

REVISTA
DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

S U M A R I O

OSCAR A. LOSADA, EDGARDO M. GELOS, PEDRO MAIZA Y LEANDRO BENGOCHEA, Geología de los afloramientos de caolín en la zona del Arroyo Chilquihuín, provincia del Neuquén	5
LUIS A. SPALLETTI, Estudio del glaciar septentrional del monte San Lorenzo y del río del Oro (Provincia de Santa Cruz). I. Aspectos generales. Geomorfología	17
HUMBERTO G. MARCHESI Y ELDA C. DI PAOLA, Reinterpretación estratigráfica de la Perforación Punta Mogotes N° 1, provincia de Buenos Aires, República Argentina	44
BRUNO A. BALDIS, El Devónico inferior en la Precordillera central. Parte I: Estratigrafía	53
RENATO R. ANDREIS, MARIO M. MAZZONI Y LUIS A. SPALLETTI, Estudio estratigráfico y paleoambiental de las sedimentitas terciarias entre Pico Salamanca y Bahía Bustamante, provincia de Chubut, República Argentina	85
CARLOS L. AZCUY, Palinología estratigráfica de la cuenca Paganzo	104
NOTAS BREVES:	
HUGO CORBELLA, Diseño radial de diques tráquicos en la Sierra de Apas, macizo nordpatagónico, provincias de Chubut y Río Negro, Argentina	110
FLORENCIO GILBERTO ACEÑOLAZA, Acerca de la discordancia entre los Pisos I y II de los Estratos de Paganzo en La Rioja	112
COMENTARIO:	
EDUARDO A. MUSACCHIO, Sobre algunas consideraciones estratigráficas acerca del Jurásico en Pampa de Agnia, Chubut	115
INFORMACIONES A LOS SEÑORES ASOCIADOS	116
COMENTARIOS BIBLIOGRÁFICOS	118

BUENOS AIRES
REPUBLICA ARGENTINA

1975

REVISTA
DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

This One



ZR68-BUL-U4EX

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

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

REVISTA

DE LA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

TOMO XXX

BUENOS AIRES

REPÚBLICA ARGENTINA

1975

GEOLOGIA DE LOS AFLORAMIENTOS DE CAOLIN EN LA ZONA DEL ARROYO CHILQUILIHUIN PROVINCIA DEL NEUQUEN

POR OSCAR A. LOSADA *, EDGARDO M. GELOS *, PEDRO MAIZA *
Y LEANDRO BENGOCHEA *

RESUMEN

Se estudian los afloramientos caoliníferos en la zona del arroyo Chilquihuin, prov. del Neuquén, y se describen los minerales que constituyen la mena de estos depósitos. Se demuestra la génesis hidrotermal de los mismos.

ABSTRACT

Kaolinitics outcrops are studied in the area of Arroyo Chilquihuin, prov. del Neuquén, and the ore forming minerals are described.

There is demonstrated the hydrothermal genesis of those deposits.

INTRODUCCION

El presente trabajo es parte de un informe realizado para la provincia del Neuquén, mediante un convenio entre dicha provincia y la Universidad Nacional del Sur, destinado a la exploración geológica de los yacimientos de caolín en la zona de Junín de los Andes.

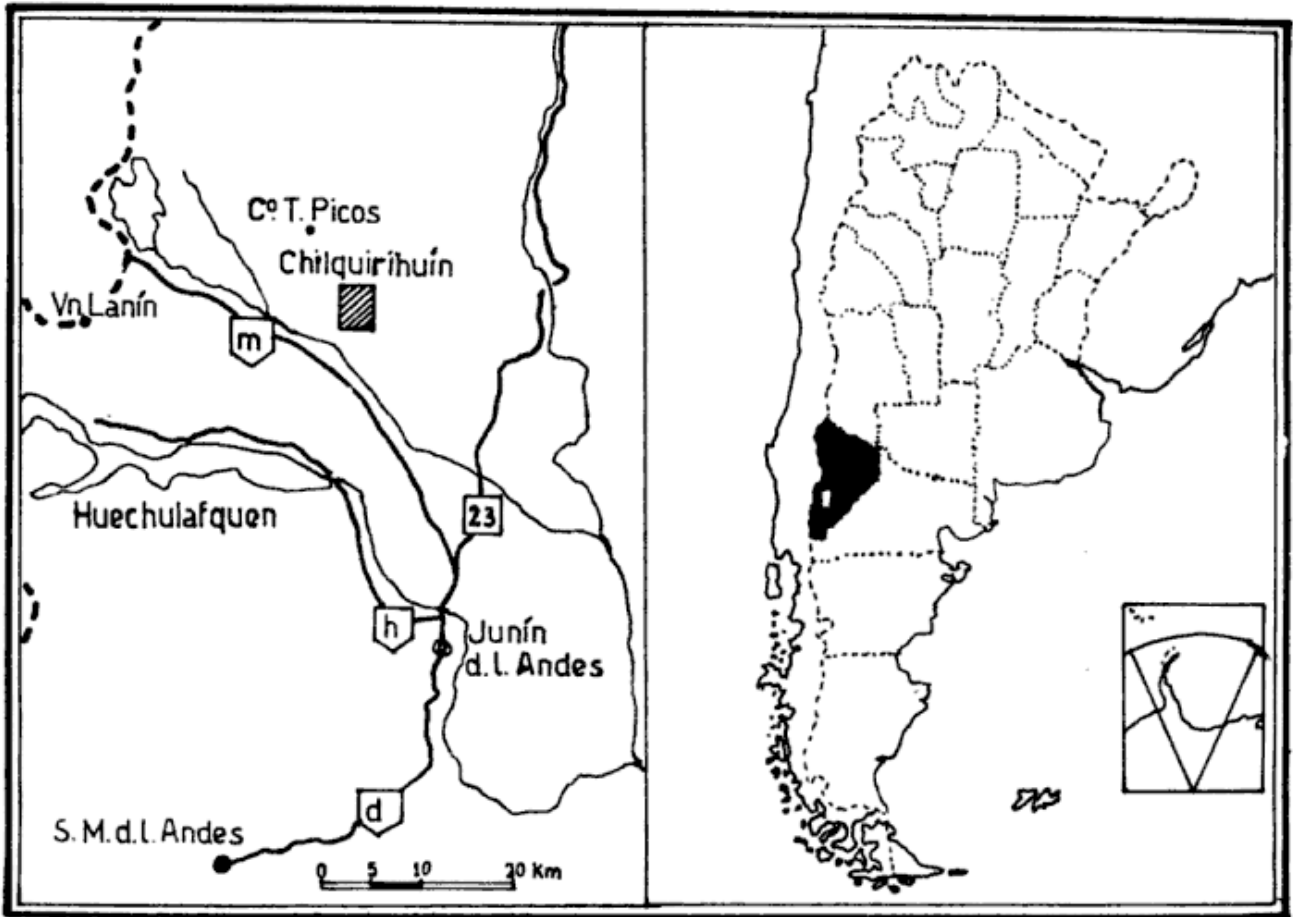
Durante la campaña se procedió al relevamiento y muestreo de los principales afloramientos y a un reconocimiento general del área, en base a la fotointerpretación efectuada previamente.

Se procedió al procesamiento de las muestras mediante microscopía óptica, rayos X, análisis térmicos diferencial, termo-balanza y análisis químicos.

* Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca.

Generalidades. La zona en estudio se encuentra ubicada en el ángulo SW de la hoja Nº 3972-29-4 del IGM, denominada "Mallín Grande", en el departamento Huiliches, provincia del Neuquén, y abarca principalmente la cuenca imbrífera del arroyo Chilquihuin. Dicha zona se encuentra aproximadamente a 50 km de la localidad de Junín de los Andes, por la ruta internacional que va a Paso Tromen, donde se encuentra la reserva indígena de Chilquihuin.

Durante la campaña se muestrearon las labores exploratorias ya existentes, realizándose perfiles tipo en las de mayor significación, tarea que se vio en parte dificultada por la escasez de destapes, el mal estado de conservación de los mismos y la presencia de cubierta vegetal densa, en algunos parajes (ver mapa de ubicación).



Mapa de ubicación

Antecedentes. De acuerdo con el cuadro estratigráfico proporcionado por Turner (1961), la zona estudiada corresponde a la Formación Auca Pan, cronológicamente ubicada en la base del Eoceno, Terciario inferior. Se apoya en discordancia tanto sobre las Formaciones Colohuincul y Huechulafquen, de edad presumiblemente precámbrica, como sobre la Formación Aluminé, perteneciente al Triásico.

Según el mencionado autor, la Formación Auca Pan está constituida por andesitas y tobas andesíticas que a veces alternan con brechas y aglomerados volcánicos compuestos por bloques de andesita cementados por tobas. El espesor estimado es de unos 700 m (Turner, 1965).

Con respecto a las manifestaciones de

caolín, Hayase y Maiza (1971) describen una amplia zona de alteración hidrotermal donde se han efectuado algunas labores de destape. Las áreas mineralizadas están en relación con mantos de tobas andesíticas que alternan con mantos de andesitas no caolinizadas. Los citados autores postulan un origen hidrotermal para los depósitos caoliníferos del área, los cuales presentan una zonación de alteración característica y que es homóloga a la observada en un distrito geotermal de Japón, cuyos yacimientos de caolín son de indiscutible origen hidrotermal. Dicha zonación es la siguiente:

- a) Zona ceolitizada
- b) Zona de nacrita pura
- c) Zona de nacrita, dickita y cuarzo
- d) Zona de montmorillonita y cuarzo.

GEOLOGIA

En la cuenca imbrífera del arroyo Chilquihuín se pudieron observar afloramientos de andesitas y tobas andesíticas, que tienen por lo general, carácter discontinuo. Las andesitas son por lo común oscuras, mientras que las tobas son de colores más claros. A veces las primeras pueden mostrar tonos claros por efecto de meteorización.

Puede observarse que los afloramientos andesíticos forman crestos discontinuos más frecuentemente en los niveles más altos o sobre algunos faldeos. El rumbo dominante es norte-sur y el buzamiento más constante es hacia el E con ángulos variados; en otros casos muestran buzamiento hacia el W.

En cuanto a las tobas, las mismas afloran igualmente en forma discontinua sobre los flancos de las quebradas, constituyendo mantos de rumbo N-S, en posición subhorizontal o con buzamiento hacia el W; en algunas quebradas forman niveles aterrazados.

Dada la discontinuidad de los afloramientos, debida en parte a la cubierta vegetal y en parte al relleno moderno que en forma de derrumbes cubre los flancos escarpados de las quebradas, no es posible observar la relación existente entre las andesitas y las tobas; en los casos en que tal cosa fue posible, aparecen mantos de tobas y andesitas alternando en forma concordante.

El total predominio de rocas tobáceas y andesíticas en el área reconocida, hace suponer de acuerdo a los estimado por Turner (1961), que el espesor de la formación es significativo.

Las zonas alteradas se reconocen en el terreno por la presencia de áreas de colores más claros y alternantes, verdes, rojizos y amarillentos, característicos de las zonas de alteración hidrotermal.

La red de drenaje es típicamente dendrítica y sus cursos principales siguen la dirección predominante N-E, lo que hace pensar en una cierta influencia o control estructural de la misma.

PETROGRAFIA

De acuerdo con el estudio microscópico, las rocas del área son principalmente andesitas y tobas andesíticas consanguíneas. Se estableció igualmente en algunos niveles, la presencia de vidrio volcánico, de distribución irregular y de difícil correlación.

La toba está constituida por abundantes granos de plagioclasa generalmente fracturada, algunos granos de augita, trizas de vidrio volcánico y abundantes opacos. Los minerales de alteración son montmorillonita y una ceolita determinada como heulandita (Comunicación verbal, Hayase-Más, 1972). Ambos son productos de alteración de la pasta predominantemente vítrea. La textura tobácea se hace más gruesa hacia las zonas más mineralizadas, pudiendo en parte estar obliterada por el grado avanzado de alteración.

La andesita está compuesta por fenocristales de plagioclasa, cuya composición varía desde una oligoclasa cálcica hasta una labradorita, según las muestras estudiadas. El mafito más común es augita. En algunos casos puede presentar otro piroxeno en granos muy pequeños y limitados a la pasta, de difícil determinación, aunque aparentemente podría tratarse de un ortopiroxeno. Tiene minerales opacos y algunas contienen algo de vidrio en la pasta. La textura varía de intersertal a pilotáxica en las distintas muestras estudiadas. En algunos casos puede presentarse heulandita como relleno de vesículas y poros.

DESCRIPCION DE LOS AFLORAMIENTOS

Se realizaron perfiles de los afloramientos más típicos, en los destapes realizados en los mismos y que se describen a continuación (ver Fig. N° 1).

El afloramiento N° 1 tiene como roca de caja una toba andesítica. Esta roca presenta una gradación de alteración que va desde una cloritización en los

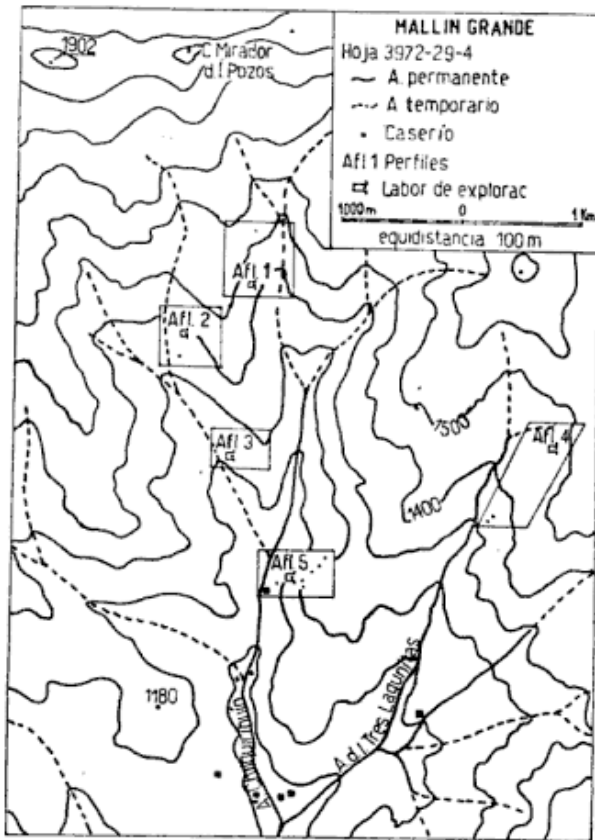


Figura 1

niveles inferiores del sitio donde se realizó la labor de exploración, hasta una intensa caolinización que borra la textura de la roca original. En la zona fuertemente caolinizada, se observa la presencia de numerosas venillas de caolín.

El afloramiento N° 2, situado al W del anterior, se halla emplazado en una toba andesítica de similares características, aunque en un nivel relativo más bajo. Aquí es posible observar con poca claridad un cierto buzamiento hacia el W o SW.

El afloramiento N° 3 se ubica en una zona de intensa alteración, manifestada principalmente en una fuerte silicificación y en menor grado, alunitización y caolinización. El afloramiento es pequeño y ha sido conservado por su carácter silicificado y representa el nivel más bajo donde se ha observado evidencia de mineralización. La intensa alteración ha borrado los caracteres de la roca ori-

ginal, aún cuando en base a los relictos de textura conservada en algunos sectores, se trataría de una toba.

El afloramiento N° 4 se ubica en el extremo NE de la zona estudiada, donde afloran andesitas y tobas consanguíneas; en estas últimas se intercalarían espesas lentes de vidrio volcánico que en parte está intensamente alterado en montmorillonita; a veces también se presentan pequeños agregados de sericita. Este tipo de alteración, solamente fue observada en esta zona. En las inmediaciones hay algunas venas de cuarzo aparentemente estéril.

El afloramiento N° 5 presenta un nivel mineralizado en la media pendiente inferior del cerro de la Cruz a unos seiscientos metros al norte de la escuela rural de la Reserva, en el cual se han realizado el mayor número de destapes. Se observa una silicificación bastante marcada y la mena caolinítica se originaría a partir de la alteración de una toba andesítica, según lo revelan los relictos texturales observados y la ausencia general de cuarzo primario.

MINERALIZACION

El estudio de las muestras de mena, permitió identificar todos los minerales que se describen a continuación.

Nacrita y dickita

Constituyen conjuntamente con la caolinita, el grupo de minerales de la familia del caolín y el método de identificación más preciso es la difracción de rayos X.

Ópticamente, el tamaño de los cristales observados en las muestras, varía entre los 2 micrones en el afloramiento N° 1, donde predomina la nacrita —lo que confiere al mineral buenas condiciones de plasticidad— hasta los 30 micrones en el afloramiento N° 5. El índice de refracción, extinción, elongación y birrefringencia para la nacrita

y la dickita de la mina Tres Picos, ya fue determinada por Hayase y Maiza (1971).

En la figura N° 2 se comparan los picos más característicos de los difractogramas de nacrita y dickita puros, con una muestra de mena.

En la figura N° 3 se presenta el gráfico del análisis térmico gravimétrico de dos muestras de menas de los afloramientos N° 1 y 5 y se los compara con el registro obtenido por Hayase y Maiza (1971) para una muestra de nacrita pura del mismo yacimiento. En general las inflexiones de las curvas de deshidratación para las temperaturas de

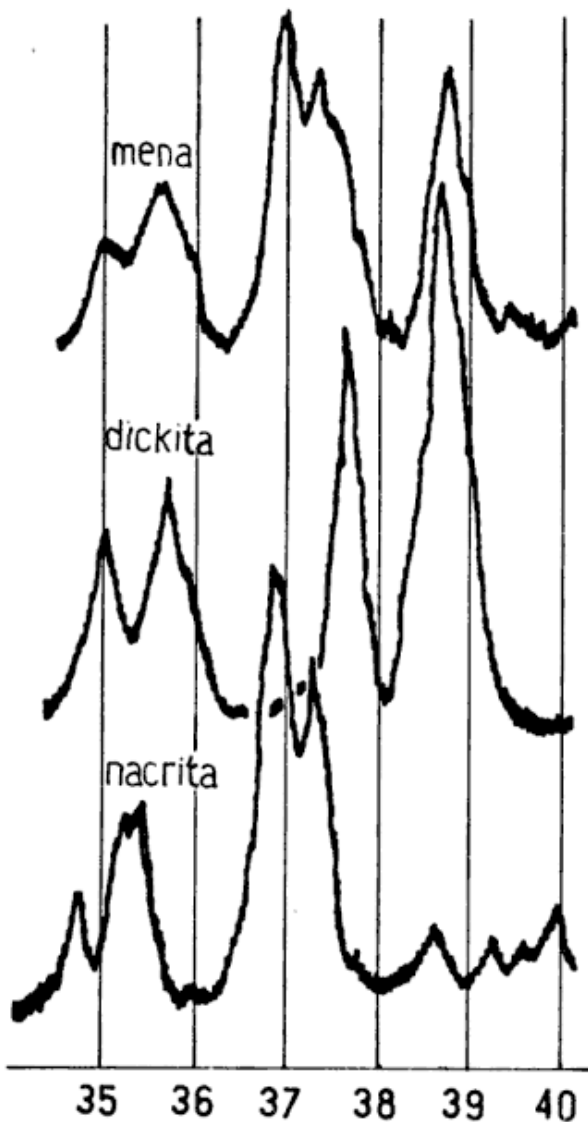


Fig. 2. — Difractogramas parciales comparativos de dickita y nacrita

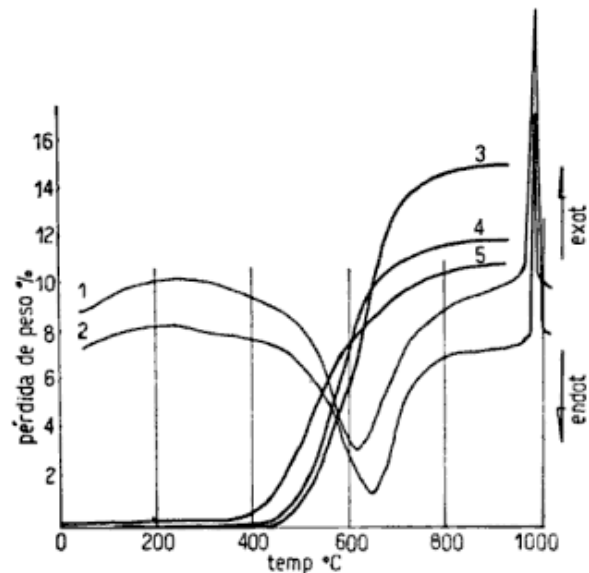


Fig. 3. — Diagramas térmico diferencial y termogravimétrico. 1, mena afloramiento N° 1; 2, nacrita Tres Picos (Hayase, K. y Maiza, P., 1971) (curva patrón); 3, idem; 4, mena afloramiento N° 1; 5, mena afloramiento N° 5.

480° C y 700° C, coinciden con las dadas por dichos autores.

En la misma figura puede observarse la comparación de las curvas del análisis térmico diferencial de una muestra de mena del afloramiento N° 1 y la correspondiente a una muestra de nacrita pura del mismo afloramiento, obtenida por Hayase y Maiza (1971). El pico endotérmico a 610° C muestra un desplazamiento a la izquierda, en comparación con el de 630° C de las curvas típicas; esto puede atribuirse al hecho de que en la mena hay una mezcla de minerales (nacrita-dickita). El pico exotérmico a 970° C aparece prácticamente superpuesto.

El análisis químico se practicó sobre una muestra representativa de la mena del afloramiento N° 1, obteniéndose los resultados que figuran en el cuadro N° 1.

Pirofilita

Se determinó su presencia en muestras de mena del afloramiento N° 2, donde aparece íntimamente asociada a

CUADRO 1

Análisis químico de la mena del afloramiento N° 1

SiO ₂	44,36 %
Al ₂ O ₃	40,58 » *
Fe ₂ O ₃	0,51 »
CaO.....	0,76 »
MgO.....	0,13 »
Na ₂ O.....	0,10 »
K ₂ O.....	0,49 »
H ₂ O(-).....	— »
H ₂ O(+).	12,75 »
Total.....	99,68 »

* Incluye TiO₂

CUADRO 2

Difractograma de rayos X de pirofilita del afloramiento N° 2

Pirofilita de Chilquihuín		Pirofilita (Sudo, 1950)	
d (Å)	I/I ₀	d (Å)	I
9,30	56	9,12	84
4,61	35	4,55	60
4,41	57	4,40	14
4,24 (+Q)	20	—	—
—	—	4,15	9
3,34 (Q)	100	—	—
—	—	3,27	6
3,071	85	3,07	100
2,540	57	2,54	10
2,414	58	2,43	12
2,279 (+Q)	5	2,30	8
2,159	14	2,17	5
2,069	16	2,09	5
—	—	2,06	7
1,979 (Q)	10	—	—
1,893	11	1,889	5
1,845	11	1,851	15
1,791 (Q)	16	—	—
—	—	1,692	4
1,652	20	1,650	9

Condiciones de difracción : Anticátodo de Cu - Filtro Ni-35 KW; 12 mA. Ranuras 1°; 0,2 mm; 1° - Constante de tiempo : 2'' - Multiplicador : 1 - Velocidad de barrido : 2°/min. Velocidad de la carta : 20 mm/min. Q, Cuarzo; (+Q), Cuarzo más pirofilita.

CUADRO 3

Difractograma de rayos X del afloramiento n° 3 (muestra n° 02140373)

Muestra N° 02140373		Tridimita ASTM 14-260		Alunita ASTM 1-8079	
d(Å)	I/I ₀	d(Å)	I	d(Å)	I
7,19 (K)	33	—	—	—	—
5,71	10	—	—	5,71	25
4,89	18	—	—	4,94	50
4,50	20	4,527	20	—	—
4,30	35	4,268	100	—	—
4,073	100	4,075	90	—	—
—	—	4,002	20	—	—
—	—	3,832	50	—	—
—	—	3,800	90	—	—
—	—	3,609	40	—	—
3,572 (K)	38	—	—	—	—
3,490	11	—	—	3,49	41
—	—	3,432	40	—	—
3,360	11	3,374	40	—	—
—	—	3,337	20	3,34	3
—	—	3,277	20	—	—
—	—	3,229	40	—	—
—	—	3,162	20	—	—
—	—	3,067	20	—	—
—	—	3,001	40	—	—
2,966	45	2,986	20	2,98	100
—	—	2,955	60	—	—
—	—	2,939	40	—	—
2,864	5	—	—	2,88	6
—	—	2,830	20	—	—
—	—	2,762	40	—	—
2,573	33	2,591	30	—	—
—	—	2,534	20	—	—
—	—	2,493	60	—	—
—	—	2,480	60	—	—
—	—	—	—	2,47	9
—	—	2,454	20	—	—
2,384	12	2,367	30	—	—
2,136	19	2,331	30	—	—
2,290	9	2,303	50	—	—
—	—	—	—	2,29	50
—	—	2,286	40	—	—
2,241	6	—	—	2,20	19
2,130	4	2,13	30	2,13	3
—	—	—	—	2,02	3
1,893	21	—	—	1,89	59
1,741	18	—	—	1,74	50
—	—	—	—	—	—

Condiciones de difracción : Anticátodo: Cu - Filtro : Ni - 35 KV ; 12 mA - Ranuras : 1° ; 0,2 mm ; 1° - Constante de tiempo : 2'' - Velocidad de carta : 20 mm/min - Velocidad de barrido : 2°/min.

(K) Mineral de caolin (la especie no se identifica por hallarse en muy baja proporción).

cuarzo secundario. Su distribución es irregular y se encuentra siempre en pequeñas cantidades. La muestra se estudió ópticamente y también por rayos X para poder diferenciarla de sericita, que igualmente se presenta en algunos niveles de este afloramiento. En el cuadro N° 2 se muestran los valores del difractograma de esta pirofilita.

Alunita

Su presencia fue detectada únicamente en el afloramiento N° 3. Su ocurrencia en yacimientos de caolín es muy importante (Hayase *et al.*, 1971) ya que permite determinar la temperatura y pH de la solución mineralizante.

Forma agregados cristalinos compactos, de hábito tabular y ópticamente muestra extinción paralela y elongación negativa; el índice de refracción es bastante mayor que el bálsamo y la birrefringencia es de 0,02.

En el cuadro N° 3 se dan los datos del difractograma de rayos X obtenido para una muestra de la mena del afloramiento mencionado, donde aparece asociada a tridimita y con escasa cantidad de un mineral de caolín, de especie no identificable.

Montmorillonita

Constituye el principal mineral de mena del afloramiento N° 4, pero en cantidades variables, se halla práctica-

mente en todas las labores de exploración realizadas en los demás afloramientos.

Se realizaron difractogramas de rayos X de la muestra natural y glicolada. En la figura N° 4 se muestran parcialmente estos diagramas, donde aparece la típica expansión de este mineral entre los valores 15,22 Å y 16,97 Å, correspondientes al plano (001).

Tridimita

Su presencia fue determinada ópticamente y confirmada mediante un difractograma de rayos X, cuyos valores están dados en el cuadro N° 3.

Aparece en los afloramientos N°s 3, 4 y 5. En el primero tiene distribución más o menos uniforme y aparece asociado en parte con alunita y en parte con caolinita. En cambio en el segundo está asociada a montmorillonita y en el último con dickita.

Cuarzo secundario

Todo el cuarzo presente en los afloramientos es de origen secundario, no habiéndose observado en ningún caso fenocristales o granos de cuarzo primario.

Microscópicamente muestra textura sacaroides, de grano pequeño, no mayor de 200 micrones, íntimamente asociado a los minerales de la mena o en finas venillas que la atraviesan. Por lo co-

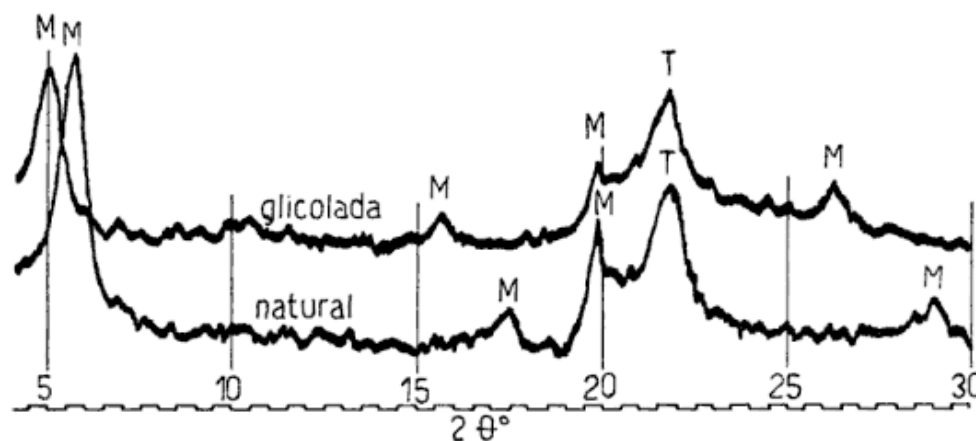


Fig. 4. — Afloramiento 4. Difractogramas parciales de montmorillonita

mún su presencia se deduce de los difractogramas de las menas, donde siempre aparece como impureza.

Otros minerales

La mena suele mostrar pigmentación rojiza debido a la presencia de minerales hidroxilados de hierro. Es probable que haya algo de titanita, si bien su presencia no es fácilmente detectable por presentarse en cristales pequeños de difícil identificación.

ZONACION DE ALTERACION

Cada una de las áreas de afloramientos estudiadas, presenta una zonación de alteración particular, cuyos lineamientos generales pueden resumirse de la siguiente forma:

Afloramiento N° 1: Se presenta un aumento del contenido de cuarzo en la parte superior e inferior de la zona mineralizada. A su vez el contenido de caolín aumenta en la parte media donde la textura de la roca es más gruesa. Más abajo el mineral de alteración es montmorillonita y en la parte superior es una ceolita. (Ver perfil en Fig. 5 y 6).

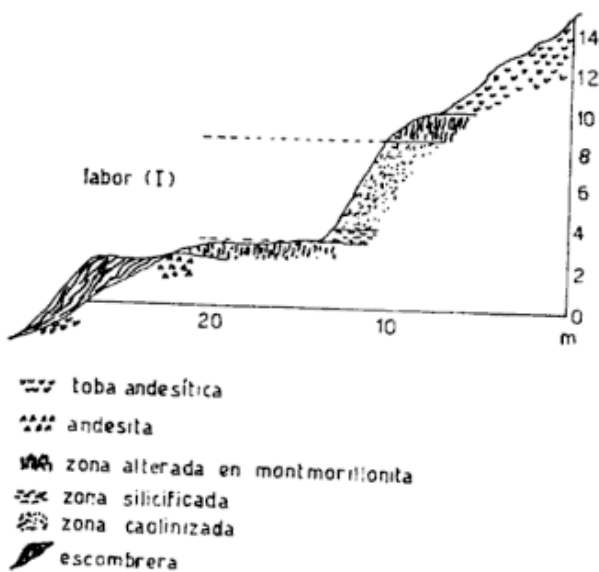


Fig. 5. — Perfil de afloramiento N° 1

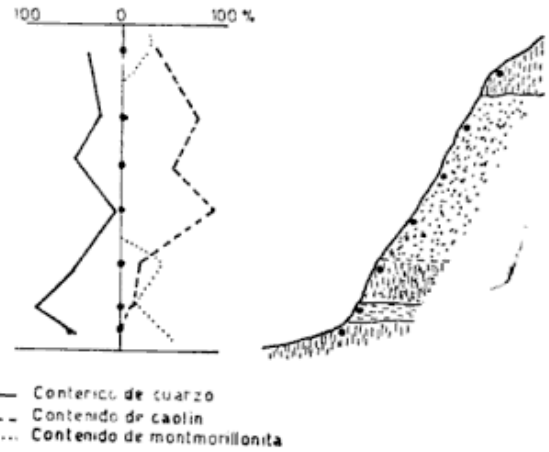


Fig. 6. — Ampliación de (I) del perfil del afloramiento N° 1

Afloramiento N° 2: En la figura N° 7 se esquematiza el perfil observado y se diagrama la variación de la mineralización determinada por difracción de rayos X. Como puede observarse, el contenido de pirofilita aumenta hacia abajo a la vez que disminuye el contenido de cuarzo.

Afloramiento N° 3: La parte superior está constituida por alunita y tridimita, en la parte media por tridimita y caolín y en la inferior predomina el caolín y hay poca tridimita.

Afloramiento N° 5: Gran parte del cuerpo mineralizado está constituido por cuarzo-dickita y algo de nacrita. Hacia abajo la roca se presenta alterada en montmorillonita y tridimita.

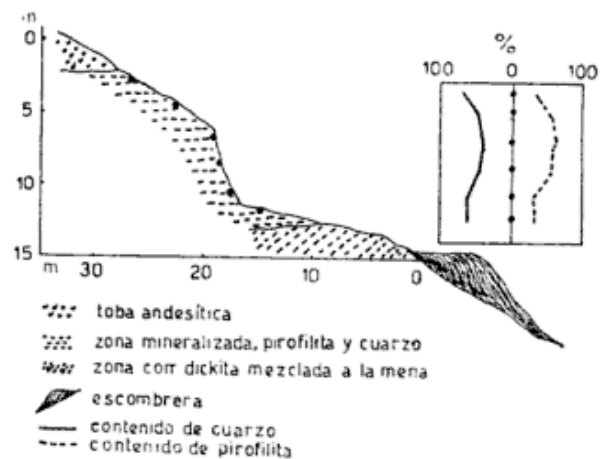


Fig. 7. — Perfil del afloramiento N° 2

Generalizando, podemos decir que la zona mineralizada ocupa una porción de un banco de toba andesítica. Esta zona está fuertemente caolinizada en aquellos lugares donde la textura es gruesa, es decir, donde la roca es más porosa. Donde la roca original fue más compacta, se silicificó. Los centros de mineralización en orden de temperaturas decrecientes, están representados por los afloramientos 2, 1, 3, y 5. El afloramiento N° 4 es considerado como alteración local de una lente de vidrio volcánico.

