

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA

FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MUSEO

REVISTA DEL MUSEO DE LA PLATA

(NUEVA SERIE)

TOMO V

Geología n° 36

PETROGRAFIA Y PALEOCORRIENTES DE LA FORMACION RIO NEGRO

(TRAMO GENERAL CONESA - BOCA DEL RIO NEGRO)

POR RENATO R. ANDREIS ¹

RESUMEN

Se describen los caracteres texturales y estructurales, así como la composición mineralógica, de las sedimentitas que constituyen la formación Río Negro (Plioceno), estudiadas en los afloramientos del valle del río Negro entre General Conesa y su desembocadura; se agregan además datos obtenidos en la « Barranca Sur » (provincia de Río Negro) y en el faro Segunda Barranca (provincia de Buenos Aires).

La formación Río Negro está constituida esencialmente por las típicas psamitas azuladas a azules violáceas, que se definen como areniscas volcánicas y piroclásticas. Existen además limolitas rosadas y amarillentas, aparte de escasos conglomerados lenticulares de poca potencia.

Se ha prestado particular atención a las estructuras sedimentarias de tipo direccional, deformacional y químico. El grueso de la investigación se ha concentrado en las primeras, en particular la estratificación entrecruzada, de la cual se han analizado sus caracteres, su distribución y su posible significado genético. Es así que se ha determinado que las estructuras entrecruzadas tienen una orientación preferencial hacia el ESE, con rumbo 110°.

Los datos de las estructuras sedimentarias, combinados con el análisis de los parámetros texturales, han permitido efectuar el estudio de las paleocorrientes y elaborar la interpretación de la cuenca ambiental de la formación Río Negro.

ABSTRACT

This paper deals with the textural and structural characteristics, as well as with the mineralogical composition, of the Río Negro Formation, in its outcropping area of the lower Negro river valley between General Conesa and its mouth. A few addi-

¹ División Mineralogía y Petrografía. Miembro de la Carrera del Investigador Científico del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

tional data are from « Barranca Sur » and Segunda Barranca lighthouse (provinces of Río Negro and Buenos Aires, respectively).

The Río Negro Formation is mostly composed of the typical bluish to violaceous blue psammites, which are here defined as volcanic and pyroclastic sandstones. There are also some pinkish and yellowish siltstones, and a few thin, lenticular intercalations of conglomerate.

The emphasis of the research has been laid on the sedimentary structures, either directional, deformational or chemical. The former ones, particularly cross-bedding, have been investigated in detail as to their characteristics, distribution and genesis. It has been proved that cross-bedding shows a preferential orientation towards ESE, striking 110° .

The data on the sedimentary structures, and the joint interpretation of the textural parameters, have led to the determination of the paleocurrents systems and to the recognition of the environmental basin of the Río Negro Formation.

INTRODUCCION

El presente trabajo es un resumen del tema de tesis presentado en la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata, realizado bajo la supervisión del Dr. Mario E. Teruggi. Las tareas de campaña, cumplidas durante los meses de mayo y junio de 1964, comprendieron un área estimada en 9.000 km² que incluye la clásica zona de la ciudad de Carmen de Patagones y adyacencias (fig. 1).

La base topográfica la constituyó el mapa del Servicio de Hidrografía Naval en escala 1:150.000 (parte en 1:25.000); la hoja 4163 (Viedma) del Instituto Geográfico Militar y pormenores de la carta aerofotogramétrica del Instituto Foto-Topográfico Argentino (IFTA).

El área recorrida comprende las barrancas del amplio valle del río Negro, en particular la barranca norte a lo largo de la ruta provincial 248, y los acantilados de la "Barranca Sur" a la altura del balneario La Lobería y del faro Río Negro. Además se han efectuado observaciones en las cercanías del faro Segunda Barranca.

Agradezco vivamente a las personas e instituciones mencionadas más arriba, al Prefecto de Carmen de Patagones, Sr. Ludovico Dal Molín y a los alumnos E. Borelli, J. Oliver y L. Gobelian, quienes facilitaron y ayudaron las tareas de campaña.

INVESTIGACIONES ANTERIORES

El área de Carmen de Patagones, ubicada en el tramo inferior del valle del río Negro, ha sido objeto de investigaciones desde el siglo pasado, a partir de las observaciones de D'Orbigny en 1842. En gene-

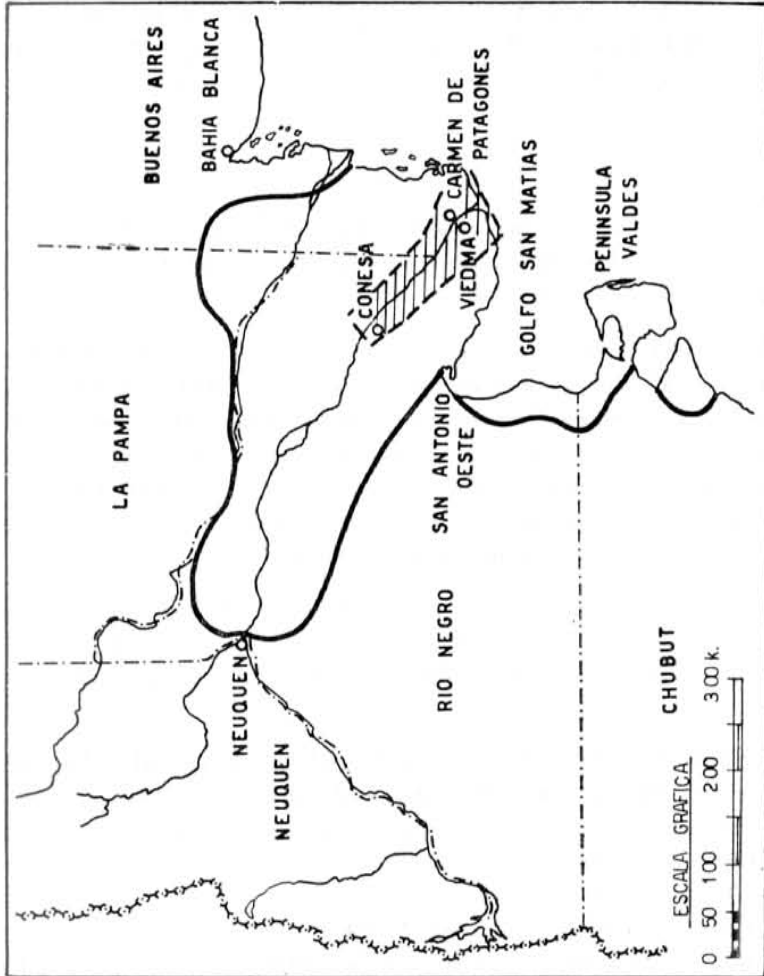


Fig. 1. — Mapa de ubicación. Extensión aproximada (trazo grueso) de la formación Río Negro, según Stappenbeck (1926). La porción rayada corresponde a la zona estudiada en este trabajo

ral, consisten en estudios descriptivos de la litología de las barrancas (color, estructuras, altura, etc.) y su contenido faunístico, con miras a su ubicación estratigráfica.

Aparte de D'Orbigny, han efectuado contribuciones los siguientes autores: Darwin (1842), Doering (1882), Carlos (1890) y Florentino Ameghino (1906), Lutz Witte (1916), Wichmann (1918), Rovereto (1921), Windhausen (1931) y Groeber (1947, 1953). Ninguno de estos autores se ocupa en forma especial de cuestiones de paleocorrientes.

GEOLOGIA

De acuerdo con nuestras observaciones de campaña, la sucesión estratigráfica local estaría constituida, de arriba abajo, por las siguientes entidades litológicas:

- a) Un material loessoide de tonos castaño amarillentos, que contiene rodaditos de vulcanitas, mayormente negros, y de pómez gris blanquecina. Localmente, puede aumentar la proporción de pómez en la base para formar depósitos psefíticos. La máxima potencia media observada llega a 50 cm. Se lo ha observado solamente en las partes más bajas de la barranca norte del río y es considerado como Postpampeano.
- b) Rodados tipo Tehuelches retrabajados y cementados por un material toscoso; forman bancos de 0,50 a 1,50 metros de potencia, muy resistentes, conformando una cubierta fácilmente reconocible.
- c) Gravas y cantos rodados tipo Tehuelches cementados débilmente por una película de carbonato pulverulento blanco, con escasa matriz arenosa. Su composición es de naturaleza volcánica, constituida por basaltos, andesitas, pórfidos, pórfidos cuaríferos, etc. Por lo común, la potencia de este depósito es menor de un metro (Teruggi, 1964), pero localmente puede ser mayor, llegando a 2 metros en la barranca sur del valle del río Negro o a 5 metros en el área de Carmen de Patagones (en la Cantera Oficial). Se les atribuye una edad pleistocena baja.
- d) Un complejo arcillo-arenoso, cuya potencia ha sido estimada en 1,5 hasta 2,5 metros, aparece en las partes más altas de las barrancas septentrionales y debajo de una débil cubierta de

pequeños rodados más o menos dispersos (restos de un depósito de gravas tipo Tehuelche eliminado por erosión). Está constituido por arcillas castañas y rojizas, con intercalaciones de yeso (Wichmann, 1918) y capas blanquecinas muy livianas y fácilmente disgregables que contienen, de acuerdo a Wichmann (1918), "casi exclusivamente frústulos de diatomeas". A pesar de que este complejo es asimilado por Wichmann a la formación Río Negro, su ubicación es dudosa y al parecer, correspondería a niveles más modernos, quizás pleistocenos pre-Tehuelches.

e) Continúan las típicas areniscas azuladas de la formación Río Negro denominadas "gres azuré" por D'Orbigny o areniscas del Río Negro por Roth (1893), con las conocidas estructuras entrecruzadas, entre las que se intercalan bancos psamíticos macizos, arcillas (limolitas) rosadas a rojizas y amarillentas, y conglomerados de distribución lenticular. Su potencia varía de 10 hasta 25-30 metros.

f) Una sucesión de arcillas y areniscas arcillosas, de color verde oliva a ocre verdoso, y bancos con moluscos, el conjunto correspondiente a la ingresión marina mesopotamiense, aflora exclusivamente en los acantilados de la "Barranca Sur"; la potencia total medida en el balneario La Lobería es de 5 a 5,50 metros. La transición del complejo marino al continental es gradual, desde la arenisca arcillosa verde oliva a la arcilla rosada, con la presencia de una delgada y muy irregular capa areno-arcillosa color chocolate oscuro hasta casi negra, intermedia.

UBICACION ESTRATIGRAFICA DE LA FORMACION RIO NEGRO

La ausencia de fósiles representativos en la psamitas gris azuladas continentales —*Diplodon*, *Chilina* o *Hydrobia*, no pueden ser considerados como tales por su amplia distribución vertical, desde el Terciario hasta nuestros días— impide la datación más efectiva de las mismas, la cual, necesariamente, debe hacerse en base a la asociación faunística que contiene los niveles marinos intercalados.

Desde el siglo pasado estos horizontes, principalmente a causa del carácter mixto de su fauna de braquiópodos y moluscos (comprende, además de las típicas formas entrerrienses, algunas patagonianas y

recientes), han recibido diversas interpretaciones en cuanto a su posición estratigráfica y, con ellos, las psamitas continentales sobrepuestas o intercaladas. Es así que fueron considerada como miocenas inferiores (F. Ameghino, 1898 y 1906), miocenas superiores (Feruglio, 1927; Kraglievich, 1930), limítrofes entre el Mioceno superior y Plioceno inferior (Ihering, 1907), o directamente del Plioceno (Rovereto, 1914 y 1921; Roth, 1898; Windhausen, 1931; Feruglio, 1948).

Modernamente se considera que la edad más probable de las sedimentitas rionegrenses gris azuladas es Plioceno superior (o medio-superior), si consideramos (Ortega, 1964, comunicación personal) que los niveles marinos entrerrienses son, en parte, equivalentes al Tunuyanense y al Hauyqueriense (ambos en la provincia de Mendoza) y al Araucanense s. str. (Catamarca), que son formaciones de carácter continental.

En oposición a la edad pliocena, existe una corriente de opinión que favorece una posición eocuartaria (Pleistocena), basada en las investigaciones de Groeber (1953) y recientes de De Ferrariis (1964, comunicación personal), que consideran a las areniscas continentales sincrónicas a los sedimentos pampeanos ubicados hacia el norte, en el área de Bahía Blanca, que los reemplazan lateralmente.

SEDIMENTOLOGIA

La Formación Río Negro, como lo mencionaran Witte (1916) y Wichmann (1918) entre otros, está constituida de psamitas de grano medio a fino, entre las que se intercalan en distintos niveles capas de limolitas color rosado y crema, que frecuentemente se subdividen en bancos de potencia desigual y aún se acuñan por completo. Además, las observaciones geológicas han revelado que los elementos psefíticos comprenden una reducida proporción en la sucesión rionegrense.

I. MATERIAL PSEFÍTICO

Aparece con frecuencia como depósitos lenticulares vinculados a canales o irregularmente distribuidos en las psamitas y pelitas; en algunos niveles arenosos, la estratificación entrecruzada está indicada por la presencia de rodados cuyo tamaño alcanza al de una nuez.

En su aspecto composicional se ha comprobado que casi el 90 % de los fenoclastos corresponden a areniscas arcillosas transicionales a areniscas macizas de color castaño o castaño rojizo, y limolitas y ar-

cilitas fragmentosas rosadas hasta rojizas, en una relación 2 : 1. El 10 % restante lo integran fragmentos de pumitas blancas, con avanzado estado de alteración que las hace friables, y raros rodados de una arenisca piroclástica de color crema.

Del análisis de las propiedades texturales puede deducirse que: 1) Por lo común la fracción guija (4-16 mm) forma parte de los niveles arenosos, en tanto que los guijarros (16-64 mm) y guijones (64-256 mm) constituyen, con variables cantidades de matriz psamítica, los conglomerados lenticulares; 2) La mayor parte de los fenoclastos mayores de 1 cm muestran formas plano-convexas o algo ovoidales; de acuerdo con la clasificación de Zingg (1935) las formas prevalecientes son tabulares, equidimensionales y raramente prismáticas; 3) La esfericidad varía de 0,60 a 0,84; 4) La redondez, independiente de la forma de los fenoclastos, es medianamente marcada, indicando una madurez textural moderada, fruto de un transporte bastante prolongado (cabe aclarar que las areniscas arcillosas, areniscas y areniscas piroclásticas no afloran en la zona). La única excepción es la de las pumitas blanquecinas, casi siempre redondeadas; 5) No se han observado marcas superficiales, probablemente por la naturaleza de los fenoclastos.

II. SEDIMENTITAS PELÍTICAS

De acuerdo con los resultados obtenidos por pipeteo y debido a la homogeneidad textural y cromática observada en el campo, por extensión, hemos considerado que las sedimentitas pelíticas de color rosado que afloran en las barrancas fluviales o marinas son limolíticas. Aparentemente las pelitas de color crema o amarillentas son más arenosas.

La intensidad de las tonalidades rosadas depende casi exclusivamente del grado de humedad de las sedimentitas, siendo más oscuras cuanto mayor es la proporción de humedad que contengan. En reducidos afloramientos, principalmente en la quinta de Fischer (ver mapa), las limolitas contienen regular cantidad de material piroclástico representado por trizas de vidrio (determinado a grano suelto), que le confieren una coloración rosada más pálida, a veces ligeramente grisácea.

La potencia de las pelitas continentales oscila entre 0,10 y 2,00 metros, llegando en algunos afloramientos del litoral marino a medir 5 metros.

Una particularidad de las limolitas rosadas, observable en casi todos los afloramientos, es la notable laminación, ligeramente ondulada que presentan debido a la alternancia de láminas limosas (rosadas) y arcillosas (rojizas). Algunos bancos limolíticos en el área del Carrizal, muestran algunas estructuras formadas por migración de pequeñas óndulas y, en un solo afloramiento (Ea. Gazzo), se encontró un repliegue en la laminación, probablemente debido a un cambio brusco en la velocidad de las corrientes. Asimismo existen en estos bancos estructuras que cortan la delicada laminación, las que hemos considerado como formadas por acción de organismos excavadores.

III. SEDIMENTITAS PSAMÍTICAS

En el valle del río Negro se efectuó el muestreo sistemático de la barranca norte, desde las cercanías de la balsa de General Conesa hasta la Ea. Playa Chica, donde las barrancas, muy restringidas en altura, tuercen al NE (a 5 km de la boca del río). En la "Barranca Sur" se muestrearon dos puntos, el balneario La Lobería y el extremo oriental en las cercanías del faro Río Negro. Además, debe considerarse una muestra proveniente del faro Segunda Barranca.

La uniformidad observada en las psamitas nos decidió a efectuar muestreos para análisis mecánicos a intervalos de 1 a 2 km. Naturalmente, en sitios con afloramientos poco favorables e insuficientes, como en el tramo General Conesa - Isla Gloria de la ruta provincial 248 o sobre la costa del río, se procedió a muestrear sin seguir esquema sistemático alguno. En fin, se han tomado muestras de 29 estaciones, que son representadas en el mapa adjunto (fig. 9). La proporción de muestras obtenidas varía, de acuerdo a la potencia de los afloramientos, desde 1 hasta 8, con un promedio de 3-4 por estación; esto suma un total de 84 muestras analizadas.

En las estaciones donde las psamitas rionegrenses estaban mejor expuestas y eran más o menos homogéneas en color, se procedió a tomar una muestra cada 2 ó 3 metros a manera de perfil vertical a los efectos de poder determinar alguna variación en las propiedades texturales y mineralógicas. En otras barrancas, en las que se intercalan sedimentitas de colores distintos al típico gris azulado, hemos extraído muestras de cada cambio de color. En todos los casos se ha tomado aproximadamente 500 gramos de material.

TABLA I
Granulometría de las psamitas Rionegrenses (por ciento)

Nº de tamiz	10	14	18	25	35	45	60	80	120	170	230	325	—
Abertura (micrones) ..	2000	1440	1000	710	500	350	250	177	125	88	62	44	Fondo
Valor phi.....	-1	-0,5	0	0,5	1	1,5	2	2,5	3	3,5	4	4,5	—
Estación 1 SB 131.....	—	—	—	—	—	1,1	19,8	32,7	40,2	5,3	0,9	—	—
Estación 2 B 72.....	—	—	—	—	3,4	10,0	31,5	15,6	27,6	10,7	1,0	0,3	—
B 73.....	—	—	—	—	2,1	31,9	45,9	11,0	8,0	0,8	0,3	—	—
Estación 3 SJ 75.....	—	—	—	—	—	0,9	13,3	28,2	48,9	7,5	0,7	0,5	—
SJ 75.....	—	—	—	—	4,1	23,5	50,1	11,1	9,6	1,6	—	—	—
SJ 76.....	—	—	—	—	—	—	4,5	15,0	66,4	11,7	1,3	0,9	—
SJ 77.....	—	—	—	0,6	6,3	26,6	34,7	8,7	18,5	4,0	0,4	0,2	—
SJ 78.....	—	—	—	—	6,7	26,3	46,3	8,3	10,4	1,6	0,4	—	—
Estación 4 G 88.....	—	—	—	—	0,4	6,8	29,4	20,3	36,7	5,5	0,6	—	—
G 89.....	—	—	—	—	—	0,3	20,0	25,0	44,6	8,0	1,0	0,6	0,3
G 90.....	—	—	—	—	1,0	4,0	14,2	19,0	44,4	14,1	2,3	0,7	0,2
G 91.....	—	—	—	—	2,9	6,1	15,0	15,6	44,0	14,3	1,5	0,6	—
G 92.....	—	—	—	—	5,2	16,0	30,7	14,5	23,7	7,1	1,8	0,9	—
Estación 7 SQ 83.....	—	—	—	—	—	8,5	42,0	14,7	25,7	7,1	1,2	0,8	—
SQ 84.....	—	—	—	—	5,6	29,1	45,0	11,5	7,4	0,9	0,5	—	—
SQ 85.....	—	—	—	0,2	20,6	37,8	31,6	4,1	4,0	1,0	0,6	—	—
Estación 8 EC 79.....	—	—	—	—	—	—	6,7	7,0	30,0	29,8	16,7	8,6	1,1
EC 80.....	—	—	—	—	3,5	13,8	32,9	11,6	23,0	9,6	3,4	1,3	0,7
EC 81.....	—	—	—	—	0,5	3,1	31,2	35,5	27,0	2,0	0,7	—	—
Estación 10 LM 95.....	—	—	—	0,6	3,8	18,7	45,5	14,1	13,8	2,6	0,5	0,4	—
LM 96.....	—	—	—	—	7,6	26,6	47,5	12,4	5,3	0,4	0,2	—	—

TABLA I (cont.)

