentan texturas relicticas que permiten suponer su origen.

En todos los casos, las rocas constitutivas de los cuerpos dómicos, a pesar de sus diferencias de color, son dacitas biotíticas fuertemente porfídicas, con grandes fenocristales de cuarzo, plagioclasa y biotita. Las diferencias de color antes señaladas, se suponen derivadas de una alteración deutérica en la etapa póstuma de la intrusión, posiblemente por la acción de fluidos que circularon con diversa intensidad por una estructura primaria "cónica invertida", derivada de los esfuerzos del emplazamiento.

Todas las características de los cuerpos hacen suponer, con validez, que se trata de cuerpos subvolcánicos de tipo domo, cuyo emplazamiento en niveles superiores de la corteza se realizó una vez perdida gran cantidad de sus constituyentes gaseosos, lo que condicionó que el material adquiriera gran viscosidad. Este hecho determinó la aparición de la zonación estructural antes señalada, luego puesta en evidencia por la alteración diferencial de las diversas zonas. Del mismo modo, en ciertos casos, ha condicionado la aparición de anillos de brechas de intrusión, donde se observan fenómenos de autobrechado con incorporación de material de la caja.

Más adelante, y para completar el cuadro regional, se describirán rocas de tipo ignimbrítico no mencionadas hasta la fecha por publicaciones anteriores, y cuyo origen puede estar conectado, en cierta manera, con los domos de referencia.

Recibido el 17 de diciembre de 1971.

COMENTARIOS BIBLIOGRAFICOS

TRICART, JEAN (1961). *Notice explicative de la carte géomorphologique du delta du Sénégal*. Ed. Techniq., 138 p., 9 lám. fotogr., 3 mapas. Col. "Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières", 8.

El mapa se compone de tres hojas al 1:100.000 en tres colores, muy expresivos, dibujados según las fotografías aéreas por el autor y el Laboratorio del Instituto de Geografía Aplicada de la Univ. de Strasbourg, para la Misión de Ordenamiento del Senegal. Representa la naturaleza litológica de las formaciones superficiales, según su granometría, edad de los depósitos, su origen: fluvial, lacustre, deltaico, marino y eólico. Colores y signos permiten una lectura fácil del documento que está muy bien presentado y que pone de relieve la utilización de la geomorfología en el establecimiento de proyectos de valoración. El comentario precisa la sucesión de los episodios morfogenéticos desde el Continente Terminal y define un Cuartario antiguo, medio (dunas rojas y depósitos marinos uljianos) y recientes (dunas amarillas de la regresión preflandriana, depósitos dunkerquianos, etc.). Tricart procura establecer la correlación de estos depósitos con los depósitos cuaternarios en general y exponer de nuevo la idea fecunda de un desplazamiento cronológico entre los pluviales del norte y del sur del Sahara: las regiones glacioeustáticas corresponderían en el Senegal a períodos secos y no lluviosos como en otras partes. Sigue un preciso análisis de la dinámica actual y de los tipos de formas, y una descripción de los aspectos geomorfológicos regionales. Una abundante bibliografía y una serie de anexos, en los cuales se proporcionan los resultados de los análisis, y láminas fotográficas completa este fecundo trabajo, mayormente de geomorfología aplicada. — Prof. Dr. Augusto Pablo Calmels.

The use of computer in geomorphological Research. British Geomorphological Research Group. Occas. Paper 6, 1968, 90 p.

Se trata de una serie de trabajos presentados al coloquio que tuvo lugar en 1968 en Nottingham, y que estuvo consagrado a la utilización de las calculadoras en geomorfología. En ella, DOORNKAMP presenta las exigencias de esta utilización, siendo una de las principales la de disponer de un gran número de datos comparables, lo que prácticamente implica el trabajo en equipo, normalizado. UNWIN muestra, a partir de la reconstrucción de las condiciones del englazamiento en el norte del País de Gales, la utilización de diversos métodos de análisis de las tendencias. THOMAS aplica tres programas al análisis de las formaciones detríticas (disposición, morfoscopía, granometría). McCULLAGH discute el cálculo del camino más corto, mostrando la manera como se puede elegir el programa más eficaz. HARDY construye un modelo teórico de la evolución de una flecha litoral y lo compara con la realidad de manera de poder apreciar su grado de fidelidad. Su objeto es emplear luego el modelo para una predicción.