CONSIDERACIONES FINALES

Las siguientes consideraciones se refieren a tres aspectos principales del área estudiada: génesis, estructura y roca de caja.

Consideraciones genéticas:

Se ha determinado la presencia de varios minerales que llevan a sustentar la idea de que estos afloramientos estarían relacionados a una mineralización de tipo hidrotermal. La dickita y la nacrita son considerados, entre otros minerales, como productos típicos de la actividad hidrotermal, por Rogers (1933), Sudo (1958), Deer *et al.* (1963).

Las experiencias realizadas por Ewell e Insley (1935) permitieron establecer las condiciones de formación de la dickita. Estos autores dan los siguientes valores de cristalización: 345 a 157° C, atmósferas de presión. Por debajo de 310° C, obtuvieron caolinita. Aunque estos valores son algo elevados, puede sacarse la conclusión de que la dickita se formaría a mayor temperatura.

La pirofilita fue sintetizada por varios autores, los que dan valores oscilantes entre 300° y 350° C de temperatura de cristalización. Recientemente Tsuzuki y Mizutani sintetizaron pirofilita a partir de alteración de sericita en solución ácida y obtuvieron los si-

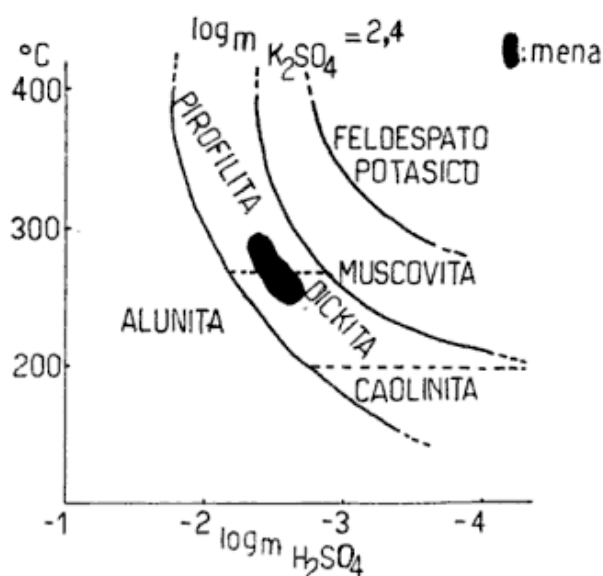


Fig. 8. — Estabilidad de los minerales y condiciones de formación de la zona mineralizada

guientes valores de cristalización: 260°-270° C. Por lo tanto debemos pensar que el límite de temperatura de cristalización para la pirofilita debe ser de 260° C.

Hayase *et al.* (1971) y Hayase y Maiza (1972) estudian yacimientos en varias localidades de la Patagonia, cuyas mineralizaciones son semejantes a las aquí consideradas, y basados en trabajos de Hemley *et al.* (1969) y en las asociaciones mineralógicas observadas, establecen el campo de estabilidad de la dickita y, a su vez, enmarcan dentro de los límites de cristalización establecidos para cada mineral, las condiciones de formación de los yacimientos considerados.

En la figura 8 se establecen las condiciones de formación de los afloramientos estudiados en esta zona, basados en las asociaciones mineralógicas determinadas.

La alunita es otro mineral importante para determinar la génesis de yacimientos de este tipo, ya que desde el punto de vista genético, este mineral puede originarse por:

a) Ataque de aguas metóricas acidificadas, sobre rocas aluminosas. La aci-

debe necesariamente debe originarse por la oxidación de minerales sulfurosos.

b) Por acción de una solución hidrotermal ácida sobre rocas ricas en alúmina.

Teniendo en cuenta las características que presentan estas manifestaciones, la primera hipótesis es descartable, por lo que seguramente, la alunita hallada en esta zona es de origen hidrotermal.

Hemley *et al.* (1969) indican las condiciones de estabilidad y coexistencia de alunita - muscovita - caolinita y alunita - muscovita - pirofilita, las que pueden observarse en el gráfico de la figura 8.

Asociaciones tales como dickita - cuarzo secundario y dickita - pirofilita - cuarzo secundario - alunita, han sido citadas para los yacimientos "Estrella Gaucha", "Susana" y "Gato" en la provincia de Chubut; "Loma Blanca", "Equivocada" y "Miguel" en las cercanías de Los Menucos, provincia de Río Negro y en la mina "La Adelina", provincia de La Rioja. En todos estos casos, la génesis fue dada como hidrotermal por Hayase y Maiza (1969, 1970, 1971 y 1972 *a* y *b*).

Además, la hipótesis sostenida por Hayase y Maiza (1969) para los afloramientos que en este trabajo se denominan N° 1 y N° 2, fue hidrotermal.

Consideraciones estructurales:

Debido a la espesa vegetación y a la escasez de afloramientos, no se ha podido establecer claramente la estructura geológica del área. Las observaciones realizadas parecen indicar que se desarrollaría un espeso manto de toba andesítica en el que se intercalarían coladas andesíticas en número no determinado. La base de esta formación no ha sido observada en la zona. Hacia arriba el conjunto termina con una colada de lava de composición andesítica.

La toba andesítica presenta variación en su textura, haciéndose más gruesa y porosa en el nivel mineralizado. Esta característica permite una más fácil cir-

culación de la solución hidrotermal. Además tanto el piso como el techo del nivel mineralizado, se han comportado como barreras impermeables, canalizando y encauzando la solución y permitiendo un más prolongado contacto de la roca y la solución hidrotermal, facilitando de esta manera el reemplazo de los minerales originales.

La precipitación de la sílice, producida por la alteración de los feldespatos y mafitos, desarrolla la silicificación, y debido a la baja porosidad de la caja, en la inmediata vecindad de la misma se produce la ceolitización. El vidrio de la roca se altera principalmente en montmorillonita.

A pesar de las características expresadas, no se debe esperar un nivel continuo del mineral, ya que, una cualidad de este tipo de yacimientos, es precisamente la discontinuidad, la irregularidad de la distribución y el hábito bolsón de los depósitos. Lo dicho parece evidenciarse en esta zona, puesto que sus características prominentes son los cambios observados en los frentes de mineralización expuestos y la variación de la composición mineralógica de las menas, aún dentro de un mismo afloramiento.

Consideraciones sobre la roca de caja:

Como ya se ha indicado, la roca de caja de esta zona es una toba andesítica. Esta roca es fácilmente alterable y óptima para ser mineralizada en condiciones hidrotermales, pero presenta el inconveniente de poseer un elevado tenor de Fe, el que por lo general no puede ser eliminado totalmente durante la mineralización. Esta circunstancia desmerece considerablemente la calidad de la mena explotable.

CONCLUSIONES

En base a las observaciones realizadas se pueden formular las siguientes conclusiones:

1. En el área de los afloramientos estudiados se determinaron los siguientes minerales: nacrita, dickita, pirofilita, alunita, montmorillonita, tridimita y cuarzo secundario.

2. Teniendo en cuenta la calidad mineralógica de la mena arcillosa y la presencia de alunita, se puede postular un origen hidrotermal para estos depósitos.

3. La zonación de alteración de cada uno de los afloramientos estudiados, así como las asociaciones mineralógicas presentes en las menas, indican igualmente un evidente origen hidrotermal.

4. En base a las consideraciones formuladas se puede decir que el rango de temperaturas máximas de la solución hidrotermal osciló entre los 260° y los 350° C.

5. La similitud de caracteres petrográficos y de alteración de todos los depósitos estudiados, sugieren que la génesis está relacionada con la actividad de una misma solución hidrotermal. Es posible que las variaciones locales en la mineralogía de las menas, se deba a oscilaciones térmicas de dicha solución o a la existencia de distintos "focos de actividad".

AGRADECIMIENTOS

Al Gobierno de la Provincia de Neuquén, que facilitó los fondos para este trabajo, mediante un convenio con la Universidad Nacional del Sur.

Al Dr. Sadao Tsutsumi, de la Universidad de Waseda, Japón, por la realización de los análisis químicos.

Al Lic. Francisco Caro, de la Dirección de Minería de la Provincia de Neuquén, por su colaboración en las tareas de campaña.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J., 1965. *Rock Forming Minerals*. William Clowes and Sons Ltd., London III.
- Ewell, R. H. and Inslag, H., 1935. *Hydrothermal synthesis of kaolinite, dickite, beidellite and nontronite*. Journ. Res. U. S. Nat. Bur. Stand., XV.
- Hayase, K. y Maiza, P. J., 1970. *Génesis del yacimiento de caolín, Mina Equivocada, Los Menucos, Rio Negro*. Rev. Asoc. Arg. Min. Petrol. y Sedim., T. I, Bs. As.
- 1971. *Génesis del yacimiento de caolín Tres Picos, Depto. Huiliches, Neuquén*. Rev. Asoc. Geol. Arg., T. XXVI, n° 1., Bs. As.
- Hayase, K., Schincariol, O. y Maiza, P. J., 1971. *Ocurrencia de alunita en cinco yacimientos de caolín en Patagonia: Mina Equivocada, Estrella Gaucha, Loma Blanca, Gato y Camarones*. Rev. Asoc. Arg. Min. Petrol. y Sedim., T. II, n°s 3 y 4, Bs. As.
- Hayase, K. y Maiza, J. P., 1972. *Presencia de dickita en yacimientos de caolín en la Patagonia*. V Cong. Geol. Arg. Córdoba, Vol. II, Bs. As.
- Hemley, J. J., Hostetler, P. B., Gude, A. J. y Mountjoy, W., 1969. *Some stability relation on alunite*. Economic Geology, T. LXIV.
- Sudo, T., 1958. *Minerales arcillosos*. (En japonés). Iwanami Book Co., Tokio.
- Tsuzuki, Y and Mizutani, S., 1971. *A study of rock alteration process based on kinetics of hydrothermal experiments*. Contrib. of Mineralogy and Petrology, XXX.
- Turner, J. C., 1961. *Descripción geológica de las hojas 37 a y b, Junín de los Andes, Neuquén*. Inst. Nac. Geol. y Min. Bs. As. ((inédito).
- 1961. *Descripción geológica de la hoja 36 a, Aluminé y adyacencias, Neuquén*. id. ant.
- 1965. *Estratigrafía de Aluminé y adyacencias, Neuquén*. Rev. Asoc. Geol. Arg., T. XX n° 2, Bs. As.
- 1965. *Estratigrafía de la comarca de Junín de los Andes, Neuquén*. Bol. Acad. Nac. Cien., T. XLIV, ent. 1ª-4ª, Córdoba.

Recibido el 9 de junio de 1974.

**XXXº ANIVERSARIO
DE LA ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA
Y ENTREGA DE PREMIOS ANUALES 1971 Y 1972**

La Asociación Geológica Argentina conmemorará su XXXº Aniversario con la entrega de los Premios Anuales últimamente concedidos a los doctores HUMBERTO C. MARCHESI y JUAN C. MIRRE (1971) y CARLOS R. GONZÁLEZ (1972).

Con tal motivo, el 27 de junio próximo a las 19 horas se realizará, en la Casa del Geólogo, Maipú 645, piso 1º, Capital Federal, una reunión social a la que quedan invitados todos los Señores Asociados.

LA COMISION DIRECTIVA

ESTUDIO DEL GLACIAR SEPTENTRIONAL DEL MONTE
SAN LORENZO Y DEL RIO DEL ORO
(PROVINCIA DE SANTA CRUZ)

I. ASPECTOS GENERALES. GEOMORFOLOGIA

POR LUIS A. SPALLETTI¹

RESUMEN

En el presente trabajo se analizan los caracteres geomorfológicos vinculados al glaciar de valle del cerro San Lorenzo y al río del Oro, ubicados en el sector noroccidental de la provincia de Santa Cruz.

Entre las principales conclusiones, se ha deducido que el glaciar posee economía negativa (predominio de ablación por derretimiento) y se caracteriza por rasgos estructurales tales como bandeamiento, estratificación, grietas, ojivas y fosas. Además, vinculados con fenómenos de glaciación, se han identificado "arêtes", montes agujas, monumentos, circos y lomas glaciarias, en tanto que los rasgos construccionales consisten en morenas inactivas y activas, terminales y laterales, y terrazas kame.

En cuanto al río del Oro, de diseño típicamente anastomosado, se ha determinado que la corriente es no fija, no uniforme y turbulenta, rápida en cabeceras y lenta principalmente en la zona de la desembocadura. Por su parte, el valle se caracteriza por la presencia de seis niveles de terrazas fluviales, abanicos aluviales, conos de deyección, variados tipos de pendiente de roca de base y tres angostamientos o constricciones en las que el cauce es rectilíneo. Finalmente, en el delta arqueado de la desembocadura se han reconocido varios sectores (área de canales, planicies de inundación, cadena de médanos activos); asimismo se identificó el tipo de costa lacustre y se hacen consideraciones sobre el crecimiento de la plataforma deltaica.

ABSTRACT

This paper deals with the geomorphic study of San Lorenzo valley-glacier and del Oro River area. They are located at the northwestern side of Santa Cruz Province, Argentine.

Among the main conclusions it is thought that the glacier has negative economy, with the predominance of melting ablation, and is characterized by an ice-stratification, crevasses, ogives, and ice basins (kettles?). Associated with glaciation processes, there are also arêtes, horns, monuments, cirques and quarried surfaces, while depositional features involve inactive and active, terminal and lateral moraines, and kame terraces.

The braided valley train, called del Oro River, is characterized by unsteady, non-uniform and turbulent flows of rapid regime at headwaters and tranquil at the lower reaches. Within the valley there were recognized six terrace levels, alluvial fans, talus, several types of hillslopes and three constrictions with rectilinear fluvial pattern. The aggrading arquate delta of del Oro river has different geomorphic units, such as channel areas, flood plains, sand ridges and a well developed lacustrine shingle beach.

¹ Cátedra de sedimentología, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. Carrera del investigador científico, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

1. INTRODUCCION

Este trabajo tiene como finalidad dar a conocer los principales aspectos geomorfológicos originados por acción glacial y fluvial en la región que comprende al cerro San Lorenzo y al valle del río del Oro. Asimismo, la presente constituye el aspecto inicial de una contribución más amplia en la que se incluirá el estudio sedimentológico de los diversos materiales formados por acción glacial, fluvial y lacustre.

Las tareas de campaña se desarrollaron durante el mes de enero de 1974 y fueron financiadas por la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata y por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas; además se contó con el apoyo de mapas topográficos del I.G.M. al 1:100.000 y con fotografías aéreas de esa misma entidad con escala aproximada de 1:60.000.

El autor desea expresar su agradecimiento a los doctores Mario E. Teruggi y Emilio González Díaz por las discusiones sobre el tema de trabajo y por la lectura crítica del manuscrito. Asimismo, quiere dejar sentado su recono-

cimiento al señor Ricardo Gutiérrez por la eficiente ayuda prestada durante la realización de las labores de campo, así como al señor C. Brianese por la confección de las ilustraciones. Por último, hace públicas las atenciones recibidas por los pobladores de la región, quienes en todo momento brindaron su espontánea colaboración para la feliz culminación del trabajo.

La zona estudiada se encuentra ubicada al oeste de la provincia de Santa Cruz, en la vertiente oriental de la Cordillera Patagónica, entre los $47^{\circ} 25'$ y $47^{\circ} 41'$ de latitud sur y entre los $71^{\circ} 58'$ y $72^{\circ} 22'$ de latitud oeste (fig. 1).

El acceso se realiza por la ruta n^o 284 que conecta la localidad de Bajo Caracoles con la de Lago Posadas y llega hasta la costa del lago Pueyrredón (fig. 1); desde allí se remonta el curso del río del Oro mediante una senda transitable de camiones leñeros, hasta llegar frente a la casa de la Flía. Avilés. A partir de ese punto se puede continuar a caballo hasta la garganta de cabeceras del río del Oro y desde allí hasta el glaciar del cerro San Lorenzo se accede únicamente a pie, dado lo accidentado

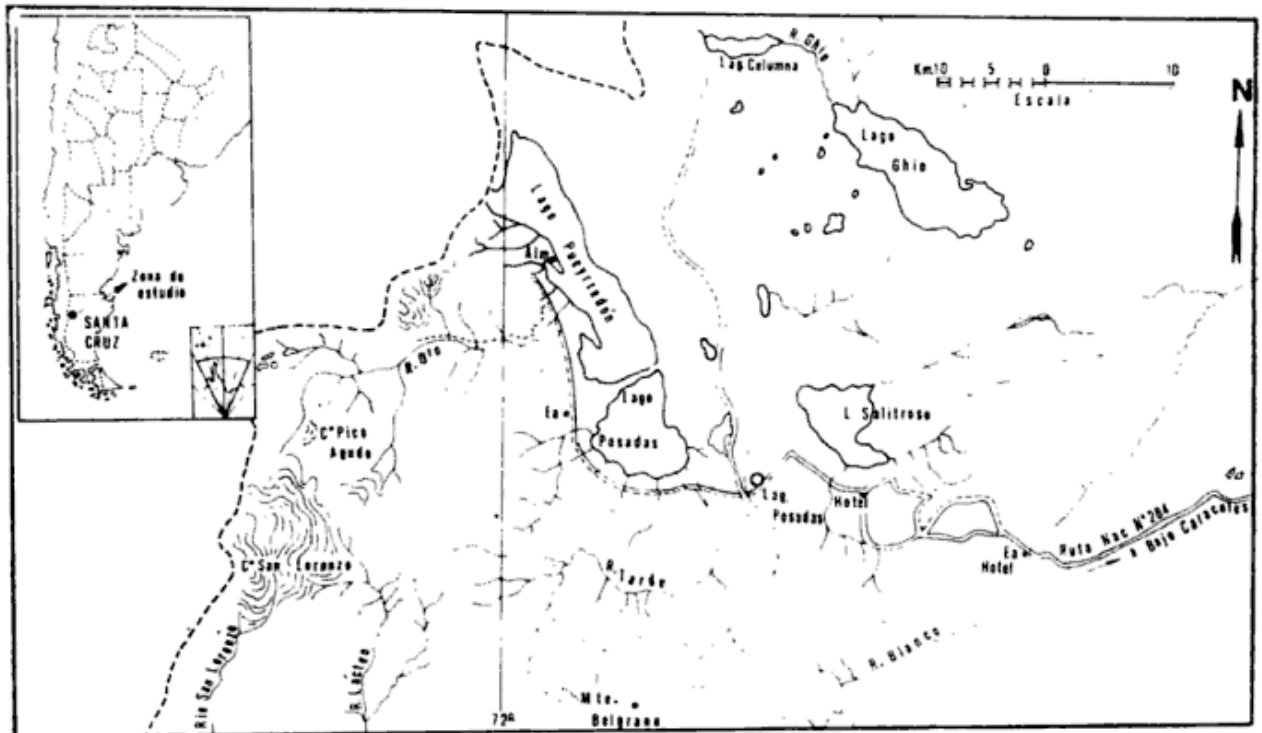


Fig. 1. — Mapa de ubicación de la zona estudiada

del terreno y a causa también de la presencia de un tupido bosque de lengas bajas.

2. RELIEVE

El relieve de la región drenada por el río del Oro o Platen ha sido descrito, por primera vez y en forma bastante completa, por Riggi (1955). La comarca se caracteriza por la típica topografía de la zona andina patagónica, con notables variaciones de altitud entre la línea de cumbres y el piso de los valles. Entre los elementos positivos del relieve se destaca el monte San Lorenzo (3.360 m), mientras que el resto de las cumbres que circundan el valle del río del Oro tienen elevaciones considerablemente menores. Es así que la cadena de cerros que delimitan el drenaje al sur del curso en cuestión alcanza su altitud máxima en el denominado cerro Pico Agudo que, según el mapa de la Comisión Argentina de Límites con Chile, tiene su cumbre en la cota de los 1.840 m; el resto de la línea de cerros que obra como divisoria de aguas tiene altura menor, decreciente hacia el este hasta llegar a la depresión actualmente ocupada por el lago Pueyrredón. Un fenómeno topográfico similar sucede en la vertiente norte del valle del río del Oro; la línea de cumbres también disminuye su altura hacia el este, de manera que el pico más elevado de ese sector (cerro Tiburcio, 1.730 m) está situado en el ángulo noroeste de la zona en estudio.

Entre los elementos relativamente negativos del relieve, se destaca el fondo del valle glacial por donde hoy desagua el río del Oro. Este curso nace en la lengua septentrional del glaciar del cerro San Lorenzo, aproximadamente en la cota de los 1.000 m, y luego de recorrer unos 33 kilómetros desemboca en el lago Pueyrredón, cuyo espejo de agua se sitúa a 111 metros sobre el nivel del mar. Cabe mencionar que en el sector proximal del valle del río del Oro se ha

emplazado el pequeño lago Muñoz, como consecuencia del endicamiento parcial de las aguas de derretimiento del glaciar por morenas estadiales relativamente recientes.

Como resultado del estado juvenil de elaboración de la zona en estudio (Riggi, 1955) y también a causa de la intensa erosión glacial pleistocena, las diferencias de altura entre la línea de cumbres y el piso del valle son notorias; estas variaciones se manifiestan en distancias horizontales de pocos centenares de metros, lo que determina que el área intermedia entre los puntos más elevados y los más deprimidos esté caracterizada por pronunciadas pendientes, muchas veces superiores a los 45°, constituidas tanto por el sustrato rocoso (especialmente en los sectores más altos: *pendiente superior y media*) como por sedimentos gravitacionales (*pendiente media e inferior*) y aluviales (*pendiente inferior*).

3. CLIMA

Desgraciadamente, no se conoce en detalle el clima de la región estudiada. En base a observaciones propias, Riggi (1955) ubica a la zona entre las más frías y australes de nuestro país. Según sus datos, la temperatura de enero oscila entre 5° y 10° C y la de julio alcanza -10° C, por lo que el clima puede considerarse fresco en verano y de frío intenso en invierno. Estos datos de temperatura son ampliamente coincidentes con los de las estaciones pedemontanas de Fitz Roy (Servicio Meteorológico Nacional, 1958) y Perito Moreno (*ibid.*, 1969) que marcan temperaturas medias anuales de 7,0° y 8,3° C, máximas absolutas de 30,3° y 33,0° C y mínimas absolutas de -20,2° y -17,5° C, respectivamente.

En lo que respecta a las precipitaciones, para la estación Ritz Roy se registran medias anuales de 809,2 mm, en tanto que para la zona de Perito Moreno se han medido 116 mm. Estos cambios

en los promedios reflejan muy seguramente la variación de precipitaciones entre la zona pedemontana próxima a la cordillera (Fitz Roy) —en la que podría incluirse, al menos, el tramo inferior del río del Oro— de la francamente extraandina (Perito Moreno), ya que la región patagónica se caracteriza por notable decrecimiento en el volumen de las precipitaciones a partir de las altas cumbres en dirección al este. Es muy probable, entonces, que en la zona de neto clima cordillerano el régimen de lluvias aumente considerablemente y supere, como lo mencionara Feruglio (1944), cifras anuales de orden de los 3.000 mm.

Para completar este panorama del clima de la región, debemos señalar que la velocidad media del viento oscila entre los 24 y 29 kilómetros por hora diarios y las corrientes más frecuentes proceden de los sectores sur y sudoeste (Riggi, *op. cit.*). En cuanto a la humedad relativa, sus valores medios anuales oscilarían entre 58 y 59 %, aunque cifras superiores podrían registrarse en el área francamente cordillerana, donde el porcentaje de nubosidad se incrementa de manera importante.

4. GEOLOGIA DEL SUSTRATO ROCOSO PRECUATERNARIO

El cuadro general del conocimiento geológico de la región que comprende a los lagos Pueyrredón y Posadas ha sido proporcionado por Riggi (1955; 1958). En particular, el área drenada por el glaciar septentrional del monte San Lorenzo y por el río del Oro se caracteriza por la presencia de grandes bloques montañosos constituidos por un conjunto de rocas metamórficas, ígneas y sedimentarias, de diversa naturaleza y edad (fig. 2). La columna estratigráfica local puede sintetizarse de la siguiente manera:

4.1. *Formación Río Lácteo* (Leanza, 1972) o Rocas Metamórficas Premeso-

zoicas (Riggi, 1955; 1958) o Complejo Esquistoso del Río Lácteo (Feruglio, 1938), que podría ser equivalente, litológicamente, a la que Riccardi (1971) llamó Formación Bahía de La Lancha en la región del lago San Martín. Esta unidad se caracteriza por un conjunto de filitas micáceas y cuarzosas junto a cuarcitas con marcados efectos de cataclasis (Riggi, *op. cit.*), más abundantes venas de cuarzo blanco inyectado en planos de esquistosidad, muchas veces plegados. La edad de este complejo metamórfico es dudosa; Riggi menciona que pertenece probablemente al Paleozoico inferior o al Precámbrico, en tanto que Leanza y Riccardi lo ubican en el intervalo Devónico superior a Carbónico inferior. En nuestra opinión, la edad total del conjunto —desde su depositación hasta el último período de metamorfismo— debe ser bastante más amplia.

Las metamorfitas de la Formación Río Lácteo constituyen la unidad mejor representada, en cuanto a extensión de sus afloramientos, en la zona de estudio. Normalmente, aparecen constituyendo lomadas bajas, aunque también forman parte de los sectores más bajos de los cerros con mayor altitud. Además, el río del Oro y los glaciares que lo antecedieron, han excavado su valle casi exclusivamente en terrenos metamórficos correspondientes a la unidad que nos ocupa, de tal suerte que en el sector sur del valle, los afloramientos de la Formación Río Lácteo (fig. 2) forman un faja continua de 15 kilómetros de recorrido, en tanto que en el sector norte, las paredes de los valles están constituidas por estas metamorfitas en un trecho superior a los 20 kilómetros.

4.2. *Formación El Quemado* (Leanza, 1972) o Vulcanitas Porfíricas (Riggi, 1955, 1958). Según Leanza, esta unidad está constituida por riolitas y tobas viejas pertenecientes al Miembro Río del Oro, que alcanza en la zona unos 200 metros de espesor. Por su parte, Riggi, menciona que las Vulcanitas Porfíricas

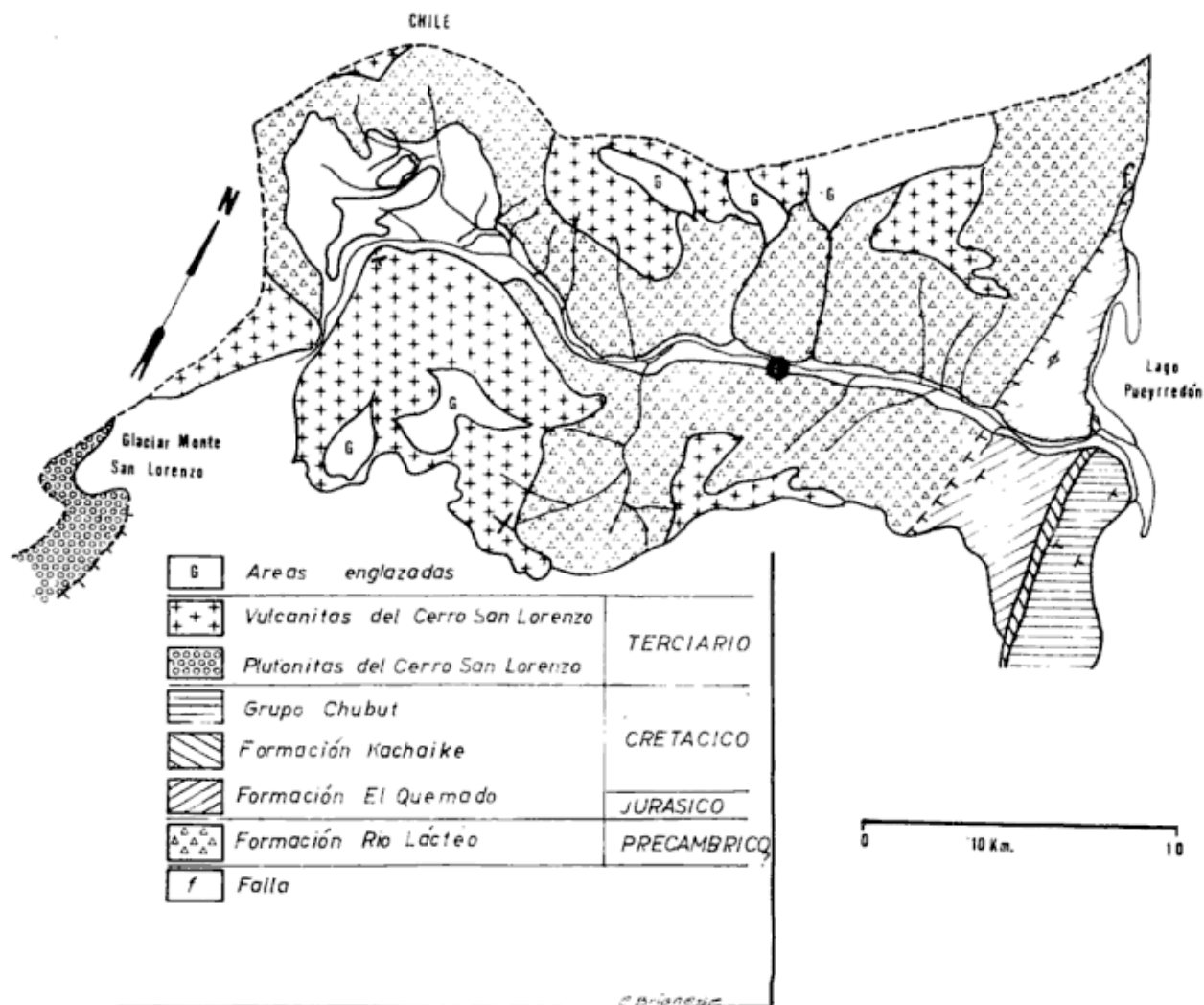


Fig. 2. — Bosquejo geológico de la región del río del Oro (tomado de Riggi, 1958)

están compuestas esencialmente por conglomerados, areniscas, tobas riolíticas vitrocrystalinas y riolitas, en conjunto de color rojizo, que en el río del Oro tienen un espesor superior a los 400 m. Nuestras observaciones de campo, si bien no han sido muy detalladas, concuerdan ampliamente con la descripción de Riggi. Este conjunto, que aparece a ambos lados del lago Pueyrredón, aflora en el extremo oriental del valle del río del Oro, muy cerca de su desembocadura, donde constituye un crestón con capas aproximadamente verticales dispuestas en contacto mediante falla inversa con las metamorfitas de la Formación Río Lácteo (fig. 2). La Formación El Quemado ha sido atribuida al Kim-

meridiano-Berriasiano por Leanza (*op. cit.*).

4.3. *Formación Kachaike* (Riccardi, 1971) o Serie del Lago Pueyrredón (Hatcher, 1900) o Formación del Lago San Martín (Leanza, 1972), de edad aptiana-cenomaniana (Leanza) o neocomiana a aptiana-albiana (Riggi, 1955).

Se trata de un conjunto de areniscas cuarzosas y areniscas grisáceas y verdosas (wackes) que alternan con lutitas oscuras y aparecen en pseudoconcordancia (Riggi, 1955) sobre los términos superiores de la Formación El Quemado. En el área de estudio (fig. 2) estas sedimentitas afloran en una angosta faja al este de las serranías constituidas por las vulcanitas y piroclastitas porfíricas.

4.4. A continuación de la unidad antes descrita y constituyendo los contrafuertes occidentales del lago Pueyrredón, es decir a la altura de la desembocadura del río del Oro, más precisamente sobre su margen sur, aparece un complejo de psefitas, psamitas y pelitas epiclásticas más tobas de variados colores que han sido atribuidas al *Chubutense* por Riggi (1955; 1958) o *Grupo Chubut* (Leanza, 1972), de edad campaniana-maestrichtiana.

4.5. *Plutonitas del Cerro San Lorenzo* (Riggi, 1955; 1958) de edad eocena, constituidas por un granito calcoalcalino con pirita que forma el cuerpo principal del monte San Lorenzo (fig. 2).

4.6. Cronológicamente, el último exponente de roca viva de la región que nos ocupa es el formado por las llamadas *Vulcanitas del Cerro San Lorenzo* (Riggi, 1955; 1958), de edad paleocena-eocena. Esta secuencia se compone de vulcanitas ácidas de tipo principalmente riolítico, en menor grado andesitas y brechas, que se disponen en discordancia angular sobre las metamorfitas de la Formación Río Lácteo y coronan normalmente las crestas de las elevaciones mayores que sirven de divisorias al valle en estudio, como por ejemplo los cerros Pico Agudo, Tiburcio, etc. No obstante, sus afloramientos también alcanzan el fondo del valle en el sector oriental correspondiente al tramo superior del río del Oro (fig. 2). En cuanto al aporte de materiales al citado curso, esta unidad —como consecuencia de su distribución regional— ocupa el segundo lugar en importancia después de la Formación Río Lácteo.