Nº de tamiz.....	10	14	18	25	35	45	60	80	120	170	230	325	—
Abertura (micrones).	2000	1440	1000	710	500	350	250	177	125	88	62	44	Fondo
Valor phi.	-1	-0,5	0	0,5	1	1,5	2	2,5	3	3,5	4	4,5	--
Estación 11 CC 98.....	—	—	—	0,4	5,3	10,9	30,7	13,1	33,7	5,0	0,9	—	—
Estación 12 99.....	—	—	—	—	5,3	25,3	28,5	11,5	24,1	4,8	0,5	—	—
Estación 13 Cab 1.....	—	—	—	0,5	5,0	12,4	31,6	26,0	17,2	5,8	1,0	0,5	—
Cab 3.....	—	—	—	2,8	44,2	23,9	15,9	5,3	6,4	1,0	0,4	—	—
Cab 4.....	—	—	—	1,5	18,5	27,0	31,3	8,7	7,0	2,0	1,2	1,0	1,8
Cab 5.....	—	—	—	—	6,0	18,0	38,6	14,4	16,9	4,0	1,1	0,4	0,4
Cab 6.....	—	—	1,3	11,8	41,5	44,7	6,4	3,5	0,7	—	—	—	—
Cab 7.....	—	—	—	—	0,4	4,6	45,0	26,0	22,0	1,7	0,2	—	—
Cab 8.....	—	—	—	—	0,1	1,8	14,9	22,3	45,6	10,5	3,2	1,3	0,1
Estación 14 P 10.....	—	—	—	—	0,6	8,4	45,0	20,4	23,5	1,7	0,3	—	—
P 11.....	—	—	—	—	2,1	7,3	11,5	16,7	44,8	16,0	1,0	0,5	—
P 12.....	—	—	—	—	—	1,8	30,1	2,63	38,0	3,4	0,3	—	—
P 15.....	—	—	—	—	0,3	1,7	12,7	14,1	51,1	17,0	2,0	0,7	0,3
Estación 15 S 17.....	—	—	—	—	—	2,0	33,8	27,1	32,1	4,0	1,0	—	—
Estación 16 S 20.....	—	—	—	—	—	2,4	14,8	14,5	50,3	15,6	1,8	0,6	—
S 21.....	—	—	—	—	—	3,8	21,0	16,2	43,1	13,5	2,0	0,4	—
S 22.....	—	—	—	—	0,3	8,0	35,2	13,4	36,2	6,1	0,7	—	—
S 23.....	—	—	—	—	1,5	4,3	7,5	8,4	56,8	15,1	4,2	1,7	0,5
Estación 18 EI 23.....	—	—	—	—	—	3,5	24,5	16,7	42,2	11,4	1,2	—	—
EI 26.....	—	—	—	—	1,0	14,0	45,7	18,2	16,0	3,4	0,8	0,7	—
EI 32.....	—	—	—	—	—	5,6	23,4	18,0	42,0	8,6	1,6	0,8	—
EI 33.....	—	—	—	—	1,0	9,0	30,0	19,1	32,6	6,5	1,0	0,3	—

TABLA I (Cont.)

Nº de tamiz.....	10	14	18	25	35	45	60	80	120	170	230	325	—
Abertura (micrones) .	2000	1440	1000	710	500	350	250	177	125	88	82	44	Fondo
Valor phi.....	-1	-0,5	0	0,5	1	1,5	2	2,5	3	3,5	4	4,5	—
El 31.....	—	—	—	—	—	4,2	11,8	21,5	15,6	39,0	6,1	1,0	0,8
Estación 19 C 47.....	—	—	—	—	2,9	9,7	21,5	12,8	33,5	10,2	5,5	3,0	0,8
C 48.....	—	—	—	—	1,8	9,9	40,4	21,0	23,8	2,4	0,6	—	—
C 49.....	—	—	—	—	7,4	35,0	38,0	7,0	9,4	2,6	0,6	—	—
C 50.....	—	—	—	—	—	6,8	18,6	16,0	45,4	11,7	1,1	0,4	—
C 51.....	—	—	—	—	0,5	3,6	53,8	19,3	15,7	5,1	1,0	0,8	0,2
Estación 20 W 34.....	—	—	—	0,4	12,1	31,2	24,0	9,8	18,7	3,3	0,6	—	—
W 35.....	—	—	—	1,3	16,3	32,5	41,5	5,2	2,3	0,9	—	—	—
W 37.....	—	—	—	—	—	7,1	36,8	21,0	31,1	3,7	0,3	—	—
W 39.....	—	—	—	—	2,0	8,8	30,0	17,4	32,3	7,5	1,1	0,7	—
W 41.....	—	—	—	—	—	2,7	24,1	26,2	41,0	4,0	1,6	0,4	—
Estación 21 Ch 122.....	—	—	—	—	0,4	12,3	63,0	18,3	5,3	0,7	—	—	—
Ch 124.....	—	—	—	3,0	10,8	18,0	34,8	13,1	15,5	3,6	0,8	0,4	—
Ch 125.....	—	—	—	—	6,2	22,2	56,0	11,3	3,8	0,4	—	—	—
Ch 126.....	—	—	0,8	12,0	13,8	11,1	25,3	10,9	21,0	4,0	1,0	—	—
Ch 128.....	—	—	—	—	—	4,0	51,5	22,5	18,4	2,8	0,7	—	—
Ch 130.....	—	—	—	—	3,1	18,8	17,7	43,0	10,3	2,4	2,1	2,5	—
Estación 22 IG 115.....	—	—	—	—	0,9	3,8	23,1	15,1	26,3	14,6	7,3	5,4	3,3
IG 119.....	—	—	—	1,6	3,6	8,2	39,4	21,6	22,4	2,2	1,0	—	—
IG 120.....	—	—	—	—	2,7	11,6	39,6	21,5	21,2	2,6	0,7	—	—
IG 121.....	—	—	—	—	5,0	20,7	46,2	13,1	11,9	2,4	0,6	—	—
Estación 23 BCM 122....	—	—	—	3,1	12,0	14,2	24,7	10,3	26,7	7,2	1,0	0,7	—

TABLA I (conclusión)

	10	14	18	25	35	45	60	80	120	170	230	325	—
N.º de famiz.....	2000	1440	1000	710	500	350	250	177	125	88	62	44	Fondo
Abertura (micrones).													
Valoa phi.....	-1	-0,5	0	0,5	1	1,5	2	2,5	3	3,5	4	4,5	—
BCM 123...	—	—	—	—	0,8	4,2	24,0	28,5	32,6	5,6	1,8	2,0	0,4
BCM 124...	—	—	—	1,1	7,0	17,3	45,3	17,5	9,7	1,1	1,0	—	—
Estación 25 106.....	—	—	—	1,5	9,6	27,4	36,5	11,3	10,0	1,7	0,8	0,7	0,3
107.....	—	—	—	—	2,3	7,5	29,0	19,5	27,3	7,8	2,9	2,5	1,0
108.....	—	—	—	—	3,2	16,6	37,0	12,8	19,6	5,8	1,8	1,7	1,5
109.....	—	—	—	—	0,3	6,6	38,2	21,9	24,8	5,0	1,2	1,1	0,9
Estación 26 LP 104.....	—	—	—	—	0,8	5,1	32,0	19,7	28,3	9,4	2,5	1,9	0,3
Estación 27 100.....	—	—	—	—	1,7	10,6	35,0	25,0	24,5	2,2	0,6	0,4	—
101.....	—	—	2,2	7,3	5,9	6,2	14,5	13,2	35,4	11,3	2,1	1,2	0,4
102.....	—	—	—	—	4,8	24,0	27,5	11,5	24,0	6,5	1,1	0,6	—
Estación 28 F 65.....	—	—	—	—	3,4	15,6	30,6	5,5	2,4	0,3	—	—	—
F 66.....	—	—	—	—	0,9	8,4	42,2	18,5	26,4	3,0	0,3	—	—
F 67.....	—	—	—	—	—	1,0	11,2	17,6	55,2	10,1	1,7	0,9	2,2
F 69.....	—	—	—	—	—	9,3	58,3	22,7	8,5	1,0	—	—	—
Estación 29 L 52.....	—	—	—	—	—	4,6	27,2	24,7	37,7	5,0	0,8	—	—
L 58.....	—	—	—	—	—	2,0	18,5	15,0	11,0	1,1	0,3	—	—
L 61.....	—	—	—	—	—	4,0	24,7	16,5	29,0	8,7	2,0	0,8	—
L 62.....	0,7	0,9	1,2	1,5	—	—	43,4	25,4	25,2	2,2	0,7	—	—
L 63.....	—	—	—	—	—	—	35,4	23,1	33,3	3,8	0,8	—	—

Análisis textural

La preparación de los sedimentos para el análisis mecánico resultó facilitada por el carácter friable de los mismo. Previo cuarteo, se tamizaron en todos los casos 100 gramos de muestra en una agitadora vertical tipo Combs-Giratory. Se utilizó una serie de tamices Tyler a intervalos de $1/2$ phi, que equivalen a la $\sqrt{2}$ y a su vez coinciden con los límites de Wentworth (1922). Para todas las representaciones y cálculos se utilizó la escala phi. Los resultados del análisis mecánico se muestran en la tabla I.

Histogramas. Se confeccionaron histogramas de 84 muestras, entre las que no se han incluido aquellas ubicadas debajo de la intercalación marina. Los principales tipos se ilustran en la figura 2.

Del estudio de los histogramas se pueden concluir:

- a) 48 % (40) de las muestras son unimodales; 50 % (42) son bimodales y únicamente 2 % (2) son polimodales.
- b) Los tipos principales de histogramas son los nueve que se ilustran en la figura 3, y de ellos (tabla II) los más frecuentes son: tipo 1 (19 %), tipo 3 (24 %), tipo 5 (24 %) y tipo 6 (16 %).

TABLA II

Tipo 1.....	19,0% (16 muestras)
Tipo 2.....	2,3% (2 muestras)
Tipo 3.....	23,8% (20 muestras)
Tipo 4.....	2,3% (2 muestras)
Tipo 5.....	23,8% (20 muestras)
Tipo 6.....	16,6% (14 muestras)
Tipo 7.....	8,3% (7 muestras)
Tipo 8.....	1,2% (1 muestras)
Tipo 9.....	2,3% (2 muestras)

- c) Los histogramas asimétricos, sean uni o bimodales, predominan ligeramente sobre los simétricos.
- d) Las modas —únicas o principales— de las muestras se distribuyen de la siguiente manera:

HISTOGRAMAS

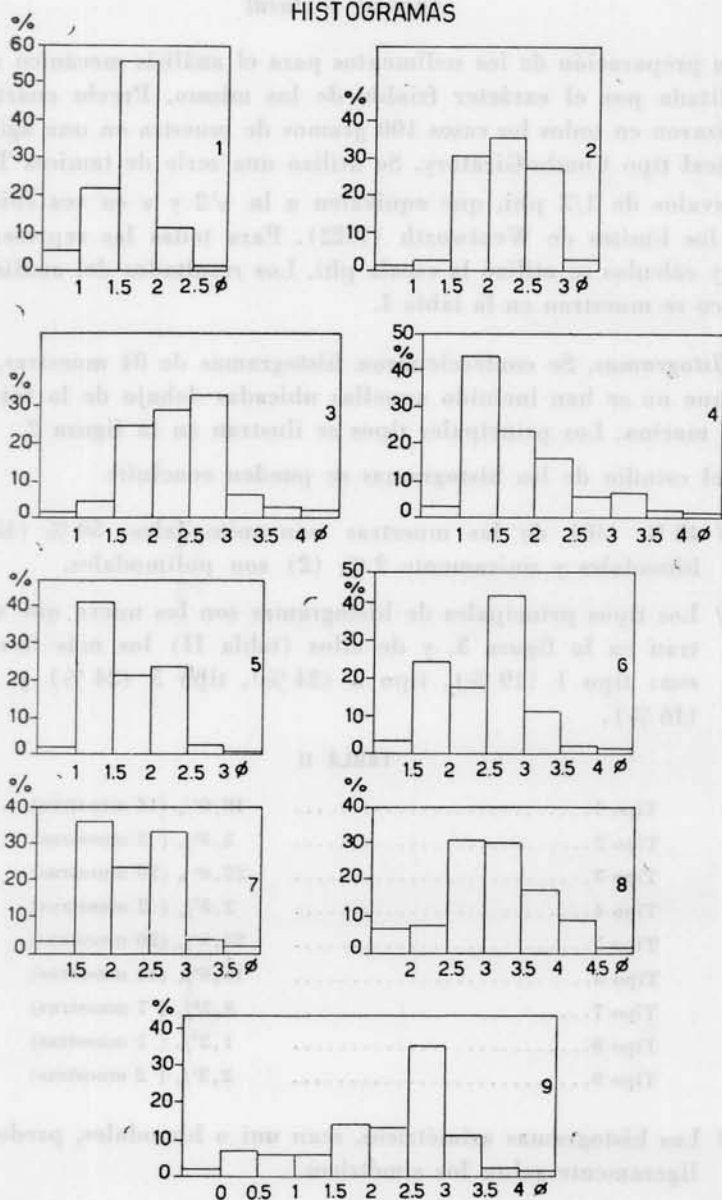


Fig. 2. — Principales tipos de histogramas de las psamitas rionegrenses

TABLA III
Distribución de modas

Frecuencia	Retenido tamiz	N° tamiz	Punto medio
1,2 % (1 muestra).....	1 phi	35	0,605 mm
4,7 % (4 muestras).....	1,5 phi	45	0,425 mm
59,5 % (50 muestras).....	2 phi	60	0,300 mm
2,8 % (2 muestras).....	2,5 phi	80	0,213 mm
32,1 % (27 muestras).....	3 phi	120	0,151 mm

e) distribución de las modas secundarias en la siguiente:

TÁBLA IV
Distribución de modas secundarias

Frecuencia	Retenido tamiz	N° tamiz	Punto medio
40,0 % (16 muestras).....	2 phi	60	0,300 mm
2,5 % (1 muestra).....	2,5 phi	80	0,213 mm
55,5 % (22 muestras).....	3 phi	120	0,151 mm
2,5 % (1 muestra).....	3,5 phi	170	0,106 mm

f) En la casi totalidad de las muestras bimodales, la separación entre moda principal y moda secundaria es de 1/2 phi. La bimodalidad es moderadamente marcada (unas 10 unidades verticales término medio) en la mayoría de las muestras.

g) Las modas secundarias tienden a concentrarse ligeramente del lado de las admixturas gruesas.

La distribución de la uni y bimodalidad no es uniforme en el terreno, ya que las muestras unimodales aumentan hacia el este. Este hecho debe considerarse conjuntamente con la posible causa de la bimodalidad, que entendemos es un reflejo de la alternancia de láminas gruesas y finas en la estructura interna de los sedimentos. Este tipo de alternancia es más frecuente en las barrancas septentrionales, desde Las Cuevas hacia el mar.

Curvas acumulativas. Los tipos principales, correspondientes a las muestras ilustradas con histogramas, son presentados en la figura 3.

CURVAS ACUMULATIVAS

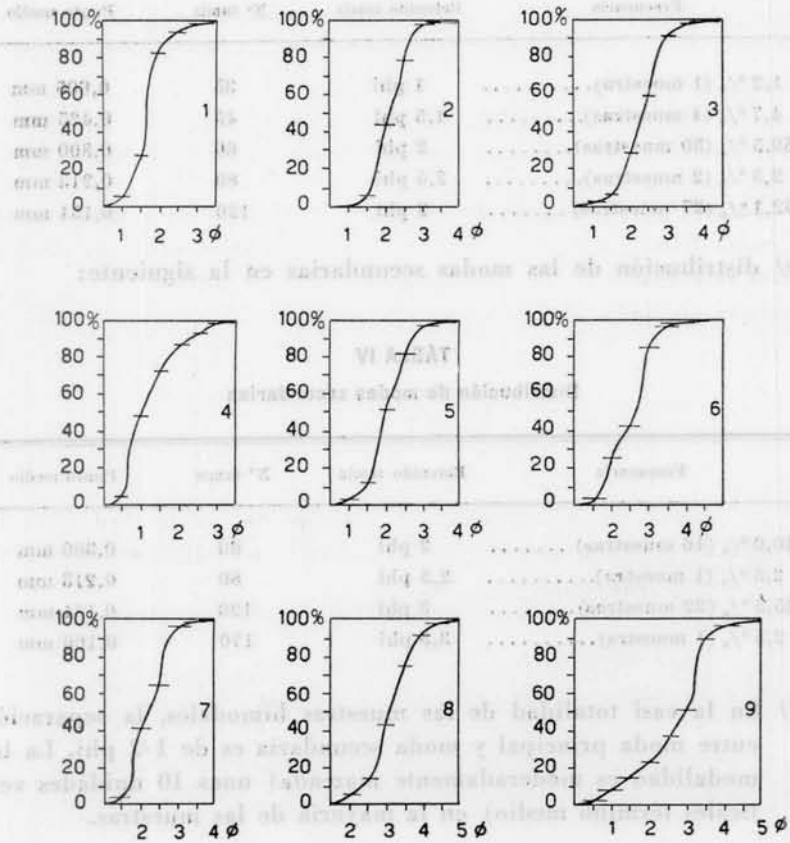


FIGURA 3

Fig. 3. — Curvas acumulativas correspondientes a las muestras ilustradas con histogramas

Clasificación granulométrica de las psamitas

A los efectos de ubicar las arenas en cada uno de los grados de la clasificación dimensional de Wentworth (1922), se ha utilizado el método propuesto por Niggli (1938), pero modificándolo (González Bonorino y Teruggi, 1952) haciendo intervenir la mediana y los cuar-

tiles; el valor de la mediana es el que da el nombre del sedimento y los cuartiles el calificativo de éste.

De acuerdo a la clasificación propuesta las arenas rionegrenses se ubican:

MdGr	Md	MdF	FMd	F	FmF	mFF
2°/o	14°/o	36°/o	32°/o	14°/o	1°/o	1°/o

La abundancia de las arenas medianas a finas (96 % del total) y particularmente la mayor distribución en los términos mediana-fina y fina-mediana (68 % del total) se debe a la abundancia de las fracciones retenidas por los tamices 2 phi (250 micrones) y 2 phi (125 micrones) hallada en los análisis mecánicos.

Parámetros estadísticos

Uno de los últimos ensayos, bastante promisorio, para distinguir entre arenas depositadas en ambientes de playa, de médano o fluviales, ha sido el de Friedman (1961) quien ha comprobado que los caracteres texturales permiten diagnosticar con suficiente seguridad las características ambientales.

TABLA V

Fórmulas de Friedman (1961)

Media (1er. momento).....	$\bar{x} = 1/100 \sum f.m$
Desviación standard (2o. momento)....	$\sigma = [\sum f (m-x)^2/100]^{1/2}$
Asimetría (3er. momento).....	$\alpha_3 = (1/100)^{-3} \sigma \sum f (m-x)^3$
Curtosis (4o. momento).....	$\alpha_4 = (1/100)^{-4} \sigma \sum f (m-x)^4$

Fórmulas de Inman (1952)

Mø (Media).....	= 1/2 (16 + 84)
σø (Desviación phi).....	= 1/2 (84 - 16)
αø (Asimetría).....	= (M - Md)/σ
βø (Curtosis).....	= $\frac{1}{2} \frac{(95 - 5) - \sigma}{\sigma}$

Fórmulas de Krumbein (1936)

QDø (Desviación phi)....	= 1/2 (75 - 25)
Skø (Asimetría).....	= 1/2 (25 + 75 - 2 x Md)
Kø (Curtosis).....	= 75 - 25/2 (90 - 10)

El método adoptado se basa en el análisis de los parámetros estadísticos mediante el cálculo de los momentos respectivos, en forma aritmética y en escala phi; la distinción de las arenas se efectúa contrastando y combinando por pares los valores de esos parámetros (moda, desviación standard, asimetría y curtosis). Las ecuaciones para el cálculo de los momentos son presentados en la tabla V, en tanto que en la tabla VI se comparan los valores obtenidos por el método de Friedman con los correspondientes a las ecuaciones de Krumbein (1936) e Inman (1952) (que se incluyen en la tabla V).

De la lectura de los valores consignados en la tabla VI, se ha encontrado que:

- a) La mediana phi arroja valores que oscilan entre un máximo de 3,07 phi (0,119 mm) y un mínimo de 1,05 phi (0,484 mm). El 95 % de las muestras presenta mediana entre 1,50 phi (0,353 mm) y 2,80 phi (0,143 mm).
- b) En un 60 % de los casos la media phi es ligeramente superior a la mediana phi; el 40 % restante corresponde a casos inversos en los que dicha medida es algo más gruesa o coincide con ella (2 muestras).
- c) La desviación standard presenta valores oscilantes entre 0,40 ϕ (mínimo) y 0,77 ϕ (máximo), aunque la mayoría de las muestras (85 ϕ) tienen una amplitud de variación entre 0,50 ϕ y 0,66 ϕ . Estos resultados, considerando los límites propuestos por Inman (1952), demuestran que las psamitas rionegrenses tienen una selección buena a muy buena (tablas VII y VIII).
Cabe señalar que existe similitud entre los resultados obtenidos por el cálculo de momentos con las ecuaciones de Inman.
- d) La asimetría muestra una amplitud de variación oscilante entre -0,92 y 1,48, pero los valores más frecuentes se disponen entre -0,46 y 0,95, con una distribución modal entre 0,20 y 0,30. Esta tendencia positiva de las arenas, en relación 2 : 1 con la negativa, indicaría según las ideas de Friedman (1961), un transporte eólico o fluvial.
- e) La curtosis presenta valores que oscilan entre 0,16 (mínimo) y 20,6 (máximo), con una distribución frecuente entre 2,10 y 4,29.