Esta selección de artículos presupone conocimientos bastante elevados de informática, circunstancia que restringirá su utilización en nuestro país pero, al margen de ello, ofrece un buen muestreo de la orientación de las investigaciones inglesas en este dominio, lo cual resulta de gran interés para los geomorfólogos cuando se tiene presente que es en Inglaterra y en los Estados Unidos donde la informática es más empleada en geología y geografía. — Prof. Dr. Augusto Pablo Calmels.

COLLIARD, C. A., DUPUY, R. J., POLVECHE, J. y VAISSIERE, R. (1971). *Le fond des mers*. Aspects juridiques, biologiques et géologiques. París, Ed. Armand Colin, col. "U", 205 p., 19 figs.

En esta obra se presenta un cuadro completo de los diferentes problemas que en nuestra época plantean la protección y la explotación del fondo de los mares. Jurisconsultos,

geólogos y biólogos exponen diferentes ensayos de soluciones propuestos tanto en el marco de instituciones internacionales como a nivel de las empresas privadas. La distribución temática de su contenido comprende: I) la afectación exclusiva del lecho de los mares y de los océanos a una utilización pacífica (R. J. DUPUY); II) la explotación de los recursos minerales (C. A. COLLIARD); III) los argumentos geológicos y la extensión de la soberanía nacional sobre el dominio marino (J. POLVECHE); IV) perspectivas sobre la valoración de la biomasa del fondo de los mares (R. VAISSIERE); V) el régimen jurídico de los recursos vivientes del fondo de los mares y de los océanos (R. J. DUPUY); VI) el régimen de la investigación científica sobre el fondo de los mares (C. A. COLLIARD). Una extensa bibliografía jurídica y técnica completa este libro que constituye un valioso aporte al entendimiento sobre un tema que día a día adquiere mayor importancia en el concierto de las naciones y que, sin lugar a dudas, tiene reservadas especiales satisfacciones a los geólogos argentinos. — *Prof. Dr. Augusto Pablo Calmels.*

Prof. Dr. HANS GINSBERG und Dr. KARL WEFERS (1971). *Aluminium und Magnesium. Die Metallischen Rohstoffe*, Band 15, zweite erweiterte Auflage. Ferdinan Enke Verlag, Stuttgart. Con 84 figuras, 9 Tablas, 218 págs. Encuadernado DM 70. Totalmente entelado DM 76.

Este libro *Aluminio y Magnesio*, es un interesante compendio sobre dichos elementos metálicos; describe sus características, yacimientos e importancia económica. Se trata de una segunda edición ampliada y la obra está dividida en tres partes.

La primera parte se refiere al *aluminio*, reseña sus propiedades, historia, ocurrencia y origen de la materia prima; difusión como componente de las rocas; minerales magnéticos, metamórficos y sedimentarios aprovechables.

La materia prima principal *bauxita* es considerada con mayor extensión; indica su composición química y textura; los minerales que la componen; hidróxidos de aluminio, minerales de hierro y componentes secundarios. Además menciona métodos de investigación para el análisis mineralógico de las bauxitas, el origen de las mismas, su explotación, yacimientos, obtención del óxido de aluminio por distintos métodos.

Se mencionan también la obtención de óxido de aluminio de alúmino-silicatos; obtención del metal, refinación, elaboración y aplicaciones.

La segunda parte se ocupa del *magnesio*, señala su historia, propiedades físicas, presencia y origen de la materia prima, minerales útiles, su explotación y obtención por distintos métodos, elaboración y utilización.

La tercera parte, hace una recopilación de las explotaciones y la posición como productores de los diversos países del mundo.

Como apéndice se agregan estadísticas de producción de bauxita, aluminio y magnesio y una importante bibliografía sobre cada uno de los temas desarrollados.

Resumiendo, se trata de una importante contribución que describe en forma clara y sencilla a dos elementos metálicos de enorme importancia para nuestra civilización. — *Federico Roberto Roellig.*

**ESTE NUMERO
SE TERMINO DE IMPRIMIR EL 19 DE ABRIL DE 1972
EN LA IMPRENTA CONI S. A. C. I. F. I., PERU 684
BUENOS AIRES, REPUBLICA ARGENTINA**

**El presente trabajo se ha financiado 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 CARLOS D. STORNI, JUAN CARLOS M. TURNER y PEDRO N. STIPANICIC.

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

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, recomendándose 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 retirada 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 CEREALES)

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.