5. EL GLACIAR DEL MONTE SAN LORENZO

La región del monte San Lorenzo puede ubicarse dentro de la más septentrional de las grandes áreas de glaciación que Feruglio (1944) definió para los Andes Patagónicos y ha sido

estudiada —desde el punto de vista de su englazamiento actual— por Caldenius (1932), Riggi (1955; 1958) y Feruglio (1957). Estos fenómenos de glaciación comprenden al campo de hielo del monte San Lorenzo y a una gran cantidad de pequeños glaciares de circo que nunca alcanzan extensión considerable.

El hielo del monte San Lorenzo cubre un relieve sumamente irregular, en el que resaltan crestas o filos agudos modelados por la acción glacial, separados por profundos valles en artesa, típicos de las regiones que han estado sometidas a procesos glaciares. Este glaciar puede ser dividido, desde el punto de vista de su configuración, en dos grandes sectores. El primero, que aparece en la cumbre del San Lorenzo, consiste en un extenso *glaciar de transección* (“*transection glacier*”, según Embleton y King, 1968) que ahoga las irregularidades del terreno dado su considerable espesor. El segundo se encuentra al pie del pico y se caracteriza por un conjunto de lenguas de hielo que se encauzan por diferentes valles; este grupo de cuerpos glaciares aparece conectado hacia su sector proximal, a manera de un anillo bastante continuo en torno a la cúspide; en cambio, hacia la parte distal, las lenguas de hielo aparecen separadas por crestas o filos de roca de base en las que por lo común se asientan *glaciares de circo*. El sector de cabeceras, o sea el ubicado en la cumbre del monte San Lorenzo, se encuentra en parte desconectado del área englazada inferior por un colosal acantilado, labrado en las rocas graníticas homónimas, que alcanza unos 750 a 800 m de altitud media, de allí que alimente a los glaciares de la base principalmente mediante avalanchas.

La cota más baja a la que alcanza el hielo varía según la orientación de las diversas lenguas; es así que las que drenan hacia el oeste (sector chileno) alcanzan la altura de 400 m (Caldenius, 1932), en tanto que las que se dirigen hacia el norte y nordeste, o sea las que soportan mayores efectos de insolación, tan sólo llegan a los 950 a 1.000 m (len-

gua madre del río del Oro) o a los 900 m (?) en el glaciar del río San Lorenzo (Caldenius, *op. cit.*).

En consecuencia, el hielo del monte San Lorenzo alcanza actualmente desniveles del orden de los 3.200 m en el sector occidental y de unos 2.600 m en la vertiente oriental. Por su parte, desde el punto de vista planimétrico, el campo glaciar muestra diseño radial y abarca un área aproximada de 250 km², con distancias desde el centro a la periferia de unos 7 a 10 km.

El glaciar septentrional que baja del cerro San Lorenzo (fig. 3) y alimenta al río del Oro, puede ser clasificado —siguiendo a Embleton y King (1968)— de diversas maneras: desde el punto de vista de su temperatura, debe ser incluido dentro de la categoría de *glaciares templados* (“temperate glacier”, Embleton y King, *op. cit.*; *permelting glacier*, Court, 1975). Los glaciares templados tienen la capacidad de fluir fácilmente debido a la presencia de agua de derretimiento en sus capas, especialmente en la base, y causan con su movimiento considerable erosión e importantes rasgos construccionales. Además, pueden estar afectados, durante estaciones cálidas, por fenómenos de derretimiento aún en las áreas de acumulación.

En lo que atañe al aspecto morfológico, el glaciar septentrional del monte San Lorenzo se incluye en el grupo de *glaciares de valle*, y si se considera al glaciar de transección como un campo de hielo que lo alimenta, podría también corresponder a la variedad de *descarga* (“outlet valley glacier”).

Por su parte, el límite climático de las nieves persistentes (línea de neviza) no puede ser determinado con precisión por cualquiera de los métodos conocidos (Cf. Feruglio, 1944), ya que no se poseen datos hipsométricos del glaciar. Por apreciaciones de carácter general (Riggi, 1955) la línea de neviza puede ser ubicada en los 1.500 m. Este nivel coincide ampliamente con la altura del límite de “firn” o “névé”, ya que recién por encima de esa cota se aprecia la

presencia de nieve en la superficie del glaciar del monte San Lorenzo. En tanto que por debajo de ella el hielo duro azul se encuentra —durante los meses de verano— totalmente desprovisto de nieve. Por su parte, el límite superior de la línea de vegetación, representada en lo esencial por el bosque de *Notophagus pumilio* (lenga), puede ubicarse alrededor de los 1150 m de altura sobre el nivel del mar, aunque los datos de De Agostini (en Feruglio, 1944; 1957) indican 1.200-1.250 m para la vertiente nordeste del cerro San Lorenzo. Cabe agregar que la vegetación tiene un límite máximo bien definido y pasa hacia arriba a la roca de base y sedimento casi totalmente desprovisto de plantas; contrariamente, el límite inferior es transicional a la zona con arbustos bajos y pastos de la estepa patagónica; además, el bosque de lengas no aparece por debajo de los 450 m y su distribución está concentrada a una faja bastante bien delimitada por las dos cotas extremas. Por otro lado, conviene destacar que la vegetación, en particular la boscosa, es mucho más característica en las laderas orientadas hacia el oeste y sur; este fenómeno se debe, seguramente, a la mayor humedad de esos sectores que, a su vez, queda condicionada por la menor incidencia de la insolación y por la procedencia de las corrientes húmedas cordilleranas.

5.1. Régimen.

El régimen o economía se refiere a la pérdida o ganancia de nieve en un glaciar (según el concepto de Embleton y King, 1968). La determinación del régimen es tan importante en glaciología como en sedimentología glacial (Allen, 1970) y aparece en íntima relación con el clima y los cambios climáticos; indudablemente, el régimen es el que determina el avance o retroceso de los glaciares y, por lo tanto, la formación de morenas y otros rasgos construccionales de la acción glaciaria están íntimamente vinculados a él.

En el caso del glaciar del monte San Lorenzo, y más especialmente en su lengua septentrional, los datos bibliográficos (Feruglio, 1957; Riggi, 1955; 1958) y nuestras observaciones de campaña, coinciden en señalar un marcado "retroceso" del hielo durante los últimos tiempos (economía negativa: Flint, 1957). Al respecto, es conveniente recordar que Feruglio (*op. cit.*) mencionó que "el glaciar que por la vertiente boreal del monte San Lorenzo desciende al valle del río Platen, años antes de 1940 hundía su frente en el pequeño lago Muñoz. En 1940 el frente del glaciar se encontraba, semioculto en las morenas, a 100 metros del lago". Durante el verano de 1974, hemos tenido la oportunidad de apreciar que el frente del glaciar se situaba a unos 1.000 m de distancia del lago Muñoz (fig. 3); por lo tanto es sencillo deducir que el "retroceso" del glaciar es del orden de los 900 m en el lapso de los últimos 34 años (26,4 m/año).

Es oportuno destacar que estas cifras se refieren exclusivamente a la recesión del frente del glaciar, pero no son en realidad una medida de la pérdida total de hielo. Como lo ha demostrado Flint (1957), el volumen de hielo que desaparece es más una consecuencia del adelgazamiento del glaciar en el área de ablación que el retiro de su frente; al respecto, Ahlman (1948) determinó que el 99 % del volumen de hielo perdido por ablación es el resultado de la reducción de espesor. Las medidas del adelgazamiento de los glaciares deben basarse en relevamientos periódicos, sistemáticos y detallados de los cuerpos, datos que en el caso del glaciar que nos ocupa, desgraciadamente no poseemos.

El régimen o balance en masa ("mass balance") queda determinado por la relación entre acumulación y ablación. La acumulación —como lo mencionáramos— se produce esencialmente por aporte de masas de hielo que caen desde la cumbre como avalanchas y por las intensas nevadas del invierno. La abla-

ción, por su parte, predomina sobre la acumulación dada la economía negativa del cuerpo, y su causante principal es el derretimiento, ya que quedan relegados en su significación la evaporación, sublimación y erosión eólica, a la vez que puede considerarse intrascendente la influencia de la remoción por avalanchas y "calving". Al respecto, cabe consignar que durante el verano, en días en que la temperatura diurna alcanza alrededor de 10° C., hemos comprobado que el grado de ablación en el término del glaciar es enorme. Las pérdidas de hielo por derretimiento (y supuestamente también por sublimación), cuando el glaciar está expuesto a intensa insolación, se manifiestan claramente mediante un continuo goteo y caída de trozos de hielo y sedimentos al quedar desconectados de la masa principal.

Además, el cuerpo aparece hacia su término francamente despegado del piso del valle, por el que las aguas de derretimiento fluyen como un manto hacia el talweg. Este flujo se concentra en un curso o *canal subglacial* cuya descarga ha sido estimada en 5,4 m³/seg. Este canal —junto con procesos de caída de hielo— ha labrado en la masa congelada un túnel que a su salida del frente glaciario tiene 4 m de amplitud por 4 m de altura. Por su parte, el piso del canal aparece, por lo común, libre de materiales sueltos debido a la considerable velocidad de la corriente subglacial, estimada en unos 3 m/seg. (10,8 km/hora).

Una menor proporción de las aguas de derretimiento glacial se encauzan en *canales marginales* al hielo y constituyen colectores de aguas encauzadas en pequeños *canales supraglaciales*, además de las procedentes del derretimiento de glaciares de circo (fig. 3) emplazados en las crestas que delimitan el glaciar septentrional del San Lorenzo. Estos cursos marginales se reúnen con las aguas de procedencia subglacial a pocos metros del frente del glaciar y —en conjunto— dan nacimiento al río del Oro.

5.2. Rasgos estructurales del hielo glacial del monte San Lorenzo.

El sector del glaciar estudiado muestra diversos rasgos estructurales, muchos de los cuales son consecuencia directa de su movimiento en masa. Una de las principales características mesoscópicas del glaciar, es la presencia de una bastante bien marcada *estratificación* que ha sido detectada en paredes de hielo, tales como las que aparecen en el extremo distal del cuerpo, en algunas grietas terminales y en los cortes de túneles subglaciaros. Si bien el hielo se encuentra casi siempre límpido, con colores claros (verde pálido brillante, azulado hasta blanco) y contiene escasas inclusiones de material —en especial— psefítico, suele también exhibir bandas o estratos bastante bien definidos, ricos en sedimentos psefíticos finos, arena y pelita, de tonalidad castaña clara y espesor que —normalmente— no supera los 15 cm.

Por otra parte, aparece —como corolario del movimiento de la masa glacial— un conjunto de rasgos de considerable desarrollo areal, detectables en las fotografías aéreas. Primeramente, se encuentra un grupo de fracturas que aparecen en la superficie del glaciar como producto de las fuerzas tensionales que afectan al hielo en movimiento. Estas *grietas* o “crevasses” (Hopkins, 1862; *in* Embleton y King, 1968) muestran variados diseños; siguiendo la terminología de Sharp (1960) se han reconocido, hacia la parte media a superior del glaciar, *grietas de expansión*, poco marcadas, que comienzan longitudinalmente a la masa de hielo y culminan en sus bordes formando un ángulo de 45°; además se han identificado *grietas de tipo chevrón* o *marginales* (Flint, 1957) hacia el sector medio e inferior del hielo y próximas a su contacto con la pared del valle; finalmente, en el extremo distal del glaciar, se encuentran *grietas radiales*, relativamente cortas pero muy abundantes, junto a *grietas transversales* (Flint, *op. cit.*), de cuya

combinación y realce por procesos de ablación resultan típicas figuras de penitentes.

Las ojivas (Forbes, 1843, *in* Embleton y King, *op. cit.*) son también características del glaciar del monte San Lorenzo (fig. 3). Estas estructuras, típicas de glaciares templados, aparecen justo al pie de áreas con grandes desniveles, especialmente en el extremo sur de la zona englazada en estudio.

Por último, es conveniente acotar que en el sector terminal del glaciar, más precisamente en una lengua de carácter difluente, donde predominan procesos de adelgazamiento intensos, se ha descubierto una enorme *depresión* en el hielo, de contorno circular y de unos 350 m de diámetro, que aparece en íntima asociación con ojivas. Este rasgo termokárstico denotaría que, al menos en parte, los materiales han sido depositados sobre el hielo (Fahnestock, 1963), a manera de un till de ablación.

5.3. Rasgos geomórficos vinculados a la acción glacial.

El área que nos ocupa está caracterizada por un conjunto de figuras que son la consecuencia directa de la presencia de fenómenos de englazamiento. Es así que el conjunto de elementos positivos del relieve aparece ornamentado, hacia sus sectores cuspidales, por formas resultantes del que Wright y Prietsley (1922) denominaron fenómeno de glaciación. Entre las más importantes se destacan numerosos circos, “arêtes” y agujas glaciarias o montes cuerno (ya mencionados por Riggi, 1955) junto a monumentos. Estos rasgos degradacionales aparecen íntimamente asociados entre sí en las crestas que sirven de divisorias al valle del río del Oro y son más frecuentes en la zona cercana a la que aparece actualmente englazada.

Los *circos* están bien desarrollados en el área de estudio, ya que muestran los cuatro elementos típicos (Cf. Embleton y King, 1968). Estas formas del modelado glacial son el resultado de fenó-

menos de abrasión, remoción de bloques por fisura (zapado, González Díaz, com. verbal) y procesos de congelamiento-derretimiento alternados ("freeze-traw" action), junto a nivación (Mathes, 1900 in Embleton y King, 1968) en especial durante la etapa actual de su elaboración; afectan normalmente a terrenos constituidos por Vulcanitas del Cerro San Lorenzo y pueden alcanzar hasta los 3.000 m de diámetro por unos 300 m de desnivel. Muchos de los circos, aparecen ahora ocupados por *placas de "névé"*, es decir parcialmente rellenos por "firn" o nieve consolidada granular que todavía no ha pasado a hielo glaciario (Miller, 1952). Cabe destacar que la mayoría de estas placas de "névé" se concentran en la vecindad del área englazada, o sea el extremo occidental de la zona en estudio (fig. 3).

El continuo crecimiento de circos en sectores opuestos de un macizo montañoso, eventualmente reduce la cresta a un filo agudo que se denomina "arête" (Flint, 1957); es decir que por su posición estos rasgos coinciden —por lo común— con divisorias de aguas locales y están también, casi siempre, labrados en las Vulcanitas de Cerro San Lorenzo. Cabe destacar que en sectores donde la glaciación ha sido intensa, se han originado *montes agujas* o "horns", como el del cerro Pico Agudo (Cf. Riggi, 1955), que son el resultado de la acción erosiva retrocedente de tres o más circos opuestos. Más raras son las figuras que Hobbs (1926, in Embleton y King, 1968) denominó *monumentos*: crestas más anchas que los "arêtes", que separan dos circos contiguos ubicados sobre la misma vertiente de la montaña.

En un sector cercano al valle proximal actual del río del Oro, más exactamente en su borde occidental (fig. 3), se ha identificado un conjunto de pequeñas lomadas bajas elongadas, con sus ejes mayores orientados paralelamente al valle del río, constituidas por

un núcleo de roca metamórfica perteneciente a la Formación Río Lácteo y una cubierta —aguas arriba— formada por restos de un till edafizado y cubierto por vegetación boscosa. Estas elevaciones tienen perfil asimétrico, con la cara de barlovento más tendida, y por sus caracteres de forma y constitución litológica podrían homologarse con los *lomos de ballena* (whale back; Flint, 1957) o "stoss and lee topography" (Embleton y King, 1968). Si bien su génesis no está todavía claramente establecida, estas figuras de glaciación están, sin duda, vinculadas a procesos de abrasión glacial, pulimiento glacial y remoción de bloques diaclasados (Cf. Embleton y King, *op cit.*). Es oportuno destacar aquí que Riggi (1955), al describir la morfología glacial del área del río del Oro, menciona la presencia de "roches moutonnées", refiriéndose —seguramente— a las formas descriptas.

Otro de los caracteres físicos comúnmente presente en el área de glaciación es la presencia de *lagos glaciales*. Como lo señalan Embleton y King, el término comprende a una familia de formas lacustres, mas entre los variados tipos existentes, los cuerpos de agua encontrados responden, en general, a los denominados *lagos frontales*. Un ejemplo típico de esta variedad lo constituye el lago Muñoz que se encuentra entre el término del glaciario de valle y un cordón morénico estadal que obra de barrera, aguas abajo (fig. 3); asimismo, otros valles glaciales que se desprenden del San Lorenzo contienen lagos similares al Muñoz (véase fig. 3). Es conveniente mencionar que pueden, además, corresponder a la categoría de lagos frontales los pequeños y numerosos cuerpos de agua situados en cavidades de circos, donde las aguas procedentes del derretimiento de nieve y "firn" quedan endicadas por crestas de sedimentos o actuales "proctalus rampart", presentes en los extremos distales de los citados circos.

5.4. Rasgos constructivos de la acción glaciaria.

Dos son los caracteres típicamente constructivos que resultan del proceso de englazamiento en la zona del cerro San Lorenzo: las morenas y las terrazas kame.

Las *morenas* aparecen distribuidas en el valle proximal del río del Oro, en un área de aproximadamente 1,5 km² y abarcan una distancia de 3.600 m desde el borde actual del hielo hasta el cañadón de cabeceras del río del Oro (fig. 3). En general se trata de un complejo de lomadas entre las que pueden discernirse tres grupos principales.

El primero, más antiguo, está representado por un compacto grupo de elevaciones de altura considerable (aproximadamente 45 a 50 m) que está ubicado en el borde oriental del valle, justo arriba del cañadón antes citado, y aparece apoyado contra un paredón de Vulcanitas del Cerro San Lorenzo. Este arco morénico tiene, como rasgo fundamental, un considerable grado de edafización y soporta un bosque muy tupido de lengas bajas. Por su posición se trata de una *morena marginal* (“end

moraine”: Flint, 1955) que, por el “retroceso” glacial, ha dejado desde hace mucho tiempo de tener contacto con el hielo.

Los otros dos grupos se diferencian del anterior por estar libres de todo proceso de edafización; el primero de ellos consiste en un complejo de colinas de unos 16 a 20 m de altura y contorno irregular, que ocupa todo el ancho del valle en una distancia horizontal de 3.000 m y rodea totalmente el perímetro del lago Muñoz (fotog. 1). En conjunto se trata de *arcos morénicos marginales* (en el sentido de Flint, 1957), cada uno de los cuales está constituido por un sector *terminal* y dos *laterales*, y se han formado durante períodos de avance y/o pulsaciones durante el estacionamiento del glaciar. Como los del primer grupo, ya han dejado de estar en contacto con el hielo, por lo que pueden ser clasificados como *arcos morénicos inactivos*.

La última variedad es la que aparece adosada al término del glaciar en estudio, es decir que consiste en una *morena activa* constituida también por dos secciones: una *terminal*, entre el frente del



Fotog. 1.— Vista de las morenas marginales inactivas y materiales de la planicie fluvio-glacial (◀outwash plain ▶).



Fotog. 2.— Vista parcial de los materiales de la morena activa del glaciar septentrional del monte San Lorenzo.

hielo y otros arcos morénicos previos (fotog. 2) y otra *lateral* ubicada entre el glaciar y la pared del valle. Esta morena activa tiene todas las características de aquéllas que Flint (1930) describió como resultado del movimiento de glaciares de valle que terminan en tierra firme y están en vías de desaparición.

Es conveniente destacar que todas las morenas de la zona carecen por completo de sedimentos estratificados y poseen gran riqueza en componentes psefíticos de variados tamaños. Asimismo, exhiben la forma aguda típica de los cuerpos constituidos por materiales gruesos (Flint, 1957), además de figuras de contorno irregular (fotog. 1), en perfil, que Nichols y Miller (1951) han denominado "*knob and kettle topography*" para las morenas marginales del glaciar Ameghino, y que pueden traducirse como *relieve de montículos y depresiones* (González Díaz, com. verbal).

Otros rasgos constructivos resultantes de la glaciación son las *terrazas kame*. En nuestro caso se trataría de dos cordones delgados de unos 20 m de ancho y 3.000 m de longitud cada uno, emplazados sobre ambos márgenes del valle proximal, a unos 60-70 m de altura sobre su piso. La constitución de las terrazas es principalmente psefítica, curiosamente no muestran estratificación (quizás a causa de su naturaleza muy gruesa) y pasan lateralmente a morenas más jóvenes. Como lo mencionara Flint (1955) hemos notado que en la zona donde las terrazas aparecen en contacto con el cuerpo de hielo, su superficie está surcada por corrientes de agua marginales procedentes —en lo esencial— del derretimiento glacial ("proximal outwash valley trains"). Hacia sus extremos distales, las terrazas —y en parte algunas morenas laterales— muestran evidentes signos de degradación; pendiente abajo aparece una importante masa de coluvio que podría corresponder a un campo de bloques postglacial ("postglacial blockfield") originado, quizás, por procesos perigla-

ciales (de congeliturbación), en especial deslizamiento de detritos ("debris slide")¹.

6. PLANICIE FLUVIOGLACIAL ENCAUZADA ("VALLEY TRAIN"). RIO DEL ORO

6.1. Características generales

Como fuera mencionado, el río del Oro se forma por el aporte de aguas de derretimiento procedentes del glaciar del cerro San Lorenzo. Su nacimiento se ubica al frente del cuerpo de hielo en la cota de 1.000 m y, después de un recorrido de 33 km, desemboca en el lago Pueyrredón, a la altura de 111 m s.n.m. En su trayecto atraviesa terrenos formados por variados tipos litológicos (véase fig. 2), que van desde rocas metamórficas e ígneas muy resistentes a materiales sedimentarios con escaso grado de consolidación.

Hacia sus cabeceras se observa, como en la mayoría de las corrientes de su tipo, una *planicie fluvioglacial* ("outwash plain") con diseño distributivo, que atraviesa sucesivos arcos morénicos recientes y cuyo extremo distal limita con el lago Muñoz, a unos 1.000 m de su origen. Posteriormente, y después de pasar una muy angosta constricción (angostura de cabeceras) labrada en asomos de vulcanitas terciarias— el río del Oro se abre en un extenso plano aluvial con numerosos canales —en su mayoría secos— separados por barras e islas, que mantiene sus características a lo largo de unos 17 km (tramo medio-superior); más adelante, luego de cortar

¹ Es conveniente destacar que en la opinión de González Díaz (com. verbal) las que aquí denominamos terrazas kame parecen corresponder a viejas morenas laterales, dada la falta de estratificación y la relación topográfica que guardan respecto al más antiguo arco morénico de la zona proximal al glaciar septentrional del cerro San Lorenzo. Su escaso desarrollo no permite todavía hacer una apreciación concluyente, aunque se espera que los análisis sedimentológicos aporten nuevos elementos de juicio para establecer su génesis.

otra poco elongada aunque estrecha garganta en rocas metamórficas, exhibe un curso más o menos sinuoso (tramo medio-inferior) de unos 7.200 m de longitud, hasta llegar a una tercera (última) y más importante constricción de 3.600 m de largo, formada principalmente por afloramientos de la Formación El Quemado. Una vez superada esta estrechura, la corriente fluvial llega al lago Pueyrredón (su nivel de base) abriéndose en un extenso delta de aproximadamente 1.900 m de radio medio.

El análisis geomorfológico de la cuenca del río del Oro se ha realizado en base a los principios introducidos por Horton (1945) y —en menor grado— por Langbein (1947) y ha consistido en la determinación de una serie de parámetros tendientes a caracterizar la geometría de la red de drenaje, la forma de la cuenca, la relación entre estos dos factores y el estudio de los aspectos del relieve de la cuenca (Carlston, 1963).

La comarca drenada por el río del Oro tiene forma considerablemente elongada en el sentido del rumbo de la corriente principal. Como se muestra en el cuadro I, el *área total* drenada por este curso y sus tributarios alcanza unos 270 km² y la *sumatoria de la longitud de los canales* que la constituyen es de 280 km, de los cuales 33,72 km corresponden al río del Oro. Además, en las fotos a escala 1: 60.000, hemos podido determinar el *orden* de los cursos y su *relación de bifurcación* (véase cuadro I). Por su parte, la *densidad del drenaje* (o relación entre la longitud de los cursos respecto al área de drenaje o la medida de la suma de longitudes de canales por unidad de área, Carlston, 1963) alcanza el valor de 1,037 (cuadro I). Del análisis anterior puede deducirse que la distancia entre dos cursos adyacentes es 0,964 km (la recíproca de la densidad de drenaje, Leopold *et al.*, 1964) y que la longitud del total de lavado desde una divisoria al canal es de 0,482 km (o sea la mitad de la distancia entre dos cursos adyacentes).

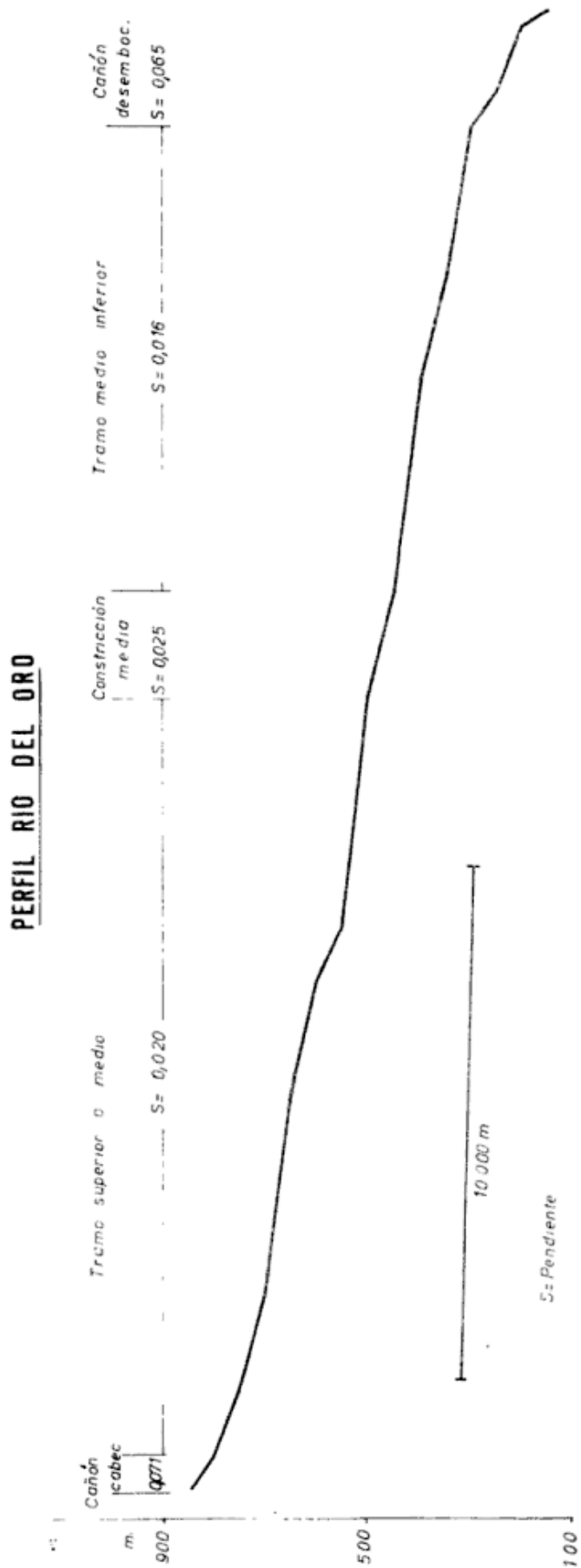


Fig. 4. — Perfil longitudinal del río del Oro

En lo que atañe a la *pendiente*, sus valores —determinados en distintos sectores del río— oscilan entre 0,016 y 0,065, correspondiendo las cifras menores al tramo medio-inferior del curso y las mayores a la garganta o constricción de cabeceras. Asimismo, el perfil longitudinal del río del Oro muestra un trazado irregular (fig. 4) caracterizado por tres zonas de pendiente marcada —correspondientes a las constricciones del valle— y dos —más alargadas— de pendiente menor. Únicamente en la zona proximal o de cabeceras se ha podido detectar cierta concavidad en el perfil que —probablemente y como lo enunciara Hack (1957)— sería causada por decrecimiento en el tamaño de los materiales transportados.

6.2. *Diseño del drenaje.*

El río del Oro es, a lo largo de casi todo su curso, una corriente típicamente *anastomosada* o *trenzada* (“braided river”). Según Fahnestock (1963) los canales anastomosados se encuentran en las elevaciones del plano aluvial y los cauces aparecen limitados por albardones; sin embargo, en el río del Oro los álveos están emplazados en sectores deprimidos, se separan entre sí por barras alargadas paralelas al flujo y los límites de la zona drenada aparecen marcados por terrazas fluviales contituidas por material principalmente psefítico.

Leopold y Wolman (1957) han demostrado que un mismo río puede tener distinto diseño en diversos tramos de su curso. El que nos ocupa se caracteriza por poseer típico anastomosamiento tanto en su sector de cabeceras como en su tramo medio-superior. Sin embargo, donde aparecen los angostamientos del valle, el río está confinado a un solo canal con diseño *rectilíneo*; este tipo de alteración en la configuración del valle ha sido destacado como un impedimento para el anastomosamiento por Fahnestock (1963), ya que ese diseño alcanza máximo desarrollo cuando la sección del valle es suficientemente

amplia. Por otra parte, el tramo medio-inferior del río del Oro muestra importante incremento en *sinuosidad* en relación con el sector medio-superior (Cf. cuadro I) y —en cierta manera— una pérdida parcial de su aspecto trenzado. Si bien las cifras resultantes de sinuosidad para el tramo medio-inferior corresponden también a las de cursos anastomosados (Cf. Leopold *et al.*, 1964), es nuestra idea que esta sección del río equivaldría a los canales que Wolman y Brush (1961) denominaron *pseudomeandrosos* (fotog. 3) y que han sido identificados en planicies fluvio-glaciales encauzadas de diseño anastomosado (“braided valley trains”) por Fahnestock (1963).

El reconocimiento de las distintas variedades de diseño fluvial es —como lo destacaran numerosos autores— de fundamental importancia. Leopold y Wolman (1957) han enunciado que los cursos anastomosados y meandrosos pueden diferenciarse empleando combinaciones de pendiente, descarga y relación ancho-profundidad. Fahnestock (*op. cit.*) indicó que para una determinada descarga, los canales trenzados aparecen a mayor pendiente y que, a igualdad de



Fotog. 3. — Fotografía del tramo medio-inferior del río del Oro; obsérvense los pseudomeandros

CUADRO I

Area de drenaje	270 km ²
Sumatoria longitud de canales	280 km
Densidad del drenaje (longitud/área)	1,037

N° de orden canales	Cantidad de canales de determinado orden	Relación de bifurcación
5	1	3,00
4	3	5,33
3	16	3,50
2	56	3,33
1	187	
Promedio.....		3,79

Tramo	Sinuosidad (longitud canal/ distancia valle abajo)
Cabeceras.....	1,05
Superior-medio.....	1,03
Medio-inferior.....	1,20
Cañón desembocadura.....	1,33
Delta.....	1,12
Promedio río del Oro.....	1,098

pendiente, se encuentran cuando la descarga es más alta. En este sentido, Allen (1970) presenta la siguiente relación: $S = 0,013 Q_b^{-0,44}$, en la que S es la pendiente y Q_b la descarga; en el caso de una corriente anastomosada —como el río del Oro—, S (en la fórmula) será menor que la pendiente real. Como una consecuencia de este carácter los cursos trenzados están, normalmente, constituidos por materiales más gruesos y heterogéneos (Leopold *et al.*, 1964) y contienen bancos menos profundos y más anchos que las corrientes meandrosas (Allen, 1970).

Ya se conoce que el anastomosamiento es un tipo de drenaje ajustado a canales que poseen un material particular y se presenta como respuesta a una carga de detritos demasiado grande como para ser llevada por un solo curso de agua.

Con todo, es conveniente hacer una breve referencia a las causas que determinan tal diseño; al respecto, Fahnestock (1963) distinguió cuatro posibles factores, que pueden ser resumidos en: 1) presencia de bancos erosionables, 2) rápida variación en la descarga, 3) pendiente y 4) abundancia de carga. A todos estos elementos puede adicionarse otro —ya mencionado— que es la granulometría gruesa y la heterogeneidad del material transportado (Leopold *et al.*, *op. cit.*).