TABLA VI
Parámetros estadísticos

Estaciones	FREIMAN (1961)				INMAN (1952)				KRUMBEIN (1936)				Clasificación
	Md	M	σ	$\%_3$	$\%_4$	M σ	$\tau\sigma$	$\% \sigma$	$\beta\sigma$	QD σ	Sk σ	K σ	
Estación 1 SB 131	2,45	2,40	0,45	0,22	2,82	2,35	0,43	-0,24	0,58	0,31	-0,06	0,30	Fina
Estación 2 B 72	2,16	2,22	0,64	0,39	2,12	2,17	0,63	0,00	0,58	0,56	0,05	0,34	Fina-mediana
B 73	1,72	1,73	0,47	1,15	5,09	1,74	0,39	0,33	0,66	0,22	0,05	0,18	Mediana
Estación 3 SJ 74	2,57	2,51	0,46	-0,11	3,00	2,45	0,39	-0,30	0,79	0,26	-0,08	0,25	Mediana
SJ 75	1,62	1,76	0,50	0,71	3,87	1,81	0,42	0,45	1,04	0,23	0,08	0,17	Mediana-fina
SJ 76	2,77	2,71	0,32	-0,36	8,73	2,70	0,27	-0,25	1,44	0,17	-0,02	0,20	Fina
SJ 77	1,67	1,84	0,68	0,45	3,04	1,94	0,32	0,37	0,41	0,51	0,24	0,30	Mediana-fina
SJ 78	1,60	1,73	0,55	0,74	4,30	1,78	0,53	0,33	0,75	0,21	0,01	0,14	Mediana-fina
Estación 4 G 88	2,39	2,28	0,55	-0,11	3,13	2,19	0,55	-0,36	0,51	0,46	-0,18	0,35	Fina-mediana
G 89	2,55	2,48	0,49	0,55	3,37	2,39	0,49	0,32	0,61	0,35	-0,08	0,28	Fina
G 90	2,68	2,54	0,59	-0,38	5,39	2,44	0,57	-0,42	0,72	0,36	-0,12	0,24	Fina
G 91	2,68	2,46	0,64	0,62	3,56	2,39	0,64	-0,45	0,48	0,44	-0,19	0,24	Fina-mediana
G 92	1,82	2,09	0,73	0,64	5,79	2,10	0,72	0,38	0,45	0,54	0,28	0,30	Mediana-fina
Estreón 7 SQ 83	1,98	2,19	0,61	0,63	3,11	2,21	0,65	0,35	0,32	0,52	0,19	0,36	Mediana-fina
SQ 84	1,64	1,70	0,51	0,58	3,25	1,69	0,47	0,10	0,85	0,21	-0,05	0,15	Mediana
SQ 85	1,39	1,43	0,54	1,32	5,79	1,33	0,49	-0,12	0,93	0,32	-0,01	0,28	Mediana
Estación 8 EC 79	3,07	3,11	0,56	-0,92	3,10	3,23	0,65	0,10	0,81	0,40	0,24	0,23	Muy fina-fina
EC 80	2,00	2,06	0,76	-0,76	2,54	2,22	0,75	0,29	0,65	0,61	0,21	0,32	Mediana-fina
EC 81	2,23	2,22	0,47	0,41	3,55	2,24	0,45	0,02	0,44	0,35	0,02	0,33	Fina-mediana

TABLA VI (Cont.)

Estaciones	I REIMAN (1961)				INMAN (1962)			KRUMBELN (1936)			Clasificación		
	Md	M	σ_1	σ_2	M \bar{x}	σ_3	β_2	QD ϕ	Sk ϕ	K ϕ			
												σ_3	β_2
Estación 10 IM 95.....	1,70	1,87	0,59	0,95	6,19	1,94	0,60	0,40	0,55	0,35	0,18	0,11	Mediana-fina
IM 96.....	1,95	1,66	0,47	0,36	4,45	1,64	0,43	0,00	0,97	0,26	-0,01	0,21	Mediana
Estación 11 CC 88.....	2,12	2,12	0,67	-0,25	3,84	2,13	0,64	0,04	0,62	0,52	0,04	0,32	Fina-mediana
Estación 12 99.....	1,75	1,95	0,68	0,24	2,77	2,00	0,75	0,33	0,35	0,58	0,25	0,33	Mediana-fina
Estación 13 Cab 1.....	2,00	2,18	0,67	-0,44	2,77	2,08	0,62	0,12	0,69	0,45	0,05	0,57	Fina-mediana
Cab 3.....	1,06	1,25	0,66	1,23	4,29	1,23	0,56	-0,30	0,94	0,42	-0,14	0,27	Mediana-gruesa
Cab 4.....	1,55	1,60	0,76	1,46	4,10	1,59	0,67	0,00	0,79	0,38	-0,03	0,20	Mediana
Cab 5.....	1,85	1,91	0,66	0,69	3,55	2,01	0,68	0,16	0,58	0,44	0,11	0,22	Mediana-fina
Cab 6.....	1,05	1,52	0,51	0,33	4,79	0,95	0,39	-0,25	1,23	0,26	-0,06	0,23	Mediana-gruesa
Cab 7.....	2,00	2,10	0,45	0,50	2,46	2,10	0,50	0,20	0,34	0,42	-0,02	0,34	Fina-Mediana
Cab 8.....	2,62	2,57	0,56	0,25	4,04	2,48	0,48	-0,29	0,98	0,31	-0,08	0,22	Fina
Estación 14 P 10.....	1,95	2,07	0,49	0,38	2,60	2,33	0,55	0,32	0,34	0,41	0,14	0,52	Mediana-fina
P 11.....	2,70	2,52	0,64	-0,69	3,56	2,44	0,60	-0,43	0,73	0,38	-0,13	0,48	Fina
P 12.....	2,38	2,30	0,51	-0,19	1,35	2,26	0,48	-0,25	0,39	0,40	-0,08	0,34	Fina-mediana
P 15.....	2,80	2,63	0,44	-0,45	9,08	2,55	0,50	-0,50	0,76	0,31	-0,13	0,45	Mediana
Estación 15 S 17.....	2,76	2,27	0,50	0,27	2,38	2,78	0,54	0,03	0,31	0,45	0,04	0,33	Fina mediana
Estación 11 S 20.....	2,76	2,59	0,53	-0,29	8,54	2,48	0,53	-0,52	0,63	0,33	-0,66	0,24	Fina
S 21.....	2,60	2,48	0,53	-0,06	2,36	3,38	0,58	-0,33	0,44	0,44	-0,16	0,31	Fina
S 22.....	1,82	2,25	0,58	0,08	2,12	1,71	0,59	-0,18	0,23	0,54	-0,08	0,38	Mediana-fina
S 23.....	2,74	2,67	0,62	-0,33	4,80	2,67	0,57	-0,01	0,13	0,21	-0,01	0,14	Fina

CUADRO VI (Cont.)

Estaciones	FREIMAN (1961)					INMAN (1952)			KRUMBEIN (1936)			Clasificación		
	Md	M	s	z ₁	z ₂	M $\bar{\sigma}$	s $\bar{\sigma}$	- $\alpha\bar{\sigma}$	$\beta\bar{\sigma}$	QD $\bar{\sigma}$	Sk $\bar{\sigma}$		K $\bar{\sigma}$	
Estación 18	E1 25.....	2,57	2,44	,035	-0,16	3,46	2,35	0,60	-0,33	0,41	0,51	-0,23	0,30	Fina-mediana
	E1 26.....	1,87	2,00	0,58	0,91	4,13	2,08	0,56	0,32	0,57	0,39	0,14	0,28	Mediana-fina
	E1 32.....	2,53	2,41	0,60	-0,02	2,76	2,80	0,65	-0,37	0,33	0,48	-0,16	0,33	Fina-mediana
	E1 33.....	2,24	2,24	0,59	0,01	2,35	2,24	0,64	0,00	0,39	0,46	0,00	0,27	Fina-mediana
	E1 34.....	2,42	2,24	0,69	-0,34	6,10	2,20	0,70	-0,03	0,44	0,56	-0,20	0,17	Fina-mediana
Estación 19	C 47.....	2,54	2,42	0,75	0,03	2,63	2,36	0,78	-0,23	0,74	0,54	-0,23	0,26	Fina-mediana
	C 48.....	1,97	2,07	0,51	0,25	2,69	2,11	0,53	0,27	0,52	0,41	0,14	0,31	Mediana-fina
	C 49.....	1,53	1,68	0,59	0,85	4,27	1,72	0,52	0,36	0,82	0,23	0,03	0,15	Mediana-fina
	C 50.....	2,58	2,45	0,58	-0,46	2,47	2,33	0,62	-0,40	0,51	0,41	-0,34	0,26	Fina-mediana
	C 51.....	1,91	2,10	0,52	0,94	3,64	2,16	0,52	0,48	0,55	0,36	0,12	0,27	Mediana-fina
Estación 20	W 34.....	1,60	1,78	0,77	0,30	1,73	1,87	0,79	0,34	0,18	0,57	0,22	0,30	Mediana-fina
	W 35.....	1,50	1,49	0,41	0,78	10,60	1,88	0,42	-0,27	0,83	0,27	-0,07	0,24	Mediana
	W 37.....	2,14	2,24	0,55	-0,27	0,16	2,19	0,54	0,00	0,37	0,42	0,03	0,34	Fina-mediana
	W 39.....	2,28	2,24	0,63	-0,03	2,74	2,21	0,61	0,00	0,59	0,45	-0,09	0,29	Fina-mediana
	W 41.....	2,46	2,28	0,51	0,40	2,12	2,26	0,46	-0,43	0,50	0,34	-0,17	0,29	Fina-mediana
Estación 21	Ch 122.....	1,83	1,84	0,38	0,73	8,60	1,84	0,31	0,03	0,96	0,35	0,15	0,40	Mediana
	Ch 124.....	1,64	1,80	0,71	0,24	3,47	1,87	0,80	0,11	0,47	0,48	0,04	0,25	Mediana-fina
	Ch 125.....	1,78	1,67	0,43	0,28	5,70	1,68	0,36	0,11	0,09	0,18	0,00	0,15	Mediana
	Ch 126.....	1,77	1,70	0,89	-0,07	2,08	1,69	1,09	-0,07	0,19	0,80	-0,02	0,32	Mediana-fina (gruesa)
	Ch 128.....	1,93	2,03	0,47	1,04	4,15	2,13	0,48	0,41	0,43	0,36	0,15	0,31	Mediana-fina
	Ch 130.....	2,61	2,58	0,57	-0,29	3,39	2,44	0,60	-0,28	0,93	0,38	-0,13	0,23	Fina-mediana
Estación 22	IG 115.....	2,68	2,65	0,76	-0,17	2,10	2,66	0,86	-0,02	0,64	0,59	-0,14	0,26	Fina-med. (mny fina)

TABLA VI (Concl.)

Estaciones	FREIMAN (1961)				INMAN (1952)				KRUMBEIN (1965)				Clasificación
	Md	M	τ	α_1	M $\bar{\sigma}$	$\tau\bar{\sigma}$	$\alpha\bar{\sigma}$	$\bar{f}\bar{\sigma}$	QD $\bar{\sigma}$	Sk $\bar{\sigma}$	K $\bar{\sigma}$	K $\bar{\sigma}$	
IG 119.....	1,96	2,03	0,60	-0,16	3,98	2,10	0,55	0,25	0,74	0,43	0,13	0,32	Mediana-fina
IG 120.....	1,94	2,03	0,56	0,28	2,84	2,09	0,57	0,26	0,54	0,47	0,13	0,30	Mediana-fina
IG 121.....	1,74	1,82	0,56	0,68	3,39	1,86	0,55	0,21	0,75	0,31	0,05	0,19	Mediana-fina
Estación 23 BCM 122...	1,90	2,01	0,84	-0,17	2,32	1,92	0,88	0,02	0,45	0,61	0,12	0,35	Mediana-fina
BCM 123.....	2,40	2,46	0,58	-0,48	3,92	2,33	0,52	-0,13	0,84	0,32	0,07	0,38	Fina-mediana
BCM 124.....	1,71	1,79	0,58	0,37	5,57	1,84	0,52	0,25	0,84	0,31	0,10	0,21	Mediana-fina
Estación 25 106.....	1,60	1,71	0,67	0,92	7,69	1,77	0,63	0,27	0,57	0,34	0,06	0,20	Mediana
107.....	2,26	2,32	0,69	0,11	2,70	2,30	0,68	0,06	0,80	0,52	0,03	0,30	Fina-mediana
108.....	1,88	2,06	0,71	0,71	3,03	2,14	0,69	0,37	0,75	0,55	0,24	0,31	Mediana-fina
109.....	2,05	2,22	0,58	0,65	3,04	2,25	0,54	0,36	0,90	0,43	0,15	0,32	Fina-mediana
Estación 26 LP 104.....	2,31	2,33	0,63	0,29	2,78	2,39	0,62	0,08	0,63	0,51	-0,03	0,33	Fina-mediana
Estación 27 100.....	2,05	2,10	0,55	0,52	3,92	2,11	0,55	0,10	0,49	0,42	0,07	0,26	Fina-mediana
101.....	2,54	2,19	0,94	-0,31	2,64	2,01	0,99	-0,53	0,59	0,62	-0,26	0,24	Fina-mediana
102.....	1,84	2,02	0,22	0,37	2,06	2,04	0,78	0,25	0,37	0,61	0,20	0,43	Mediana-fina
Estación 28 F 65.....	1,52	1,44	0,50	0,00	4,18	1,35	0,41	-0,41	1,02	0,29	-0,11	0,25	Mediana
F 66.....	1,95	2,10	0,53	0,32	2,36	2,16	0,5	-0,37	0,42	0,44	0,19	0,41	Mediana fina
F 67.....	2,68	2,65	0,48	-0,26	4,88	2,58	0,38	-0,26	1,36	0,24	-0,04	0,30	Fina
F 69.....	1,87	1,83	0,40	1,48	5,47	1,92	0,54	0,01	0,97	0,19	0,02	0,20	Mediana-fina
Estación 29 L 52.....	2,38	2,32	0,52	-0,09	1,78	2,30	0,52	-0,01	0,44	0,40	-0,06	0,32	Fina-mediana
L 58.....	1,74	1,84	0,50	0,11	3,48	1,91	0,47	0,36	0,83	0,52	0,36	0,38	Mediana-fina
L 61.....	2,24	2,14	0,77	-0,12	2,90	2,16	0,71	-0,01	0,91	0,45	-0,04	0,23	Fina-mediana
L 62.....	2,05	2,16	0,41	0,20	4,21	2,19	0,47	0,29	0,40	0,37	0,12	0,34	Fina-mediana
L 63.....	2,32	2,24	0,50	0,30	1,75	2,22	0,46	0,21	0,54	0,38	-0,10	0,30	Fina-mediana

TABLA VII
Grados de selección (Inman)

< 0,50	Selección muy buena
0,50-0,75	Selección buena
0,75-1,50	Selección moderada
1,50-3,00	Selección pobre
> 3,00	Selección muy pobre

TABLA VIII
Frecuencia de grados

Selección muy buena	6 muestras (7,1 %)
Selección buena	77 muestras (91,7 %)
Selección moderada	1 muestras (1,2 %)

Variaciones a lo largo del perfil Gral. Conesa - Faro Segunda Barranca

Basándonos en el hecho que todo sedimento transportado por un río debe mostrar una disminución de tamaño y una selección progresiva en la dirección de la corriente (Pettijohn, 1957), se ha tratado de determinar alguna variación de las propiedades escalares en nuestras sedimentitas. Tres elementos han sido considerados: tamaño, mediana y selección, cuyas variaciones son representadas en los diagramas respectivos (fig. 4).

El primer diagrama (fig. 4 A) no muestra una variación definida, pero el segundo (fig. 4 B), confeccionado en base al uso del percentil de 5 % de las curvas acumulativas a los efectos de uniformar los datos, muestra una tendencia a la disminución. Asimismo (fig. 4 C) se ha determinado un aumento gradual del grado de selección en dirección hacia el Este. Cabe aclarar que los picos anormales que pueden advertirse en los diagramas son resultado, en parte, de la escasez de datos de algunas estaciones.

Variación vertical de algunos parámetros estadísticos

A fin de establecer algún tipo de variación en las psamitas rionegrenses, de estaciones bien representativas por la disposición y proporción de muestras tomadas, se confeccionaron varios diagramas, mostrando los cambios verticales de los valores de mediana y tamaño máximo (percentil de 5 %). Con la excepción de las estaciones de

la "Barranca Sur" y probablemente la n° 4 (Ea. Gazzo), en las demás las variaciones de mediana, en apariencia erráticas, en conjunto presentan una tendencia poco marcada a la disminución hacia los términos superiores de las barrancas. Por otra parte, se ha determinado un aumento (menos en la estación n° 11) del tamaño máximo de las psamitas hacia arriba, lo que podría reflejar un ascenso de las

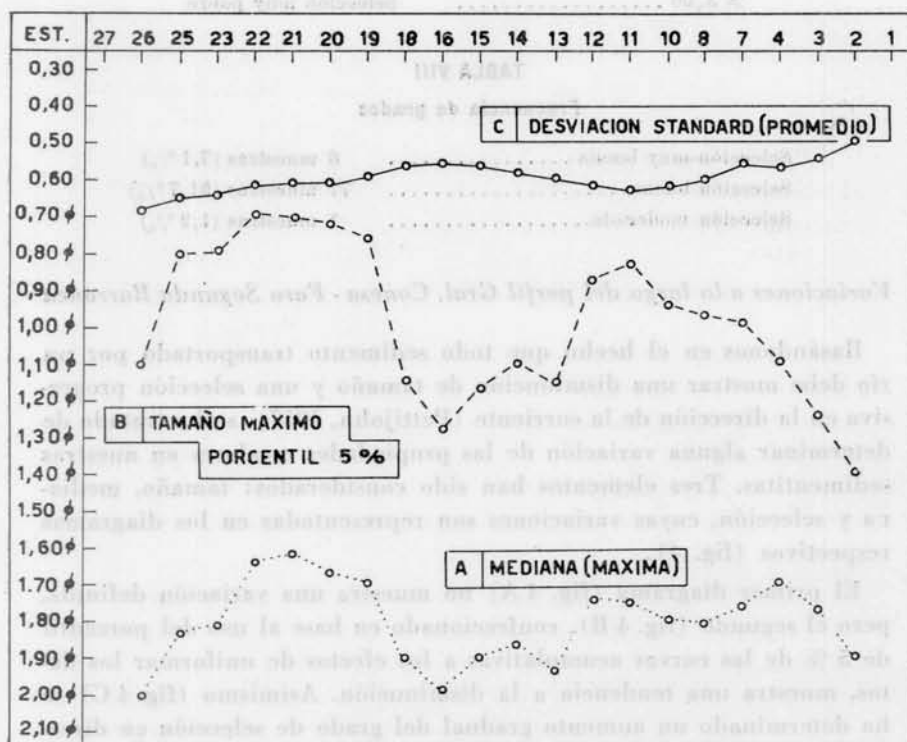


Fig. 4. — Diagrama de variación de algunas propiedades escalares

áreas de procedencia o un cambio climático hacia regímenes de mayores precipitaciones.

Schlee y Moench (1960) consideran, finalmente, que la falta de una tendencia marcada en los valores de mediana (y media) hacia arriba representan un elemento de juicio que, aplicado a las psamitas rionegrenses, confirmaría la suposición que han sido depositadas por un sistema de canales en distintos niveles dentro del espesor de la formación.

Interpretación ambiental

Frecuentemente la posibilidad de reconocer si una arena ha sido depositada en un ambiente de playa, duna o fluvial, aun en presencia de estructuras entrecruzadas u otras más o menos distintivas de esos ambientes, no es fácil y en estos casos se han utilizado criterios de laboratorio, basados en análisis mecánicos, propiedades texturales o composición mineralógica.

Si bien uno de los factores que los sedimentólogos han utilizado con mayor frecuencia es la redondez (Mac Carthy, 1935; Russell, 1939; Pettijohn y Lundhal, 1943; Beal y Shepard, 1956; Waskom, 1953; Shepard y Young, 1961), debido probablemente a su valor incierto como elemento distintivo ambiental (Mattox, 1955; Mason y Folk, 1958), en los últimos años se ha sugerido el empleo de los parámetros texturales para distinguir arenas de playa y duna (Folk y Ward, 1957) o de duna, playa y "eolian flat" (Mason y Folk, 1958); a pesar de que su utilización es cada vez más frecuente, su validez ha sido cuestionada por Shepard y Young (1961).

En la mayoría de los trabajos consultados (que representan sólo una parte de la bibliografía existente) hemos podido advertir que se comparan arenas de playa y duna, pero raramente éstas con aquellas fluviales. Es por esta razón que se ha adoptado el breve pero esencial trabajo de Friedman (1961), pues viene a cubrir un claro bastante notable en la investigación de ambientes de sedimentación, al comparar arenas eólicas, de playa y fluviales.

En esencia, Friedman utiliza solamente la media y la desviación standard (selección) para distinguir las arenas fluviales de las eólicas. La asimetría no sería significativa por el hecho que tanto las arenas fluviales como las eólicas muestran, salvo algunas excepciones, asimetría positiva y ésta puede ser también negativa cuando las arenas contienen más del 5 % de clastos mayores de 1 phi (500 micrones). Como un 20 % de las arenas analizadas sobrepasan el límite, es probable que sean responsables, al menos en parte, de las variaciones en el signo de los valores de asimetría hallados.

No obstante, un factor de importancia que condiciona la distribución de las arenas en tres campos que corresponden, respectivamente, a arenas fluviales, eólicas y de mezcla (fig. 5), al oponer los parámetros antes mencionados, es la tendencia observada en las are-

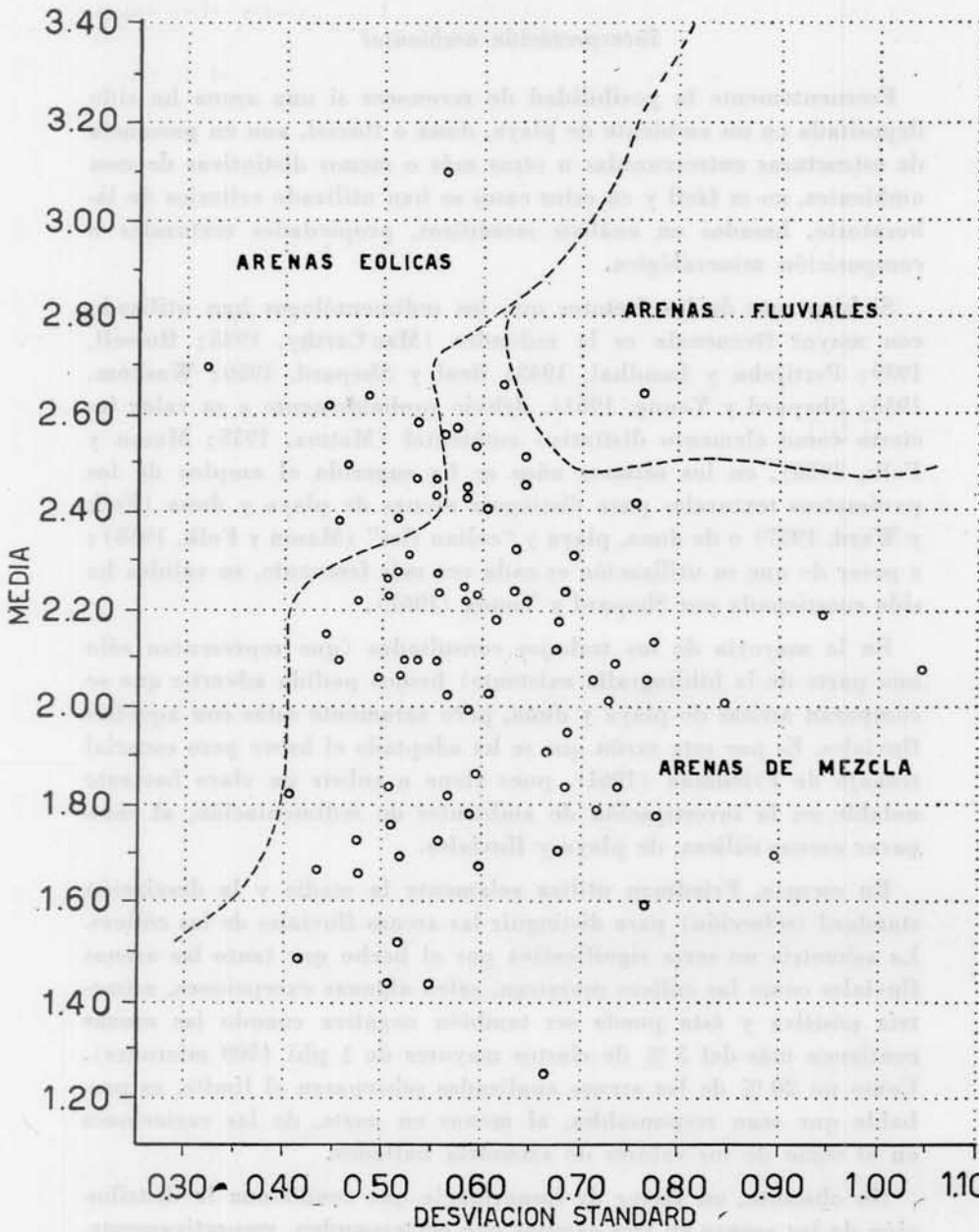


Fig. 5. — Distinción de arenas eólicas (duna) y fluviales por oposición entre el primer momento (media) y el segundo momento (desviación standard o selección), usando escala phi

nas eólicas de ser más seleccionadas que las fluviales (Friedman, 1961).

Ubicadas las muestras de la Formación Río Negro en el diagrama

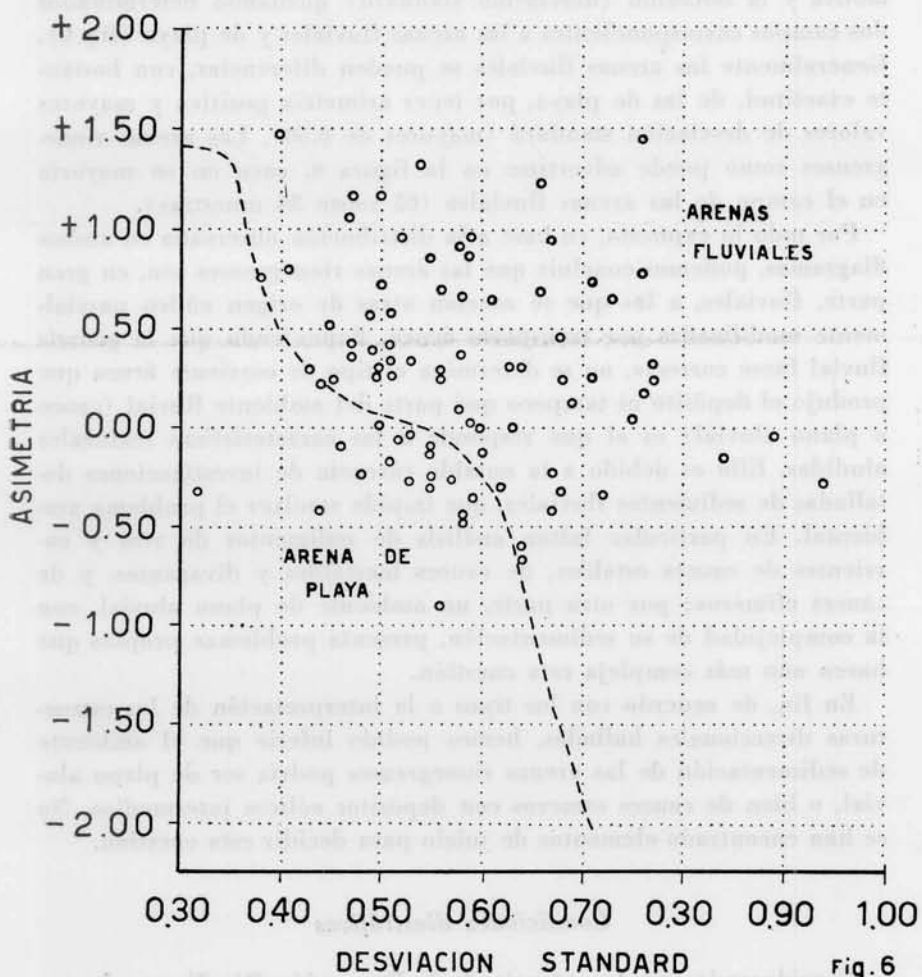


Fig. 6. — Distinción de arenas fluviales y de playa, por oposición entre el segundo momento (desviación standard o selección) y el tercer momento (asimetría), usando escala phi.

de Friedman hemos encontrado que 72 muestras (85,6 %) caen en el campo de las arenas de mezcla, 11 (13,1 %) en el de arenas eólicas y sólo 1 (1,3 %) en el de arenas fluviales. Asimismo 70 de las 84 muestras analizadas tienen una desviación igual o mayor de 0,50,

valor límite que, según Friedman (1961), separa las arenas fluviales de aquellas de dunas costeras, lacustres y de barras litorales.

Como dato complementario se contrastó (Friedman, 1961) la asimetría y la selección (desviación standard) quedando determinados dos campos correspondientes a las arenas fluviales y de playa (fig. 6). Generalmente las arenas fluviales se pueden diferenciar, con bastante exactitud, de las de playa, por tener asimetría positiva y mayores valores de desviación standard (mayores de 0,50). Las arenas rionegrenses como puede advertirse en la figura 6, caen en su mayoría en el campo de las arenas fluviales (65 sobre 84 muestras).

Por todo lo expuesto, en base a la distribución observada en ambos diagramas, podemos concluir que las arenas rionegrenses son, en gran parte, fluviales, a las que se asocian otras de origen eólico parcialmente modificadas por transporte áeueo. Suponiendo que la génesis fluvial fuese correcta, no se determina el tipo de corriente áeuea que produjo el depósito ni tampoco qué parte del ambiente fluvial (cauce o plano aluvial) es el que responde a las características texturales aludidas. Ello es debido a la notable carencia de investigaciones detalladas de sedimentos fluviales, que impide resolver el problema ambiental. En particular faltan análisis de sedimentos de ríos y corrientes de cauces estables, de cauces inestables y divagantes, y de cauces efímeros; por otra parte, un ambiente de plano aluvial, con la complejidad de su sedimentación, presenta problemas propios que hacen aún más compleja esta cuestión.

En fin, de acuerdo con los tipos o la interpretación de las estructuras direccionales halladas, hemos podido inferir que el ambiente de sedimentación de las arenas rionegrenses podría ser de plano aluvial, o bien de cauces someros con depósitos eólicos intermedios. No se han encontrado elementos de juicio para decidir esta cuestión.

Condiciones diastróficas

Considerando que la potencia de la Formación Río Negro alcanza a 150 metros (Wichmann, 1918) en nuestra zona, y basándonos en las conclusiones a que arribaron Busch (1954) y Peper et al. (1954) en sus investigaciones en formaciones sedimentarias con más de 60 metros de potencia, puede deducirse que hubo un proceso simultáneo de depositación y lenta subsidencia, esta última probablemente relacionada con la actividad tectónica de la cuenca del Colorado (denominación de Criado Roque et al., 1960). Si esta posibilidad es cierta,

la distribución de los cursos de agua que depositaron las arenas rionegrenses debe haber quedado limitada por el hundimiento de la cuenca, por lo que podría agregarse un elemento diastrófico a nuestra interpretación ambiental.

Composición mineralógica de las psamitas rionegrenses

Si bien hasta el presente no se ha efectuado ninguna investigación petrográfica detallada de los terrenos rionegrenses, la comparación de los antecedentes hallados en la literatura sobre la naturaleza de las psamitas (D'Orbigny, 1842, sobre observaciones de M. Cordier; Wichmann, 1918; López Alaniz, 1954 y Teruggi et al., 1957, 1959 y 1964) con las conclusiones obtenidas en este trabajo, permite sin dificultad advertir una homogeneidad composicional bastante marcada. En efecto, las psamitas analizadas están constituidas en buena parte por pastas volcánicas (ácidas muy subordinadas a las básicas), plagioclasas básicas (labradorita) o intermedias (andesina), abundante magnetita o hipersteno y hornblenda, escaso cuarzo y feldespatos alcalinos, y variables proporciones de otros minerales pesados y accesorios (ver tabla IX).

Para el estudio mineralógico, las muestras han sido sometidas a una separación bromofórmica con el separador de Clérici, tomando en todos los análisis la fracción de 88 micrones.

Minerales livianos

Plagioclasas. — Fragmentos más o menos tabulares con aristas desgastadas o con formas angulosas o irregulares (poco frecuentes). Aproximadamente un 60 % de los granos muestra estructura zonal, siendo esta de tipo recurrente, más raramente normal. También es común observar maclas correspondientes a las leyes de albita o Carlsbad-albita, o menos frecuentemente, de Carlsbad; no fue vista la macla de periclino.

La naturaleza de las plagioclasas ha sido determinada por el método de la extinción simétrica, reconociéndose que, por lo menos en las muestras estudiadas, predominan las plagioclasas ácidas e intermedias (oligoclasa y andesina) sobre las básicas (labradorita) en proporción 2 : 1.

TABLA IX
Porcentajes de minerales livianos y pesados

Minerales	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Plagioclasa.....	27	29	28	29	20	30	46	42	48	35	6
Vidrio incol.....	9	6	22	13	62	11	11	5	8	5	3
Vidrio color.....	×	—	×	×	×	1	—	—	×	×	×
Cuarzo.....	5	1	7	5	1	7	6	2	4	5	×
Ortoclasa.....	6	×	6	3	1	×	×	4	1	3	×
Pastas.....	41	37	31	46	15	35	25	34	36	30	3
Frag. líticos.....	—	—	—	×	—	—	×	—	—	×	—
Calcita.....	×	4	—	—	—	×	—	—	—	—	×
Hipersteno.....	7	8	2	1	×	5	3	6	2	8	18
Augita.....	2	6	×	1	×	2	1	2	1	1	9
Augita titan.....	×	—	×	×	×	×	×	—	—	—	×
Hornbl. verde...	×	1	×	×	—	1	×	1	1	1	×
Hornbl. castaña..	1	2	×	×	×	2	×	1	1	1	2
Hornbl. ver.-az..	—	—	×	×	—	×	—	×	—	×	—
Lamprobolita....	×	×	×	×	—	×	—	×	×	×	1
Biotita.....	×	×	—	×	—	—	—	—	—	—	×
Clorita.....	—	—	—	×	—	×	—	—	—	—	—
Granate.....	×	1	×	×	—	×	×	—	×	×	2
Epidoto.....	×	×	—	×	×	×	×	—	×	1	×
Apatita.....	×	—	×	—	—	—	×	—	×	×	×
Zircón.....	×	—	×	×	×	×	×	×	—	×	2
Rutilo.....	×	×	×	—	×	×	—	—	—	—	—
Opacos.....	2	4	2	1	1	2	3	2	1	5	54

Nota. — × representa menos de 1 %.

1. Muestra P 10, Subprefectura Patagones (Violáceo claro).
2. Muestra BCM 124, Bajada China Muerta (violeta oscuro).
3. Muestra B 73, Ea. Playa Chica (Azul violáceo).
4. Muestra Cab 8, Cerro La Caballada (azul violáceo oscuro).
5. Muestra Cab 4, Cerro La Caballada (azul violáceo blanquecino).
6. Muestra El 33, « Entre Islas » (azul violáceo).
7. Muestra C 51, Calderón (gris violáceo).
8. Muestra L 62, La Lobería (gris oscuro).
9. Muestra S 23, Islote Seboli (Oeste) (gris violáceo).
10. Muestra W 34, Calderón Oeste (gris azulado pálido).
11. Muestra W 41, Calderón Oeste (verde azulado claro).

Por lo común, las plagioclasas están frescas y perfectamente limpiadas, aunque en algunas muestras, pueden aparecer algunos individuos con señales de alteración sericitica. En todas las muestras, se observaron granos del feldespato con rebordes parciales de pasta volcánica o de vidrio incoloro.

Feldespatos potásicos. — Se trata de ortoclasa y ortoclasa micropertítica (con dudas una sanidina) de hábito tabular, con escasos indicios de redondeamiento.

Los granos de feldespatos alcalinos, normalmente algo más chicos que los de plagioclasa, presentan distintos grados de alteración alofánica, que varía desde una ligera turbidez (rara vez son límpidos) hasta muy notable, donde prácticamente resulta imposible reconocer el mineral original.

Cuarzo. — Los granos de este mineral son, por lo común, subangulosos y con menos frecuencia, angulosos o subredondeados. La extinción ondulante es poco visible, pero las inclusiones son comunes, especialmente las globulares no orientadas; las sólidas son raras (apatita, rutilo).

La superficie granular presenta velos de compuestos de hierro (hematita o limonita) que corresponden a los que Radezewski (1939) denomina cuarzo del desierto (“Wüstenquartz”).

Vidrio volcánico. — Es un componente que se encuentra en todas las muestras sin excepción, pero en cantidades variables.

Aparece bajo tres formas distintas: *a)* trizas poco desgastadas o algo redondeadas, perfectamente isótropas, sin estructuras o raramente de tipo agrietado; *b)* trizas irregulares, con variable alteración montmorillonítica y estructura fluidal, y *c)* trizas algo redondeadas o irregulares, isótropas, de color crema (el índice es mayor que el de las otras variedades). Predomina el vidrio incoloro (variedades *a* y *b*), seguidos por el color “crema” (*c*) y otros caramelo claro a castaño (variedades de *a*).

Pastas volcánicas. — Forman granos más o menos redondeados, a veces muy opacos, pues están alterados en sustancias arcillosas o penetrados por óxidos de hierro.

Corresponden, sin excepción, a dos tipos de vulcanitas: riolíticas y andesítico-basálticas, por su composición y texturas. Las primeras son microgranudas o felsíticas, cuarzo feldespáticas; en tanto que las se-

gundas corresponden a andesitas básicas o basaltos, con texturas intergranulares, pilotácicas, hialopílicas (raras) y hialoofíticas (raras). Las pastas andesítico-basálticas exceden notablemente a las de composición riolítica.

Alteritas. — Son granos bastante redondeados, opacos o débilmente translúcidos que, a luz reflejada, tienen aspecto lechoso o amarillento hasta rojizo por impregnación con compuestos férricos. No se ha podido reconocer con exactitud su naturaleza original, aunque suponemos que derivan de la descomposición de pastas volcánicas o de feldspatos alcalinos (ver también Teruggi et al., 1957).

Clastos líticos no volcánicos. — Representados por escasa calcedonia incolora, subredondeada.

Minerales pesados

Hipersteno. — Es el más abundante y se presenta en cristales euedrales de hábito prismático largo o corto, acompañados de cierta proporción de granos redondeados, raramente ovoidales; asimismo, suelen encontrarse granos quebrados, angulosos a subredondeados.

En base a su pleocroísmo típico pueden reconocerse dos variedades, poco pleocroico (gris verdoso pálido a rosado pálido) y muy pleocroico (verde vivo a verde rojizo intenso), que refleja un mayor contenido de moléculas de hierro. No es raro que contengan inclusiones poco abundantes y sin orientación de magnetita y cristalinas incoloras. Las variedades poco pleocroicas presentan a veces (1 % del total) los extremos aserrados (solución interestratal) y crecimientos secundarios incoloros (?). Las dos variedades de hipersteno están perfectamente frescas, sin presentar ninguna señal de alteración.

Augita. — Sigue en abundancia al hipersteno. Los individuos presentan formas prismáticas redondeadas hasta ovoidales (menos frecuentes) de color verde no pleocroicos. Presenta ocasionales inclusiones opacas (magnetita) o aciculares transparentes.

En proporciones escasas se ha encontrado una variedad gris rosada a borraivino, algo más birrefringente, que hemos considerado como augita titanada.

Al igual que el piroxeno rómbico, la augita común (y la titanada) no presentan señales de alteración.

Anfiboles. — Subordinados a los piroxenos y opacos, están representados por hornblenda común y lamprobolita. Ambos aparecen como cristales prismáticos, casi siempre con signos de redondeamiento, y más raramente con formas ovoidales.

En base a su color y pleocroísmo hemos distinguido tres variedades de hornblenda común: verdosa, castaña y verde azulada, en orden de abundancia. Los anfíboles muestran, aún en los granos bien redondeados, una frescura perfecta. Las inclusiones son raras (magnetita).

Opacos. — La determinación exacta de estos minerales no ha sido efectuada, ya que no se hicieron separaciones magnéticas y sólo se los observó a luz reflejada. La mayoría de las veces presentan formas irregulares, menos comúnmente con caras cristalinas (euedrales), o redondeadas, de dimensiones menores a la de los demás minerales pesados. A la luz reflejada, al parecer la mayoría corresponden a magnetita (algo hematitizada), limonita y escaso leucoxeno (?). Probablemente se incluyen aquí una pequeña cantidad de clastos de vulcanitas ferruginosas alteradas.