La *factibilidad de erosión* de los bancos ha sido mencionada como una de las causas de anastomosamiento por Fisk (1943), Friedkin (1945) y Mackin (1956), pero en la opinión de Fahnestock (*op. cit.*) no parece, en sí mismo un elemento determinante; en cambio, la *rápida variación en descarga* ha sido

considerada por Doeghs (1951), Fahnestock (*op. cit.*) y Knighton (1972) como un factor fundamental en la formación de canales entrelazados. En lo que respecta a la *pendiente*, hemos comprobado que la abundancia de cauces en una sección transversal determinada del curso, está en íntima vinculación con este parámetro; en las zonas de mayor pendiente los canales tienden a unirse en uno o dos álveos principales, en cambio cuando la pendiente es menor el drenaje se diversifica; cabe agregar que si consideramos el valor de descarga de $12 \text{ m}^3/\text{seg.}$, la cifra límite de pendiente que separa cauces anastomosados de meandrosos (Cf. Allen, *op. cit.*) se encuentra en 0,012, dato que es considerablemente inferior a los obtenidos en cualquiera de los sectores del río del Oro (fig. 4). Por otra parte, la *abundancia de carga*, a la vez que el proceso de *deposición local* dentro del álveo, es la causa fundamental de anastomosamiento para Russell (1939) y Hjulström (1952). En tal sentido, es conveniente recordar la discusión presentada por Leopold *et al.* (1964) en la que sostienen que el continuo cambio de curso de los canales trenzados es debido a la gran rapidez de respuesta a la depositación de bloques y a las fluctuaciones diurnas en descarga que acompañan al derretimiento glacial; con este enunciado, los autores antes mencionados no sólo reconocen la importancia de la proporción de carga, sino también de su naturaleza y de la variación en descarga. Estos mismos investigadores dedujeron también que los mayores cambios en el thalweg ocurren durante crecientes importantes y que la depositación selectiva del material grueso forma la barra central que, a su vez, divide el flujo e incrementa el ataque erosional sobre los bancos. El hecho de que tanto el aumento de descarga como el decrecimiento de la pendiente contribuyan a la diversificación, confirma la idea de Allen (1970) en el sentido de que en un mismo sector, la suma de caudales de varios cursos en-

trelazados es superior a la de un solo canal.

Como lo hemos mencionado, para muchos autores el anastomosamiento revela gran inestabilidad de los cauces que lo constituyen. Fahnestock (1963) y Leopold *et al.* (1964), al ocuparse de planicies fluvio-glaciales entrelazadas, han reconocido importantes cambios diurnos, y aún horarios, en la distribución y número de canales que componen determinados sectores transversales de los valles. Sin embargo, no es conveniente extraer generalizaciones de tales observaciones, pues el río del Oro ha mostrado, si se quiere, una sensible estabilidad de los cauces durante el lapso en que lo hemos visitado, de tal suerte que en muchos sectores las barras que separan cauces divergentes no cambiaron su configuración de manera sensible. También es real que en la época de nuestra estadía en la región no hemos observado incrementos importantes en la descarga fluvial por aumento de precipitaciones o en la intensidad del derretimiento glacial. En consecuencia, no es aventurado suponer que los cambios en la posición de los diversos cursos de agua se producen fundamentalmente durante períodos en los que la descarga está exagerada respecto al caudal normal, proceso que trae como consecuencia una más intensa erosión de las barras y depositación de materiales muy gruesos en los cauces que —en condiciones de flujo normal— no pueden ser removidos.

6.3. Comportamiento hidráulico

El número de canales que constituyen el río del Oro en sus distintos sectores varía desde uno hasta cuatro, aunque por lo común se destacan —por sección— uno o dos brazos de mayor magnitud y caudal, que según Knighton (1972) son los que ofrecen menor resistencia al flujo. Las medidas de los canales mayores, ubicados principalmente en lugares donde existe un solo curso de agua, oscilan entre 10 y 20 m de ancho

CUADRO II

	a	p	R	A	v	D	Re	F
Salida glaciár.....	2,0	0,60	0,375	1,20	3,000	3,600	$11,393 \times 10^5$	1,30
Planicie fluvio-glaciál (canal menor.....)	3,0	0,30	0,250	0,90	2,000	1,800	$3,797 \times 10^5$	1,16
Tramo superior-medio (canal principal).....	8,0	0,60	0,521	4,80	1,538	7,382	$5,840 \times 10^5$	0,66
Idem. Canal único.....	18,0	0,80	0,734	14,40				
Idem. Canal único.....	15,0	0,60	0,555	9,00	1,426	12,834	$5,415 \times 10^5$	0,61
Idem. Canal menor.....	3,5	0,18		0,63	0,465	0,293	$0,528 \times 10^5$	0,35
Idem. Canal principal.....	10,0	0,32		3,20	0,909	2,909	$1,841 \times 10^5$	0,51
Tramo medio-inferior (canal único.....)	10,0	1,40	1,093	14,00				
Cañón desembocadura (canal único.....)	20,0	0,80	0,740	16,00	0,777	12,432	$3,961 \times 10^5$	0,27
Delta (canal principal).....	2,0	0,20	0,166	0,40	0,606	0,242	$0,767 \times 10^5$	0,43
Delta (canal principal).....	3,5	0,15	0,138	0,53	0,750	0,394	$0,711 \times 10^5$	0,63

a = ancho (metros); p = profundidad (metros); R = radio hidráulico; A = área canal (metros cuadrados); v = velocidad (metros/segundos); D = descarga (metros cúbicos/segundos); Re = número de Reynolds; F = número de Froude.

por 0,60 y 1,40 m de profundidad, con área variable entre 9 y 15 m² (cuadro II). Por su parte, los brazos de menor envergadura poseen —por lo general— entre 2 y 3,5 m de amplitud por 0,15 a 0,30 m de profundidad máxima y abarcan un área normalmente menor a 1 m². Entre estos casos extremos existen canales de dimensiones intermedias, aunque en escasa proporción. Para los cauces más importantes, el *radio hidráulico* (relación entre área de la sección y perímetro del corte del canal) varía entre 1,093 y 0,555, en tanto que para los brazos menores sus cifras van de 0,138 a 0,250; en general, puede apreciarse que el radio hidráulico tiene valores similares a los de profundidad (Cf. cuadro II).

La *velocidad* de las corrientes, por su parte, ha sido determinada en forma aproximada en la superficie de los cursos de agua y sus resultados pueden estar

sujetos a error. Sin embargo, y con fines ilustrativos y comparativos, es conveniente mencionar que sus valores oscilan entre 0,5 y 3 m/seg.; las cifras más altas de velocidad se han obtenido, en general, hacia el sector de cabeceras del río del Oro (cuadro II) y son mayores en los sitios donde el número de canales es mínimo (lo que probaría su relación con la pendiente); además, considerando únicamente los álveos principales y únicos, se advierte claro decrecimiento de velocidad corriente abajo.

En lo concerniente a *descarga* o *caudal* se han registrado cifras variables que oscilan entre 0,2 y 12,8 m³/seg. Los gráficos de forma-caudal de la figura 5 muestran una mayor (o más perfecta) correlación directa en los pares descarga-profundidad, descarga-ancho y descarga-radio hidráulico; la relación descarga-velocidad es, con todo, algo menor que la mostrada por Leopold y

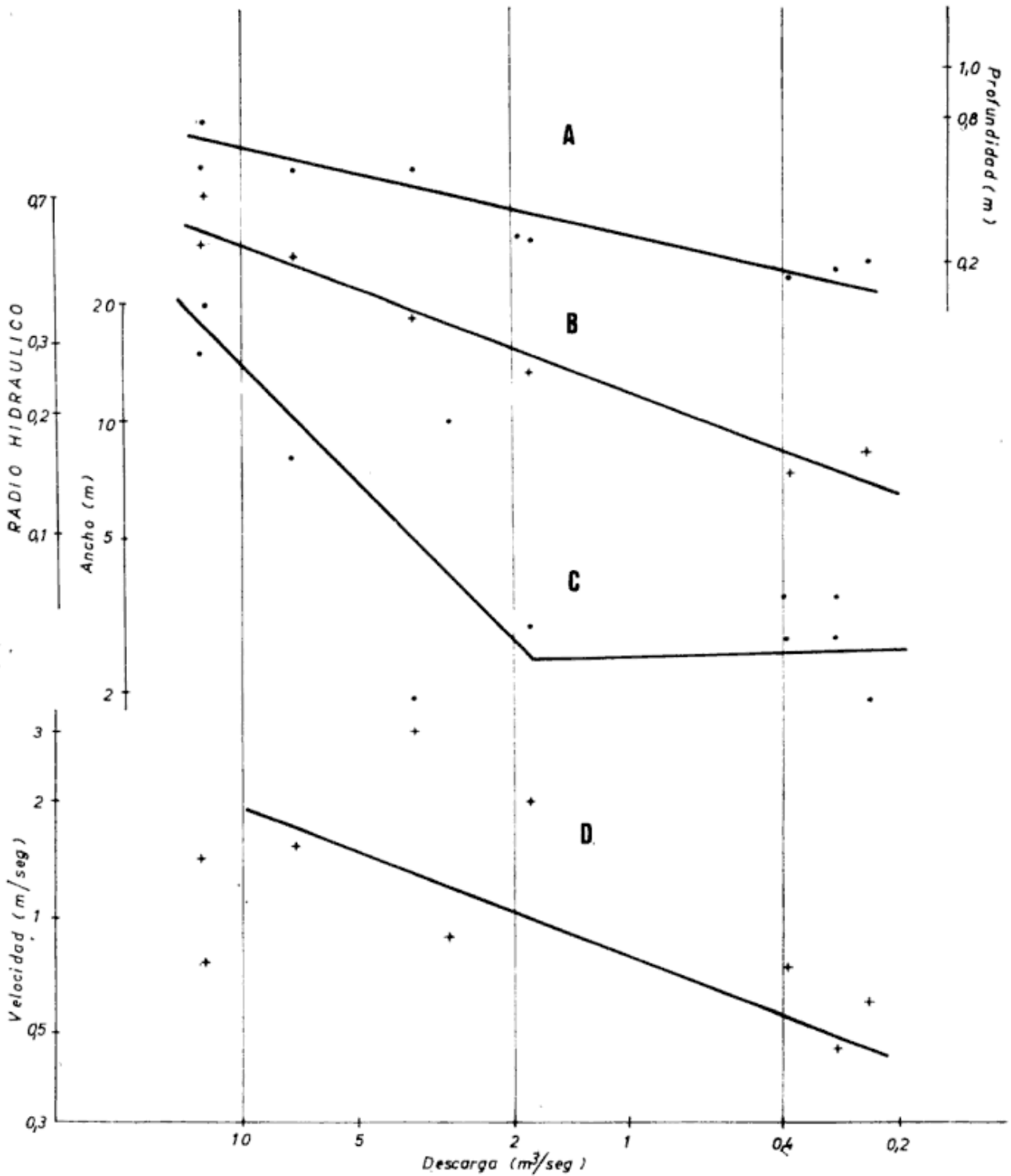


Fig. 5. — Gráficos forma-descarga. A, profundidad-descarga ; B, radio hidráulico-descarga ; C, ancho-descarga ; D, velocidad-descarga

Maddock (1953), Leopold y Miller (1956) y Fahnestock (1963) ; por lo que el caudal parecería depender más de la forma del canal.

La forma de los canales es función del tipo de materiales que constituyen su fondo y márgenes (Blench, 1956),

por lo tanto es necesario considerar, al menos brevemente, la configuración del fondo y el tipo de materiales que intervienen en el proceso. El *lecho* ("stream bed") es para Leopold *et al.* (1964) de gran importancia dado que: 1) es parte del álveo y en consecuencia

constituye un rasgo del paisaje, 2) sus materiales forman parte del registro geológico, 3) su reconocimiento e interpretación se pueden usar para reconstruir la historia geológica y la paleogeografía y 4) los materiales y su comportamiento son parte integral de la mecánica fluvial. Estos mismos autores mencionan, además, que el lecho consiste esencialmente en clastos y en agregados de clastos que constituyen, a su vez, las estructuras de la capa. Los materiales, principalmente de naturaleza psefítica, serán analizados con alguna intensidad en una próxima contribución; de las estructuras haremos ahora una breve reseña.

Allen (1970) ha indicado que el hecho del canal se caracteriza tanto por grandes rasgos como por formas menores. Entre los primeros, el cauce del río del Oro incluye normalmente *barras* de tipo barján que, según Allen, son típicas de lechos gravosos y cuya altura es —por lo común— de 10 a 20 % respecto a la profundidad del canal; estos rasgos se presentan frecuentemente en los sectores donde la corriente consta de uno o dos brazos mayores. Además, las barras son alargadas en el sentido del flujo, por lo que podrían ser consideradas *barras longitudinales*, de cuya acreción resultarían los diseños anastomosados (Smith, 1970).

Entre las figuras menores, hemos identificado antidunas (Gilbert, 1914) a lo largo de casi todo el curso del río. Estos rasgos, que son comunes en canales anchos y poco profundos ubicados en zonas de alta pendiente, pertenecen principalmente a la variedad que Simons *et al.* (1961) denominaron *ondas estacionales* (“standing waves”) e incluyeron posteriormente (Simons *et al.*, 1966) como antidunas; cabe acotar que estas estructuras han sido consideradas típicas para corrientes anastomosadas por Fahnestock (*op. cit.*), Leopold *et al.* (*op. cit.*) y Allen (*op. cit.*). Estas antidunas aparecen cuando la velocidad excede la celeridad de una simple onda armónica y se marcan en el piso del

cauce en fase con las olas superficiales. Su formación está íntimamente vinculada (como lo veremos más adelante) con el régimen del río, en especial su velocidad, resistencia y tipo de flujo. Fahnestock cree que el movimiento de las antidunas es discontinuo y agrega que son rasgos estacionarios o se mueven sólo 30 a 60 cm corriente arriba antes de ser reemplazados por un nuevo tipo de antidunas; además, estas figuras se forman cuando los rodados del fondo se mueven por tracción sobre un piso de sedimentos más finos y la descarga se incrementa marcadamente.

En los tramos finales del río, más exactamente en canales pequeños y poco profundos ubicados en la zona deltaica, se han observado *óndulas linguoides* originadas bajo otras condiciones de flujo en materiales de granulometría considerablemente más fina. Asimismo, en algunos sectores del ambiente de delta también se han encontrado canales más amplios, aunque de baja profundidad y faltos de agua en condiciones de descarga normal, caracterizados por un *lecho liso* (“plane bed”) con algunas *marcas de escurrimiento* o *cavas* (“rill marks”).

El conjunto de datos que hemos presentado precedentemente contribuye a la determinación del régimen del río del Oro. El *régimen* de un río queda constituido por la totalidad de su flujo promedio y las características de los canales durante un corto período de tiempo (Middleton, 1965). La topografía, el clima y el marco geológico de una región son los elementos que determinan los rasgos que en un río sirven para apreciar sus condiciones hidráulicas. Estos caracteres son, a nuestro entender, los siguientes:

- a) Forma —en especial profundidad y ancho— y número de canales.
- b) Descarga o caudal, que es inversamente proporcional a la resistencia a la circulación o al coeficiente de Darcy-Weisbach

- ($f \sim Q^{-0.41}$; Leopold *et al.*, 1964).
- c) Velocidad de la corriente.
 - d) Tipo y cantidad de materiales que constituyen el fondo (que junto con las estructuras determinan su *aspereza* ("roughness").
 - e) Configuración o estructura del lecho.

En base a este conjunto de caracteres, puede, entonces, determinarse el tipo de corriente que opera en el área de estudio. Para ello es necesario establecer si el flujo es:

- a) fijo (permanente) o no fijo ("steady o unsteady");
- b) uniforme o no uniforme;
- c) laminar o turbulento;
- d) lento (tranquilo) o rápido;
- e) régimen de flujo bajo, de transición o alto ("lower, transition o upper flow regime").

En todos estos parámetros el principal elemento de distinción es la velocidad de la corriente, que como lo mencionaran Leopold *et al.* (1964) es — a su vez — función de la pendiente, profundidad y aspereza del fondo.

El flujo fijo se caracteriza por la ausencia de cambios de velocidad (en magnitud y dirección) con el tiempo en cualquier punto estacionario ubicado en el espacio por el que el flujo pasa (Rouse, 1938). Tomando como válida esta definición es sencillo deducir que la corriente del río del Oro es *no fija* (*no permanente*). Sin embargo, Middleton (1965) ha considerado que algunos flujos pueden ser denominados fijos, si en lugar de tomar en cuenta la velocidad instantánea se emplea un promedio de velocidades.

Por su parte, los flujos uniformes son aquéllos en los que la magnitud y dirección de los vectores de velocidad permanecen constantes en cualquier instante a lo largo de todo el recorrido de la línea de corriente ("streamline"). En base a este concepto, el río del Oro

presenta un curso *no uniforme*, ya que los datos de velocidad superficial varían permanentemente a lo largo del curso. Los flujos de este tipo han sido considerados comunes en corrientes naturales por Simons *et al.* (1961) a causa de las expansiones y contracciones locales de las secciones transversales de los cauces.

También desde el punto de vista de la velocidad de la corriente, el flujo del río del Oro puede ser clasificado como *turbulento*, ya que a cada instante se encuentra fuertemente distorsionado, es decir que las líneas de corriente son curvas, incoherentes y de amplitud variable (Cf. Allen, 1970). El número de Reynolds (Re) permite deducir si un curso es laminar o turbulento; en nuestro caso, las cifras resultantes de Re superan considerablemente, en todas las determinaciones efectuadas (cuadro II), el valor crítico de 2.000 que sirve de límite inferior del flujo turbulento.

De la relación entre velocidad y profundidad surge otra cifra denominada número de Froude, que permite reconocer si el flujo es lento o rápido (Briggs y Middleton, 1965; Simons *et al.*, 1965); mas es utilizable cuando el flujo es no fijo y no uniforme (Simons *et al.*, 1961). En el río del Oro sólo se han encontrado cifras del número de Froude superiores a 1 en el sector de cabeceras, aguas arriba del lago Muñoz, por lo que el flujo puede clasificarse como *rápido* o *supercrítico*; en los canales principales del tramo medio-superior, F varía entre 0,66 y 0,51, en tanto que en la zona de la desembocadura y delta el parámetro está por debajo de 0,43. Esta serie de cambios numéricos indica a las claras decrecimiento aguas abajo en la rapidez efectiva de las corrientes, por lo que el flujo pasa desde un estado rápido a uno transicional y finalmente a otro lento, en los últimos sectores del río del Oro. En resumen, los flujos de esta corriente pueden considerarse en algunos casos *turbulentos tranquilos* (*subcríticos* para Briggs y Middleton, 1965) o *turbulentos rápidos*

en otros (o *supercríticos* para los mismos autores).

Finalmente, en base a la aspereza y a las características estructurales del lecho del río se puede determinar si su régimen de flujo ("flow regime") es bajo, alto o de transición. Para Fahnestock y Haushild (1962) la presencia de material psefítico en un canal es evidencia de que el flujo está en régimen alto; sin embargo, cuando la granulometría es gruesa es necesario, para que exista régimen de flujo alto, que el número de Froude sea elevado. No obstante, el elemento más útil que poseemos para determinar este carácter es la presencia, en casi todo el curso del río del Oro, de ondas estacionarias o antidunas de forma curva y simétrica (Simons *et al.*, 1961; Simons y Richardson, 1966). Asimismo, las capas planas o lisas ("plane beds") reconocidas en algunos sectores del delta son también evidencia de régimen y gradiente algo elevado del río, aunque denotan menor velocidad y concentración de sedimento transportado (Harms y Fahnestock, 1965) en relación con las antidunas. Estos dos rasgos de régimen de flujo alto son consecuencia de la íntima relación existente entre las ondulaciones que se producen en la superficie del agua y las que se originan en el piso del canal (Simons y Richardson, 1966). Por otra parte, la presencia de óndulas en algunos canales deltaicos pandos y de pequeño porte es indicadora de regímenes de flujo bajos o tranquilos (Simons *et al.*, 1961) con muy escasa cantidad de carga, del orden de 10 a 200 ppm en peso (Simons *et al.*, 1965; Simons y Richardson, 1966).

6.4. Valle del río del Oro

El valle del río del Oro mide 30.720 m de longitud y se caracteriza por su forma de típica artesa glacial, con excepción de algunos sectores en los que aparecen los ya citados angostamientos producidos por afloramientos de rocas precuaternarias en su piso. Su ancho es

variable y los máximos valores se registran aguas abajo de la constricción de cabeceras, o sea en el tramo superior a medio (Cf. fig. 3).

Desde el punto de vista descriptivo, el valle puede ser subdividido —en sentido transversal— en dos sectores, uno comprende a la zona de los laterales o pendientes y el otro es el piso mismo de la depresión.

La *zona de pendientes o faldeos* ("hillslopes") va desde la línea de cumbres al piso del valle exclusive y comprende a los cursos tributarios al río del Oro (canales de orden menor), a las paredes de roca y a los detritos derivados de su remoción en masa. Por lo general, las pendientes de la zona del río del Oro se caracterizan por la presencia de *facetas o tramos* (facets), o segmentos más o menos rectilíneos de la pendiente o de su perfil (Leopold *et al.*, 1964); normalmente, las facetas situadas hacia el tramo superior o pendiente crestal ("crest slope") y media ("mid-slope") están constituidas por afloramientos de roca de base. Las facetas de la cresta poseen cierta convexidad por lo que pueden ser consideradas como *elementos* de la pendiente



Fotog. 4. — Fotografía de la zona de taludes en el tramo medio-superior del valle del río del Oro

(Leopold *et al.*, *op. cit.*); en cambio, las ubicadas hacia la pendiente media son secciones rectilíneas con ángulo de inclinación superficial variable según el tipo de roca que las constituye; así, las pendientes labradas en metamorfitas miden —en general— entre 30 y 35°, en tanto que las formadas por Vulcanitas del Cerro San Lorenzo alcanzan, en el sector superior a medio del valle, 55° y poseen mayor valor de caída (“fall”).

Por su parte, las facetas ubicadas hacia la pendiente inferior (“foot-slope”) están constituidas —por lo común— por detritos acumulados mediante procesos de remoción en masa esencialmente secos, que constituyen *taludes* o *conos de deyección*; estos rasgos, que aparecen muy bien representados en el tramo superior a medio del valle (fotog. 4), poseen ángulos de pendiente que alcanzan 32°. Asimismo, es muy común que los afloramientos de roca de base formen la totalidad de la pendiente; esto ocurre en el sector medio y medio-inferior del valle, donde los asomos de metamorfitas y vulcanitas van desde la cresta a la base de la pendiente; en algunos casos su caída es uniforme, en tanto que en otros el pie de la pendiente está constituido por elementos cóncavos hacia arriba y con caída menos marcada.

El fondo plano del valle glacial ocupado por el río del Oro se caracteriza por la presencia de, al menos, tres rasgos importantes, aparte de los canales actuales del río en sí. Estas formas son: niveles de terrazas, angostamientos o constricciones del valle y abanicos aluviales (fig. 3).

Las *terrazas*, son una prueba de la existencia de procesos de degradación fluvial. Se trata de restos o retazos de planicies de inundación más antiguas y continuas y están constituidas casi totalmente por materiales psefíticos sin estratificación evidente y con frecuente estructura imbricada. No es nuestra intención, al menos por el momento, adentrarnos en particularidades sobre la



Fig. 6. — Esquema de la distribución de las terrazas en el tramo medio del valle del río del Oro.

constitución de las gravas ni en la diferenciación y caracterización de unidades litoestratigráficas.

Con todo, en el diagrama de la figura 6 se muestra, en una sección del tramo medio a superior del valle, la disposición del conjunto de terrazas. En esta zona, donde aparecen muy bien representados, hemos reconocido seis escalones, distribuidos —en general— asimétricamente; esta asimetría es común a lo largo de todo el valle. Los niveles 1 y 2 de la figura 6 parecen corresponder a dos recortes de un solo relleno aluvial, ya que arealmente se advierte un claro pasaje transicional entre ambos. Por su parte, el nivel 6 —que en la figura se ve únicamente en el flanco sur del valle— consiste en una planicie de inundación muy continua y disectada por crecientes excepcionales del río ocurridas pocas decenas de años atrás. Finalmente, cabe destacar que la terraza de mayor desarrollo regional es la correspondiente al nivel 5.

Todos estos niveles de terrazas, desarrollados con posterioridad a los grandes englazamientos pleistocénicos, se habrían formado por sucesivos episodios de degradación fluvial quizás debidos a decrecimiento pulsatorio en el nivel de las aguas del complejo lacustre Pueyrredón-Posadas; al respecto, en la opinión de González Díaz (com. pers.) parecerían conservarse restos de antiguas líneas de costa apoyados sobre los paredones que bordean al lago Pueyrredón.

Otros elementos identificados a lo largo del valle son los tres *angostamientos* de valle ocasionados por la aparición

de afloramientos de roca del sustrato que han sido disectados en profundidad —pero no ensanchados— por degradación fluvial. La *garganta de cabeceras* consiste en un surco profundo de probable origen glacio-fluvial elaborado en vulcanitas muy resistentes a la erosión, ubicado aguas abajo de la zona en la que confluían dos grandes cuerpos de hielo que procedían de la vertiente norte del monte San Lorenzo y de la cadena de cerros ubicada al este del valle. La *segunda constricción*, emplazada en el tramo medio del valle, es de pequeña magnitud longitudinal y vertical, pero de gran importancia, pues ha sido interpretada como resultado de la intensa erosión fluvial que —en ese sector— ha alcanzado mayor profundidad que la erosión glacial antecedente; este cierre parcial del valle está provocado por asomos de roca metamórfica fresca y resistente, aunque en el mapa de la figura 3 no se observa claramente, pues la roca aparece cubierta por depósitos de planicie de inundación, especialmente sobre la margen izquierda del río del Oro. Por su parte, el *angostamiento o cañón de la desembocadura*, o más exactamente próximo a ella, tiene unos 2.700 m de longitud y más de 200 m de profundidad, y es la consecuencia de la exondación fluvial de las paredes y base del valle glacial colgante (hoy del río del Oro) que durante el Pleistoceno fuera tributario del valle glacial mayor, ahora ocupado por los Lagos Pueyrredón-Posadas; este proceso de corte es la consecuencia entonces, del trabajo del río para alcanzar su perfil de equilibrio respecto al nivel de base constituido por esos lagos.

Finalmente, el valle estudiado muestra, en el área de la desembocadura de diversos cursos tributarios al río del Oro, típicos *abanicos aluviales* de variadas dimensiones (fig. 3). Estos rasgos, aparecen frecuentemente adosados al río del Oro y su crecimiento, en muchos casos, ha obligado a esta corriente a recostarse contra la margen opuesta del valle. Los abanicos se concentran, en el

tramo medio-superior, sobre la margen derecha del valle y los mayores son los originados por torrenteras procedentes de los cerros Pico Agudo y Tiburcio y por los ríos San José y Avilés (fig. 3). Por su parte, en el sector medio-inferior del valle, los abanicos aparecen sobre su margen izquierda y frecuentemente forman rasgos construccionales continuos (abanicos coalescentes).

Por lo general, los abanicos aluviales muestran su típica forma triangular en planta, están todos constituidos por materiales gruesos (pséfitas), angulosos y límpidos, y exhiben diseño de drenaje típicamente distributivo (fig. 3). Algunos pertenecen a la variedad que Lustig (1965) ha llamado *abanicos colgantes*, ya que aparecen disectados en su base por la acción erosiva más intensa del curso troncal o río del Oro; en tanto, otros —como por ejemplo el del río San José (fig. 3)— aparecen divididos, en sentido longitudinal al abanico mismo, a causa de la reactivación de la acción degradante del mismo curso que les dio origen.

6.5. Delta del río del Oro

El delta del río del Oro (fig. 7) forma una proyección convexa en el lago Pueyrredón, por lo que puede asignarse a la variedad que Johnson (1919) denominó *delta arqueado* (“arcuate delta”), que se forma cuando el sedimento fluvial es depositado en un frente más ancho que el correspondiente a la boca del río. Según Hutchinson (1957) los deltas arqueados se forman a los costados de lagos alargados y angostos (como el Pueyrredón) y con su crecimiento pueden llegar a dividir el cuerpo de agua en dos partes.

El delta que nos ocupa tiene forma de semi-elipse cortada a lo largo de su eje mayor, cuyo rumbo es aproximadamente oeste-noroeste-este-sudeste y su magnitud es de unos 4.000 m; por su parte, la dimensión perpendicular (o eje menor) alcanza alrededor de 1.600 m de desarrollo.

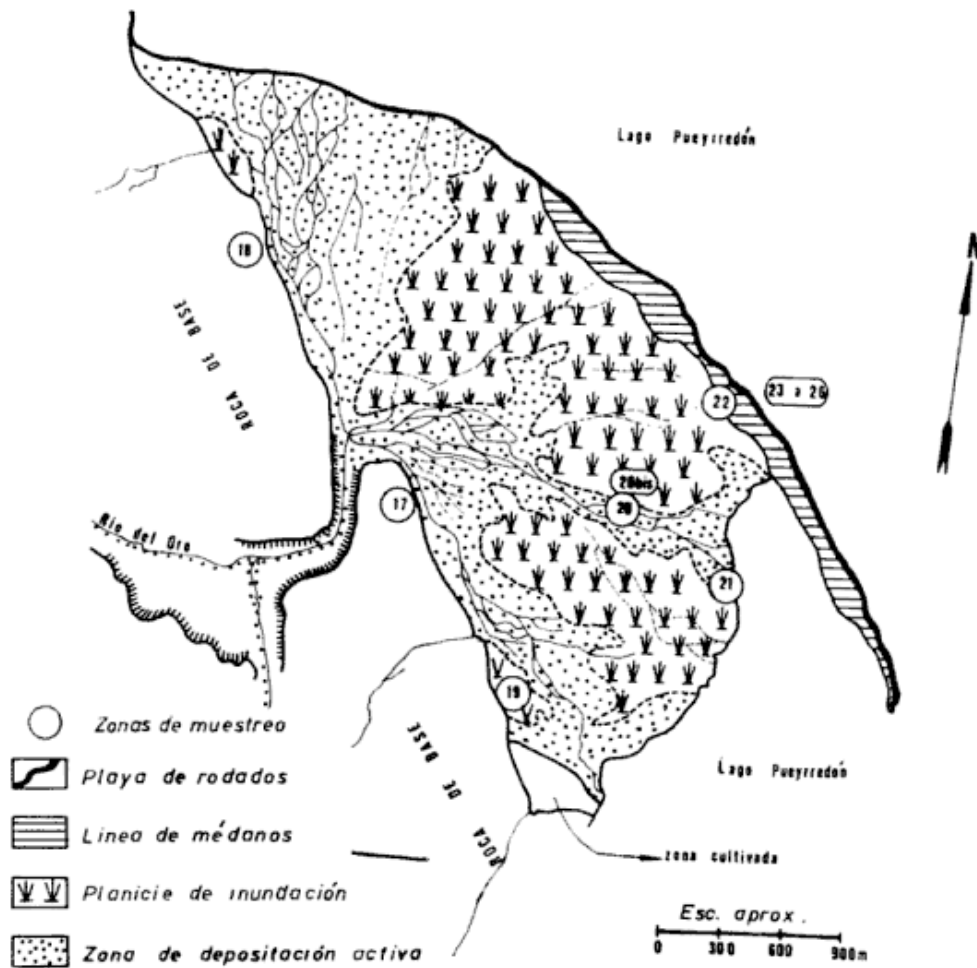


Fig. 7. — Mapa geomorfológico del delta del río del Oro

Desde el punto de vista geomorfológico hemos reconocido dentro del delta varias secciones. La primera comprende al área afectada por las líneas de drenaje actuales, que presentan una forma de abanico irregular y se inicia en el ápice del delta, punto desde el cual se abre en tres brazos principales (fig. 7). El primero, con drenaje hacia el noroeste y pendiente de 0,046, aparece recostado contra los acantilados que limitan el valle del lago Pueyrredón, los que —a su vez— están constituidos principalmente por rocas correspondientes a las formaciones Kachaike y El Quemado. El segundo brazo desagua hacia el este y se adentra en el delta del río del Oro; por su parte, el último corre pegado a la pared del valle del lago Pueyrredón (que aquí está constituida por sedimen-

titas del Grupo Chubut) y su pendiente alcanza el valor de 0,053 cerca del ápice. Estos tres brazos de drenaje están caracterizados —como lo mencionara Russell (1967)— por un intrincado diseño de canales (fig. 7); de ellos, el brazo central es el que muestra a lo largo de todo su recorrido una típica red anastomosada, en tanto que los brazos laterales tienden a concentrar sus aguas de drenaje en un curso principal. Como lo muestra el cuadro II, las dimensiones (ancho, profundidad, radio hidráulico) de los canales deltaicos aparecen bastante disminuidas respecto a las de los cursos del río del Oro en el ambiente de valle. Asimismo, la velocidad y descarga de los canales individuales decrecen considerablemente. Como se ha mencionado anteriormente,

también varían las estructuras del lecho, en tanto que los materiales van desde escasas gravas medianas a limos.

La segunda sección comprende a una zona caracterizada por un piso duro, de naturaleza principalmente arcillosa, que aparece cubierto por rala vegetación de pastos duros y plantas leñosas de baja talla. En general, se trata de una *planicie de inundación* de los canales actuales que muestra algunas sombras de líneas de drenaje ya abandonadas por los cursos deltaicos (fig. 7). En el sector austral del cuerpo, esta área aparece frecuentemente anegada por aguas derivadas de la acción fluvial, y pasa en transición al ambiente lacustre.

La tercera sección consiste en un *cordón o cresta de médanos arenosos activos* de unos 100 m de ancho por 15 m de altitud, que aparece hacia el borde distal del delta, desde su parte media hacia el sur y se prolonga lago adentro formando parte de una *espiga* ("spit") de ese ancho, de unos 1.300 m de largo y de rumbo noroeste-sureste (fig. 7). Cadenas de médanos como la descrita han sido encontradas en varios grandes deltas por Wright y Coleman (1973). Por su parte, la espiga corresponde a la variedad que King describe como *simple* y aparece unida a la costa mediante un solo punto.

Quedan por analizar, finalmente, las características de la *costa* del lago Pueyrredón en la zona del delta del río del Oro. La dinámica se manifiesta de dos maneras en la región estudiada: por un lado, en el sector sudeste del delta, la acción del oleaje está inhibida por la presencia de la espiga, por lo que la costa, de pendiente muy suave, tiene una playa constituida por sedimentos finos (limos y arcillas) y —lago adentro— se encuentran una serie de islotes pequeños formados por agradación fluvial. En cambio, en la zona externa del delta, la franja litoral cambia totalmente su morfología (fotog. 5); desde el médano en dirección al lago hemos identificado: *a*) un *berma* o terraza chata de rodados de 2,5 m de lar-

go y entre 0,20 y 0,70 m de altura; *b*) una *cresta o cordón psefítico* ("beach-ridge"; King, 1972) paralela a la costa, de 1 m de ancho por 0,30 a 0,40 m de elevación; *c*) sección de arenas y sábulos con guijas y guijarros dispersos o "*sand run*", de 1,6 m de amplitud; esta zona, permanentemente bañada por las olas que llegan a la playa, marca el límite entre el sector subaéreo y subáqueo de la zona litoral; *d*) por último, y ya en medio subáqueo, se ha identificado una *barra* ("*bar*," en el sentido de King, *op cit.*) de material psefítico grueso, de 0,70 m de ancho por unos 0,50 m de altitud, que nunca sobrepasa el nivel del espejo de agua y marca el sitio donde se produce la rompiente de las olas.

Como lo mencionara Hutchinson (1957) el crecimiento del delta está gobernado por la cantidad de detrito suministrada por el río y la factibilidad de su remoción por la acción del oleaje y corrientes sobre la costa del lago. En el caso del delta del río del Oro hemos podido comprobar que el sector oriental ha alcanzado cierto equilibrio, como lo prueban la falta de canales flu-



Fotog. 5. — Vista de la costa de rodados del lago Pueyrredón en el área del delta del río del Oro.

viales activos, la presencia del cordón medanoso y el desarrollo de un típica costa lacustre de rodados. En cambio, hacia los extremos noroeste y sudeste se observa que la acción del drenaje es sumamente activa y la acumulación fluvial —en especial en el sector sudeste— no puede ser compensada por procesos de remoción, pues la energía cinética lacustre está inhibida por la proyección de la espiga. Como resultado de este fenómeno, el delta está actualmente en un activo proceso de crecimiento a lo largo de su eje mayor, o sea paralelamente a la pared del valle del lago Pueyrredón.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

- Ahlman, H. W. (1948). *Glaciological research on the North Atlantic coasts*. R. Geog. Soc. Res., ser. 1 (83 p.).
- Allen, J. R. L. (1970). *Physical processes of sedimentation*. Am. Elsevier. Earth Sci. Ser. 1 (248 p.). N. York.
- Blench, T. (1956). *Scale relations among sand-bed rivers including models*. Am. Soc. Civil Eng. Proc., paper 881 (19-25).
- Briggs, L. I. y Middleton, G. V. (1965). *Hydromechanical principles of sediment structure formation*. Soc. Econ. Pal. Min., Spec. Publ. 12 (5-16).
- Caldenius, C. C. (1932). *Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego*. Publ. Dir. Gral. Minas y Geol., 95 (150 p.).
- Carlston, Ch. W. (1963). *Drainage density and streamflow*. U. S. Geol. Survey, prof. paper 422-C (8 p.).
- Court, A. (1957). *The classification of glaciers*. J. Glaciol., 3, 1 (2-7).
- Doeglas, D. J. (1951). *Meanderende en verwilderde rivieren*. Geol. en Mijnbou, 13, 9 (297-299).
- Embleton, C. y King, C. A. M. (1968). *Glacial and periglacial geomorphology*. E. Arnold Ltd (608 p.). London.
- Fahnestock, R. K. (1963). *Morphology and hydrology of a glacial stream. White River, Mount Rainier Washington*. U. S. Geol. Survey, prof. paper 422-A (70 p.).
- Fahnestock, R. K. y Haushild, W. L. (1962). *Flume studies of the transport of pebbles and cobbles on a sand bed*. Geol. Soc. Am. Bull., 73, 11 (1431-1436).
- Feruglio, E. (1938). *El Cretáceo superior del lago San Martín (Patagonia) y de las regiones adyacentes*. Physis, XII (293-342). Bs. As.
- (1944). *Estudios geológicos en la región del lago Argentino (Patagonia) (Expedición Alberto M. De Agostini 1930-31)*. Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, XXXVII, Entr. 1-2 (208 p.).
- (1957). *Los glaciares de la Cordillera Argentina*. Geografía de la Argentina. Soc. Arg. Estud. Geog. (GAEA), VII, 19 p. (6-86).
- Fisk, H. N. (1943). *Summary of the geology of the lower alluvial valley of the Mississippi River*. Vicksburg Miss. U. S. Army Corps Eng., Waterways Exp. Sta., 30.
- Flint, R. F. (1930). *Classification of glacial deposits*. Am. J. Sci., 5, 19, 111 (169-176).
- (1955). *Pleistocene geology of Eastern South Dakota*. U. S. Geol. Survey, prof. paper 262 (173 p.).
- (1957). *Glacial and Pleistocene geology*. J. Wiley & sons, Inc. (553 p.). N. York.
- Friedkin, J. F. (1945). *A laboratory study of meandering of alluvial rivers*. Vicksburg Miss. U. S. Army Corps Eng. Waterways Exper. Sta, 1.
- Gilbert, G. K. (1914). *The transportation of debris by running water*. U. S. Geol. Survey, prof. paper 86 (263 p.).
- Hack, J. T. (1957). *Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland*. U. S. Geol. Survey, prof. paper 294-B (97 p.).
- Harms, J. C. y Fahnestock, R. K. (1965). *Stratification, bed forms and flow phenomena (with an example from the Río Grande)*. Soc. Econ. Pal. Min., Spec. Publ. 12 (84-115).
- Hatcher, J. B. (1900). *Sedimentary rocks from Southern Patagonia*. Am. J. Sci., IX, 50 (85-108).
- Hjulström, F. (1952). *The geomorphology of the alluvial outwash plains in Iceland and the mechanics of braided rivers*. Intern. Geog. Congr., 17^o, Wash., 1952, Proc. 337-342).
- Horton, R. E. (1945). *Erosional development of streams and their drainage basins; hydrological approach to quantitative morphology*. Geol. Soc. Am. Bull., 56,3 (275-370).
- Hutchinson, G. E. (1957). *A treatise on Limnology*. J. Wiley & sons (1015 p.) N. York.
- Johnson, D. W. (1919). *Shore processes and shoreline development*. J. Wiley & sons, (584 p.) N. York.
- King, C. A. M. (1972). *Beaches and coasts*. E. Arnold (570 p.), London.
- Knighton, A. D. (1972). *Changes in a braided reach*. Geol. Soc. Am. Bull. 83, 12 (3813-3822).
- Langbein, W. B. (1947). *Topographic characteristics of drainage basins*. U. S. Geol. Survey, Water-supply paper 968-C (125-157).

- Leanza, A. F. (1972). *Andes patagónicos australes*. Geología regional argentina (689-706) Obra Centenario, Acad. Nac. Cienc. Córdoba.
- Leopold, L. B. y Maddock, T. jr. (1953). *The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications*. U. S. Geol. Survey, prof. paper 252 (57 p.).
- Leopold, L. B. y Miller, J. P. (1956). *Ephemeral streams-hydraulic factors and their relation to the drainage net*. U. S. Geol. Survey, prof. paper 282-A (36 p.).
- Leopold, L. B. y Wolman, M. G. (1957). *River channel patterns: braided, meandering, and straight*. U. S. Geol. Survey, prof. paper 262-B (85 p.).
- Leopold, L. B., Wolman, M. G. y Miller, J. P. (1964). *Fluvial processes in geomorphology*. W. H. Freeman & Co. (552 p.), San Francisco.
- Lustig, L. K. (1965). *Clastic sedimentation in Deep Springs Valley, California*. U. S. Geol. Survey, prof. paper 352-F (131-192).
- Mackin, J. H. (1956). *Cause of braiding by a graded river (abs.)*. Geol. Soc. Am. Bull. 67, 12, pt. 2 (1717-1718).
- Middleton, G. V. (1965). *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation*. Soc. Econ. Pal. Min., Spec. Publ., 12 (265 p.).
- Miller, M. M. (1952). *The terms "névé" and "firn"*. J. Glaciol., 2 (150-151).
- Nichols, R. L. y Miller, M. M. (1951). *Glacial geology of Ameghino Valley, Lago Argentino, Patagonia*. Geog. Review, XLI, 2 (274-294).
- Riccardi, A. C. (1971). *Estratigrafía en el oriente de Bahía de La Lancha, Lago San Martín, Santa Cruz, Argentina*. Rev. Mus. La Plata, nva. ser., sec. geol. VII (245-318).
- Riggs, J. C. (1955). *Estudio geológico al sur de los lagos Pueyrredón y Posadas. Territorio de Santa Cruz*. Tesis Museo La Plata, n° 226 (119 p.).
- (1958). *Resumen geológico de la zona de los lagos Pueyrredón y Posadas, provincia de Santa Cruz*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XII, 2 (65-97).
- Rouse, H. (1938). *Fluid mechanics for hydraulic engineers*. Eng. Soc. Monograph. McGraw Hill Book Co. (422 p.), N. York.
- Russell, R. J. (1939). *Louisiana stream patterns*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 23, 8 (1199-1227).
- (1967). *Origin of estuaries*. In *Estuaries*, Ch. III (93-99), Publ. 83 Am. Assoc. Adv. Science.
- Servicio Meteorológico Nacional (1958). *Estadísticas climatológicas 1941-1950*. Publ. B 1, n° 3.
- (1969). *Estadísticas climatológicas 1951-1960*. Publ. B 1, n° 6.
- Sharp, R. P. (1960). *Glaciers*. Condon Lecture Publ., Univ. Oregon Press. In Embleton y King (1968).
- Simons, D. B. y Richardson, E. V. (1966). *Resistance to flow in alluvial channels*. U. S. Geol. Survey, prof. paper 422-P (61 p.).
- Simons, D. B.; Richardson, E. V. y Albertson, M. L. (1961). *Flume studies using medium sand (0,45 mm)*. U. S. Geol. Survey, Water supply paper, 1498-A (76 p.).
- Simons, D. B.; Richardson, E. V. y Nordin, C. F. jr. (1965). *Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels*. Soc. Econ. Pal. Min., Spec. Publ. 12 (34-52).
- Smith, N. D. (1970). *The braided stream depositional environments: comparison of the Platte River with some silurian clastic rocks, north central Appalachians*. Geol. Soc. Am. Bull. 81 (2993-3013).
- Wolman, M. G. y Brush, L. M. jr. (1961). *Factors controlling the size and shape of stream channels in coarse noncohesive sand*. U. S. Geol. Survey, prof. paper 282-G (183-210).
- Wright, C. S. y Prietsley, R. F. (1922). *British (Terra Nova) Antarctic expedition, 1910-13*. Ch. 7, Glaciology (Harrison, 1922, 581 p.). In Flint, R. F. (1957).
- Wright, L. D. y Coleman, J. M. (1973). *Variations in morphology of major river deltas as functions of ocean wave and river discharge regimes*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 57, 2 (370-398).

Recibido el 17 de julio de 1974.

REINTERPRETACION ESTRATIGRAFICA
DE LA PERFORACION PUNTA MOGOTES N° 1
PROVINCIA DE BUENOS AIRES, REPUBLICA ARGENTINA

POR HUMBERTO G. MARCHESE¹ Y ELDA C. DI PAOLA²

RESUMEN

Se efectuó la revisión y el estudio petrográfico detallado de testigos de corona de la perforación Punta Mogotes n° 1, realizada por la Dirección General de Minas y Geología (Servicio Hidrogeológico) en 1937. Se encontraron elementos de juicio suficientes para concluir: que las sedimentitas que integran la denominada Formación Punta Mogotes (Borrello, 1962) son el resultado de un ciclo sedimentario distinto del que depositó las cuarcitas suprayacentes de la Formación La Tinta. Los autores proponen denominar a aquella secuencia *Metapelitas Punta Mogotes*, y considerarla como parte integrante del "basamento" de las Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires, para el que utilizan la denominación de "Complejo Buenos Aires" *nom. nov.* Las Metapelitas Punta Mogotes, de posible edad precámbrica, están constituidas por pelitas pizarreñas afectadas por cierto grado de metamorfismo dinámico e intruidas por venas de cuarzo de origen magmático. Las cuarcitas de la Formación La Tinta están separadas de las Metapelitas Punta Mogotes por una discordancia erosiva, presumiblemente angular, y poseen un conglomerado en su base. Por no contar con elementos de juicio definitorios se postula para la Formación La Tinta edad precámbrica a eopaleozoica (?).

ABSTRACT

In the present paper the core-well samples from perforation Punta Mogotes n° 1, performed by the Dirección General de Minas y Geología (Servicio Hidrogeológico) in 1937, have been revised and its detailed petrographic study made. Based on several criteria the authors concluded that the sedimentites which belong to Punta Mogotes Formation (Borrello, 1962), are the result of a different sedimentary cycle which deposited the overlying quartzites. They propose calling that incomplete sequence "Metapelitas Punta Mogotes" and consider it as belonging to the basement of the Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires, which the authors called "Complejo Buenos Aires", *nom nov.* The Metapelitas Punta Mogotes are composed by slate-pelites intruded by quartz veins and affected by dynamic metamorphism, and its age is probably Precambrian. The Formation La Tinta quartzites are separated from the Metapelitas Punta Mogotes by an erosive and presumably angular discordance, its age range from Precambrian to Eo-Palezoic ?.

¹ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Departamento de Ciencias Geológicas. FCEN. UBA.

² Departamento de Ciencias Geológicas. FCEN. UBA.

INTRODUCCION

La revisión detallada de las características petrográfico-petroológicas de la perforación Punta Mogotes N° 1 ubicada a escasos metros del Faro Punta Mogotes, Provincia de Buenos Aires, y efectuada por la Dirección General de Minas y Geología (Servicio Hidrogeológico), fue encarada con la finalidad de determinar con exactitud la validez de los criterios estratigráficos sustentados por los distintos autores que estudiaron y estudian las Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires. Esta inquietud surgió como consecuencia de que algunos de estos criterios fueron distorsionados con el transcurso del tiempo y erróneamente empleados para efectuar correlaciones entre distintas localidades.

Los autores del presente trabajo consideraron que la revisión de la litología de este pozo aportaría datos de interés para las investigaciones que se están realizando en las Sierras Septentrionales, dadas las características de las muestras extraídas de la perforación: todos testigos de corona. Esto permitió efectuar estudios petrográficos, roentgenográficos, análisis químicos, y además la observación de los rasgos texturales y estructurales de las rocas del subsuelo.

ANTECEDENTES BIBLIOGRAFICOS

Como antecedentes bibliográficos de la Perforación Punta Mogotes N° 1 se mencionará, en forma prioritaria, la cita original y la descripción realizada por Tapia (1937), el que efectuó con criterio acertado la descripción detallada de las muestras del pozo. De la misma y a los fines de esta publicación cabe puntualizar la cita de la página 31, en la que dicho autor menciona la presencia de: "cuarcitas reposan en discordancia ? sobre esquistos filíticos y pizarras azuladas grises y sedosas comprimidas tectónicamente y con silicifi-

cación parcial. ¿Estos esquistos metamórficos corresponden al complejo cámbrico de las Sierras de la Ventana y Bravard estudiadas por Schiller? ¿El yaciente forma parte integrante de los estratos de La Tinta?". El mismo Tapia, en 1938, en la página 7 menciona: "En el Paleozoico (Silúrico) que con angular discordancia reposa sobre el basamento, las rocas de origen marino más frecuentes son las areniscas y cuarcitas, cuyos mayores espesores de 430 m han sido verificados por una perforación ejecutada hasta 500 m en Punta Mogotes.

Aquí reposa sobre esquistos arcillosos pizarreños de color azulado, silíceos y fuertemente afectados por presión". En la pág. 10 asigna edad cámbrica a los estratos que se encuentran entre los 413,79 m y 504 m y silúrica para los ubicados por encima de los 413,79 m. Muy posteriormente, Borrello (1962), al hacer la diagnosis estratigráfica de la por él denominada Formación Punta Mogotes, para ubicar dentro del Código de Nomenclatura Estratigráfica los estratos que Tapia había considerado como cámbricos ?, hizo una revisión aparentemente bibliográfica de las características litológicas enunciadas por Tapia (1937-38) y obvió, lamentablemente, la mención de consideraciones de importancia tales como la existencia de una posible discordancia y de un "basamento", señalados por este autor. Es así que Borrello (op. cit.) ubicó su Formación Punta Mogotes en concordancia con las capas cuarcíticas que la suprayacen.

En el ítem Correlación Estratigráfica del mismo trabajo, insiste en la disposición concordante de las capas cuarcíticas a las que le asigna edad ordovícica hasta silúrica, sobre las "lutitas con bancos de conglomerados" a las que les confiere "una mayor edad geológica relativa". En la página 9 menciona que los depósitos yacen en posición subhorizontal y que pertenecerían al ciclo de evolución miogeosinclinal.

En 1966 Borrello (pág. 6) integra una columna estratigráfica para el área de Cabo Corrientes-Punta Mogotes en la que distingue las siguientes unidades de abajo hacia arriba: basamento no alcanzado en la perforación ? (sic), Formación Punta Mogotes (lutitas y conglomerados, 86,75 m, incompleta), Formación La Tinta (areniscas cuarcíicas y limolitas, 500-600 m de espe-

sor), e integra ambas formaciones en el Grupo Tandil, (Cuadro 1).

Holmberg (1972) incluyó toda la columna sedimentaria de la perforación Punta Mogotes bajo la denominación de Formación La Tinta, la que dividió en dos miembros: uno inferior, constituida por "lutitas varicolores" (89,28 m) y otro superior "Cuarcitas inferiores" (395 m).

CUADRO I

era	periodo	TAPIA	BORRELLO		HOLMBERG	MARCHESE Y DI PAOLA
		1937-1938	1962	1966	1972	1974
Paleozoico inferior	Cambrio-Ordov. Silurico Devon.	Estratos La Tinta	Form. La Tinta	Grupo Tandil	Form. La Tinta	Formación La Tinta
		(esquistos arcillosos)	Form. Punta Mogotes			
preCambrio				basamento no alcanzado		(litofacies arenosa) "Metapelitas" Punta Mogotes? metamorfitas, etc.

Al efectuar el estudio petrográfico-petroológico de las muestras de la perforación, los autores encontraron elementos de juicio suficientes para demostrar: 1) que las sedimentitas que integran la denominada Formación Punta Mogotes son el resultado de un ciclo sedimentario distinto del que depositó las cuarcitas de la Formación La Tinta

y que fueron afectadas por intrusiones magmáticas y por metamorfismos incipiente; 2) que las cuarcitas de la perforación Punta Mogotes se apoyan en discordancia y con un conglomerado basal sobre las pelitas intruídas, conformando una *facies arenosa* de la Formación La Tinta.

LITOLOGIA

1) Formación La Tinta — Litofacies arenosa.

Se encuentra entre las profundidades 18,5 y 413,5 mbbp, posee un espesor de 395 m y está constituida por areniscas cuarzosas con intercalaciones pelíticas y psefíticas. Desde el punto de vista litológico puede subdividirse informalmente en siete "unidades" que difieren entre sí por sus caracteres texturales.

La denominada "unidad" 1 (fig. 1) está constituida por una sucesión de areniscas gruesas y conglomerádicas de color gris amarillento 5Y8/1¹ a gris muy claro N8, con algunos bancos pelíticos de color rosa pálido 5RP 8/2. Esta "unidad" litológica se encuentra entre las profundidades de 18,75 y 118 m. A los 39,70 m se destaca una arenisca cuarzosa, muy fina, laminada, con concentraciones de óxido de hierro.

Las psamitas son ortocuarzitas (Pet-tijohn, 1963) o cuarcitas (Marchese y Fernández Garrasino, 1969), de textura similar en toda la columna atravesada por la perforación. La selección oscila entre buena y moderada. Hay una gradación entre areniscas conglomerádicas y conglomerados arenosos predominando las primeras hasta los 40 m de profundidad. Entre los 40 m y 118 m abundan las areniscas y pelitas, en tanto que los conglomerados están subordinados. El color general es gris rosado YR 8/1. Los contornos de los granos, son en término medio subredondeados, pero en algunos niveles predominan clastos con contornos angulosos y en otros, redondeados.

En general todas las cuarcitas muestran granos de cuarzo con crecimiento secundario, en continuidad óptica. Además se observan contactos entre los granos del tipo recto y cóncavo-conve-xos.

El material predominante en la frac-

ción clástica es el cuarzo (98 %), tanto mono como policristalino; éste último es más frecuente en los clastos tamaño guija y arena gruesa, aún cuando también se lo encuentra en tamaños menores, especialmente la ftanita. El cuarzo policristalino parece derivado de rocas plutónicas ácidas, de cataclasitas, de cuarzo de vena y ftanita. Además del cuarzo hay moscovita y minerales pesados: turmalina, circón y pistacita.

Entre el material intersticial, además del mencionado crecimiento secundario de cuarzo, hay caolinita y, en cantidades subordinadas, illita. Las estructuras sedimentarias predominantes en este tramo son la estratificación y laminación paralela.

La denominada "unidad" 2 comienza arbitrariamente en un banco pelítico ubicado a los 118 m. Está constituida por areniscas medianas a muy finas y pelitas alternadas, con gama de color gris muy claro N8, con un nivel de areniscas conglomerádicas a los 158 m. En la base la unidad tiene 14 m de pelitas grises amarillentas 5Y 8/1. Las areniscas poseen idénticas características texturales que las mencionadas para la unidad anterior, en tanto que las pelitas están constituidas por illita y caolinita (fig. 1).

Desde los 180 m hacia abajo existe un tercer paquete de sedimentitas —la "unidad" 3— que se diferencia de la anterior únicamente por la predominancia de areniscas finas y medianas, con clastos tamaño guija diseminados. Las pelitas tienen escasa participación en esta sección. El color predominante es gris muy claro N8. La mineralogía continúa similar a la ya descripta.

A los 264 m comienza la "unidad" 4, de muy escaso espesor, pero de composición y color que difieren llamativamente del resto de las sedimentitas de la columna. Se trata de paraarenitas o wackes de color gris mediano N5, de 6 m de espesor, con clastos de tamaño guija distribuidos en una matriz pelítico-arenosa, con intercalaciones de pe-

¹ The rock-color chart, Geological Society of America, 1964.

litas de igual color. Los clastos de estas rocas están constituidos principalmente por plutonitas —en las cuales se ha encontrado fragmentos de feldespato (ausente en toda la columna) muy alterado a sericita y dolomita—; otros litoclastos son de rocas afaníticas de difícil determinación, de cataclasitas, cuarzo de vena y de cuarcitas. Merece destacarse especialmente la presencia de fragmentos de “pelitas pizarrñas” semejantes a las de la Formación Punta Mogotes infrayacentes. La matriz de las wackes constituye entre el 30 y el 70 % del total de la roca y es de material micáceo-arcilloso, muy impregnado con óxido de hierro. Tiene clastos de cuarzo tamaño arena fina diseminados. Además hay abundantes cristales romboédricos de dolomita o ferrodolomita (?) y calcita, que reemplaza los bordes de los granos.

Este nivel constituye una excepción tanto por la textura de las rocas que la componen como por su composición y coloración. Obviamente tienen valor en cuanto a la procedencia del material clástico.

La “unidad” 5 se encuentra entre los 270 m y 295 m, está constituida por areniscas y conglomerados areniscos, con mala selección, clastos de contornos subredondeados y redondeados. En la matriz arenosa se observa, en corte delgado, textura flotante, contactos rectos y cóncavo-convexos y crecimiento secundario de cuarzo. La caolinita y el óxido de hierro, ambos dispuestos en los intersticios, varían en cantidad según los niveles. Los clastos policristalinos son de cataclasitas, cuarzo de vena, plutonitas y ftanita. Intercalada a los 282,8 m y 284 m hay areniscas con cemento ferruginoso, con fractura subconcoidea; color pardo moderado 5YR 4/4. Microcópicamente se observó que los clastos de cuarzo tienen el borde totalmente corroído por el óxido de hierro, que constituye el único material aglutinante, determinando clastos con contornos “cerebroides”. Se ob-

servaron también microestilolitas marcadas por la concentración del óxido.

La “unidad” 6 posee considerable espesor y se extiende entre los 295 y 402 m. Está constituida por una secuencia monótona de areniscas finas a muy finas, de color gris muy claro N8 a blancas N9. Por debajo hay un espesor escaso (402-413,5 m) que conforma la “unidad” 7, constituido por una secuencia de areniscas, pelitas y un conglomerado basal, de color gris mediano claro N6, con matriz parcialmente ferruginosa. A los 405 m hay una arenisca de color rojo grisáceo 5R 4/2, constituida por cuarzo tamaño arena mediana cementado por óxido de hierro, con textura semejante a la descripta para la roca del nivel 282,8 m.

El conglomerado, que constituye la base de esta secuencia cuarcítico-pelítica, muestra en el testigo de corona clastos de varios cm de largo. El estudio microscópico puso en evidencia importantes características: los clastos son de cuarzo mono y policristalino. Estos últimos son de plutonitas, cuarzo de vena asociado con clorita, de cataclasitas y de ortocuarcitas. De éstas últimas vale la pena mencionar los rasgos texturales: se trata de rocas sedimentarias cuarzosas, con clastos tamaño arena mediana bien redondeados, con crecimiento secundario de cuarzo y material intersticial arcilloso, no determinado.

Los granos que constituyen la matriz del conglomerado son de tamaño arena fina, de cuarzo. Entre el material intersticial hay abundante arcilla (clorita y montmorillonita), sílice microcristalina, hematita y ferrocalcita o ferrodolomita. Es indudable que este es un conglomerado muy importante petrológica y estratigráficamente. Además, las características texturales y composicionales, lo señalan como depositado en un área largamente expuesta a la meteorización, debido al abundante material intersticial ferruginoso y sílice de origen singenético. Sería in-

interesante ubicar el área de aporte de los clastos, en especial de los de ortocuarcitas.

Desde el punto de vista estratigráfico marca el comienzo de las sedimentación típica de plataforma estable (areniscas, pelitas y conglomerados cuaríticos). Esta asociación litológica, por los elementos de juicio que se aportarán a continuación, se apoya discordantemente sobre la secuencia pelítica in-frayacente, como fuera sugerido con interrogantes por Tapia (*op. cit.*).

Cabe mencionar por último, que la laminación y estratificación que puede detectarse en los testigos de corona, parecen ser perpendiculares al eje de la perforación, de lo que se infiere su subhorizontalidad. Además, como datos complementarios se efectuaron los difractogramas de las pelitas intercaladas entre las cuarcitas, que pusieron de manifiesto la presencia en partes casi iguales de illita y caolinita, (fig. 1). Asimismo se buscaron restos fósiles (microflora, etc.) en aquellas muestras que poseían más probabilidades de albergarlos (9379; 175; 268,08; 268,39 m) con resultados negativos. También se efectuaron análisis químicos sin resultados destacables.

II) *Metapelitas Punta Mogotes* (redefinición Marchese-Di Paola).

Se agrupa bajo esta nueva denominación a un conjunto de pelitas con evidencias de bajo grado de metamorfismo, intruídas por venas y venillas cuarzosas. La secuencia incompleta¹ tiene un espesor de 89 m y está constituida por "pelitas pizarreñas" o "metapelitas", términos netamente texturales que se utilizan para nombrar a las rocas pelíticas en las que se observa incipiente desarrollo de esquistosidad. Poseen colores variados, alternando el rojo grisáceo 5R 4/2 y el oliva pálido 10Y 6/2; a partir de los 475 m el color predominante de las pelitas es gris me-

diano oscuro N4 a oliva pálido 10Y 6/2. Las pelitas pizarreñas están atravesadas por venillas cuarzo-ferruginosas, existiendo además numerosos niveles constituidos por venas de cuarzo con clorita y caolinita a partir de los 430 m. Estos niveles son los que probablemente Borrello (1962) confundió con conglomerados, cuando en su descripción litológica menciona "que se compone de lutitas arcillosas gris verdosas y violadas, intercaladas con bancos de conglomerados de cuarzo y clastos de lutitas". Las pelitas muestran laminación primaria, cuyo espesor varía entre 1 mm y 4 cm, muy oblicua (hasta 45°) respecto al eje de los testigos, lo que puede indicar el grado de plegamiento de las mismas (considerando que el eje de la perforación es casi vertical).

El mayor desarrollo de la esquistosidad comienza a partir de los 441 mbbp.

Microscópicamente las "metapelitas" están constituidas por clastos de cuarzo suborientado en una matriz arcillosa. La esquistosidad está insinuada por la reorientación del material arcilloso-ferruginoso (biotita alterada?, indicada como illita en la figura 1), aunque no siempre se observa reordenamiento del material primitivo.

En algunas muestras de tamaño limo grueso el desarrollo de textura de "flujó" se detecta por la reorientación de los granos de cuarzo.

En la porción inferior (fig. 1) son numerosas las microvenillas de cuarzo asociado con caolinita y con clorita vermicular. El cuarzo de esas venillas a menudo presenta textura cataclástica o desarrolla granos columnares cuyo eje mayor es perpendicular a la pared de la venilla. La clorita es vermiforme.

En algunos cortes se observa la esquistosidad deformada por la intrusión del cuarzo de vena, lo que indicaría que la etapa de deformación habría sido previa a la penetración magmática. En otros cortes, las venillas no afectan a la esquistosidad.

La búsqueda de microfósiles carbo-

¹ No se conoce el espesor total.

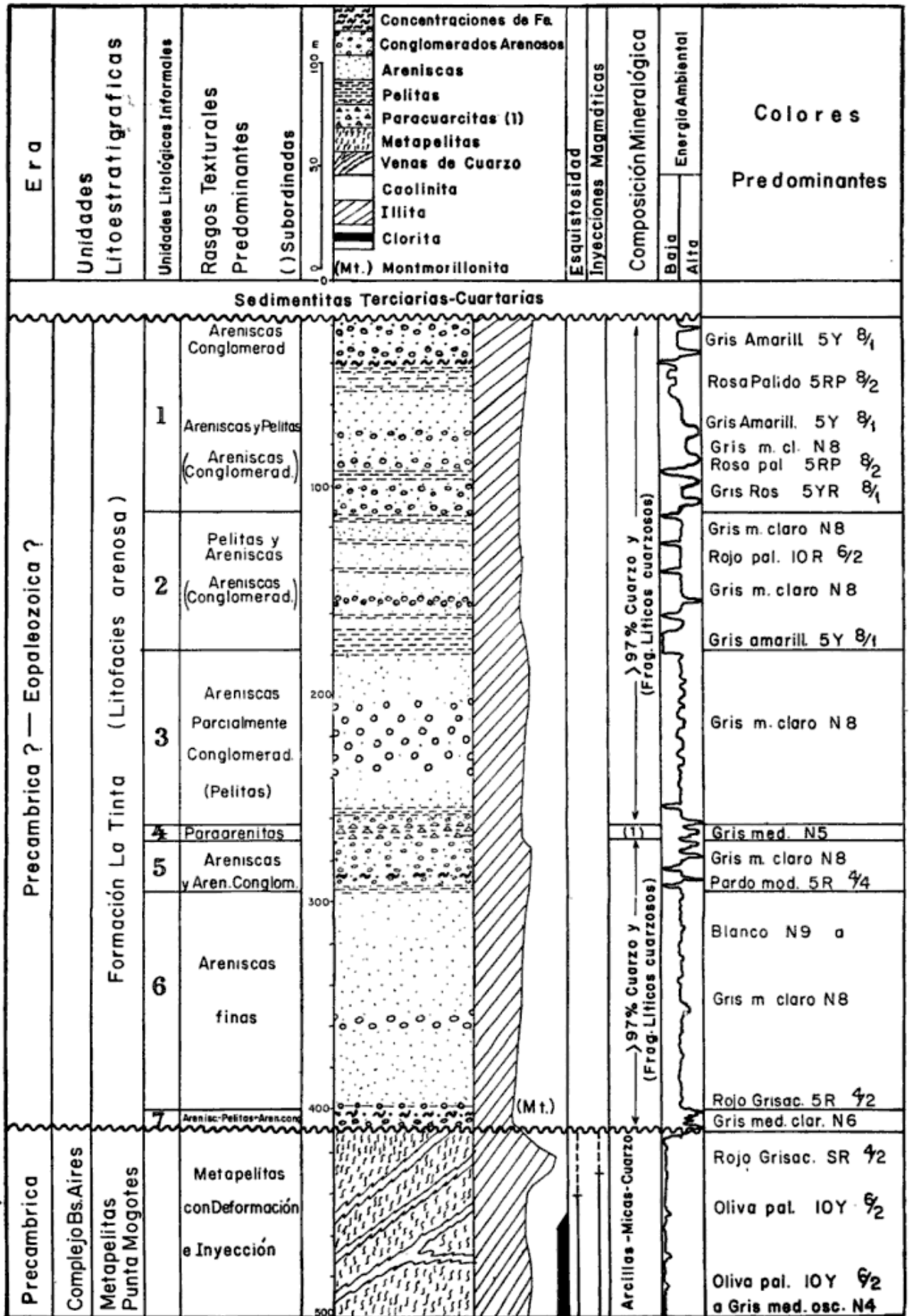


Figura 1

nosos resultó estéril. El análisis químico acusó la presencia de 0.55 % de material carbonoso (grafito?), en la profundidad de 498,97 mbbp.