Granates. — Aunque en reducidas proporciones se hallan en todas las muestras. Predomina una variedad incolora, raramente rosado pálido, que se presenta en granos irregulares, por lo común subangulosos, aunque los hay redondeados. La mayoría de los individuos presentan fracturas concoideas, mientras que el resto tiene la superficie cachada o cubierta de eminencias algo algudas (solución interstratal).

Otros minerales. — Con porcentajes sumamente reducidos se encuentran: escamillas de *biotita* castaña, de contorno redondeado y sin señales de alteración; granos prismáticos angulosos hasta subredondeados de *zircón* incoloro o débilmente rosado, a veces fracturados; granos angulosos de *rutilo*; *apatita* redondeada a bien redondeada sin señales de alteración y *pistacita*, en granos irregulares o prismáticos relativamente redondeados, de color verde amarillento, a veces algo turbio.

Redondez y esfericidad de las psamitas

En general, los granos de la fracción de 88 micrones utilizada en las determinaciones mineralógicas, presentan un redondeamiento moderado correspondiente —comparándolos con las imágenes fotográficas de la escala de Powers (1953)— a los grados subanguloso o sub-

redondeado, con pequeñas proporciones de otros angulosos (algunos quebrados) o redondeados.

La esfericidad ha sido determinada en forma visual; aproximadamente los valores deben oscilar alrededor de 0,5 a 0,7, lo que indicaría una esfericidad poco marcada; sólo esporádicamente se alcanzan valores de 0,9 (hipersteno, apatita y opacos).

Las variaciones en redondez y esfericidad sugieren que, además de la acción de distintos agentes de transporte (ácueos o eólicos), puede haber contribución de clastos en distintos estados de evolución textural; es decir, que mientras algunos (los más angulosos) pueden haber derivado directamente de rocas madres primarias, otros (los más redondeados) provendrían de formaciones sedimentarias diversas y aún del propio material rionegrense, erosionado y retransportado por las aguas y vientos. Esta interpretación se ha visto parcialmente corroborada por el análisis de algunos fenoclastos de psamitas arcillosas castañas, que contienen granos redondeados de hipersteno y bien redondeados de apatita.

Conclusiones mineralógicas

Del estudio precedente pueden extraerse las siguientes conclusiones:

1. Las psamitas rionegrenses están formadas por minerales metaestables primarios (Pettijohn, 1957), seguidos por discretas proporciones de estables primarios (cuarzo) y escasos estables secundarios (alteritas).
2. Los minerales metaestables primarios incluyen plagioclasas frescas y algunos feldespatos potásicos, representados por ortoclasa y posible sanidina.
3. En cuarzo, subordinado a los minerales metaestables primarios, aparece en proporciones no mayores del 15 % del total de ellos.
4. Los minerales pesados, estables o metaestables, se caracterizan por su frescura. Predominan netamente los piroxenos y entre ellos el hipersteno sobre la augita (y augita titanada).
5. Los restantes minerales pesados (anfíboles, granate, micass, epidoto y otros accesorios) se hallan en proporciones reducidas.
6. El contenido de opacos es, a pesar de las variaciones observadas, relativamente abundante.

7. Los fragmentos líticos (componentes metaestables), aparecen con porcentajes variables con respecto a las plagioclasas, ya sea subordinados o predominando netamente. Si bien la tendencia no es definida, creemos que puede ser la segunda.
8. La calcita, finamente cristalina, es el único mineral que cementa las psamitas.
9. La abundancia de feldspatos y fragmentos de vulcanitas señala un alto grado de inmadurez composicional que contrasta notablemente con la moderada madurez textural, según se refleja ésta de la buena selección y la regular redondez de los granos, especialmente los minerales pesados.

Clasificación de las psamitas

Las psamitas analizadas, como puede verse en la tabla IX, contienen variables cantidades de trizas de vidrio que aparecen mezcladas con el material epiclástico. Esta característica permite asignar, en sentido amplio, las sedimentitas al grupo piroclástico y, en particular, a las *tufitas*.

Considerando la sistemática propuesta por Teruggi (1962) para las tobas y tufitas del Chubutiano, basada en la abundancia de matriz vitroclástica, la mayoría de las psamitas serían *areniscas volcánicas* (escasa base piroclástica, desde casi 0 % hasta 20 %), acompañadas por algunas *areniscas tobáceas* (matriz vitroclástica de 20 a 60 %).

GENESIS DE LAS PSAMITAS RJONEGRENSSES

Naturaleza de la asociación mineralógica

Del estudio mineralógico se puede inferir, como lo señalara López Alaniz (1954), que la mayoría de los componentes clásticos son de origen volcánico, con proporciones subordinadas de elementos piroclásticos y muy reducida intervención de minerales metamórficos.

Los minerales más abundantes, entre los livianos, son las plagioclasas de composición predominantemente intermedia (oligo-andesina) a básica (labradorita media), con zonalidad marcada, que llevan adheridas pastas volcánicas o vidrio incoloro. Todas estas características hacen suponer que han derivado de la destrucción de vul-

canitas básicas a intermedias (basaltos y andesitas), lo que concuerda con la naturaleza de una parte de las pastas volcánicas halladas, que presentan texturas hialoofíticas hasta intergranulares.

El feldespato potásico, que normalmente es ortoclasa con variable estado de alteración alofánica, puede provenir de rocas plutónicas, metamórficas o volcánicas. El hecho de que las variedades pertíticas sean escasas o falte el microclino, nos ha hecho suponer que su origen puede buscarse en vulcanitas ácidas de tipo pórfido, lo que se corrobora por la ausencia de sanidina y la abundancia de pastas felsíticas y microcristalinas (pastas de pórfido).

El escaso cuarzo, normalmente sin extinción ondulante y con inclusiones fluidas no orientadas, raramente sólidas (Keller y Littlefield (1950)), puede provenir de rocas plutónicas y/o metamórficas, o por lo menos, de rocas no afectadas por acciones dinámicas.

En cuanto al material piroclástico, está representado por las tres variedades descritas de vidrio, para las cuales hay por lo menos dos posibilidades: que provengan de vulcanitas vitrofíricas intermedias (vidrio incoloro o caramelo no alterado) o de tobas o rocas similares (vidrio incoloro semialterado con estructuras fluidales y vidrio "crema" isótropo más básico). Probablemente deban incluirse en este grupo, escasas escamillas de montmorillonita con vestigios de estructuras fluidales y alvéolos.

En lo que respecta a la asociación mineralógica de minerales pesados, también apunta a un origen volcánico. Los piroxenos, representados por hipersteno y augita verde, con escasa cantidad de augita titanada, llevan adheridos frecuentemente pastas volcánicas o vidrio incoloro, lo que constituye un buen indicio sobre su origen. En cambio el de los anfíboles, representados por hornblenda común (verde, castaña y verde azulada) y lamprobolita, es difícil de asegurar —la lamprobolita es de indudable procedencia volcánica— ya que puede provenir (la hornblenda) de rocas ígneas (plutónicas y volcánicas) como de metamórficas. Al parecer, de acuerdo al análisis de algunos rodados de pumitas blanquecinas incluidos en algunos niveles de psarmitas rionegrenses, por lo menos la hornblenda castaña proviene de la destrucción de ellos. Las restantes variedades, comparadas con el resto de los minerales pesados, tienen que provenir de vulcanitas.

Las especies opacas (magnetita y presumiblemente leucoxeno) tienen poco valor como indicadores de procedencia, debido a su amplia distribución en rocas de distinto tipo (Teruggi, 1957); al parecer,

su origen debe ser volcánico por la abundancia de fragmentos de vulcanitas que contienen magnetita.

El par granate-epidoto puede considerarse como de origen metamórfico. Los restantes minerales transparentes son sumamente escasos, con excepción de la biotita, cuyo origen más común es el magmático, aunque en nuestro caso, por su contorno redondeado, indica una procedencia piroclástica. La rareza de zircón, apatita y rutilo señalan una sugestiva ausencia, o al menos, un escaso aporte de rocas madres plutónicas o metamórficas.

Procedencia del material clástico

De acuerdo con los resultados obtenidos del estudio de paleocorrientes (véase pág. 299), la zona de aporte de material clástico debe ubicarse al oeste de nuestra zona, en dirección de los contrafuertes cordilleranos. El paso siguiente ha sido tratar de determinar los posibles tipos litológicos que han contribuido en la formación de las psamitas rionegrenses.

Del mapa geológico, compilado por Feruglio (1949-50), en escala 1 : 200.000, es posible inferir, si bien no asegurar, que pueden haber participado materiales provenientes de la destrucción de sedimentitas de los Estratos con Dinosaurios (Chubutiano) del Cretácico superior, de las Capas de Chichinales sobre el río Negro, del Eoceno inferior a Oligoceno (homologadas con las Tobas de Sarmiento, de la provincia de Chubut), y del Colloncurense (Mioceno medio), conjuntamente con material proveniente de las efusiones plioceno inferiores (quizás mioceno superiores), provisoriamente definidas como basálticas (Feruglio, 1949-50).

Nuestra impresión, a pesar de la carencia total de descripciones petrográficas de las probables formaciones madres, es que las sedimentitas colloncurenses y en parte, quizás, las vulcanitas pliocenas basálticas, son las entidades que parecen haber contribuido, con mayores posibilidades, a la sedimentación rionegrense.

Hemos basado estas posibilidades en hechos que deberán ser confirmados con estudios detallados, de campo y laboratorio.

1. La formación Colloncurá está representada por psamitas gris azuladas, intercaladas con tobas cineríticas y pumíceas de color gris, blanco y amarillento. Las tonalidades azuladas, similares a las observadas en las psamitas rionegrenses, son debidas

a la relativa abundancia de "lapilli esponjosos de basalto" que contienen (Groeber, 1946) y "aproximan" a ambas formaciones en su aspecto composicional. Por otra parte, si se acepta que la formación Colloncú formaba una cubierta más amplia (Feruglio, 1949-50), la intensa denudación sufrida puede haber provisto el material necesario para la sedimentación rionegrense.

2. Parece improbable que las formaciones cretácicas (Estratos con Dinosaurios) y terciario inferiores (Capas de Chichinales) hayan contribuido en forma apreciable a la sedimentación rionegrense, puesto que sus sedimentitas, de naturaleza epi-piroclástica, presentan colores blancos, amarillos, castaños hasta rojizos, que sugieren una composición más ácida que la correspondiente a las arenas rionegrenses. No obstante, podría sospecharse un aporte si consideramos el factor de la descomposición selectiva de los materiales (eliminación del material no basáltico).
3. Aunque no podemos precisar el volumen de material aportado por las vulcanitas basálticas pliocenas, el mismo debe haber sido efectivo si se consideran los procesos erosivos que han actuado sobre los extensos mantos que cubren la porción occidental de Neuquén y sur de Mendoza.
4. No se descartan, como posibles formaciones madres, otras sedimentarias jurásicas o cretácico inferiores.

Procesos diagenéticos

La singular frescura y falta de alteración de los minerales componentes de las psamitas rionegrenses —siendo la mayoría de ellos poco resistentes a la alteración, con elevado índice de meteorización, de acuerdo con las investigaciones de Reiche (1945)— nos permite extraer las siguientes conclusiones: 1) las rocas originarias eran frescas y se desintegraron sin alteración química; 2) los minerales no sufrieron descomposición durante el transporte, y 3) no se alteraron posteriormente o su depositación. Las dos primeras conclusiones sólo se cumplen en ambientes desérticos o glaciales, donde la acción química es reducida; la tercera conclusión está en estrecha relación con los procesos diagenéticos que, en nuestro caso, han sido muy escasos y han

afectado a algunos minerales (hipersteno, más raramente augita y granate) mediante la solución interestratal.

Tampoco se observaron en los sedimentos minerales autígenos, con excepción de calcita bajo la forma de tosca. Su formación ha sido atribuida a distintas causas, entre ellas depositación por aguas freáticas o cambios climáticos (Teruggi et al., 1957).

Relación composición mineralógica y color de las psamitas

Las observaciones de campaña han permitido comprobar que en numerosos afloramientos se intercalan, entre las psamitas azuladas o azul-violáceas, otras violetas oscuro (casi negras), azul celeste, azulado violáceo blanquecino, azul verdoso (a veces bien verdes) o anaranjadas, ocre o rojizas (estas últimas poco comunes).

Estas variaciones de color, descontada la influencia del grado de humedad de las sedimentitas, parecen responder a una modificación en la composición mineralógica o a la presencia de algún material ligante (matriz o cemento) o productos de alteración (recientemente Lerbekmo (1961) determinó que el color azul de las Blue Sandstone de California Central, se debe a fenómenos de reflexión sobre una delgada película de un montmorillonóide).

El análisis a grano suelto ha revelado que las modificaciones de color se deben a variaciones en las proporciones relativas de algunos componentes livianos (vidrio volcánico); más raramente a una elevada proporción de minerales pesados (magnetita y piroxenos), a la presencia de un pigmento ferruginoso y al cemento calcáreo contenido en los niveles toscos. Ingrassia (1950) arriba a conclusiones similares al expresar que el color de las sedimentitas "varía del azul al azul grisáceo según la cantidad de minerales opacos" que contienen y que los niveles azul pálidos están "compuestos principalmente de vidrio volcánico".

La formación Rio Negro y sus relaciones con otras formaciones comparables de Estados Unidos

El estudio efectuado recientemente en California por Lerbekmo (1961), en base a datos propios y de otros investigadores (Anderson y Arnold, 1910; Anderson y Pack, 1915; Bramlette, 1934; Allen, 1946 y Curtis, 1954) ha permitido establecer similitudes muy sugestivas entre esas formaciones norteamericanas y la nuestra.

1. Ubicación estratigráfica entre el límite Mio-Plioceno y el Plio-Pleistoceno, provisoriamente consideradas como Pliocenas en base al contenido faunístico y florístico de niveles marinos y palustres intercalados entre los sedimentos continentales.
2. Estructuras entrecruzadas de tipo artesa y tabulares.
3. Origen fluvial en sentido amplio, a veces determinado como de plano aluvial.
4. Buena selección de las psamitas e intercalación de pséfitas.
5. Color azulado de los sedimentos arenosos.
6. Composición mineralógica muy parecida. De acuerdo con las tablas IX y X, sólo se trata de modificaciones poco importantes, como ser cambios en las proporciones relativas entre hipersteno y augita, o la presencia de algunos minerales metamórficos (glaucofano, tremolita-actinolita y andalusita) no hallados en la formación Río Negro.

Relación de la Formación Río Negro con formaciones posteriores (Cuaternarias)

Por los datos obtenidos de la revisión bibliográfica, puede advertirse que la asociación mineralógica hallada en la formación Río Negro ha sido descripta también en las sedimentitas que constituyen las barrancas de la zona Mar del Plata - Miramar, que comprende una de las secciones más completas del cuaternario argentino (Teruggi, 1957; Teruggi *et al.*, 1957).

La similitud entre ambas es prácticamente completa, ya que con excepción de sus caracteres texturales, tanto las especies encontradas como su grado de alteración (poco evidente) son idénticas.

Asimismo, la asociación mencionada es frecuente en sedimentos actuales en el área bonaerense norte (Mauriño y Limousin, 1963), aunque con el agregado de otros minerales poco comunes en los sedimentos rionegrinos, como micas (especialmente muscovita, ausente de esa formación).

En base a observaciones de Teruggi *et al.* (1957) puede asegurarse que la composición mineralógica de los sedimentos pampeanos y post-pampeanos se mantiene uniforme hasta la latitud de Buenos Aires como mínimo y probablemente se extienda muchos kilómetros tierra adentro desde la costa.

TABLA X
Composición mineralógica de psamitas azuladas de California, USA (Lerbekmo, 1961)

Localidad	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Vtcl. andesíticas.....	50	54	38	48	67	40	52	53	43	8	27	45	45	51	22
Plagioc. media.....	21	20	15	13	8	24	14	26	7	13	14	9	17	11	12
Feld. potásico.....	4	3	14	6	5	9	8	4	6	11	12	5	3	2	6
Cuarzo.....	<1	18	11	11	6	19	8	3	14	27	23	19	7	12	30
Otros clastos (líticos).....	<1	11	11	7	—	5	<1	<1	13	39	21	8	7	6	24
Miner. pesados (% total)	25	23	4	15	14	3	18	14	17	2	3	14	21	18	6
Hipersteno.....	5	6	—	4	3	R	6	5	5	—	—	5	4	4	<1
Augita.....	6	6	<1	3	3	—	6	5	4	<1	—	3	4	4	<1
Hornbl. basáltica.....	3	2	1	3	1	1	<1	<1	<1	<1	—	2	3	2	2
Hornbl. marrón.....	3	1	1	3	<1	<1	<1	<1	<1	<2	—	1	3	2	1
Hornbl. verde.....	<1	<1	1	<1	<1	2	1	<1	3	<1	1	1	2	2	1
Opacos.....	8	7	1	<1	6	<1	5	3	3	<1	1	<1	4	4	1
Ep.-Clinzoisita.....	R	1	1	<1	—	<1	—	—	1	<1	<1	<1	1	—	<1
Zircón.....	R	—	R	<1	—	<1	—	—	—	<1	<1	—	R	R	R
Biotita.....	—	—	—	—	<1	—	—	—	—	<1	<1	—	R	<1	—
Granate.....	—	—	—	<1	—	R	—	—	—	<1	<1	—	—	—	—
Apatita.....	—	—	—	<1	—	R	—	—	—	—	—	—	<1	—	—
Andalusita.....	R	—	—	—	—	R	—	—	—	—	<1	—	—	—	—
Glaucófano.....	—	—	<1	<1	—	—	—	—	<1	R	<1	—	R	—	<1
Titanita.....	—	—	<1	<1	—	<1	—	<1	—	—	<1	—	<1	—	<1
Tremolita-Actinolita.....	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	<1

1. Form. Mehrten, Sierra Nevada
2. Form. Mehrten, Sierra Nevada.
3. Form. Cierbo, al norte de Mt. Diablo.
4. Form. Cierbo, al norte de Mt. Diablo.
5. Form. Neroly, al norte de Mt. Diablo.
6. Formación Cierbo, Tracy area.
7. Formación Cierbo, Tracy area.
8. Formación Neroly, Tracy area.
9. Formación Purísima, Sargent area.
10. Formación Purísima, Sargent area.
11. Formación Jacalitos, Coalinga area.
12. Formación Etchegoin, Coalinga area.
13. Formación Etchegoin, Coalinga area.
14. Formación San Joaquín, Coalinga area.
15. Formación San Joaquín, Coalinga area.

La uniformidad advertida indica que durante toda al Cuaternario (y el Terciario superior) hubo un aporte constante de materiales similares y en condiciones semejantes de transporte y depositación.

ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

En la Formación Río Negro se han reconocido, además de unas pocas de origen químico (cristales de arena, rosetas de yeso, septarios, esferulitas y nódulos calcáreos), dos tipos esenciales de estructuras mecánicas (Pettijohn, 1957), las *direccionales*, genéticamente relacionadas con corrientes que han actuado durante la depositación del sedimento (Potter y Siever, 1956) y las *deformacionales*, vinculadas a capas deformadas mediante un proceso que ha tenido lugar durante o poco después de la depositación del sedimento, lo que excluye aquellas estructuras resultantes de alteración química y cambios de volumen asociados (Potter y Pettijohn, 1963).

1. Estructuras direccionales

Estas estructuras primarias, que permiten deducir la ubicación de la zona de procedencia del material sedimentario, se clasifican según Poole y Williams (1956) en *unidireccionales* y *bidireccionales*. Entre las primeras, que pueden utilizarse para determinar dirección y sentido de una corriente, se encuentran las ondulitas asimétricas y los distintos modelos de estratificación entrecruzada; entre las segundas, que indican dirección pero no sentido, figuran las ondulitas simétricas, alineaciones de corriente y canales.

a) Estratificación entrecruzada

No obstante las numerosas investigaciones realizadas desde el siglo pasado sobre el problema de la estratificación entrecruzada respecto a su mecanismo de formación y clasificación, no se ha llegado a un acuerdo, como expresa Teruggi (1964), "para determinar cuáles son los tipos principales reconocibles ni tampoco qué características tienen importancia genética".

Las tentativas para clasificar la estratificación entrecruzada han sido realizadas en dos direcciones. Por un lado las de carácter *geométrico*, basadas en el carácter y disposición de las estructuras internas y externas (González Bonorino y Teruggi, 1952; Shrock, 1948; McKee

y Weir, 1953; Botvinkina, 1959; Potter y Pettijohn 1963) que “tenden a simplificar el problema del entrecruzamiento” (Teruggi, 1964); y por el otro, las *genétitas* que reconocen distintos tipos indicadores, presumiblemente, del agente responsables de la formación de las estructuras y del ambiente de sedimentación en que se formaron (Illies, 1949; Ruchin, 1958; Jopling, 1960; Allen, 1963).