ESTRATIGRAFIA Y EDAD

Si se consideran todos los datos aportados por el estudio de las muestras de la perforación Punta Mogotes N° 1, se deduce que la misma atravesó *dos secuencias, ambas con rango de formación, que pertenecen a ciclos tectosedimentarios totalmente distintos, separados por una discordancia erosiva, o, muy posiblemente, angular.*

Estas conclusiones están avaladas por la metodología empleada en el estudio estratigráfico: la observación directa de las muestras involucradas, su estudio macrocópico, microscópico, etc.; método que se contrapone con el muy peligroso de utilizar *únicamente* la bibliografía como fuente de información acerca de la naturaleza de las rocas. Esto último puede producir la distorsión de los datos utilizados llegando generalmente a resultados erróneos.

En consecuencia, por las conclusiones expuestas en párrafos anteriores, queda invalidado el término Grupo Tandil (Borrello, 1966) ya que el mencionado Grupo quedaría constituido por un solo ente litológico (Formación La Tinta), y no cumple entonces con los requisitos necesarios para que exista con tal rango.

Se plantea entonces una disyuntiva con respecto a la nomenclatura a aplicar a las metapelitas de la Formación Punta Mogotes a la luz de su nueva relación estratigráfica respecto a las sedimentitas suprayacentes: *a)* cambiar el nombre, lo cual tiene el inconveniente de complicar el panorama estratigráfico o, *b)* mantener el nombre pero con una implicancia genética totalmente distinta a la usada entre 1962 y la actualidad, lo que afecta princi-

palmente los criterios conceptuales para efectuar correlaciones.

Ante estas dos alternativas, los autores sugieren, como solución de compromiso, denominar a la ex-Formación Punta Mogotes de Borrello (1962) como *Metapelitas Punta Mogotes enmed, Marchese y Di Paola, 1974.* Las Metapelitas Punta Mogotes se incluyen dentro de una entidad litológica mayor que conforma el "basamento" compuesto por diversos tipos de rocas (gneises, granitos, etc., presentes en otras áreas). Se propone para dicho "basamento" el término de *Complejo Buenos Aires nom. nov.* La localidad tipo de las Metapelitas Punta Mogotes es la perforación homónima, su espesor —mayor de 89 m— desconocido y su edad precámbrica? Queda planteada como una posibilidad de estudio la correlación probable con las pelitas de edad precámbrica de la Serie Metamórfica de Lavalleja, de la República Oriental del Uruguay.

La denominada Formación La Tinta merece un tratamiento especial y una redefinición del nombre, pero los autores prefieren no innovar por el momento hasta terminar con el análisis más completo de la cuenca. Consideran que la perforación Punta Mogotes N° 1 atravesó una facies arenosa de la Formación La Tinta, cuya edad podría oscilar entre precámbrica superior a copaleozoica, por no existir elementos definatorios hasta el momento.

HISTORIA GEOLOGICA

La historia geológica de la sucesión sedimentaria atravesada por esta perforación podría resumirse de la siguiente manera: la depositación de material pelítico se efectuó en aguas tranquilas, su litificación tuvo lugar en condiciones de soterramiento profundo e incipiente metamorfismo, este último indicado por la textura pizarreña, las corrugaciones y el clivaje. Asimismo, las pelitas fueron

plegadas e intruidas por venas y venillas de cuarzo (con clorita y caolinita subordinadas) de origen magmático cuasi contemporáneas con la deformación tectónica. A continuación se habría producido la exposición meteórica, en un clima presumiblemente hidrolizante de las áreas positivas, que favoreció la formación de una cubierta compuesta principalmente por cuarzo, óxido de hierro y caolinita, minerales que participaron en la formación del conglomerado basal, que marca el comienzo de la sedimentación de las cuarcitas. Resulta bastante difícil reconstruir el cambio fisiográfico (o los acontecimientos tectónicos) que determinaron la ingresión del mar en zona costanera, con la consecuente depositación de cuarcitas, pelitas y conglomerados de la Formación La Tinta en su facies arenosa.

Los conglomerados, wackes y pelitas que se encuentran a 264-270 m bbp, indicarían una reactivación breve de las áreas de aporte, lo que modificó transicionalmente los agentes de transporte y sedimentación (mayor turbidez), para continuar luego con la sedimentación de material muy maduro.

Posiblemente esta secuencia forma parte de las cuencas "lineales" o cuencas marginales de depositación de plataforma estable, de edad Precámbrica-copaleozoica, comunes en continentes

del hemisferio austral (Africa, Australia), los cuales conformaban, con América del Sur, una gran masa continental.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Servicio Nacional Minero Geológico por el material facilitado para la realización de este estudio.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Borello, A. V., 1962. *Formación Punta Mogotes (Eopaleozoico-Provincia de Buenos Aires)*. Com. Inv. Cient., Notas I, 1.
— 1966. *Paleontografía Bonaerense*. Com. Inv. Cient. Angel V. Borello, editor., La Plata.
Holmberg, E., 1972. *Tandilia. Geología Regional Argentina*. Armando Leanza, editor. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
Pettijohn, F., 1963. *Rocas sedimentarias*. EUDEBA.
Marchese, H. G. y Fernández Garrasino, C., 1969. *Clasificación descriptiva de areniscas*. Rev. Asoc. Geol. Arg. XXIV, 3.
Tapia, A., 1937. *Las cavernas de Ojo de Agua y Las Hachas*. Bol. nº 43. D. M. y Geol. Min. Agric. Bs. As.
— 1938. *Datos geológicos de la Provincia de Buenos Aires*. (Extraído de Aguas Minerales de la Prov. de Bs. As., 23-90.) (sic).

Recibido el 25 de julio de 1974.

EL DEVONICO INFERIOR EN LA PRECORDILLERA CENTRAL

PARTE I: ESTRATIGRAFIA

Por BRUNO A. BALDIS¹

RESUMEN

Se investigan los depósitos del Devónico inferior del oeste de la Argentina. El estudio enfoca a la Formación Talacasto, unidad fosilífera.

Se señalan los rasgos generales del "basamento" predevónico, especialmente las calizas del Ordovícico superior y los sedimentos silúricos de la Formación Tambolar y del Grupo Tucunuco.

Las Formaciones Talacasto y Punta Negra, devónicas, se reúnen en una nueva entidad llamada Grupo Gualilán. Se describen las características litológicas y faunísticas de la Formación Talacasto y, también, su subdivisión en Miembros.

Finalmente, se describen 17 secciones columnares y localidades fosilíferas del Devónico inferior. Estas localidades se distribuyen entre los 30° y 32° de latitud sur.

ABSTRACT

The Lower Devonian deposits from eastern Argentine Geological Province of the Precordillera are investigated. The study are centered in the fossiliferous Talacasto Formation.

General characteristics of the Pre-Devonian "basement" are pointed, specially to the Upper Ordovician limestones and the silurian sediments of the Tambolar Fm. and the Tucunuco Group.

The Talacasto and Punta Negra devonian Formations are combined in a new Group named Gualilán. The litological and faunistics characteristics of the Talacasto Fm. are described and, also, the subdivision in Members of Formation.

At last, 17 columnar sections and fossiliferous localities of the Lower Devonian are described. This localities are distributed between 30° to 32° of latitude.

1. INTRODUCCION

El conjunto de sedimentitas marinas del Devónico inferior aflorantes en la comarca central de la Precordillera conocidas desde principios de siglo como "Eodevónico" o "Devónico inferior marino" y, recientemente, designadas (Padula *et al.* 1967) como *Formación Talacasto* constituyen una unidad clásica

del Devónico sudamericano. Ello se debe tanto a la relativa gran extensión de sus afloramientos, como al hecho de ser portadora de una abundante fauna fósil.

Sin embargo, pese a los numerosos trabajos en que ha sido mencionada esta unidad, existen pocos perfiles de la misma descriptos en la literatura.

En la presente contribución se describirán varias secciones estudiadas por el autor y se intentará una correlación entre las mismas, aportándose además un conjunto de observaciones sobre las

¹ Museo Argentino de Ciencias Naturales "B. Rivadavia", Miembro de la carrera del Investigador Científico del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

sedimentitas ordovícicas y silúricas subyacentes. Es una próxima contribución se analizará el contenido faunístico, facies y conformación de la cubeta deposicional de esta unidad.

2. ANTECEDENTES

La Precordillera de San Juan y Mendoza es una de las provincias geológicas de la Argentina donde se han efectuado mayor cantidad de estudios estratigráficos sobre el Paleozoico.

Luego de los clásicos estudios de Bodembender, Stappenbeck y Keidel los esquemas estratigráficos de correlación cobraron mayor impulso en las sedimentitas carbónicas y triásicas, quedando el estudio del Siluro-devónico (conjunto estratigráfico de mayor superficie aflorante) relegado a un segundo plano y solamente encarada su descripción desde el punto de vista regional a estudios efectuados por Bracaccini, Heim, Furque y, recientemente por Padula *et al.*

Las primeras dataciones comprobadas (por paleontología) de sedimentitas devónicas en la Precordillera se efectuaron gracias a los hallazgos faunísticos de Bodembender (1902) y determinados por Kayser (1897) y Thomas (1905).

Sin embargo, es gracias al clásico estudio de Stappenbeck (1910), donde se aclara la verdadera importancia, por su extensión, de las sedimentitas devónicas de la Precordillera (Stappenbeck, 1910).

Este autor incluyó dentro de su "Devoniano" un conjunto de "grauvacas" carentes de fósiles que yacen por encima del Devónico fosilífero y por debajo de su "piso con *Spirifer supramosquensis*" o los "Estratos de Paganzo" según el caso.

Con posterioridad, Clarke (1912/13) estudió los fósiles recolectados por Stappenbeck y estableció la presencia de formas silúricas y devónicas.

Correspondió a Keidel (1921) la rein-

terpretación de algunos perfiles, descritos por Stappenbeck y Bodembender (Cerro del Fuerte, Lomas de Los Piojos y Talacasto), efectuando la separación litoestratigráfica del Silúrico y Devónico.

Para el sector de Jáchal (Loma de los Piojos) dió Keidel una edad "Posdevónica" a ciertas sedimentitas de posición estratigráfica incierta, aparentemente concordantes sobre su Devónico inferior.

Este autor situó en el Carbónico las areniscas y "grauvacas" descritas por Stappenbeck y que se asientan sobre el Devónico inferior fosilífero de la quebrada de Talacasto.

A partir de 1946 fueron efectuados en la Precordillera una serie de trabajos de tesis (inéditos) que aportaron nuevos datos sobre el Silúrico y Devónico: García (1946) estudió la clásica localidad de Lomas de los Piojos, Pérez (1946) analizó el perfil del río Jáchal, Rolleri (1947) estudió el perfil de la quebrada de Talacasto, Viloni (1947) y Pascual (1948) realizaron estudios al sud del río San Juan y Gianoloini (1948) estudió el sector de La Deheza, al sud de Talacasto.

En todos estos trabajos se efectuó la separación del Silúrico del Devónico según los cánones dictados por Keidel y, siguiendo los conceptos de dicho autor, fue asignada al Carbónico la sucesión de "grauvacas" antes mencionada.

Bracaccini (1946) publicó interesantes observaciones sobre el Silúrico y Devónico de distintas comarcas de la Precordillera y posteriormente (1949, 1950 a, 1950 b) reinterpretó la posición estratigráfica de las "grauvacas" a las que denominó como *Complejo de Punta Negra* (1950 a) atribuyéndoles la edad Devónica asignada previamente por Stappenbeck.

Una de las más interesantes observaciones de Bracaccini fue la eliminación de la discordancia entre el Complejo de Punta Negra y el Devónico inferior (o "Eodevónico") supuesta por Keidel y los autores que siguieron su escuela interpretativa.

En 1952 Heim publicó su trabajo sobre los perfiles de los ríos San Juan, Jáchal y Huaco. Además de efectuar un análisis tectónico de estos perfiles, dicho autor estableció el término de *Formación Tambolar* al conjunto de sedimentitas silúricas y devónicas portadoras de fósiles en el río San Juan. Un elemento de confusión fue su interpretación de una mezcla faunística de elementos de ambas edades dentro de término formacional aunque, previamente, Leanza (1950) había aclarado esta supuesta mezcla al suponer, muy acertadamente, una deficiente recolección del material fosilífero.

Previamente al trabajo de Heim, Leidhold y Wetten (1947) ya habían establecido la presencia de Devónico inferior fosilífero en la margen derecha del río San Juan.

Frenguelli (1951) aportó pruebas paleobotánicas para asignar una edad devónica al Complejo de Punta Negra, con material coleccionado por J. Fernández durante el levantamiento geológico de la hoja 21 c (Sierra de Tontal).

Volkheimer (1962) publica parte del levantamiento de la hoja 18 c (Jáchal), extendiendo al norte del río Jáchal la comarca de afloramientos ya conocidos en Cerro Lojote y Lomas de los Piojos.

Padula *et al.* (1967) efectúan el primer trabajo moderno de síntesis del Devónico argentino y definen las formaciones: *Talacasto* (Eodevónico) *Punta Negra* (complejo homónimo) y *Tambolar* (término restringido a las sedimentitas silúricas en el río San Juan) en el oriente precordillerano, aportando una interpretación paleográfica y litofacial para las mismas.

Simultáneamente con el trabajo anterior aparece una síntesis del Devónico sudamericano efectuada por Harrington (1967), coincidente en líneas generales con Padula *et al.* en las unidades que nos ocupan.

A posteriori, en 1971, Cuerda y Baldis, efectúan una recopilación con algunos aportes novedosos sobre el cono-

cimiento del Silúrico y Devónico en Argentina.

Es gracias al estudio de Amos y Boucot (1963) que se puede atribuir al Devónico la *Formación Rinconada* de Amos (1953) aflorante en el oriente precordillerano.

En años recientes varios trabajos tratan con detalle algunas secciones de la Formación Talacasto: Espisúa (1968) estudia el perfil de Río de las Chacritas; Baldis y Cané (1968) la comarca de Cerro Lojote y Leveratto (1968) perfiles en la comarca de Ullún.

Parte de la reciente información permanece inédita: corresponde a una serie de trabajos finales de licenciatura efectuados en la Universidad de Buenos Aires en los cuales Mozetic (1970) estudia la zona Tambolar-Isla del Sauce, Jelin (1971) el perfil de Cerro los Pozos, De Ormaechea (1971) la sección de Quebrada de las Aguaditas y Garrigou (1971) y Migone (1971) la comarca de Gualilán.

Una interpretación sobre la estructura profunda de la Precordillera y la relación de las sedimentitas devónicas con la misma se debe a Baldis y Chelbli (1969).

Paralelamente a los estudios mencionados aparecen trabajos esclarecedores sobre las faunas marinas: Boucot y Gill (1956) y posteriormente Amos y Boucot (1963) estudian los braquiópodos de la Familia *Leptocoelidae*, de amplia distribución en el Devónico Argentino; Castellaro (1967) al enumerar las especies fósiles argentinas para este período, llama la atención sobre la necesidad de un reestudio de algunas de ellas; Baldis (1967) estudia nuevos trilobites de las Formaciones Chigua y Talacasto.

Un rápido incremento en el conocimiento de los braquiópodos se debe a los recientes trabajos de Méndez Alzola y Sprechmann (1971) en el grupo de las orbiculoideas y a Levy y Nullo (1970 a y b, 1972) en los terebratúlidos y spiriféridos de la Formación Talacasto. A estos trabajos debe agregarse el

descubrimiento de los primeros ostrácodos devónicos asociados a la fauna Malvinocáfrica debido a Baldis y García (1973).

Recientemente Boucot (1971) se ha referido a la Formación Talacasto y la distribución de la comunidad Malvinocáfrica en la misma en una interpretación que será discutida en una próxima contribución.

Por último Borrello ha citado numerosas veces el Devónico inferior precordillerano, especialmente en 1969, pero encuadrado dentro de su intento de interpretación geotectónica de la Precordillera.

Para una mayor información de antecedentes sobre la unidad que nos ocupa remitimos al lector a la síntesis efectuada por Cuerda y Baldis (1971).

El breve resumen de antecedentes efectuado se centra en lo referente a la Formación Talacasto. Sin embargo y pese a que ésta se halla distribuida con sus afloramientos dentro de una comarca geográfica de más de 15.000 km²,

únicamente se han publicado perfiles levantados en las siguientes localidades: Loma de los Piojos, Río de las Chacritas, Talacasto y Río San Juan (Tambolar y Ullún) y, si exceptuamos un primer intento de Keidel (1921), no se ha efectuado una correlación entre los distintos tramos de los mismos.

3. GENERALIDADES SOBRE EL PALEOZOICO DE LA PRECORDILLERA CENTRAL

El área de extensión geográfica de los afloramientos de las sedimentitas de la Formación Talacasto presenta una columna estratigráfica del Paleozoico que podemos considerar como constante, en cuanto la misma posee en mayor o menor grado unidades litoestratigráficas de fácil reconocimiento.

Tomando tres "zonas tipo" para la secuencia paleozoica (Río San Juan, Talacasto y sudoeste de Jáchal), ésta se puede sintetizar en el siguiente cuadro:

	Talacasto	Río San Juan	S.O. de Jáchal
Carbónico	Grupo Paganzo	Grupo Paganzo	Grupo Paganzo
Superior			
Medio	Fm. Punta Negra	Fm. Punta Negra	Fm. Punta Negra
Inferior	Fm. Talacasto	Fm. Talacasto	Fm. Talacasto
Ludlov.	?		
Wenlock.	Fm. Tambolar	Fm. Los Espejos	Fm. Los Espejos
Llandov.			? Fm. La Chilca
Ashgill.			
Caradoc.			{ « Caradociano »
Llaudeil.			
Llanvirn.	Fm. San Juan	Fm. San Juan	Fm. San Juan
	~~~~~ Falla		
Cámbrico	Fm. La Laja		



*Formación La Laja* (Borrello, 1962): Las calizas cábricas de la Formación La Laja afloran en el perfil del río San Juan en la sierra Chica de Zonda. Se caracterizan por poseer estructuras sedimentarias características: límites de bancos sinuosos; abundantes estructuras de tipo estilolítico; frecuentes intercalaciones de calizas ankeríticas que, por disolución meteórica, dejan un remanente superficial limolítico-ferruginoso; escaso chert y frecuente presencia de oolitas totalmente recristalizadas en estructura de mosaico.

*Formación San Juan* (Kobayashi, 1935; Amos, 1953): Este conjunto de calizas ordovícicas fue datado como llanvirniano por Harrington y Leanza (1957). Siempre se halla presente como sustrato de las sedimentitas silúricas del Grupo Tucunuco y de la Formación Tambolar.

Esta unidad se diferencia de las calizas cámbricas por poseer una estratificación en bancos masivos, sumamente compactos; prácticamente carece de intercalaciones arcillosas y posee frecuentes nódulos de chert negro, de contornos irregulares, dispuestos subparalela, ente a la estratificación.

Varios autores: Braccacini (1946, 1950 a), García (1945), Roller (1947) y Espisúa (1968), han observado la presencia de calizas lajosas en el contacto entre la Formación San Juan y las formaciones silúricas. Esta característica es casi constante en las secciones del río San Juan donde se observa dicha relación y en cualquier sección intermedia entre dicho río y el río Jáchal.

En secciones donde las calizas llanvirnianas están, a su vez, cubiertas por caradociano concordante, la sección lajosa se halla siempre en la parte superior de las carbonatitas y no se ha encontrado niveles inferiores con estas características.

Todo ello lleva a pensar que la presencia de calizas de aspecto lajoso, dispuestas en bancos finos representa la culminación del ciclo deposicional de

carbonatitas masivas característico de la Formación San Juan, y representantes de una edad llanvirniana.

*Caradociano*: Bajo este término se agrupa un conjunto sedimentario que, apoyado concordantemente sobre la Formación San Juan aflora en los perfiles de Los Blanquitos y Los Pozos (al SO de Jáchal) y en la comarca de los Mogotes Azules (al norte del valle de Gualilán).

En las secciones mencionadas, se presenta un conjunto de calizas, calcarenitas y lutitas calcáreas con intercalaciones de ftanitas, finamente estratificadas, portadoras de una abundante fauna de trilobites (trinucleidos, rafiofóridos, illaónidos, calimónidos, etc.), graptolitos, braquiópodos y ostrácodos, conjuntos todos actualmente en estudio y que datan una edad Llandeillo-caradociana.

#### 4. EL "BASAMENTO" SILURICO

Las sedimentitas silúricas de la *Formación Tambolar* (Heim, 1952) y del *Grupo Tucunuco* (Formaciones *La Chilca* y *Los Espejos*), conforman un sustrato permanente de la Formación Talacasto.

La comarca del río San Juan cobró importancia gracias a los estudios de Braccacini (1949) y Heim (1952); Braccacini estudia en detalle el perfil del portezuelo de Tambolar y Heim interpreta toda la secuencia paleozoica del río San Juan.

Si bien el perfil de Braccacini es sumamente detallado y pudo tomarse como sección tipo para la secuencia Siluro-devónica, Heim complicó la interpretación estratigráfica al suponer una "mezcla faunística" de ambos períodos, pese a las prevenciones de Leanza (1950).

Heim denominó "*Formación Tambolar*" al conjunto de sedimentitas del Silúrico y Devónico inferior aflorantes en el perfil de Braccacini, caracterizadas por la presencia de un *conjunto*

*lutítico y arenoso basal de coloración verdosa y morada.*

Pese a que Braccini había ya puntualizado la presencia de un conjunto de litología similar en el *techo del Devónico inferior*, Heim, inexplicablemente aseveró su presencia únicamente en la *base de su formación*.

Quien escribe ha podido establecer que la fauna silúrica de la Formación Tambolar de Heim, *siempre se halla en la precitada sección inferior verdosa y morada* y no pasa a la sección media en el perfil de Tambolar (Heim, 1952, bancos 3 a 6 en pág. 16). Es por ello que el Silúrico en los distintos afloramientos del río San Juan queda restringido al mencionado conjunto de sedimentitas verdosas y moradas que apoyan sobre la Formación San Juan.

Este paquete verdoso-morado ha sido observado en forma constante en toda la región comprendida entre Maradonas, La Deheza y parte media de la Sierra de las Invernadas.

La relación existente entre el Silúrico (F. Tambolar) y el Devónico (F. Talacasto) en el tramo del río San Juan entre Tambolar e Isla del Sauce es normal, tal como surge del minucioso estudio de Mozetic (1970) y un pretendido contacto por falla como sugiere Amos (1972) no es más que efecto de incompetencia y deslizamiento producto del plegamiento del anticlinal de Tambolar. Por ello el perfil de Braccini es completo en cuanto a la sección devónica se refiere.

Las características litológicas de la *Formación Tambolar* son las siguientes: conjunto de lutitas finamente estratificadas de coloraciones moradas, rojo violáceas, verdes y verdegrisáceas, en banquitos de pocos centímetros de espesor hasta 1 m, intercaladas con areniscas pardas, verdosas y gris verdosas, frecuentemente en disposición cíclica.

Al norte del río San Juan, las sedimentitas silúricas aumentan progresivamente de espesor y adquieren una coloración general verde-oliva que caracteriza a la Formación Los Espejos, el

límite norte de la Formación Tambolar es una línea en forma de arco que partiendo de la quebrada de la Deheza (20 km al NO de Ullum) llega hasta la parte central de la sierra de las Invernadas.

El conjunto de sedimentitas silúricas del sector Talacasto-Jáchal fue estudiado en detalle por varios autores, pero recién Cuerda (1965) dio nombre a las distintas formaciones que lo componen.

El mencionado autor propuso el nombre de *Grupo Tucunuco* para dicho conjunto sedimentario, dividiéndolo en dos formaciones: *La Chilca* (inferior) y *Los Espejos* (superior).

El nombre de *Grupo Tucunuco* tiene prioridad al de *Grupo Cerro del Fuerte* dado por Amos (1972) para el mismo conjunto sedimentario.

Las características generales de la *Formación La Chilca* se pueden resumir como: conjunto de sedimentitas compuestas principalmente por areniscas, areniscas cuarcíticas y limolitas de coloración general superficial rojiza, parda y pardo-verdosa, con ocasionales bancos conglomerádicos.

La *Formación Los Espejos* está compuesta por los clásicos sedimentos de coloración verde-oliva de los perfiles de Loma de los Piojos y Cerro del Fuerte: areniscas, areniscas cuarcíticas, limolitas y lutitas verdes, areniscas, areniscas calcáreas y lumachelas pardas, con ocasionales niveles con estratificación entrecruzada y ondulitas.

Cuando coexisten ambas formaciones, el pasaje de La Chilca a Los Espejos es transicional, marcado por un conjunto no mayor de 2 m de espesor de lutitas con intercalaciones de finos bancos areniscos de coloración rojiza.

El pasaje Los Espejos-Talacasto es bien definido por el brusco cambio de coloración e incremento de potencia de los bancos, cesando las características de ritmicidad propias del tramo superior de la Formación Los Espejos. El cambio faunístico es brusco, encontrándose en un desarrollo vertical de menos de 10 metros (perfiles de Talacasto y Los Po-

zos) bancos con *Harringtonina australis* y, superpuestos a estos, otros con *Lingula lepta* y *Australocoelia toutelotti*.

## 5. DEVONICO

Las sedimentitas de edad devónica abarcan la mayor extensión superficial de afloramientos del Paleozoico en la Precordillera central.

Dentro del Macizo precordillerano podemos establecer la presencia de varias unidades litoestratigráficas de edad Devónica distribuidas según las siguientes comarcas:

- a) Comarca austral (sud de San Juan y Precordillera mendocina): Formación Villavicencio (Grupo Villavicencio, facies normal, de Harrington).
- b) Borde oriental: Formaciones Rinconada y Mogotes Negros.
- c) Comarca centro-oriental: Grupo Gualilán (nom. nov.) con sus formaciones: Talacasto (Devónico inferior) y Punta Negra (Devónico medio).
- d) Comarca occidental: Grupo Ciénaga del Medio, con sus formaciones Tontal, Lomitas Negras e Hilario y Formación El Ratón.
- e) Comarca Nord-occidental: Formación Punilla y Grupo Chinguillos, con sus formaciones Chigua y Pircas Negras.

Como hemos manifestado anteriormente, en este trabajo trataremos el Grupo Gualilán y en particular, su Formación Talacasto.

### 5.1. GRUPO GUALILÁN (nom. nov.)

Se propone aunar bajo el nombre de *Grupo Gualilán* a las formaciones *Talacasto* y *Punta Negra* en sus secciones tipo y en sus distintas variaciones laterales de facies.

Consideramos suficientemente justificado este agrupamiento, ya que ambas

unidades conforman un complejo sedimentario concordante, de edad probable devónica en su totalidad y que aparentan un ciclo continuo de deposición variable únicamente en las condiciones particulares de la cuenca sedimentaria.

Se adopta el nombre de Gualilán pues, a partir de dicha comarca, y en forma epicéntrica a la misma, es posible establecer los mayores cambios de facies en cada una de las unidades agrupadas. Es por ello que se sugieren las siguientes localidades tipo para el Grupo Gualilán:

1. *Río San Juan en la localidad de Tambolar*: donde se encuentra una secuencia completa de la Formación Talacasto en su expresión de "facies marginal" y de la Formación Punta Negra en su "facies característica" (Baldis, 1973).
2. *Quebrada de Talacasto*: donde aflora el perfil tipo de la formación homónima y la Formación Punta Negra en su "facies característica".
3. *Cordonada de Los Blanquitos* (SO de Jáchal), caracterizada por la presencia de la Formación Talacasto en sus mayores espesores y la Formación Punta Negra con manifiesto cambio de "facies noroeste" (Baldis *op. cit.*).

Dentro del Grupo Gualilán cabría agregar la *Formación Arroyo Seco* propuesta por Boucot (1971) en sustitución del término "Posdevónico" utilizado por Keidel (1921), aunque según nuestro parecer la Formación Arroyo Seco conforma parte del cambio de facies al noroeste (Baldis *op. cit.*) de la Formación Punta Negra, no siendo, entonces, más que parte de un miembro de la misma.

La carencia de datos sobre el engranaje lateral de la *Formación Rinconada* (Amos, 1953) y la *Formación Mogotes Negros*, con las anteriormente citadas, no permite, por el momento, considerarla dentro del Grupo Gualilán, pero

no se descarta que con nuevos elementos de juicio se pueda incluir dentro del mismo.

## 5.2. FORMACIÓN TALACASTO

Padula *et al.* (1967) propusieron el nombre de *Formación Talacasto* para el conjunto de sedimentitas devónicas fosilíferas conocidas hasta ese momento en la comarca central-oriental de la Pre-cordillera como "Eodevónico", "Devónico inferior" o "Devónico marino".

En la figura 1 se ilustra la distribución de afloramientos de esta unidad, como así también la posición de los perfiles y principales localidades citadas en este trabajo.

La quebrada de Talacasto, de donde toma su nombre esta formación, se halla ubicada en el extremo sud de la sierra homónima, a unos 60 km en línea recta al NNO de la ciudad de San Juan y a 74 km de la misma por carretera.

Esta formación conforma una unidad fácilmente distinguible en el campo por su característica coloración verde-grisácea, que permite diferenciarla del Silúrico infrayacente de coloraciones verde oliva (Grupo Tucunuco) o verde y violado (Formación Tambolar), y de la Formación Punta Negra, suprayacente, de coloración negro-verdosa.

La subdivisión en miembros de esta formación se hace dificultosa debido a los cambios laterales de facies. Sin embargo se ha constatado la presencia de un *Miembro superior de extenso desarrollo regional* y varios miembros discernibles en el sector Talacasto-Jáchal.

El *miembro superior* de la Formación Talacasto está compuesto principalmente por Lutitas, limolitas y areniscas finamente estratificadas, de coloración general verdosas y moradas. Los tonos morados van desapareciendo en dirección norte, desde el valle de Gualilán hacia el río Jáchal, hasta dominar totalmente el color gris verdoso hasta verde negruzco.

Por erosión diferencial, este miembro se halla generalmente conformando la

base de los grandes crestones que se forman en la parte basal de la Formación Punta Negra, y es frecuente que se halle cubierto parcialmente por derrubio proveniente de la misma.

El miembro superior posee características de deposición rítmica, acrecentándose esta particularidad en dirección meridional y simultáneamente con su cambio de coloración: desde la base del mismo, predominantemente lutítica, se van incorporando paulatinamente banquitos areniscosos hasta presentar una alternancia rítmica, y luego se van perdiendo los límites netos entre banco de arenisca y banco de lutita, hasta configurar uno solo de característica gradacional.

Simultáneamente con el aumento de gradación se produce un incremento de arcilla en la matrix de los términos areniscosos, hasta poderlos clasificar como rocas de tipo wake a grauvasca.

Este aumento de periodicidad gradacional de los bancos es simultáneo con el incremento de espesor de los mismos y un cambio de coloración en la parte superior lutítica de verde grisáceo a negro verdoso, efectuándose de esta manera un *pasaje transicional a la Formación Punta Negra*.

Por debajo del miembro superior es difícil establecer nuevas subdivisiones, salvo en el sector Gualilán-Jáchal que se tratará más adelante.

En conjunto la Formación Talacasto está compuesta por areniscas, limolitas y lutitas de coloración general verde grisácea a pardo grisácea por alteración.

La composición litológica es monótona, *aumentando el porcentaje total de psamitas en forma inversa con el espesor*; de tal manera que en la comarca del Río San Juan, donde los espesores varían entre los 150 y 200 m, predominan las areniscas gruesas con ocasionales niveles sabulíticos, y en menor proporción limolitas y lutitas.

En la comarca Talacasto-Gualilán abundan las areniscas finas, limolitas y lutitas en proporciones similares entre sí.

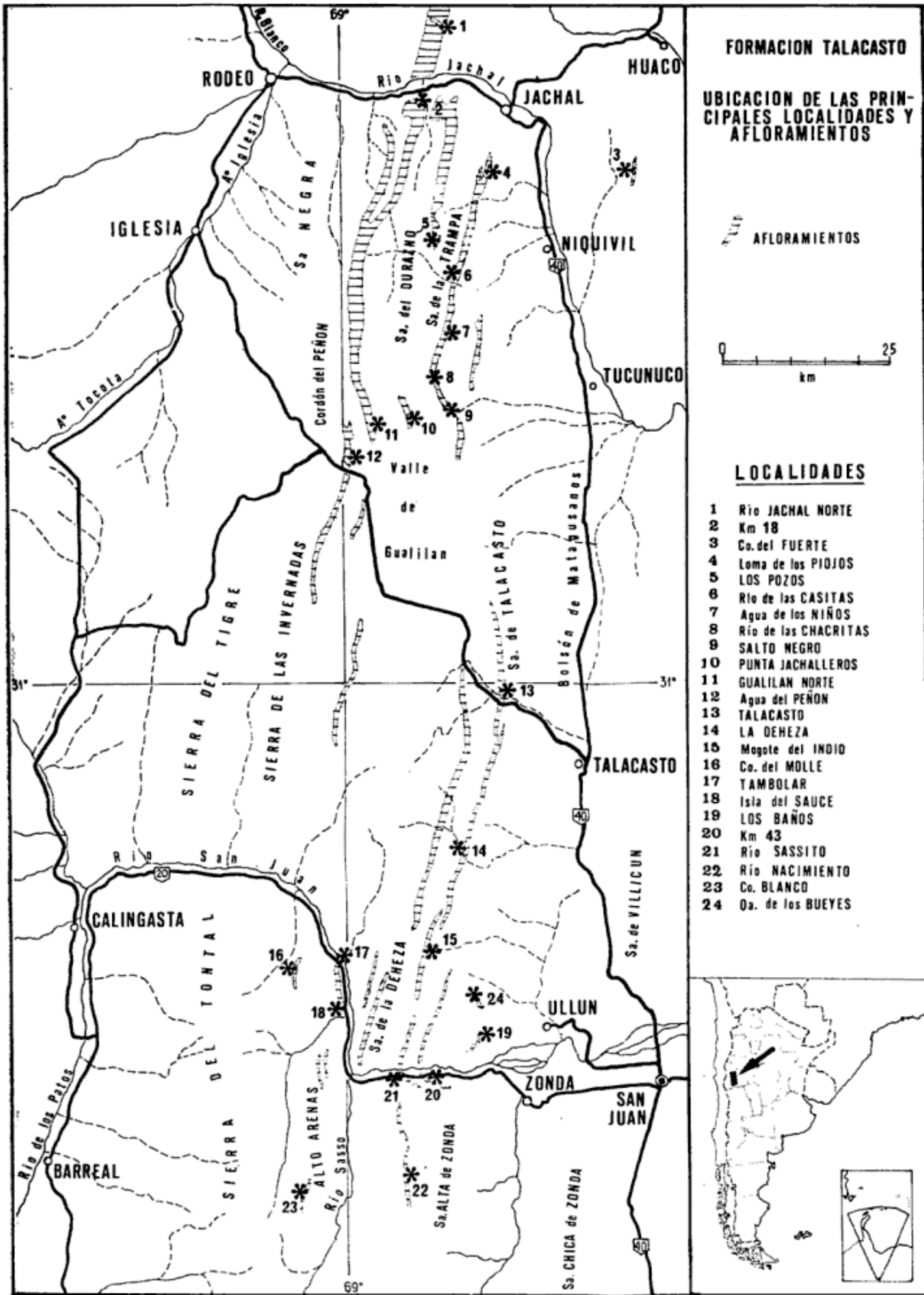


Figura 1

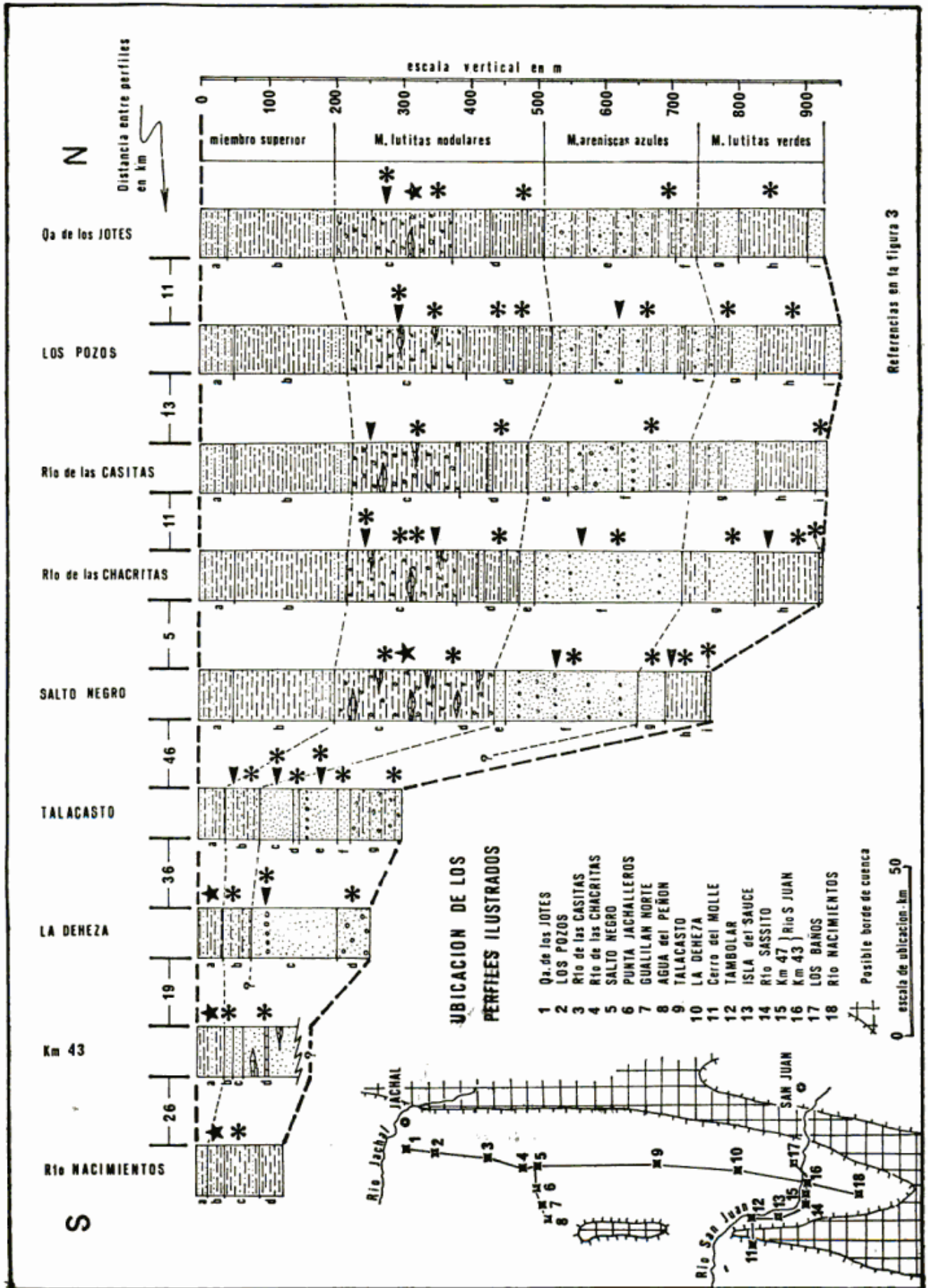


Figura 2

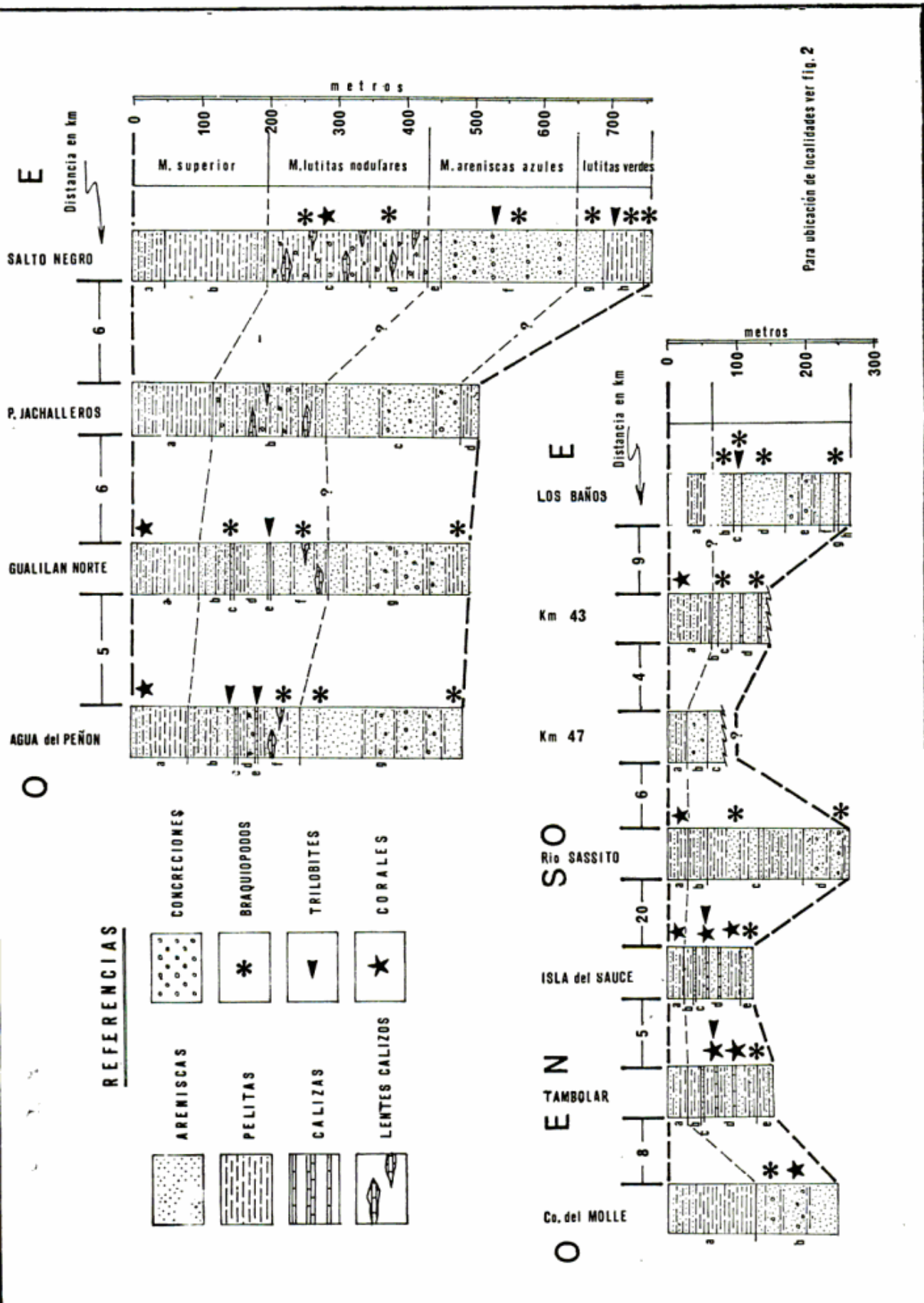


Figura 3

Por último en el sector Las Chacritas-Lomas de los Piojos prevalecen las lutitas y limolitas, con frecuentes concreciones margosas o calcáreas en la parte media de los perfiles.

El contenido en calizas también aumenta en dirección meridional. En las cercanías del Río San Juan son frecuentes las lentes de tipo biostromal (Biomicritas a bioesparitas), distribuyéndose las mismas en forma de arco, desde el flanco este del cordón de Alto Arenas, hasta el sector del portezuelo de Tambolar.

Hacia el norte las calizas desaparecen hasta la latitud de Tucunuco-Mogotes Azules, donde se inicia la presencia de algunos bancos de calizas esparíticas negras, muy fosilíferas, dispuestas en forma de lentes.

En el sector Talacasto-Cerro Lojote se han podido diferenciar varios miembros dentro de la Formación, estudiados en detalle por Espisúa en Río de las Chacritas (1968). De arriba hacia abajo las unidades identificables son las siguientes:

1. *Miembro superior*: ya descripto.
2. *Miembro de lutitas nodulares*: compuesto por lutitas y limolitas de coloración azul, gris azulada y azul verdosa, con frecuentes nódulos y lentes calcáreos portadores de abundante fauna muy bien preservada.
3. *Miembro de areniscas azules*: predominantemente areniscoso, está compuesto en su mayoría por wackes y areniscas cuarzosas gris azuladas y gris verdosas, a veces con nódulos arcillosos fosilíferos.
4. *Miembro de lutitas verdes*: predominantemente lutítico en la base y techo, con algunas intercalaciones areniscosas en la parte media y restos fósiles dispersos en toda la sección. Predominan las coloraciones gris verdosas y verdes, y algunas manchas limolíticas amarillentas y anaranjadas.

En dirección meridional, el pasaje de la Formación Talacasto a la Formación Punta Negra se hace cada vez más difuso al perderse poco a poco las características de coloración de esta última.

En las figuras 2 y 3 se han volcado en forma columnar la mayoría de las secciones medidas para esta Formación, cuya descripción detallada se efectúa en el siguiente capítulo.

### 5.2.1. *Espesores*

De la observación de las figuras 2 y 3 se pueden extraer algunas conclusiones en cuanto a la variación de espesor de la Formación Talacasto:

1. La formación se distribuye en un área principal en forma de cubeta semi-elipsoidal, alargada en sentido norte-sud, correspondiendo los máximos espesores al sector de su eje deposicional en la parte norte de la misma.
2. Los espesores máximos medidos se encuentran en la comarca Salto Negro-Las Chacritas-Los Pozos-Loma de los Piojos-Río Jáchal con valores que oscilan entre los 800 y 1000 m.
3. Los espesores mínimos medidos se hallan en el sector sud (Maradonas - Río Nacimientos - Cerro Blanco del Tontal) con valores oscilantes entre 40 y 130 m.

Un análisis de la cuenca deposicional basado en sus espesores se efectuará en una próxima contribución.

### 5.2.2. *Fósiles*

La Formación Talacasto ha aportado la mayoría de las formas fósiles devónicas de origen marino conocidas en la Precordillera.

Posee una abundante fauna rica en ejemplares pero poco numerosa en especies.



El conjunto de braquiópodos presentes corresponde a la denominada "fauna Austral Devónica" según la acepción de Clarke (1913), siendo las formas más abundantes o representativas:

- Australocoelia touteloti* Bouc. et Gill
- Australospirifer antarcticus* (M. et Sh.)
- Australospirifer kaiseranus* (Clarke)
- Notiochonetes falklandicus* (M. et Sh.)
- "*Schellwienella*" *inca* (d'Orb.)
- "*Schellwienella*" *sullivanii* M. et Sh.
- Scaphiocoelia boliviensis* With.
- Cranaena argentina* Levy et Nullo
- Pleurothyrella knodi* (Clarke)
- Ambocoelia pseudo-umbonata* Kozl.
- Kozlowskiellina baldisi* Levy et Nullo
- Orbiculoidea collis* Clarke
- Orbiculoidea baldisi* M. Al. et Sprech.
- Lingula* cf. *L. Lepta* Clarke

Menos frecuentes, pero de gran interés para la correlación regional se hallan restos de trilobites, principalmente:

- Burmeisteria (Digonus) noticus* Clarke
- Dalmanitoides drevermanni* (Thomas) Delo
- Odontochile böhmi* (Knod)
- Bainella sanjuanina* Baldis

Debiendo agregarse nuevas formas actualmente en estudio:

- Otharion* cf. *O. dereimsi* ? (Kozl.)
- Metacryphaeus* nov. sp.
- Phacopidae* nov. gen. et sp.
- Phacopina* nov. fam. et sp. etc.

Otras formas frecuentes, aunque de menor interés estratigráfico son los gastrópodos (géneros *Buchanella* y *Bellerophon*), conularias, pelecípodos (*Nuculites*) y corales (*Favosites*).

En el *Miembro Superior* de la formación, al sud de el paralelo de Talacasto, es frecuente la presencia de espongiarios no determinados y del problemático *Chondrites*, este último se encuentra en forma de aglomerados biostromales en casi todos los perfiles del área del río San Juan.

En la parte media del perfil de la quebrada de Talacasto fue hallada recientemente (Baldis y R. de García, 1973) una abundante y variada fauna de ostrácodos con varios nuevos géneros: *Belobeyrichia*, *Kloedenellopleura*, *Argentinites*, *Dillobellopsis*, *Platibolba* y *Argentobolbina* y otras formas asignables a géneros del hemisferio boreal: *Aparchites*, *Cryptophylus*, *Bollia* y *Scrobicula*. Todos estos elementos abren la posibilidad de futuras zonaciones basadas en dichas formas.

Un análisis más detallado del contenido fosilífero de la Formación Talacasto y sus implicaciones en cuanto a edad se efectuará en una futura contribución.

### 5.2.3. Edad y correlación

La edad de la Formación Talacasto es Devónica inferior.

Esta determinación fue efectuada por Clarke (1913) al estudiar parte de la colección de fósiles de Stappenbeck, y fue establecida por analogía con las formas estudiadas simultáneamente provenientes de las Islas Malvinas y Brasil (comarca de Pontagrossa).

Al ser confirmada la edad Devónica inferior para dichas comarcas por el hallazgo de nuevas formas, por extensión se mantuvo esta determinación para la Formación Talacasto.

Algunas determinaciones recientes tratan de ajustar mejor la edad de la formación:

El estudio de Amos y Boucot (1963) sobre los braquiópodos de la familia *Leptocoelidae* permitió a Boucot (1967) efectuar una integración para el hemisferio sud de la distribución de los elementos faunísticos de la denominada "Provincia Malvinokáfrica". Según este autor, la presencia de *Australocoelia* indica una edad *Emsiano bajo*, es decir corresponde a la parte superior del Devónico inferior.

De ser cierta la interpretación de Boucot, prácticamente toda la formación pertenecería a esta edad, ya que la aparición de *Australocoelia tourteloti* comienza en los términos bajos de la misma y se continúa en toda la sección.

La similitud faunística de la Formación Talacasto con las formaciones devónicas de Bolivia es notable, principalmente con las denominadas Icla, Catavi y Santa Rosa.

El hallazgo de *Scaphiocoelia bolivien-sis* en la comarca del Río San Juan y de trilobites referibles al género *Otharion* en el perfil de Río de las Chacritas, permitiría una relación de estas secciones con el perfil de Icla. Los recientes estudios de estas formaciones bolivianas por Dávila y Rodríguez (1967) estipulan una edad *Emsina* para la Formación Icla y Coblensiana para las Formaciones Santa Rosa y Catavi, datos relativamente concordantes con la interpretación de Boucot.

## 6. DESCRIPCIÓN DE PERFILES Y LOCALIDADES

Las siguientes descripciones corresponden a secciones medidas de la Formación Talacasto y a localidades de interés paleontológico. En las figuras 2 y 3 se han volcado los perfiles en forma columnar, horizontalizados a la base de la Formación Punta Negra y en las figuras 4 y 5 se detallan bosquejos geológicos de algunas de estas localidades.

### 6.1. EL PERFIL DE RÍO NACIMIENTO (Maradonas)

El río Nacimiento es un pequeño curso de agua semipermanente, afluente del río Angostura, perteneciente a la cuenca imbrífera del río Albarracín, afluente del San Juan. Tiene una longitud de pocos kilómetros, naciendo en los Paramillos del Tontal y cambiando de nombre a Río Angostura al atravesar la alta cordonada de calizas que bordea al flanco occidental de la comarca denominada Guaicos de la Potranca. El río Nacimiento, luego de atravesar los contrafuertes del Paramillo del Tontal, desemboca en un angosto vallecito labrado en las rocas de las formaciones Tambolar y Talacasto (figura 4) para encajonarse profundamente al atravesar la cordonada de calizas mencionada.

En dicho vallecito se halla emplazado un puesto para la crianza de ganado denominado Doña Harmelinda. Un perfil detallado, tomado 300 m al norte de dicho puesto es el siguiente:

Techo: Formación Punta Negra  
Formación Talacasto:

- |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                           |      |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------|
| a) (Miembro superior) Lutitas de coloración verde grisácea y pardo moradas, alternadas en la parte superior con banquitos de areniscas limolíticas gris parduzcas, pardas por alteración.                                                                                                                                                                                                                 | 15 m |
| b) Lutitas y limolitas verde grisáceas. En su tercio superior algunas intercalaciones de areniscas castañas claras con restos de <i>Favosites</i> sp. y espongiarios.                                                                                                                                                                                                                                     | 25 m |
| c) Lutitas arenosas y limolitas calcáreas verde oliva, pardas por alteración, o verde grisáceas, con restos de: <i>Australospirifer antarcticus</i> , <i>A. kaiseranus</i> , " <i>Schellwienella</i> " <i>inca</i> , " <i>Schellwienella</i> " sp., <i>Chonetes</i> sp., <i>Australocoelia tourteloti</i> , <i>Metacryphaeus</i> sp., <i>Bellerophon</i> sp., <i>Loxonema</i> ? sp. y <i>Ostracoda</i> ?. | 55 m |
| d) Lutitas verde claras.                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                  | 30 m |

Base: Formación Tambolar (Silúrico)

La secuencia medida en el río Nacimiento constituye uno de los perfiles más australes de las formaciones Talacasto y Tambolar, cuyos espesores disminuyen notablemente hacia el sud, hasta desaparecer a unos 4 kilómetros en dicha dirección, cubiertos por el acarreo.

### 6.2. PERFIL DEL KILÓMETRO 43 (Ruta 20)

Este perfil (véase figuras 3 y 4), fue descrito por Leidhold y Wetten (1946) quienes destacaron con su comunicación la presencia de Devónico inferior marino al sud del río San Juan, y más recientemente por Leveratto (1968) quien se refiere a esta localidad al estudiar los cuerpos intrusivos terciarios de la comarca de Punta Negra.

La descripción de Leidhold y Wetten

se refiere a una sección situada a la altura del kilómetro 41 de la ruta nacional 20 en el tramo San Juan-Calinalgasta. Sin embargo los afloramientos distan del camino unos 3 kilómetros, y se continúan en dirección oeste hasta ser cortados por el desmonte del camino en la progresiva del kilómetro 43,4 aproximadamente.

Los afloramientos mejor expuestos son accesibles por una profunda quebrada, que pasa por debajo del puente del kilómetro 43,1. El perfil publicado por dichos autores, corresponde a la Formación Talacasto, aunque no es completo, ya que su base se halla cortada por un dique de dacita implantado en una zona de falla que limita depósitos terciarios.

El perfil detallado, tomado a unos 700 metros al ESE del mojón del kilómetro 43 de la ruta 20 es el siguiente:

Techo: Formación Punta Negra  
Formación Talacasto:

- a) (Miembro superior) Lutitas y limolitas pardo violadas o verde grisáceas intercaladas con banquitos de lutitas arenosas pardo violadas, pardas por alteración, calcáreas, con restos de *Chondrites* sp., corales de tipo *Favosites*? y espongiarios. 43 m
- b) Areniscas medianas, verde grisáceas o gris negruzcas, con abundantes nódulos ferruginosos, de hasta 10 cm de Ø, fosilíferos, restos muy mal preservados e indeterminables. 7 m
- c) Arenisca gruesa verde clara a verde amarillenta, con escasos restos de *Australospirifer antarcticus* y *Scaphiocoelia boliviensis*. 15 m
- d) Areniscas finas a medianas, gris verdosas, en parte de aspecto ocráceo, con algunas intercalaciones de areniscas calcáreas duras, pardo verdosas, fosilíferas, con restos de *Orbiculoidea baini*, *Pleurotyrella knodi*, *Ambo-coelia pseudoumbonata*, "*Schellwienella*" *inca*, "*Sch.*" *sullivanii*, *Notiochonetes falklandicus*, *Australocoelia tourteloti*, *Kozlowskiellina baldisi*, *Australospirifer kayseranus*, *A. antarcticus*, *Bucanella laticarinata*, *Bellerophon* sp., *Nuculites* sp., *Actenopteria* cf. *A. eschwegeii*, *Burmeisteria (Digonus) noticus* y *Metacryphaeus* sp. 85 m

Base: oculta, brecha de falla y dique de dacita.

En el conjunto de afloramientos se estima un espesor mínimo para la Formación Talacasto de 150 metros.

El perfil medido corresponde a un afloramiento que, comenzando a la altura de la ruta 20, se extiende por una longitud de 3 kilómetros en dirección SE.

Los bancos sufren frecuentes variaciones de espesor. En la descripción de Leidhold y Wetten, algunos han sufrido cambios con respecto a la aquí pre-

sentada, por tal motivo, los dos perfiles están distanciados 1500 metros entre sí.

### 6.3. EL PERFIL DE RÍO SASSITO

Al sud del cruce del río Sassito con la ruta nacional nº 20, aproximadamente a la altura del kilómetro 50,05, aflora nuevamente la Formación Talacasto con características similares a las del perfil del kilómetro 43.

El perfil descrito no es visible desde

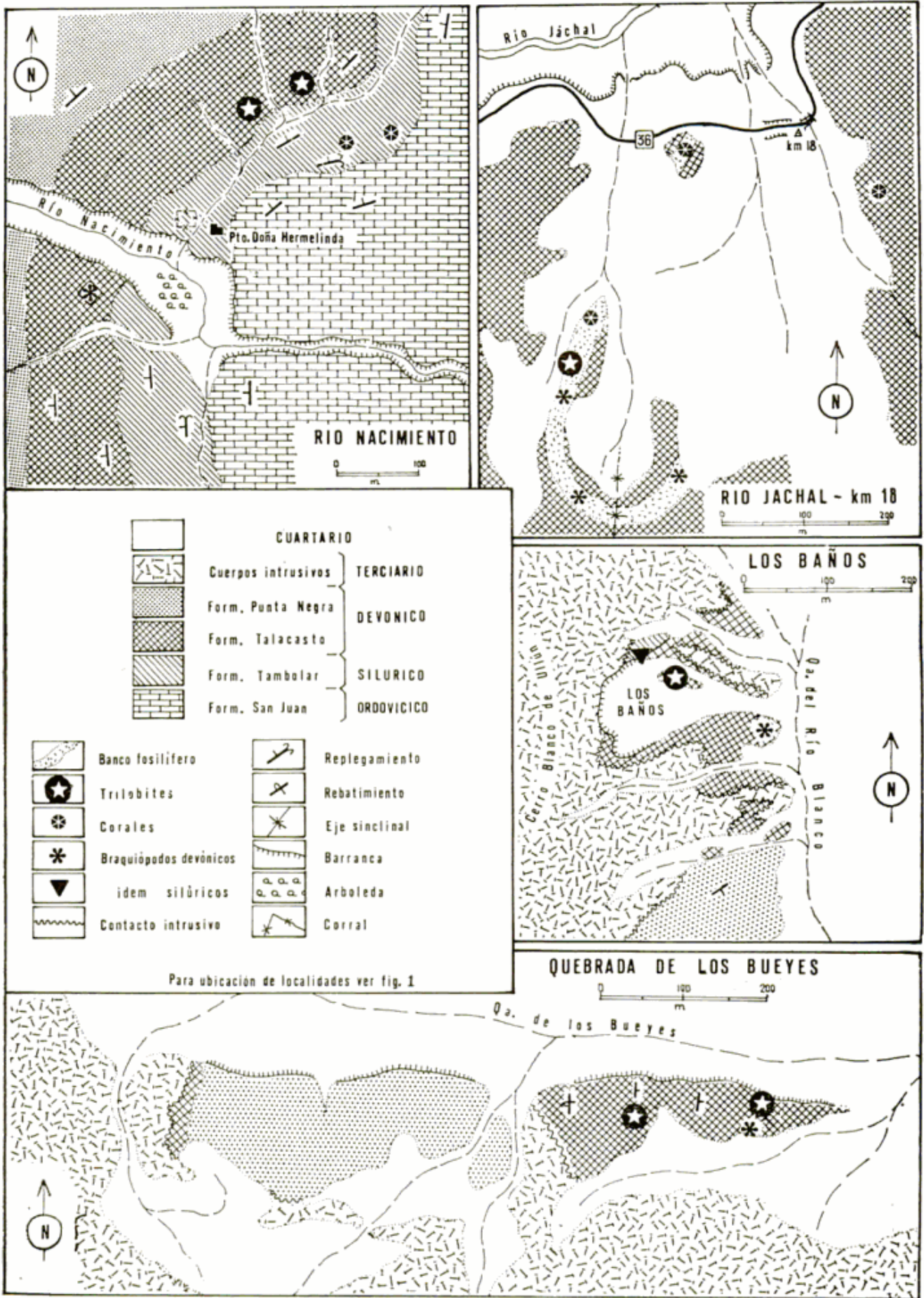


Figura 4

el camino, se halla ubicado a unos 1500 metros hacia el sud y en la desembocadura, en el río Sassito, de una profun-

da quebradita, afluente occidental del mismo.

El perfil medido es el siguiente:

Techo: Formación Punta Negra  
Formación Talacasto:

- a) (Miembro superior) Lutitas y limolitas de coloración verde grisácea y moradas, alternadas con areniscas finas en benquitos de 10 a 30 cm de espesor, pardo verdosas que conforman un 20 % del total. Restos de *Chondrites* sp. en los dos tercios superiores. 30 m
- b) Areniscas y lutitas gris verdosas a gris negruzcas. 32 m
- c) Areniscas medianas, gris verdosas, interestratificadas con areniscas finas grises, con restos dispersos de: "*Schellwienella*" *inca*, *Notiochonetes falklandicus*, *Australocoelia touteloti* y *Australospirifer antarcticus*. 140 m
- d) Areniscas medianas a gruesas, gris verdosas, gris negruzcas y gris amarillentas, con concreciones dispersas de óxido de hierro y escasos niveles limolíticos. A quince metros de la base restos dispersos de *Australocoelia toutelotti* en areniscas gruesas. 68 m

Base: oculta por derrubio

El espesor mínimo para la Formación Talacasto en este perfil es de 270 metros.

#### 6.4. PERFIL DE ISLA DEL SAUCE (RÍO SAN JUAN)

El perfil de Isla del Sauce se halla ubicado aproximadamente a la altura del kilómetro 69 de la ruta 20, tramo San Juan a Calingasta.

En dicha localidad el camino sube

una empinada pendiente hasta una altura de unos 150 metros sobre el nivel del río San Juan, todo su desmonte está labrado en la Formación San Juan, continuando como camino de cornisa hasta el portezuelo de Tambolar (kilómetro 74). La estrecha franja de calizas ordovícicas está cubierta por rocas silúricas y Devónicas en todo el tramo Isla del Sauce-Tambolar.

El perfil medido, ubicado a la altura del kilómetro 69,3 es el siguiente:

Techo: Formación Punta Negra  
Formación Talacasto:

- a) (Miembro superior): Lutitas verdes y moradas con algunas intercalaciones de areniscas negras grisáceas (10 %) con restos de *Chondrites* sp. y escasos corales de tipo *Favosites*. 35 m
- b) Areniscas y lutitas de coloración verde parduzco a grises, en bancos alternantes de espesores variables entre 1 y 10 metros. En su parte basal predominan las areniscas, lo mismo que hacia el techo. Restos dispersos, principalmente en las areniscas, de: "*Schellwienella*" *inca*, *Notiochonetes falklandicus*, *Australocoelia touteloti*, *Australospirifer antarcticus*, *Bellerophon* sp., *Pleurodyctium* cf. *P. problematicum* y *Favosites argentina*. 90 m

Base: Formación Tambolar (Silúrico)

El contacto entre las formaciones Talacasto y Tambolar es directo y no existen evidencias de falla en el mismo.