En el análisis de las estructuras entrecruzadas de la formación Río Negro hemos adoptado la sistemática propuesta por Teruggi (1964), basada principalmente en la detallada clasificación descriptivo-geométrica presentada por Allen (1963) que aunque “no alcanza a cubrir los tipos posibles” (Teruggi, 1964), representa un gran avance en la dilucidación del complejo problema de la estratificación entrecruzada.

En esa sistemática se han considerado dos aspectos que pueden o no estar asociados en el afloramiento (Teruggi, 1964): 1) *estratos* (estructura externa), unidades de sedimentación que representan el depósito de un sedimento en un período de tiempo durante el cual persiste un determinado juego de factores sedimentarios (González Bonorino y Teruggi, 1952) y que forman ángulos bajos con el buzamiento regional de la formación, y 2) *láminas o capas de los estratos* (estructura interna) cuyos parámetros, estructura, tiempo y condiciones de formación son distintos de los del estrato que los contiene.

Combinando los dos aspectos antes considerados, de acuerdo con Teruggi (1964), se originan tres posibilidades: 1) estratos inclinados con láminas o capas inclinadas; 2) estratos horizontales más o menos concordantes con la posición original del depósito, con láminas o capas internas inclinadas, y 3) estratos horizontales sin estructuras internas (macizos).

Cabe aclarar que en todos los casos, las estructuras direccionales han sido descriptas en relación a un sistema de referencia (Potter y Pettijohn, 1963) íntimamente ligado con la dirección de transporte y la estratificación. El sistema utilizado es el de Sander (1930) modificado, de acuerdo al cual el eje *a* queda definido como paralelo a la dirección de transporte, el *b* como rumbo deposicional y el *c* simplemente perpendicular al plano formado por los otros dos ejes. A fin de asegurar la correcta interpretación de los tipos de estructuras halladas y su distribución, se ha tratado de estudiar los afloramientos en secciones *ac* o *bc*, pues un mismo conjunto de estratos puede exhibir dos tipos de estructuras según donde se los observe (Potter y Pettijohn, 1963; Poole y Williams, 1956).

Estratificación externa.— En el campo se han distinguido cuatro formas de estructuras externas:

1. *Estrato tabular* limitado por superficies más o menos paralelas consideradas no erosivas, aunque como lo señalara Illies (1949), existe la posibilidad de que sean erosivas, por lo que “esta interpretación debe tomarse con cierto recaudo” (Teruggi, 1964); esta forma puede presentar estructuras internas oblicuas u horizontales (laminación) o carecer de ellas (aspecto macizo).
2. *Estrato tabular* cuyo plano irregular, con depresiones y saliencias (además de las irregularidades correspondientes a ondulitas) que representarían un fenómeno erosivo evidente. Las estructuras internas oblicuas son comunes.
3. *Estrato lenticular* limitado por dos planos no paralelos curvos, cóncavos hacia arriba; raramente el techo alcanza a ser plano. Contiene estructuras internas oblicuas solamente.
4. *Estrato cuneiforme* delimitado por superficies erosivas planas de disposición no paralela, con estructuras internas oblicuas bien desarrolladas.

La distribución de los tipos de estratos reconocidos es bastante uniforme en las zonas recorridas. El aspecto tabular (tipo 1) presenta un mejor desarrollo en los acantilados de la “Barranca Sur”, en oposición a las barrancas fluviales donde predominan los tipos cuneiforme y lenticulares, con una variante del tipo 1 (estructuras internas replegadas) y, en menor extensión, el 2. En las barrancas litorales se han encontrado estratos del tipo 3 y 4, en proporción limitada, intercalados entre los tabulares.

En algunos casos, principalmente en las secciones superiores de las barrancas fluviales, se ha observado que los estratos entrecruzados presentan valores promedio menores de 10° , y otros mayores que alcanzan a $20-25^\circ$. Probablemente se trate de una superposición de estratificación interna con la externa, siendo 10° el valor límite entre ambas. Pettijohn (1957) aclara que buzamientos oscilantes entre 0° y 10° constituyen un buzamiento inicial, pero no una verdadera estratificación entrecruzada.

Potencia de los estratos.— El espesor de las unidades entrecruzadas, como la inclinación de las láminas o capas frontales, es otra propiedad que puede ser muy útil en la interpretación de las estructuras (Potter y Pettijohn, 1963).

En las tareas de campo se ha seguido el criterio de medir, en sección vertical, en el lugar donde han sido efectuadas las lecturas de azimut y buzamiento, la potencia de los estratos; pero, según Potter y Pettijohn (1963) parece que la medición del máximo espesor aflorante de cada unidad entrecruzada además de ser más simple de mensurar, es quizás más representativa.

Considerando el perfil General Conesa - faro Segunda Barranca, se advierte una disminución poco marcada en la potencia de los estratos (entrecruzados y macizos) hacia el este (Ea. San José y Ea. Playa Chica). La potencia máxima es de 2 metros, pero valores más frecuentes oscilan entre 1 y 1,50 metros, asociados con estratos más delgados de 0,20 a 0,50 m. Valores similares han sido hallados en los acantilados costeros, con las mismas características de alternancia.

Por su magnitud —potencia mensurable en decímetros o metros— los estratos rionegrenses corresponden a la *escala grande* de Allen (1963) y sólo una reducida proporción a la *escala chica* del mismo autor. El límite entre ambas escalas es el valor de 5 cm de espesor.

Estructuras internas (entrecruzadas). — Los planos de estratificación interna de las psamitas rionegrenses son, casi siempre, reales, es decir que se trata de verdaderos planos de discontinuidad mecánica. Contra lo que pudiera suponerse, la habitual friabilidad de las sedimentitas no constituyó problema alguno para la medición de azimutes y buzamientos.

A juzgar por los datos recogidos, las láminas o capas frontales deben su origen a cambios granulométricos y/o composiciones, a veces tan íntimamente ligados que no siempre se pudo establecer una neta diferenciación entre los mismos. Normalmente se advierte una alternancia, de capas y/o láminas de grano medio a grueso y fino a muy fino que correspondería al tipo denominado de “dos miembros” por Botvinkina (1959). Esta alternancia, hacia el Este a lo largo de las barrancas del río Negro, se hacen menos perceptibles, debido principalmente a la disminución del tamaño promedio de los elementos clásticos (esto se refleja en los histogramas de esa sección, pues son unimodales con una moda muy marcada, en tanto que las sedimentitas con buenas estructuras internas alternantes, son bimodales y hasta polimodales).

La diferenciación granulométrica, en cierta medida, parece provenir de cambios parciales en la composición mineralógica de las láminas o capas internas, principalmente el mayor contenido de ele-

mentos piroclásticos o arcillosos y, en algunos casos, la cementación calcárea en las láminas o capas de grano fino. En algunos estratos, la presencia de pequeños fragmentos de material piroclástico de color *beige* menores de 1 mm, dispuestos en finas láminas intercaladas con otras oscuras del mismo tamaño, produce una alternancia por color menos común que la granulométrica.

Resumiendo, las diferencias halladas entre capa y capa (o lámina y lámina) son debidas a diferencias granulométricas combinadas con la composición mineralógica o por cambios de color que responden a cambios mineralógicos reconocibles a simple vista.

De acuerdo con la sistemática propuesta por Teruggi (1964), en orden de abundancia, se han encontrado los tipos siguientes de estructuras internas (siempre en sección *ac* del sistema de referencia).

1. *Tangencial simple* (60 %) en el que cada lámina o capa frontal presenta la forma de un S itálica estirada y truncada en su porción superior; esta ausencia es explicada por la existencia de un proceso erosivo previo a la depositación del estrato siguiente. Se incluye aquí una variedad poco frecuente aunque muy interesante, en la que se observa una variación del ángulo de inclinación de las láminas o capas frontales dentro del mismo estrato que Botvinkina (1959) considera como una modificación (en el punto de cambio) de la velocidad de la corriente que depositó los sedimentos. El tipo *tangencial doble*, con la típica S itálica completa no ha sido hallado.
2. *Cóncavo* (35 %), correspondiente a la variedad "trough" (*artesa* según Teruggi, 1964) de McKee y Weir (1953) o de *surco* de Poole y Williams (1956): está formado por láminas o capas curvas, paralelas entre sí o algo divergentes hacia los extremos y cóncavas hacia arriba; además la superficie limitante inferior del estrato suele ser también curva (cóncava hacia arriba) y de génesis erosiva.
3. *Planar* (5 %) en el cual las láminas o capas frontales son esencialmente superficies planas, paralelas entre sí, que alcanzan techo y piso del estrato externo formando un ángulo variable. En el campo este tipo aparece siempre como líneas rectas o planos, cualquiera sea la sección en que se lo observe.

Si bien es común que los estratos entrecruzados aparezcan *agrupados* (Allen, 1963) limitados arriba y abajo por estratos porta-

dores de estructuras internas, a veces suelen hallarse estratos entrecruzados de tipo lenticular, intercalados entre estratos horizontales, configurando una estratificación *solitaria* (Allen, 1963).

Distribución de las estructuras entrecruzadas.

A los efectos de una mayor comprensión de las estructuras entrecruzadas halladas en la formación Río Negro, se ha considerado conveniente combinar los tipos de estructuras externas e internas descriptos, a manera de clasificación de campaña, dejando de lado las estructuras deformacionales que serán tratadas más adelante. Como es de suponer, entre cada uno de los tipos, existen formas transicionales no siempre fáciles de ubicar. En la sistemática presentada, el primer nombre corresponde a las estructuras externas (ver fig. 7).

- 1º Estratificación tabular - planar.
- 2º Estratificación tabular - tangencial simple.
- 3º Estratificación lenticular - tangencial simple.
- 4º Estratificación lenticular - cóncava (artesa).
- 5º Estratificación lenticular - planar.
- 6º Estratificación cuneiforme - tangencial simple.

La distribución de las estructuras entrecruzadas no es regular en las barrancas de río Negro ni en los acantilados de la "Barranca Sur". En las barrancas fluviales son frecuentes los tipos 3 y 6 que se distribuyen entre los niveles horizontales, a veces asociados con el tipo 4 (Ea. San José, Qta. Santa Quintina), menos frecuentemente con el 5 y raramente con el 1 y 2 (sólo aparecen en la Ea. San José y Ea. La Manga). Las formas precedentes son mucho más comunes en los acantilados de la costa, donde adquieren mayor desarrollo, con la participación frecuente del tipo 3.

Interpretación genética de las estructuras entrecruzadas.

Basándonos en nuestras observaciones, en cierta medida, y en las conclusiones de Witte (1916) y Wichmann (1918) tomó forma en nosotros la idea de un ambiente de depositación fluvial de los sedimentos rionegrosos. Para confirmar esa impresión de campaña han resultado esenciales la importante contribución de Ruchin (1958) conjuntamente con la sistematización de Allen (1963).

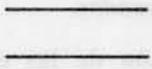












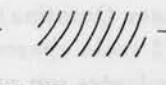
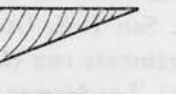
 TABULAR	 PLANAR	 TABULAR PLANAR
	 TANGENCIAL SIMPLE	 TABULAR - TANGENCIAL SIMPLE
 LENTICULAR	 TANGENCIAL SIMPLE	 LENTICULAR - TANGENCIAL SIMPLE
	 CONCAVA	 LENTICULAR - CONCAVA ARTESA
	 PLANAR	 LENTICULAR - PLANAR
 CUNEIFORME	 TANGENCIAL SIMPLE	 CUNEIFORME - TANGENCIAL SIMPLE
ESTRUCTURA EXTERNA	ESTRUCTURA INTERNA	ESTRUCTURA EXT-INT

Fig. 7. -- Sistemática de las estructuras entrecruzadas observadas en la formación Río Negro

De acuerdo con Ruchin (1958), considerando las características de las láminas o capas frontales, forma y potencia de los estratos y granulometría del sedimento, las estructuras entrecruzadas rionegrenses —mayormente lenticulares y cuneiformes, con estructuras internas tangenciales simples, acompañadas por una reducida proporción de tipos tabulares tangenciales y planares— pertenecen a formas originadas o depositadas en medio ácuco fluvial con corrientes relativamente rápidas.

Los tipos antes citados corresponden en parte a la estratificación *Omicrón* de Allen (1963) y, si no fuera por las dimensiones, a las *Mu* y *Nu* (corte ac) del mismo autor, que se forman en estratos de litología homogénea por migración de series de óndulas grandes con crestas esencialmente rectas y asimétricas.

El tipo de estratificación en artesa al parecer no es indicativo de ningún ambiente y sí un producto de ciertas condiciones de flujo (Pettijohn, 1962). Si consideramos su mecanismo de formación, cuyas etapas son erosión (formación de surcos) y relleno (con delgadas láminas o capas cóncavas dispuestas en concordancia, raramente discordantes, con la forma del fondo de los surcos), la reiteración del proceso nos conduce al tipo *Pi* de Allen (1963), para lo cual Stokes (1953) considera que responde a la presencia de zonas turbulentas o arremolinadas en la masa ácuca que fluye por la pendiente, originando el fenómeno conocido como de corte y relleno ("scour-and-fill" de Shrock, 1948).

Los tipos menos comunes (tabulares planares y tangenciales, y lenticulares planares) parecen corresponder a los tipos *Alpha*, *Beta*, *Gamma* y raramente al *Epsilon* descritos por Allen (1963), que representarían (los tres primeros) un ambiente fluvial sujeto a condiciones cambiantes en el régimen deposicional o a mudanzas de canales o torrenteras (epsilon).

El modelo *Xi* de la clasificación de Allen (1963) podría corresponder con mucha probabilidad, a aquellas estructuras que aparecen en las secciones superiores de las barrancas fluviales que habían sido consideradas como superposición de estratificación interna y externa. Si bien su origen no es bien conocido, ya que pueden formarse en playas o por migración de dunas longitudinales bajo la acción eólica (Reiche, 1939; McKee, 1940; Bagnold, 1941), las evidencias de campo favorecen la segunda posibilidad.

La interpretación de la génesis de las estructuras entrecruzadas sugiere, en conjunto, un ambiente dominado por condiciones fluvia-

les con velocidades de corrientes fluctuantes entre lentas y rápidas, a veces turbulentas, con frecuentes depósitos de óndulas y de barras aisladas. Las estructuras de probable génesis cólica, aparentemente extrañas, son relativamente frecuentes junto a otras fluviales, en ambientes de plano aluvial.

b) Ondulitas

Además de la escasa frecuencia de los hallazgos, la mayoría de las ondulitas sólo pueden ser observadas bidimensionalmente en los cortes naturales de las barrancas. Excepcionalmente, en un estrato macizo cementado por calcita que aflora a la vera del camino al cerro de la Caballada, inmediatamente a la izquierda del puente ferroviario, se ha medido el rumbo de las crestas.

Las ondulitas son, por lo común, de tipo oscilatorio, a veces con tendencia poco marcada a la asimetría. Las crestas redondeadas son más frecuentes que las agudas. Rara vez las ondulitas están marcadas por capas pelíticas más resistentes, de menos de 1 mm de espesor.

Las dimensiones de los parámetros medidos varían: longitud de onda, de 5 a 10 cm, y amplitud de onda, de 0,5 a 1 cm, en base a los cuales se calculó el índice de óndula (Bucher, 1919). Los índices obtenidos oscilan de 1 : 4 hasta 1 : 12. Como en la actualidad los investigadores no han llegado a un acuerdo respecto a la interpretación del índice de óndula, Potter y Pettijohn (1963), consideran que parece no ser significativo de ningún ambiente de sedimentación.

c) Microlaminación entrecruzada

Este tipo de estratificación, hallado en las cercanías de la Ea. La Manga, sólo aparece en psamitas finas (nuestro caso) y en pelitas y es muy parecido al tipo artesa si no fuera por su tamaño recuado (Humblin, 1961) y al tipo 1 de laminación de óndula ("ripple cross lamination") de Walker (1963). Es muy probable (Humblin, 1961) que la estructura "rib-and-furrow" (costilla y surco) de Stokes (1963) se refiera a una microlaminación entrecruzada observada en el plano *ab*.

Las mediciones han sido tomadas con muchas dificultades por tratarse de afloramientos muy deleznable, pero la estructura puede ser considerada individualmente como constituida por formas elip-

soidales de 5-20 cm de ancho y 2-3 cm de altura (cortadas sobre el plano *bc*).

La dirección preferencial observada favorece la idea del plano aluvial, en oposición a ambientes de planicie intercotidal y aún lacustres, en los que se esperaría una inversión de las estructuras (Humblin, 1961). Además, la ausencia de capas horizontales intercaladas sugiere que los sedimentos han sido transportados por corrientes que han fluído constantemente en el tiempo. Esta microlaminación representa una débil energía de transporte (Humblin, 1961; Walker, 1963) localizada en la parte más profunda de cauces fluviales, al parecer formada por migración de pequeñas óndulas asimétricas en forma de media luna o linguoides (Humblin, 1961).

d) Canales y superficies de erosión

En la sección inferior del valle del río Negro, principalmente en las barrancas ubicadas entre Carmen de Patagones y la Ea. San José (en la boca del río) (fig. 8), aparecen con cierta frecuencia canales y superficies de erosión y conglomerados de extensión lenticular cuya vinculación con dichos canales resulta a veces bastante evidente.

Los datos obtenidos en el campo han resultado insuficientes para revelar alguna orientación regional de los canales, por disponer exclusivamente de superficies bidimensionales que impiden la determinación exacta de la posición de sus ejes. No obstante, es probable que esta imposibilidad se relacione a una ausencia efectiva de orientación de los canales, que hemos inferido en nuestras observaciones.

La forma, dimensiones y demás caracteres generales exhibidos por los canales hallados en la formación Río Negro son muy variables de un punto a otro, y si a esto agregamos su distribución errática y reducida extensión del afloramiento, la posibilidad de establecer algún tipo de conclusiones queda reducida, en el mejor de los casos, al modo de relleno.

En general, sus dimensiones oscilan entre 2 y 5 metros de ancho y de 0,40 a 1,10 metro de amplitud y corresponden, de acuerdo con Bluck y Kelling (1963) a los tipos simple (amplios y suaves, con perfil en U y V, simétricos y asimétricos) y compuestos (complejos e irregulares, con dos o más lóbulos). Sólo uno de los canales hallados es compuesto (cerro de La Cabalada), en tanto que los restantes muestran formas de U amplia asimétrica (quinta Pichler, quinta Calderón, cabaña San José). No obstante su reducido tamaño —20 a

30 cm de ancho y unos pocos centímetros de amplitud (hasta 10 máximo)— es frecuente el hallazgo de canales con forma de U muy amplia simétrica, que aparecen solamente en los miembros arenosos horizontales como meras inflexiones hacia abajo de las láminas o capas y parecen haberse formado más o menos sincrónicamente con la depositación de los sedimentos.

Para finalizar, quedan aún por considerar los conglomerados lenticulares que afloran a distinta altura en las barrancas fluviales, vinculados a estratos horizontales (quinta Calderón, "Entre islas") o rellenando cauces cortados en estratos entrecruzados (Ea. El Churlaquín). Si bien es frecuente la disposición imbricada de los fenoclastos, poco es lo que puede deducirse de la distribución de los depósitos psefíticos. En nuestro caso la dirección de imbricación señala que las corrientes fluviales han fluído desde el cuadrante Oeste en sentido amplio. Además se ha podido advertir una ligera disminución del tamaño de los fenoclastos hacia el oriente, entre la Ea. El Churlaquín y Carmen de Patagones, corroborada por la medición del valor promedio (modal) de los rodados más grandes hallados en cada afloramiento.

2. ESTRUCTURAS DEFORMACIONALES

Representadas por *laminación replegada* ("convolute lamination") y *deslizamiento gravitatorio* ("slump structures"). Ambas estructuras se caracterizan por el marcado repliegue de las láminas o capas involucrando una unidad sedimentaria no deformada o más de una, respectivamente (en este caso afectan secuencias de psamitas y limolitas, y se acuñan aparentemente en uno de sus extremos). La segunda estructura ha sido hallada a 1 km de la Ea. San José, en terrenos de la Ea. Playa Chica.

PALEOCORRIENTES

MÉTODOS DE ESTUDIO

a) Campaña

La obtención de datos ha quedado restringida forzosamente a las zonas expuestas de las barrancas fluviales (entre General Conesa y Ea. Playa Chica) y en los acantilados de la costa (balneario La Lo-

bería y proximidades del faro Río Negro, en la "Barranca Sur" y en el faro Segunda Barranca), pues los demás afloramientos están cubiertos por abundantes depósitos modernos.

Las mayores dificultades surgieron con la obtención de datos, es decir resolver la cuestión del sitio y número de mediciones que debían hacerse. Dada la orientación más o menos constante de las estructuras direccionales, en la práctica hemos adoptado el sistema de tomar datos cada 2 ó 3 km en áreas de buenos afloramientos y todos los posibles en zonas desfavorables. En cada afloramiento hemos tomado una medición de cada estrato entrecruzado (Potter y Pettijohn, 1963; Teruggi, 1964) y sobre todo, no han sido omitidos estratos aunque mostraran una dirección anormal (Potter y Pettijohn, 1963).

Tal como es norma en investigaciones de paleocorrientes se han medido, de las estructuras entrecruzadas externas e internas, sus azimutes y buzamientos. En cada afloramiento o estación se llevaron a cabo de 2 a 26 mediciones; en total se analizaron los datos de 27 estaciones que representan un total de 770 mediciones de azimutes y buzamientos. La ubicación de las estaciones aparece registrada en el mapa correspondiente (fig. 8).

Las mediciones han sido efectuadas con brújula tipo Brunton en forma uniforme (Teruggi, 1964), tomando el rumbo del buzamiento (azimut) utilizando siempre el extremo norte de la aguja inmantada y midiendo con el clinómetro el ángulo vertical.

b) Laboratorio

El moderno método estadístico basado en la densidad probable sobre una esfera ("probability density on a sphere") de Fischer (1953), que Steinmetz (1962) aplica experimentalmente a problemas de mediciones de estructuras entrecruzadas, es el que hemos adoptado en nuestra investigación con excelentes resultados, similares a los obtenidos por Teruggi (1964) en su trabajo de las paleocorrientes de las cuarcitas de la serie de la Tinta.

Los fundamentos del método y su representación gráfica pueden ser consultados por el lector en la breve pero sustancial revisión de Steinmetz (1962). A los efectos de esclarecer la comprensión del método, debe señalarse que cada medición queda definida por los valores de A (azimut) y D (ángulo de inclinación), que es considerada

como un vector que apunta siempre hacia abajo (Teruggi, 1964). En base a estos valores, se procede al cálculo estadístico, mediante el que se determina por \bar{A} y \bar{D} , el vector final. Mientras \bar{A} representa la dirección promedio de las observaciones, que puede ser interpretada como la dirección principal de la corriente, \bar{D} es utilizado para ubicar un punto equivalente a un centro de equilibrio (Steinmetz, 1962). El valor \bar{D} no representa el ángulo de buzamiento promedio, que debe ser calculado aritméticamente de los valores observados en el campo.

Finalmente se calcula el radio Θ del círculo de confianza alrededor de la resultante, cuyo centro corresponde al punto de equilibrio \bar{D} , y que estima la seguridad de la resultante y la estabilidad de la corriente que produjo la estratificación (Teruggi, 1964).

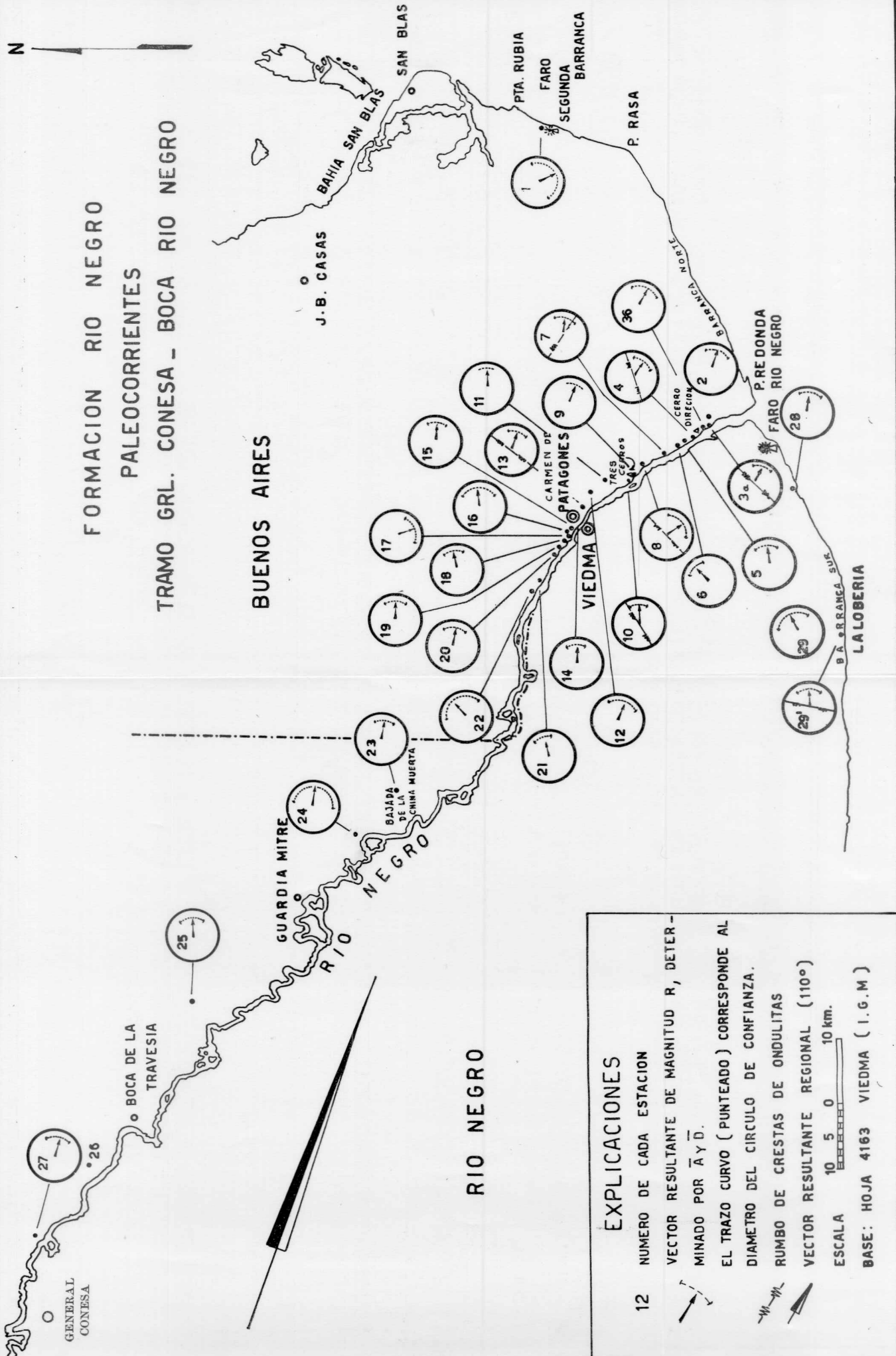
El vector resultante (definido por \bar{A} y \bar{D}) se traslada a la red de Schmidt, quedando ubicado entre el centro de la red y el extremo libre (\bar{D}) que puede aproximarse o alejarse del círculo exterior según sea menor o mayor la inclinación resultante (Teruggi, 1964).

En todos los casos se procedió a corregir la declinación magnética del lugar ($7^\circ E$), corrección que ha sido facilitada en gran medida por la ventaja que representa el tratamiento directo sobre la red de Schmidt. Debido al reducido valor del buzamiento regional —prácticamente horizontal— no se ha corregido este valor.

En las 28 estaciones pudo advertirse que a medida que los datos se hacían más dispersos, correlativamente aumentaba el valor del círculo de confianza alrededor de la resultante. Hasta aquí no existe ningún problema, ya que esa variación coincide con lo que expresara Steinmetz (1962) y representaría una distribución cada vez más irregular de las capas frontales por modificaciones en la dirección de transporte. Pero en algunas estaciones con pocas mediciones (2-5) dispersas en dos cuadrantes, el radio Θ sobrepasa en mucho la máxima dispersión de los puntos e inclusive en un caso (estación 22) no se ha podido calcular ese parámetro por tener un valor angular mayor de 90° . Al parecer el método tiene una limitación dada más que por la escasez de datos, por la dispersión de éstos.

Interpretación de los resultados

Para la interpretación de los datos disponemos de dos elementos indispensables: los vectores azimutales y los valores angulares de in-



FORMACION RIO NEGRO
PALEOCORRIENTES
TRAMO GRL. CONESA - BOCA RIO NEGRO

BUENOS AIRES

RIO NEGRO

EXPLICACIONES

- 12 NUMERO DE CADA ESTACION
- VECTOR RESULTANTE DE MAGNITUD R, DETERMINADO POR $\bar{A}Y\bar{D}$.
- EL TRAZO CURVO (PUNTEADO) CORRESPONDE AL DIAMETRO DEL CIRCULO DE CONFIANZA.
- RUMBO DE CRESTAS DE ONDULITAS
- VECTOR RESULTANTE REGIONAL (110°)
- ESCALA 10 5 0 10 km.
- BASE: HOJA 4163 VIEDMA (I.G.M.)

Fig. 8. — Mapa de paleocorrientes.

clinación, y la base para la misma es que el vector resultante de cada estación señala el sentido en que se movieron las corrientes que depositaron los sedimentos (Teruggi, 1964).

La tabla XI, confeccionada de acuerdo al esquema de Teruggi (1964), en base a los datos elaborados, consigna la ubicación y número asignado a cada estación, el número (N) de mediciones efectuadas en cada estación, los valores de \bar{A} y \bar{D} del vector resultante, el valor angular del radio del círculo de confianza (Θ), la magnitud (R) del vector resultante y el buzamiento medio determinado aritméticamente. Dos columnas han sido agregadas, indicando el buzamiento máximo de las láminas o capas frontales y el rumbo de las crestas de las ondulitas.

Algunos de estos datos se han dibujado en el mapa adjunto (fig. 8) incluyendo además la dirección de las crestas de las ondulitas; ellos son \bar{A} , \bar{D} y Θ . El vector resultante regional también se calculó con el método de Fischer (1953) y está señalado con la flecha grande.

a) Análisis de los vectores azimutales

Desde las primeras mediciones de estructuras entrecruzadas en ambientes fluviales se ha comprobado que las corrientes que depositaron los sedimentos o lo que es lo mismo, el azimut resultante de las estructuras direccionales, están dirigidas pendiente abajo, que es denominada paleopendiente ("paleoslope").

De acuerdo con nuestros resultados, la resultante regional señala que las corrientes fluyeron en una dirección bien definida y constante de rumbo casi Oeste-Este ($101^{\circ}10'$), la que confirma las ideas de los geólogos que han trabajado con la formación Río Negro. El radio del círculo de confianza, por lo general, es mediano por sus valores promedio de 40° , indicando con ello que las corrientes se desplazaron desde direcciones poco convergentes; sólo tres estaciones (n^{os} 8, 16 y 29 II) muestran valores algo mayores (más de 60°) debido a la variabilidad de las corrientes, que parecen haber actuado en más de un sector. Las demás estaciones (n^{os} 1, 22 y 25) presentan un ángulo Θ mayor de 80° que responde, como hemos indicado en otra parte del trabajo, a un problema de índole estadística derivado de la pobreza de datos.

Con respecto a la distribución de las estructuras medidas se advierte, sin considerar una pequeña cantidad (5%) de polos orientados

TABLA XI

Localidad	N	\bar{A}	\bar{D}	$\bar{\theta}$	R	(1)	(2)	(3)
1. Faro S. Barranca.....	2	147°48'	13°07'	83°30'	1,92	21°	28°	—
2. Ea. Playa Chica.....	7	112 50	17 46	27 11	5,97	15	22	—
3. Cña. San José 1.....	20	218 40	38 08	34 26	9,67	18	35	50°
Cña. San José 2.....	7	117 50	30 20	35 09	5,46	23	30	—
4. Ea. Gazzo.....	17	125 13	25 50	15 09	14,53	22	20	70
5. E. Santa Ana.....	14	90 19	38 35	39 21	7,46	20	44	—
6. Qta. Pichler.....	21	53 20	42 49	25 47	13,23	23	46	—
7. Qta. S. Quintina.....	17	108 36	34 30	22 33	12,39	24	32	125
8. Ea. E. Sacco.....	8	144 45	42 01	62 21	4,28	21	29	40
9. Isla Paloma Grande ..	3	112 00	14 26	12 40	2,97	14	16	—
10. La Manga-3 Cerros ...	22	93 52	29 48	17 50	16,73	22	33	65
11. Las Cuevas.....	17	88 20	24 16	16 01	14,29	20	32	—
12. Cantera.....	3	111 26	30 09	52 19	3,55	25	28	—
13. C° La Caballada.....	16	112 45	13 33	13 52	14,20	20	32	40
14. Subpref. Patagones...	16	88 35	34 34	25 21	11,14	23	32	—
15. Ite. Seboli E.....	9	92 02	25 07	16 48	8,22	23	30	—
16. Ite. Seboli O.....	9	83 20	37 13	63 26	4,06	21	33	—
17. I. Vinter (enfrente) ..	9	153 23	58 06	56 13	4,55	23	31	—
18. « Entre Islas »	13	91 56	24 39	20 15	10,66	20	29	105
19. Calderón E.....	10	93 06	28 10	30 41	7,34	20	33	—
20. Calderón O.....	20	97 38	35 22	28 21	11,75	20	35	—
21. El Churlaquín	26	77 52	47 25	31 14	11,92	20	34	—
22. Isla Gloria.....	6	55 29	30 14	81 16	2,94	14	17	—
23. Bda. China Muerta ...	11	101 59	22 52	26 12	8,49	17	28	—
24. Estación II.....	2	98 28	11 22	?	1,76	10	10	—
25. Estación III.....	3	93 00	12 30	30 55	2,88	12	14	—
27. General Conesa.....	9	111 25	26 09	40 00	5,93	17	25	—
28. Faro Río Negro.....	15	102 40	36 18	29 48	9,65	23	47	—
29. La Lobería I.....	8	93 55	20 04	35 17	6,11	15	22	10
La Lobería II.....	11	67 37	27 30	61 12	4,42	16	35	—
Resultante regional								
	351	110°10'	31°38'	—	27,88	21°	—	—

(1) Buzamiento promedio de capas frontales ; (2) ídem máximo ; (3) rumbo crestas de ondulitas.

en dirección opuesta a la de las paleocorrientes (Noroeste), un doble agrupamiento de ellos en los cuadrante NE y SE (15 diagramas sobre 28). Si bien la causa de tal distribución no es bien conocida, caben dos posibilidades: *a*) corrientes ácuas orientadas en esas direcciones o *b*) génesis diferentes para las dos direcciones preferidas, ácuas para las orientadas al SE y eólicas al NE. En el supuesto que los vientos hayan soplado durante la sedimentación de las arenas en la dirección que lo hacen actualmente, se encontró que la frecuencia de vientos predominantes coincide con las láminas ubicadas hacia el NE. La posibilidad aquí enunciada quedaría avalada por el hallazgo de estructuras de probable génesis eólica (véase análisis de buzamientos y estructuras direccionales). No descarto la posibilidad, señadada por Pelletier (1958), que la distribución bimodal de los azimutes observada, sea debida, al menos en parte, a un muestreo inadecuado.

La posibilidad de orientaciones opuestas ha sido explicada por la depositación a partir de cursos de agua divagantes, con meandros que cambian su curso o alcanzan el curso principal con ángulos diversos (Pelletier, 1958) y que conducen a la formación de una estructura similar a un "espinazo" de pescado, con láminas inclinadas en direcciones opuestas ("Federschichtung" de Ruchin, 1958 o "Herringbone" de los autores de habla inglesa) que no han sido observados en ningún afloramiento.

Ahora bien, los datos han sido tomados de distintos afloramientos que a pesar de mostrar valores azimutales iguales, no corresponden a un mismo proceso sedimentario sincrónico. Recordemos, al respecto, que es común la presencia de superficies de erosión y amplios canales que interrumpen estratos cada vez más antiguos. No obstante este inconveniente existe un elemento de control indudable en la intercalación marina (denominada Rionegrense marino), sobre la cual se asienta una potente serie de psamitas y pelitas que podría denominarse "serie superior" para diferenciarla de la que se encuentra por debajo de la intercalación marina ("serie inferior"). Este "basamento" aflora en la "Barranca Sur" y se hunde en las cercanías del faro Río Negro (extremo oriental de dicha barranca).

Los pocos datos que hemos tomado de las psamitas gris azuladas de la "serie inferior" en la estación 29 I (balneario La Lobería), aunque no son suficientes para asegurar una dirección, revelan una similitud deposicional con el rumbo de las estructuras de la "serie superior" (ver mapa fig. 8).

b) *Análisis de los buzamientos*

La inspección de los valores angulares de buzamiento de las láminas o capas frontales constituye otro aspecto importante en la investigación de las paleocorrientes locales (Teruggi, 1964), pues refleja la intensidad y naturaleza del movimiento del medio de transporte, ya sea ácuo o eólico (Botvinkina, 1959). Los buzamientos medidos son reales, ya que no hay deformación tectónica que obligue a efectuar correcciones; la escasa influencia de la inclinación de los estratos hacia el norte en un par de grados, es despreciable y no ha sido tomada en consideración.

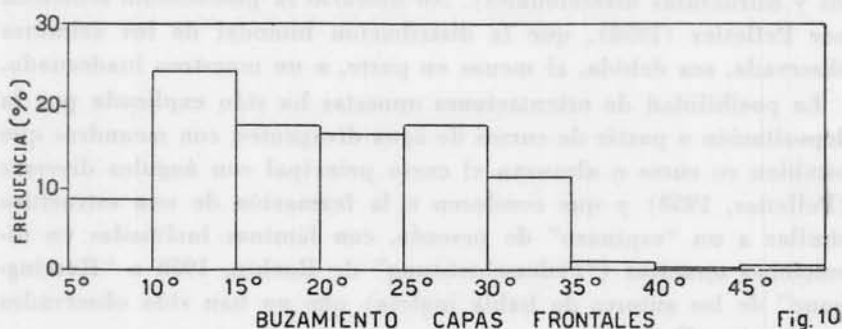


Fig. 9. — Histograma de distribución de los valores angulares de buzamiento de las capas frontales en las psamitas rionegrenses

El histograma (fig. 9) muestra la distribución de los valores de inclinación en la zona estudiada, que varían entre 6° (mínimo) y 47° (máximo). Cerca del 80 % de las mediciones corresponden a buzamientos entre 10° y 35° con un valor modal entre 10° y 15° (24,4 %) y el resto distribuido con cifras porcentuales similares entre sí. En orden de abundancia siguen las inclinaciones entre 30° y 35°, y luego entre 5° y 10°. Esta distribución es muy parecida a la obtenida por otros investigadores (Pelletier, 1958) y recientemente por Teruggi (1964) la que, según este autor, "parecería indicar cierta uniformidad en la repartición de buzamientos en la estratificación entrecruzada" en ambiente ácuo.

Asimismo se advierte en el histograma una reducida proporción (2 %) de láminas cuyo buzamiento sobrepasa los 35°. Normalmente se considera que los valores angulares correspondientes a depósitos fluviales son más bajos que los eólicos (Poole y Williams, 1956), los

que raramente exceden los 30° (Pelletier, 1958), siendo entonces considerados anormales. Al parecer (Baars, 1961) la aparición aislada de depósitos con láminas o capas frontales inclinadas con altos valores angulares (como ocurre en nuestra formación), supondría una limitada participación de sedimentos depositados por el viento en posiciones restringidas tanto lateral como verticalmente.

El valor angular promedio de 20° para los estratos entrecruzados de la formación Río Negro, coincide con los promedios registrados por otros investigadores (Potter y Pettijohn, 1963) y que varían entre 18° y 25° .

En la distribución de los buzamientos (fig. 10) (dejando de lado valores anormales de estaciones con pocos datos) a lo largo

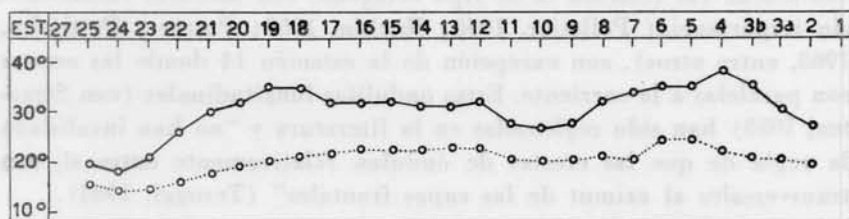


Fig. 10. — Diagrama de variación de los valores de buzamiento máximo (curva regularizada) y de buzamiento promedio en cada estación. Línea entera máximos y línea punteada valores promedio.

del valle del río Negro, desde General Conesa hasta la Ea. Playa Chica (con el agregado de los datos provenientes del faro Segunda Barranca, la estación más oriental) se advierte un ligero, pero constante aumento no sólo de los valores promedio sino también de los máximos en dirección hacia el Este, hacia la boca del río, donde se han registrado los valores individuales más altos (44° y 46°). El valor máximo (47°) fue medido en la estación 28 (faro Río Negro) fuera del perfil citado.

El buzamiento de las láminas o capas entrecruzadas está afectado por diversas variables, algunas poco conocidas en la actualidad, a causa de las cuales la interpretación que se haga adolecerá de serias fallas a menos que se puedan aislar cada una de ellas (Potter y Pettijohn, 1963); por eso, no obstante las investigaciones realizadas, "no es posible explicar satisfactoriamente los ángulos de buzamiento de las capas frontales" (Teruggi, 1964). Los valores de buzamiento es-

tán relacionados o afectados por la redondez, tamaño y grado de humedad de los componentes clásticos; por las condiciones de flujo y velocidad del agente de transporte; el ambiente de sedimentación, especialmente la profundidad del mismo y por las deformaciones pos-deposicionales (Twenhofel, 1926).

Ondulitas

Esta estructura de tipo direccional tiene un valor importante en la interpretación de las paleocorrientes de un determinado lugar. En general, como puede observarse en el mapa (fig. 9), existe una íntima relación entre el rumbo de las crestas de las ondulitas y el azimut resultante de la estratificación entrecruzada de las estaciones que las contienen. Tal relación es de tipo ortogonal con menores variaciones sin importancia (Pelletier, 1958; Ruchin, 1958; Potter y Pettijohn, 1963, entre otros), con excepción de la estación 14 donde las crestas son paralelas a la corriente. Estas ondulitas longitudinales (van Straaten, 1953) han sido registradas en la literatura y “no han invalidado la regla de que las crestas de óndulas, relativamente entre sí, son transversales al azimut de las capas frontales” (Teruggi, 1964).

Finalmente, “la buena concordancia hallada entre la estratificación entrecruzada y las ondulitas en un elemento importante, confirmatorio de la estabilidad de las corrientes” (Teruggi, 1964) que delínean el rumbo deposicional coincidente con el de la paleopendiente inclinada hacia el oriente, o sea, son paralelas a la línea de la costa.

AMBIENTE DE SEDIMENTACION DE LA FORMACION RIO NEGRO

La cuenca rionegrense

El estudio de cuencas sedimentarias y su material de relleno está íntimamente vinculado a la paleogeografía (Brinkman, 1933 y 1955; Potter y Pettijohn, 1963) y ha permitido llegar a la conclusión que no hay un principio universal que pueda ser aplicado indiscriminadamente a todas las cuencas sedimentarias (Potter y Pettijohn, 1963). Consecuentemente en los últimos años se ha prestado mayor atención al concepto de *modelo* desarrollado por Nanz en 1957. El modelo sedimentario difiere de las primeras tentativas de síntesis o análisis de cuencas, en que el sistema de paleocorrientes provee de los elementos necesarios para determinar la distribución, orientación y cons-

titución de los cuerpos sedimentarios que constituyen el relleno de la cuenca. Cualquier cambio en el sistema de paleocorrientes, con el consiguiente establecimiento de un nuevo esquema, traerá como consecuencia un nuevo modelo (Potter y Pettijohn, 1963). En general, un modelo particular puede prevalecer durante el relleno total de una cuenca, pero lo común es que no ocurra así. La hipótesis fundamental en el concepto de modelo es que existe una íntima relación entre la disposición de los elementos sedimentarios mayores de la cuenca y las estructuras direccionales, ya que ambas son producto de un esquema de dispersión único (Potter y Pettijohn, 1963).

De acuerdo a los modelos presentados por Potter y Pettijohn (1963) y en términos de sus elementos esenciales (similares para todos los modelos): forma de la cuenca, estructuras direccionales, composición de los sedimentos, sistema de paleocorrientes y caracteres tectónicos (el tamaño de la cuenca no es elementos importante), para la formación Río Negro podría considerarse, provisoriamente, como modelo más adecuado el de *cuenca intercratónica*. Ello se base en el marcado paralelismo observado entre el rumbo deposicional, la paleopendiente y el eje de la cuenca (Pryor, 1961).

Las características de los demás elementos son:

Forma de la cuenca. Oblonga haciéndose más amplia y profunda hacia el Este, hacia donde inclina. Aparentemente abierta hacia el Este y cerrada hacia el Oeste. Longitud axial poco superior al ancho máximo, probablemente con una sección transversal simétrica.

Estructuras sedimentarias. Mayormente estratos en escala grande (Allen, 1963), con estructuras entrecruzadas que reflejan una pendiente paralela al eje de la cuenca, de Oeste a Este.

Composición del relleno. Mayormente psamitas (areniscas volcánicas y areniscas tobáceas) y limolitas subordinadas (aproximadamente 20 %), sin otras variaciones en el tramo estudiado. Intercalaciones marinas en su borde abierto.

Disposición. Dispersión por medio de corrientes de agua (fluviales), a medida que la sección se ensancha, con mantenimiento del esquema fluvial. Predomina, al parecer, el relleno de material aportado longitudinalmente (a lo largo del eje de la cuenca); los aportes laterales, aunque posibles, no han sido fehacientemente determinados.

Caracteres diastróficos. Débil subsidencia de la cuenca, acompañada (?) por un débil ascenso de las áreas de procedencia.

BIBLIOGRAFIA

- ALLEN, J. R. L. (1963). *The classification of cross-stratified units, with notes on their origin*. — *Sedimentology*, vol. 2, n° 2, pp. 93-114.
- AMEGHINO, C. (1890). *Exploraciones geológicas en la Patagonia*. — *Bol. Inst. Geogr. Arg.*, vol. XI, pp. 1-46, Buenos Aires.
- AMEGHINO, F. (1898). *Sinopsis geológico-paleontológica*. — Segundo Censo de la Rep. Argentina, I, pp. 111-225, Buenos Aires.
- AMEGHINO, F. (1906). *Les formations sédimentaires du Crétacé supérieur et du Tertiaire de Patagonie*. — *An. Mus. Nac. Buenos Aires*, (3), VIII, 568 p.
- ANDERSON, R. y PACK, R. W. (1915). *Geology and oil resources of the west border of the San Joaquin Valley north of Coalinga, California*. — *Bull. U. S. Geol. Surv.*, vol. 603, 220 p.
- ARNOLD, R. y ANDERSON, R. (1910). *Geology and oil resources of the Coalinga district, Fresno and Kings Counties, California*. — *Bull. U. S. Geol. Surv.*, vol. 398, 354 p.
- BAARS, D. L. (1961). *Permian blanket sandstones of Colorado Plateau*. — *Geometry of sandstone bodies. Simposio A. A. P. G.*, pp. 179-207, Oklahoma, U. S. A.
- BAGNOLD, R. A. (1941). *The physics of blown sand and desert dunes*. — London; Methuen & Co., 265 p.
- BEAL, M. A. y Shepard, F. P. (1956). *A use of roundness to determine depositional environments*. — *Jour. Sed. Petr.*, vol. 26, pp. 49-60.
- BLUCK, B. J. y KELLING, G. (1963). *Channels from the Upper Carboniferous Coal Measures of South Wales*. — *Sedimentology*, vol. 2, n° 1, pp. 29-53.
- BOTVINKINA, L. N. (1959). *Morphological classification of bedding in sedimentary rocks*. — *Izvestiya Akad. Sci. U. R. S. S., Geol. Series*, n° 6, pp. 13-30 (traducción al inglés por Amer. Geol. Inst.).
- BRAMLETTE, M. N. (1934). *Heavy mineral studies on correlation of sands at Kettleman Hills, California*. — *Bull. Am. Assoc. Petr. Geol.*, vol. 18, pp. 1559-1576.
- BRINKMAN, R. (1933). *Über Kreuzschichtung im deutschen Buntsandsteinbecken*. — *Nachr. Ges. Wies. Göttingen, Math. - Physik. Kl., Fachgruppe IV*, n° 32, pp. 1-12.
- BRINKMAN, R. (1955). *Gerichtete Gefüge in klastischen Sedimenten*. — *Geol. Rundschau*, 43, pp. 563-568.
- BUCHER, W. H. (1919). *On ripples and related sedimentary surface forms and their paleogeographic interpretation*. — *Am. Jour. Sci.*, ser. 4, vol. n° 47, pp. 149-210 y 241-269.
- BUSCH, D. A. (1954). *Deltas significant in subsurface exploration*. — *World Oil.*, vol. 139, n° 7, pp. 95-98.
- CRIBADO ROQUE, P. et al. (1960). *Cuencas sedimentarias de la Argentina*. — *Bol. Inf. Petr.*, n° 320, pp. 1-21.
- CURTIS, G. H. (1954). *Mode of origin of pyroclastic debris in the Mehrten Formation of the Sierra Nevada*. *Univ. Calif. Publ., Dep. Geol. Sci. Bull.*, v. 29, pp. 453-502.
- DARWIN, Ch. (1846). *Geological observations in South America*. — Edición 1890 de Ward, Lock & Co., London.
- D'ORBIGNY, A. D. (1842). *Voyage dans l'Amérique Meridionale*. — Vol. III, part. III, Paris et Strasbourg.

- DOERING, A. (1882). *Informe oficial de la Comisión Científica agregada al Estado Mayor General de la Expedición al Río Negro*. — Entrega III, Geología.
- FERUGLIO, E. (1927). *Estudio geológico de la región pre- y subandina en la latitud del Nahuel Huapi*. — An. Soc. Est. Geogr., GAEA, II, 3, pp. 425-437.
- FERUGLIO, E. (1949-50). *Descripción geológica de la Patagonia*. — 3 tomos, YPF, Buenos Aires.
- FISCHER, R. A. (1953). *Dispersion on a sphere*. — Proc. Roy. Soc. London, ser. A, vol. 217, pp. 295-306.
- FOLK, R. L. y WARD, W. C. (1957). *Brazos River Bar: a study in the significance of grain size parameters*. — Jour. Sed. Petr., vol. 27, pp. 3-26.
- FRIEDMAN, C. M. (1961). *Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics*. — Jour. Sed. Petr., vol. 31, pp. 314-329.
- GONZÁLEZ BONORINO, F. y TERUGGI, M. E. (1952). *Léxico sedimentológico*. — Publ. Ext. Cult. Didact., Inst. Nac. Inv. Cienc. Nat., Bs. As., n° 6, 164 p.
- GROEBER, P. (1946). *Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 1. Hoja Chos Malal*. — Rev. Soc. Geol. Arg., I, 3, Buenos Aires.
- GROEBER, P. (1947). *Resumen preliminar de las observaciones realizadas en el viaje a la región al sur de Bahía Blanca en enero de 1947*. — Not. Mus. La Plata, t. XIV, n° 57, Geol., pp. 237-266.
- HUMBLIN, W. K. (1961). *Micro-cross-lamination in Upper Keeweenawan sediments of Northern Michigan*. — Jour. Sed. Petr., vol. 31, n° 3, pp. 390-401.
- IHRING, H. (1907). *Les Mollusques fossiles du Tertiaire et du Crétacé supérieur de l'Argentine*. — An. Mus. Nac. Bs. As., 3, VII, 611 p.
- ILLIES, H. (1949). *Die Schrägschichtung in fluviatilen und litoralischen Sedimenten, ihre Ursachen, Messung und Auswertung*. — Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, vol. 19, pp. 257-269.
- INGRASSIA, V. S. (1950). *Contribución al conocimiento geo-hidrológico del partido de Patagones (Prov. Buenos Aires)*. — Tesis Mus. La Plata, n° 167, 189 pp., La Plata.
- INMAN, D. L. (1952). *Measures for describing the size distribution of sediments*. — Jour. Sed. Petr., vol. 22, pp. 125-145.
- JOPLING, A. V. (1963). *Hydraulic studies on the origin of bedding*. — Sedimentology, vol. 2, n° 2, pp. 115-121.
- KELLER, W. D. y LITTLEFIELD, R. F. (1950). *Inclusions in the quartz of igneous and metamorphic rocks*. — Jour. Sed. Petr., vol. 19, pp. 74-84.
- KRAGLIRVICH, L. (1930). *La formación Friaseana del río Fénix, Laguna Blanca, etc. (Patagonia) y su fauna de mamíferos*. — Physis, X, pp. 127-161.
- KRUMBEIN, W. C. (1936). *The use of quartile measures in describing and comparing sediments*. — Am. Jour. Sci., vol. 32, pp. 98-111.
- LERBEKMO, J. F. (1961). *Genetic relationship among Tertiary Blue Sandstones in central California*. — Jour. Sed. Petr., vol. 31, n° 4, pp. 594-602.
- LÓPEZ ALANIZ, Y. A. L. de (1954). *Contribución al conocimiento de los sedimentos y el suelo de la alta terraza del valle del río Colorado*. — Ann. Acad. Scient. Fenn., Ser. A, III, Geol.-Geog., n° 37.
- MCKEE, E. D. y WEIR, G. W. (1953). *Terminology of stratification and cross-stratification*. — Bull. Geol. Soc. Am., vol. 64, pp. 381-390.
- MACCARTHY, G. R. (1935). *Eolian sands: a comparison*. — Am. Jour. Sci., ser. 5, vol. 25, pp. 81-95.

- MASON, G. C. y FOLK, R. L. (1958). *Differentiation of beach, dune, and aeolian flat environments, by size analysis. Mustang Island, Texas.* — Jour. Sed. Petr., vol. 28, pp. 211-226.
- MATTOX, R. B. (1955). *Eolian shape-sorting.* — Jour. Sed. Petr., vol. 25, pp. 111-114.
- MAURIÑO, V. E. y LIMOUSIN, T. A. (1962). *Los sedimentos actuales del Partido de Junín (Prov. de Buenos Aires).* — An. Prim. Jorn. Geol. Arg. 1960, t. II, pp. 203-226.
- NANZ, R. H. (1957). *Philosophy and technique for the study of sandstones (abstract).* — Inst. on Lake Superior Geol. Programm, May 1957.
- NIGGLI, P. (1938). *Zusammensetzung und der Klassifikation der Lockergesteine.* — Vortrag gehalten am Erdbaukurs der Eidg. Tech. Hochschule Zurich, 1938. S. A. Schweizer Archiv. 4.
- PELLETHIER, B. R. (1958). *Pocono paleocurrents in Pennsylvania and Maryland.* — Bull. Geol. Soc. Am., vol. 69, pp. 1033-1064.
- PEPPER, J. F. et al. (1954). *Geology of the Bedford shale and Berea sandstone in the Appalachian basin.* — U. S. Geol. Surv., Prof Paper 259 (1955).
- PETTIJOHN, F. J. (1957). *Sedimentary rocks.* — 2nd. ed., Harper & Bros., New York, U. S. A.
- PETTIJOHN, F. J. (1962). *Paleocurrents and paleogeography.* — Bull. Am. Assoc. Petr. Geol., vol. 46, pp. 1468-1493.
- PETTIJOHN, F. J. y LUNDHAL, A. C. (1943). *Shape and roundness of Lake Erie beach sands.* — Jour. Sed. Petr., vol. 13, pp. 69-78.
- POOLE, F. G. y WILLIAMS, G. A. (1956). *Dirección de transporte de los sedimentos que constituyen las formaciones triásicas y asociadas de la meseta de Colorado.* — Actas Conf. Intern. utiliz. energía atóm., vol. VI: Geol. uranio y torio. Ginebra, 1955. pp. 379-383.
- POTTER, P. E. y SIEVER, R. (1956). *Sources of basal Pennsylvanian sediments in the Eastern Interior Basin: Part I, Crossbedding.* — Jour. Geol., vol. 64. pp. 225-244.
- POTTER P. E. y PETTIJOHN, F. J. (1963). *Paleocurrents and basin analysis.* — vi, 296 p. Springer-Verlag, Berlín.
- POWERS, M. C. (1953). *A new roundness scale for sedimentary particles.* — Jour. Sed. Petr., vol. 23, pp. 117-119.
- PRYOR, W. A. (1961). *Sand trends and paleoslope in Illinois Basin and Mississippian Embayment.* — Geometry of sandstone bodies Simposio Am. Assoc. Petr. Geol., pp. 119-133.
- RADCZEWSKI, O. E. (1939). *Eolian deposits in marine sediment.* — Trask, P. D. Recent marine sediments. A symposium. Houston, Texas.
- REICHE, P. (1945). *A survey of weathering process and products.* — Univ. New México, Publ. Geol. n° 1, p. 54.
- ROTH, S. (1898). *Apuntes sobre la geología y la paleontología de los territorios del Río Negro y Neuquén.* — Rev. Mus. La Plata, t. IX.
- ROVERETO, G. (1914). *Los estratos araucanos y sus fósiles.* — An. Mus. Nac. Hist. Nat., XXV, pp. 1-247.
- ROVERETO, G. (1921). *Studi di geomorfología argentina. V. La Península Valdez.* — Boll. Soc. Geol. Ital., XXX, pp. 1-47, Roma.
- RUCHIN, L. B. (1953). *Grundzüge der Lithologie.* — 806 p., Akademie-Verlag, Berlín (traducción del ruso).

- RUSSELL, R. D. (1939). *Effects of transportation on sedimentary particles*. — Recent marine sediments. A symposium. Trask, P. D., Houston, Texas.
- SANDER, B. (1930). *Gefügekunde der Gesteine*. — 352 p., Springer, Viena, Austria.
- SCHLEE, J. S. y MOENCH, R. H. (1961). *Properties and genesis of « Jackpile » sandstone bodies*. — Simposio Am. Assoc. Petr. Geol., pp. 134-150.
- SHEPARD, F. P. y YOUNG, R. (1961). *Distinguishing between beach and dune sands*. — Jour. Sed. Petr., vol. 31, n° 2, pp. 196-214.
- SHROCK, R. R. (1948). *Sequence in layered rocks*. — 507 p., McGraw-Hill Book Co., New York.
- STEINMETZ, R. (1962). *Analysis of vectorial data*. — Jour. Sed. Petr., vol. 32, n° 4, pp. 801-812.
- STOKES, W. L. (1953). *Primary sedimentary trend indicators as applied to ore finding in the Carrizo Mt., Arizona and New México*. — U. S. Atomic Energy Comm., RME-3043, 48 pp.
- TERUGGI, M. E. (1957). *The nature and origin of Argentine loess*. — Jour. Sed. Petr. vol. 57, n° 3, pp. 322-332.
- TERUGGI, M. E. (1962). *Sobre la presencia de analcima sedimentaria en el Chubutiano del Codo del río Senguerr (Chubut)*. — Rev. Mus. La Plata, Geol., t. v, pp. 193-217.
- TERUGGI, M. E. (1964). *Paleocorrientes y paleogeografía de las ortocuarcitas de la Serie de la Tinta, prov. de Buenos Aires*. — Com. Inv. Cient. Prov. Bs. As. (en prensa).
- TERUGGI, M. E. et al. (1957). *Estudio sedimentológico de los terrenos de las barrancas de la zona Mar del Plata-Miramar*. — Rev. Mus. Arg. Cient. Nat. «Bernardino Rivadavia», Cienc. Geol. t. IV, n° 2, pp. 165-250.
- TERUGGI, M. E. et al. (1959). *Las arenas de la costa de la provincia de Buenos Aires entre cabo San Antonio y Bahía Blanca*. — Publ. LEMIT, Ser. II, n° 77, La Plata.
- TERUGGI, M. E. et al. (1964). *Las arenas de la costa de la provincia de Buenos Aires entre Bahía Blanca y Río Negro*. — Publ. LEMIT, Ser. II, n° 81, La Plata.
- TWENHOFEL, W. H. (1926). *Treatise on sedimentation*. — Williams & Williams Co., New York.
- VAN STRAATEN, L. M. J. U. (1953). *Megaripples in the Dutch Wadden sea and in the basin of Arcachon (France)*. — Geol. en Mijnbouw, vol. 15, pp. 1-11.
- WALKER, R. G. (1963). *Distinctive types of ripple-drift cross-lamination*. — Sedimentology, vol. 2, n° 3, pp. 173-188.
- WASKOM, J. D. (1958). *Roundness as an indicator of environment along the coast of Panhandle, Florida*. — Jour. Sed. Petr., vol. 28, pp. 351-360.
- WENTWORTH, C. E. (1922). *A scale of grade and class terms for clastic sediments*. — Jour. Geol., vol. 30, pp. 377-392.
- WICHMANN, R. (1918). *Estudios geológicos e hidrológicos en la región comprendida entre la boca del río Negro, San Antonio y Choel-Choel*. — An. Min. Agric., t. XIII, n° 3, 46 p.

- WINDHAUSEN, A. (1931). *Geología Argentina*. — Tomo II (Geología Histórica), Peuser, Buenos Aires.
- WITTE, L. (1916). *Estudios geológicos de la región de San Blas (partido de Patagones)*. — Min. Obras Publ. Prov. Bs. As., Dir. Geol. Min., 97 p., La Plata.
- ZINGG, Th. (1935). *Beitrag zur Schotteranalyse*. — Schweiz mineral. Petr. Mitt., Band 15, pp. 39-140.

Octubre de 1965

REVISTA DEL MUSEO DE LA PLATA (Nueva Serie), tomo V : Geología N° 36, 20 de junio de 1966