#### 6.5. EL PERFIL DE TAMBOLAR (RÍO SAN JUAN)

El perfil de Tambolar es considerado como una de las secciones clásicas del Paleozoico inferior en la Precordillera

Sanjuanina. Fue estudiado en detalle por Bracaccini (1949), Heim (1952) y Mozetic (1970).

Se ha revisado este perfil a fin de ubicar los niveles fosilíferos silúricos y devónicos con la mayor precisión posible. La siguiente descripción no difiere mucho de la ya enunciada por Bracaccini. Fue medida unos 300 metros al sud del Portezuelo de Tambolar.

Techo: Formación Punta Negra

Formación Talacasto:

- a) (Miembro superior) Lutitas verdosas y moradas con escasos bancos de areniscas finas parduzcas, que se hacen más abundantes hacia el techo. 30 m
- b) Lutitas negro-verdosas, con restos de "*Schellwienella*" *inca*, *Notiochonetes falklandicus*, *Australocoelia tourteloti* y restos de braquiópodos no determinables. 15 m
- c) Arenisca gruesa parda a gris parduzca. 5 m
- d) Lutitas y areniscas finas gris verdosas, con nódulos margosos o calcáreos, muy fosilíferos, y restos diseminados de fósiles. Intercalaciones de calizas arcillosas negro-azuladas, fosilíferas y lentiformes. Los restos diseminados son de *Australocoelia tourteloti* y "*Schellwienella*" sp. Los nódulos fosilíferos son más abundantes en dos niveles a 30 y 50 m de la base, con restos de: "*Schellwienella*" *inca*, *Notiochonetes falklandicus*, *Australocoelia tourteloti*, *Kozlowskielina baldisi*, *Australospirifer kaiseranus*, *A. antarcticus*, *Dalmanites* ? cf. *D. clarkei*, *Metacryphaeus* sp. otros trilobites no determinados. En los lentes de calcáreos de la parte inferior y media de esta unidad son abundantes los restos de *Chondrites* sp. y *Favosites argentina*, adquiriendo los lentes un aspecto netamente biostromal. 80 m
- e) Areniscas medianas, verde grisáceas, bien estratificadas, con intercalaciones de lutitas (10%). Restos muy escasos de *Australocoelis tourteloti*. 25 m

Base: Formación Tambolar (Silúrico)

En la parte superior de la Formación Tambolar, unos 5 m por debajo de la unidad "e" del Devónico, aparece un banco coquinoide con restos de *Clarkeia antisiensis*, *Castellaroina fascifer*, *Chonetes fuertensis* y *Leptaena argentina*.

En la sección no existe ninguna evidencia de falla en el contacto Silúrico-Devónico. En toda la corrida de afloramiento continuo entre Isla del Sauce y Tambolar la Formación Talacasto se apoya normalmente sobre la Formación Tambolar, tal como surge del relevamiento de detalle efectuado por Mozetic (1970). Las aseveraciones de Boucot (1971) y Amos (1972) sobre una relación por falla entre ambas unidades pueden interpretarse como una ob-

servación localizada en la curva carretera del Portezuelo de Tambolar, donde, por incompetencia las lutitas silúricas se hallan plegadas y parcialmente fracturadas.

#### 6.6. EL PERFIL DE CERRO DEL MOLLE (PACHACO)

Esta sección fue estudiada en detalle originalmente por Quarleri (1950).

El levantamiento efectuado agrega pocos detalles a los ya descritos por dicha autora. Ha sido medida a unos 1000 m al sud del efectuado por Quarleri y a unos 12 kilómetros en dirección austral de la localidad de Pachaco, sobre el flanco occidental del Cerro del Molle. Su detalle es el siguiente:

Techo: Formación Punta Negra

Formación Talacasto:

- a) (Miembro superior): Areniscas y lutitas finas, intercaladas en pequeños bancos de 5 a 15 cm de espesor, verde grisáceas o moradas, algo bandeadas, astillosas. 130 m
- b) Areniscas finas, verde grisáceas o pardo verdosas, intercaladas con lutitas gris verdosas, con restos dispersos a través de toda la sección o bien en el núcleo de concreciones calcáreo-arenosas de: *Australocoelia tourteloti*, "*Schellwienella*" *inca*, *Australospirifer antarcticus*, *A. kayseranus*, *Favosites* sp. y *Chondrites* sp. 121 m

Base: Formación Tambolar (Silúrico)

En todo el perfil de Cerro del Molle las relaciones del conjunto siluro-devónico con la Formación San Juan, que conforman el núcleo del cerro, son oscuras, generalmente por estar cubierto el contacto.

### 6.7. PERFILES DE LA COMARCA DE ULLUM

Al oeste de las localidades de Ullum y Zonda y, vinculados tectónicamente a los cuerpos andesítico-dacíticos de los cerros Puntón Colorado y Blanco de Zonda, afloran sedimentitas de las formaciones Talacasto y Punta Negra.

Si bien Heim (1952) indica en esta comarca la probable presencia de Silúrico y Devónico, es mérito de Furque haber hallado restos de fauna marina devónica en la denominada "Quebrada de Ullum", algunos de los cuales fue-

ron estudiados por Rossi del Cerro (1957).

Recientemente Leveratto (1968) describió algunos de estos afloramientos aportando datos de su litología y contenido faunístico.

#### 6.7.1. Perfil de los Baños del Cerro Blanco de Ullum

Ascendiendo por la quebrada del Cerro Blanco, que bordea el cerro homónimo, y a unos 3,5 km al N-NO de su cruce con el canal del descarga del dique nivelador de Punta Negra, se han hallado excelentes afloramientos del Silúrico y Devónico (véase figura 4).

Este paraje, denominado Los Baños, es fácil en su acceso con vehículo desde Ullum, por la huella que conduce a las minas de caolín de Quebrada del Salto. El perfil detallado de esta localidad es el siguiente:

Techo: Formación Punta Negra

30 metros cubiertos

Formación Talacasto:

- |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                            |      |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------|
| a) (Miembro superior): Lutitas verde-grisáceas y moradas, con intercalaciones de areniscas finas cuarcíticas pardo grisáceas. Escasos restos de <i>Chondrites</i> sp.                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                      | 30 m |
| Cubierto.                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                  | 20 m |
| b) Areniscas medianas a gruesas, gris verdosas, pardas por alteración.                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                     | 20 m |
| c) Banco de litología similar a "a", muy fosilífero. Granulometría de arenisca gruesa en los 5 metros basales, con restos casi exclusivos de <i>Scaphiocoelia boliviensis</i> y escasos de <i>Australospirifer</i> sp. Los 10 metros superiores con abundantes restos de: <i>Lingula</i> cf. <i>L. lepta</i> , " <i>Schellwienella</i> " <i>inca</i> , <i>Notiochonetes falklandicus</i> , <i>Australocoelia tourteloti</i> , <i>Australospirifer antarcticus</i> , <i>A. kayseranus</i> , <i>Bucanella</i> sp., y <i>Orthoceras</i> ? sp. | 15 m |
| d) Banco de litología similar al anterior, con escasos restos dispersos de <i>Australocoelia</i> , <i>Australospirifer</i> y " <i>Schellwienella</i> ".                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                    | 70 m |
| e) Arenisca fina gris verdosa, limolítica, con concreciones dispersas arcilloso-calcáreas, subesferoidales, de hasta 5 cm de diámetro.                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                     | 50 m |
| f) Arenisca gris verdosa, mediana, similar a "d".                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                          | 20 m |
| g) Sabulita verde oliva, polimíctica.                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                      | 1 m  |
| h) Arenisca fina gris, en parte carbonosa, con abundantes restos de corales, dominando <i>Favosites argentina</i> y formas juveniles de braquiópodos: <i>Lingula</i> sp., <i>Orbiculoidea</i> sp., " <i>Schellwienella</i> " sp., <i>Notiochonetes falklandicus</i> , <i>Bucanella</i> sp., <i>Bellerophon globosus</i> y fragmentos de céfalos de <i>Metacryphaeus</i> sp.                                                                                                                                                                | 2 m  |
| i) Arenisca gris, mediana, friable, con restos de <i>Australocoelia</i> .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                  | 30 m |

Base: Formación Tambolar (Silúrico).

### 6.7.2. Yacimiento fosilífero de la Quebrada de los Bueyes

De los numerosos yacimientos fosilíferos aislados de la Formación Talacasto que rodea los cuerpos dacítico-andesíticos de Ullum, se menciona esta localidad por la interesante fauna recolectada.

La Quebrada de los Bueyes se halla ubicada inmediatamente al norte del extremo septentrional del Cerro Blanco de Ullum (véase bosquejo en figura 4), sobre la margen sud de la quebrada aparecen pequeños apéndices de los cuerpos ígneos con la Formación Talacasto como roca de caja, los más interesantes se hallan a unos 2500 m al NO por la huella que pasa por la localidad de Los Baños en dirección a las minas de caolín.

Las sedimentitas de la Formación Talacasto se hallan plegadas en forma de anticlinal asimétrico, con plano axial inclinado hacia el este.

Son areniscas finas a medianas, gris verdosas, similares a las descritas en la localidad de los Baños. Se han localizado tres niveles fosilíferos en el ala oriental del anticlinal:

El primero, ubicado a unos 70 m del eje de plegamiento contiene restos de: *Orbiculoidea baini*, *Orbiculoidea baldisi*, *Nuculana* sp., *Nuculites* sp. y una variada fauna de trilobites aún no estudiados, entre los que se destacan los

géneros *Dalmanitoides*, *Bainella* y *Metacryphaeus*.

El segundo nivel, ubicado a unos 230 metros del eje de plegamiento contiene restos de *Orbiculoidea baini* y *Australospirifer kayseranus*.

El tercer nivel, ubicado a 25 metros al este del segundo, es un banco de arenisca gruesa de coloración gris clara, con numerosos restos de *Scaphio-coelia boliviensis*.

### 6.8. EL PERFIL DE LA QUEBRADA DE LA DEHEZA

En la comarca de La Deheza se halla una sección que, al presente solo había sido estudiada por Gianolini (1947). Esta comarca se halla ubicada al NO de la localidad de Ullum.

La quebrada de la Deheza nace en el Mogote de Cuesta Nueva y, bordeando el flanco sud del Mogote del Quemado, desemboca en el valle de Ullum como afluente del río homónimo. La desembocadura de su tramo serrano dista aproximadamente 19 kilómetros en línea recta hacia el NO del poblado de Ullum.

El acceso a la misma se efectúa por senda de herradura desde Ullum y no ofrece mayores dificultades.

El siguiente perfil fue levantado aproximadamente 2000 metros al Oeste del Cerro del Salto, y sobre el cauce de la quebrada:

Techo: Formación Punta Negra  
Formación Talacasto:

- |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                              |       |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------|
| a) (Miembro superior) Lutitas de coloración verdosa y morada, con algunas intercalaciones de areniscas en banquitos rítmicos hacia el techo y restos de espongiarios y <i>Chondrites</i> sp.                                                                                                                                 | 35 m  |
| b) Lutitas y areniscas verde grisáceas a pardo verdosas en bancos de 1/2 a 2 m de espesor y restos dispersos en la parte superior de <i>Notiochonetes falklandicus</i> y <i>Australocoelia tourteloti</i> .                                                                                                                  | 40 m  |
| c) Areniscas medianas a finas, a veces algo limosas, verde grisáceas, con algunas concreciones arcilloso-calcáreas en su parte superior. Fosilíferas, con restos de <i>Australocoelia tourteloti</i> , <i>Australospirifer antarcticus</i> , <i>Conularia</i> cf. <i>C. quichua</i> y restos de trilobites no determinables. | 125 m |
| d) Areniscas finas a medianas, verde grisáceas, bien estratificadas, con concreciones ferruginosas. Restos dispersos de <i>Australocoelia tourteloti</i> y <i>Lingula</i> sp. en su tercio inferior.                                                                                                                         | 58 m  |

Base: Formación Tambolar (Silúrico)



El perfil medido totaliza 258 metros de Formación Talacasto, cifra que difiere notablemente con los 450 metros consignados por Gianolini.

Esta discrepancia surge del hecho que el autor mencionado supuso como devónicas todas las sedimentitas aflorantes entre la Formación Punta Negra y el Silúrico que yace en contacto con la Formación San Juan cuando, en realidad, una falla repite la sección Siluro-Devónica, aumentando el espesor aflorante.

La presencia de esta fractura surge al observar en el perfil denominado "A-B" por dicho autor: la presencia dentro de lo por el denominado "Devónico" de un tramo con fauna netamente silúrica.

#### 6.9. EL PERFIL DE TALACASTO

El perfil de la quebrada de Talacasto es considerado una de las secciones clásicas del Silúrico y Devónico de la Precordillera Central.

Ubicado a 60 kilómetros al N-NO de

la Ciudad de San Juan es de fácil acceso por la ruta carretera que une Talacasto con Iglesia (véase bosquejo en figura n° 4).

Ha sido mencionado numerosas veces en la literatura geológica y fue estudiado en detalle por Stappenbeck (1910), Keidel (1921) y Rolleri (1947).

Este último autor, además de describir la sección sedimentaria Paleozoica, mapeó en detalle la comarca, y descubrió la presencia de un conglomerado basal en el Silúrico, de gran importancia para la determinación de movimientos tectónicos en el área precordillerana.

El reexamen efectuado de la sección devónica aporta algunos datos nuevos a la descripción de Rolleri, especialmente a la distribución de horizontes fosilíferos y la presencia de especies no citadas anteriormente.

El siguiente perfil fue efectuado en la margen sud de la quebrada, entre el cauce de la misma y el nuevo trazado de la ruta provincial, y entre las desembocaduras de las quebradas de Los Gauchos y Poblete Sur.

Techo: Formación Punta Negra

Formación Talacasto:

- |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                     |      |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------|
| a) (Miembro superior) Lutitas verde negruzcas, verde azuladas y moradas con algunos banquitos de areniscas fina compacta gris en el techo y algunos nódulos arcillosos. Escasos restos de espongiarios.                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             | 40 m |
| b) Areniscas finas arcillosas y lutitas arenosas, en parte micáceas, verde grisáceas a verde oliva, con numerosos niveles escasamente fosilíferos portadores de: " <i>Schellwienella</i> " <i>inca</i> , " <i>Sch.</i> " <i>sullivanii</i> , <i>Notiochonetes falklandicus</i> , <i>Devonochonetes coronatus</i> ?, <i>Orbiculoidea Baini</i> , <i>O. baldisi</i> , <i>Australospirifer kayseranus</i> , <i>A. antarcticus</i> , <i>Pholadella radiata</i> , <i>Conularia</i> cf. <i>C. quichua</i> , <i>Conularia</i> , sp., <i>Homalonotus</i> cf. <i>H. noticus</i> , <i>Dalmanitoides</i> cf. <i>D. drevermanni</i> y <i>Pleurodictium</i> cf. <i>P. problematicum</i> .                                                                                                                                                                                                                                                                        | 50 m |
| c) Areniscas finas arcillosas, verde grisáceas, con restos diseminados de " <i>Schellwienella</i> " <i>inca</i> y <i>Homalonotus</i> cf. <i>H. noticus</i> .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                        | 47 m |
| d) Arenisca mediana verde oliva.                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                    | 10 m |
| e) Areniscas medianas a finas, gris verdosas, verde oliva, claras, a veces pardas por alteración, con algunos nódulos de óxidos de hierro en la parte superior, en bancos poco marcados, con varios niveles muy fosilíferos portadores de: <i>Orbiculoidea baini</i> , <i>Protoleptostrophia conccina</i> , " <i>Schellwienella</i> " <i>inca</i> , " <i>Sch.</i> ", <i>tenuis</i> ?, <i>Ambocoelia pseudoumbonata</i> ?, <i>Kozlowskielina baldisi</i> , <i>Chonostrophia reversa</i> var. <i>andina</i> , <i>Notiochonetes falklandicus</i> , <i>Leiorhynchus brackebushi</i> , <i>Australocoelia tourteloti</i> , <i>Platiostroma</i> sp., <i>Actinopteria eschwegeii</i> , <i>Leptodomus</i> sp., <i>Pholadella radiata</i> , <i>Odontochile</i> cf. <i>O. böhmi</i> y una numerosa fauna de ostrácodos entre los que figuran los géneros <i>Bollia</i> , <i>Scrobicula</i> , <i>Aparchites</i> , <i>Cryptophyllus</i> y varios géneros nuevos. | 60 m |
| f) Arenisca mediana, gris blancuzca.                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                | 17 m |

- g) Areniscas finas a medianas, gris negruzcas a gris verdosas, en banquitos de 10 a 20 cm de espesor, alternantes con lutitas gris verdosas. Numerosos nódulos de óxidos de hierro y algunos margosos, estos últimos fosilíferos, con restos de *Lingula* cf. *L. lepta* y *Australocoelia tourteloti*.

75 m

Base: Grupo Tucunuco (Silúrico).

El límite entre las formaciones Talacasto y Punta Negra es transicional y se efectúa en un intervalo estratigráfico vertical aproximado de unos 50 metros. El mismo está caracterizado por la disminución progresiva de las lutitas verdosas-moradas en función del incremento de los bancos areniscosos, estos, adquieren coloraciones cada vez más oscuras hasta variar sus tonos de un gris verdoso a un negro verdoso.

La alternancia lutita-arenisca, bien definida en banquitos de escaso espesor (5 a 10 cm) pasa rápidamente a bancos de sedimentación cíclica y gradada (base arenosa mediana a techo lutítico de espesores crecientes (hasta 5 metros) con frecuentes marcas de flujo en su base y restos vegetales detríticos en los términos superiores arcillosos.

En cuanto al límite Silurico-Devónico es discernible por el medio de coloración verde oliva (Grupo Tucunuco) a verde grisáceo (Formación Talacasto), coincidente con el distinto contenido faunístico. Entre los niveles más bajos del tramo "g" del perfil descrito, portadores de *Lingula lepta* y *Australocoelia tourteloti* y los bancos silúricos coquinoides con presencia de *Harringtonina australis* y *Leptaena argentina*, media una distancia estratigráfica vertical de 8 a 10 metros.

El perfil descrito prácticamente no difiere del efectuado por Roller (1947) sino en cuanto al contenido fosilífero y la presencia de nuevas formas. Sin embargo difiere notablemente del publicado recientemente por Boucot (1971), en efecto, este autor describe esta sección con un total de 600 metros de espesor para la Formación Talacasto. La descripción de Boucot adolece de

un evidente error de medición, pues en el sector de Talacasto la distancia horizontal que media entre el techó fosilífero del Silúrico y los fácilmente discernibles bancos basales de Punta Negra nunca sobrepasa de los 550 metros de distancia. Al cotejar la descripción de Boucot con el perfil de Keidel y la sección medida por Roller, además de la aquí descrita, surge la diferencia de espesores en los por Boucot denominados bancos 5 a 1, que se corresponderían en conjunto a la parte "g" aquí descrita. Consideramos que el espesor de la Formación Talacasto en su comarca tipo oscila siempre entre valores comprendidos entre los 300 y 350 metros.

#### 6.10. AGUA DEL PEÑON Y CORDÓN DEL MOLLE

Sobre el flanco oeste de la Sierra de Las Invernadas y su continuación meridional, los cordones del Peñon y del Molle, emergen los afloramientos más occidentales de la Formación Talacasto (véase figura 1).

Furque (com. verbal) recorrió la comarca hallando restos de braquiópodos y trilobites, estos últimos fueron estudiados por Baldi (1967) quién determinó la presencia de nuevas formas de *phacopidae*.

Toda la comarca es de acceso relativamente fácil desde la ruta provincial que une Talacasto con Iglesia, y de la que parten varias huellas de herradura por las que se accede a las mencionadas serranías.

El siguiente perfil fue levantado en el Río Agua del Molle, a unos 3000 metros al norte de la ruta provincial:

Techo: Formación Punta Negra

Formación Talacasto:

- a) (Miembro superior) Lutitas negro verdosas, a veces pardo-moradas con intercalaciones rítmicas de areniscas compactas a pardas o pardo-grisáceas, en banquitos de 5 a 20 cm de espesor, ocasionalmente con estratificación gradada variable entre términos de arenisca mediana a fina. Muy escasos restos de corales de tipo *Favosites* y formas periformes semejantes a espongiarios. 82 m
- b) Areniscas finas, pardo grisáceas y gris verdosas, alternantes con lutitas gris verdosas oscuras, con escasos restos de *Australocoelia tourteloti* y otros braquiópodos no determinables. 80 m
- c) Caliza arenosa gris negruzca con *Homalonotus* ? sp. 2 m
- d) Lutitas gris azuladas a gris verdosas, que pasan a areniscas finas hacia la base. Aisladas concreciones margosas y lentes de calizas arcillosas gris negruzcas, pardas por alteración, con restos de *Notiochonetes falklandicus* y *Bainella sanjuanina*. 18 m
- e) Caliza arenosa negra con restos mal preservados de braquiópodos. 1 m
- f) Areniscas finas y lutitas grises a gris verdosas con algunas intercalaciones lentiformes de calizas arenosas pardas, con numerosos restos de *Notiochonetes falklandicus*, *Leptocoelia* ? sp., *Australospirifer kayseranus*, *A. antarcticus* y restos no determinables de trilobites. 65 m
- g) Areniscas finas a medianas, verde grisáceas a pardo verdosas, con estratificación poco marcada e intercalaciones de lutitas en bancos de 5 a 10 cm de espesor. Presencia de algunos nódulos dispersos calcáreos gris negruzcos en la parte media e inferior de la sección, algunos fosilíferos, con restos de *Australocoelia tourteloti*, *Notiochonetes falklandicus* y *Lingula lepta*. 234 m

Base: Formación Los Espejos (Silúrico)

Los sedimentos de la Formación Los Espejos culminan con lutitas y areniscas coquinoideas verde oliva con predominancia de ejemplares de *Harrintonina australis*. El total medido para la Formación Talacasto suma 482 metros. Toda la comarca está fuertemente deformada por plegamiento y fracturas.

#### 6.11. LA COMARCA DE GUALILÁN NORTE

El extremo nor-occidental del bolsón de Gualilán está delimitado por un alto cordón compuesto por calizas de la Formación San Juan, prolongación austral de los afloramientos de Cerro Blanco-Mogotes Azules y que se extien-

de hacia el sud conformando una serie de cerritos calizos donde están situadas las minas de oro de Gualilán.

Al norte de la ruta provincial que une Talacasto con Iglesia, entre el cordón del Peñon y el cerro de Portezuelo Blanco (perteneciente éste último a la cordonada de las minas), vuelve a aflorar la secuencia completa del Silúrico y Devónico inferior. Las sedimentitas silúricas son continuación meridional de los afloramientos descritos por Baldis (1964) en el flanco occidental de los cerros de Gualilán. El siguiente perfil de la Formación Talacasto fue levantado a unos 5 km hacia el norte de la ruta provincial, a la altura de la denominada "curva de Gualilán":

Techo: Formación Punta Negra

Formación Talacasto:

- a) (Miembro superior) Lutitas negro verdosas a verde oscuras con intercalaciones de areniscas cuarcíticas pardo verdosas en banquitos de 5 a 20 cm de espesor, e incipiente estratificación gradada. 102 m
- b) Areniscas finas y lutitas gris verdosas o pardo grisáceas, con restos de *Australocoelia tourteloti*. 46 m
- c) Caliza arenosa gris negruzca, parda por alteración con restos de *Australocoelia tourteloti*, "*Schellwienella*" *inca* y numerosos artejos de cri-noideos. 1 m

- d) Areniscas finas gris verdosas, en la mitad superior, que pasan hacia abajo a lutitas y areniscas finas alternantes gris azuladas a gris verdosas, con concreciones margosas negruzcas, pardas por alteración con restos de braquiópodos no identificables. 50 m
- e) Caliza arenosa similar a "c" con restos mal preservados de braquiópodos y *Homalonotidae*. 2 m
- f) Areniscas finas y lutitas verde grisáceas, con algunas intercalaciones calcáreas gris negruzcas, pardas por alteración, con restos de "*Schellwienella*" *inca*, *Australocoelia tourteloti*, *Australospirifer kayseranus* y *A. antarcticus*. 85 m
- g) Monótono conjunto de lutitas y areniscas finas gris verdosas, a veces gris azuladas, con concreciones arcilloso-calcáreas gris azuladas, pardas por alteración, fosilíferas, con restos de *Australocoelia tourteloti*, *Lingula* cf. *L. lepta*, restos de trilobites y artejos de crinoideos. 210 m

Base: Silúrico (Grupo Tucunuco)

## 6.12. LA COMARCA DE PUNTA DE LOS JACHALLEROS

Esta zona se halla situada en el extremo norte del bolsón de Gualilán, al este del cerro Blanco y al noroeste de las minas de oro de Gualilán. Un par de ríos: Jachalleros y del Médano, ambos convergentes hacia la zona deprimida del bolsón limitan los afloramientos del Silúrico y la Formación Talacasto. Las sedimentitas silúricas afloran en el

extremo austral de un amplio sinclinal ubicado entre ambos cursos de agua.

El acceso a la zona puede efectuarse únicamente mediante cabalgadura desde las minas de Gualilán o desde la comarca de Ciénaga de los Espejos.

El siguiente perfil fue levantado 1000 metros al norte de la huella de herradura que une las localidades mencionadas (antiguo camino de Jáchal a Gualilán):

Techo: Formación Punta Negra

Formación Talacasto:

- a) Lutitas verde negruzcas a negras, ocasionalmente pardo moradas, con algunas intercalaciones de areniscas finas (20 %), pardo grisáceas, en banquitos de hasta 15 cm de espesor. Escasos restos de corales y *Chondrites* sp. 120 m
- b) Monótono conjunto de areniscas finas (30 %) y lutitas gris verdosas o gris azuladas con numerosas manchas de óxidos de hierro y banquitos lentiformes de hasta 20 cm de espesor de calizas oscuras y concreciones de margas o calizas arenosas negro azuladas (pardas por alteración), dispersas a través de toda la sección. Las lentes y concreciones calcáreas son fosilíferas, habiéndose hallado restos de "*Schellwienella*" *inca*, *Australocoelia tourteloti*, *Notiochonetes falklandicus*, *Lingula* sp., *Orthoceras* sp., *Chondrites* sp. y artejos de crinoideos. 390 m

## 6.13. EL PERFIL DE SALTO NEGRO

La quebrada de Salto Negro se halla situada en el contrafuerte oriental del cerro del Zorzal, prolongación austral de la sierra de la Trampa, a unos 4 km al sur de la quebrada de río de las Chacritas y a unos 23 km al oeste de la localidad de Tucunuco.

Es una localidad de difícil acceso, pudiendo efectuarse por cabalgadura por una empinada senda que parte des-

de el Puesto de las Chacritas hacia el sud.

El perfil de Salto Negro forma parte de una serie de afloramientos continuos del Paleozoico inferior que comienzan hacia el norte en Loma de los Piojos y, elevados por una misma fractura de tipo regional, llegan hasta el extremo norte del bolsón de Gualilán. Ofrece una excelente exposición de las sedimentitas paleozoicas desde

las calizas ordovícicas hasta el Devónico medio de la Formación Punta Negra, sin estar cubiertas parcialmente en el contacto Ordovícico - Silúrico. El perfil de detalle, levantado en el flanco sur de la quebrada es el siguiente:

Techo: Formación Punta Negra

Formación Talacasto:

- I: *Miembro superior*
- a) Lutitas y areniscas finas gris verdosas, de deposición rítmica, aumentando el porcentaje de areniscas hacia el techo, en ciclotemas de 0,2 a 1 m de espesor. 49 m
  - b) Lutitas verdes y moradas, con intercalaciones de escasos banquitos de areniscas finas grises a gris verdosas en la parte basal. Algunos restos de *Chondrites* sp. 152 m
- II: *Miembro de lutitas nodulares*
- c) Lutitas verde-azuladas a gris azuladas, nodulares, o con intercalaciones lentiformes de calizas arcillosas. Tanto las lutitas como los nódulos son fosilíferos, habiéndose hallado restos de *Australocoelia tourteloti*, *Notiochonetes falklandicus*, *Nuculana* sp. y restos de corales de tipo *Favosites* sp. 150 m
  - d) Lutitas verdes con intercalaciones de bancos de nódulos areniscosos finos o lentes y banquitos de areniscas calcáreas. Restos dispersos de *Australocoelia* ?, *Australocoelia tourteloti* y *Notiochonetes falklandicus*. 85 m
- III: *Miembro de areniscas azules*
- e) Areniscas cuarzosas grises o verdes, bien estratificadas, carentes de fósiles. 23 m
  - f) Areniscas cuarzosas muy finas, de tipo wacke, azules, algo fisibles, con algunas intercalaciones de nódulos limolíticos. Restos dispersos de "*Schellwienella*" *inca*, *Australospirifer antarcticus*, *Homalonotidae* y artejos de crinoideos. 198 m
- IV: *Miembro de areniscas y lutitas verdes*
- g) Areniscas cuarzosas de tipo wacke, muy finas, verdoseas a gris verdosas, con restos indeterminables de braquiópodos. 42 m
  - h) Lutitas y limolitas gris azuladas que pasan hacia la base a gris verdosas, muy diaclasadas, con algunos nódulos de areniscas finas. Restos de trilobites, *Australocoelia tourteloti* y *Lingula* cf. *L. lepta*. 77 m
  - i) Limolitas y areniscas finas gris azuladas con nódulos negros, calcáreos, fosilíferos, con restos de *Lingula* cf. *L. lepta*. 1 m

Base: Formación Los Espejos (Silúrico)

En el perfil descripto se han podido separar varios miembros de la Formación Talacasto y se ha adoptado para los mismos la nomenclatura propuesta por Espisúa (1968) para la descripción del perfil de Río de las Chacritas.

#### 6.14. EL PERFIL DE RÍO DE LAS CHACRITAS

El sector de Río de las Chacritas se halla ubicado a unos 4 km al norte del

perfil de Salto Negro. La excelente exposición de los sedimentos de la Formación Talacasto, motivó la ubicación de un trabajo de detalle, en la confección del perfil, y que fue efectuado por Espisúa (1968). Se remite al lector al mencionado trabajo para la descripción detallada del perfil.

Aquí únicamente se consignará el hallazgo de nuevos fósiles cuya posición estratigráfica es referida a la nomenclatura de bancos dada por Espisúa:

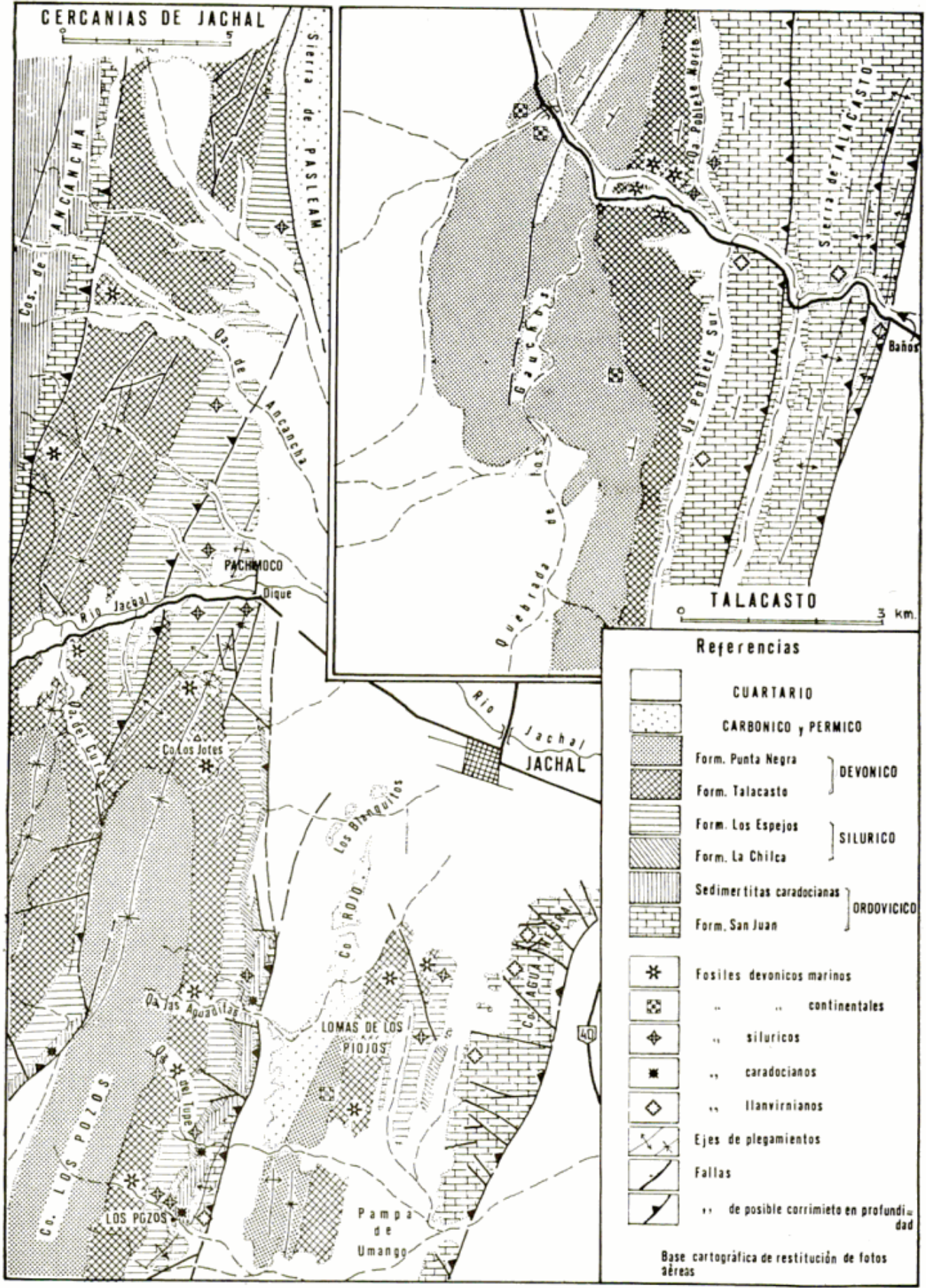


Figura 5

I: Miembro de lutitas nodulares:

En el banco "b":

- "Schellwienella" inca
- Australospirifer antarcticus*
- Conularia* sp.
- Metacryphaeus* sp. nov.

En el banco "a":

- Actinopteria eschwegei*
- Homalonotidae*
- Cyrtocrinites elongatus*

II: Miembro de areniscas azules:

En el banco "a": Artejos de crinoideos.

La importancia estratigráfica de este perfil reside no solo en la excelente sección expuesta, sino en el hallazgo de nuevas formas de trilobites, que se hallan actualmente en estudio.

6.15. EL PERFIL DE LOS POZOS

La comarca de Los Pozos se halla ubicada en el extremo sud y en el flanco occidental de la cordonada de calizas de los cerros de Los Blanquitos al SO de la ciudad de Jáchal. El acceso a la misma se efectúa por huella de herradura desde la mencionada localidad, atravesando las Lomas de Los Piojos y dirigiéndose al oeste a la altura de la Pampa de Umango. En la Figura 5 se presenta un bosquejo geológico de toda la comarca sudoeste de Jáchal que incluye el perfil aquí descripto.

Esta comarca fue estudiada por Jelin (1971) quien efectuó un completo perfil que abarca la sucesión Caliza San Juan-Caradociano-Grupo Tunuco-Grupo Gualilán. El perfil de la Formación Talacasto aquí descripto fue efectuado inmediatamente al oeste del puesto abandonado de Los Pozos:

Techo: Formación Punta Negra (facies "noroeste")

Formación Talacasto:

I: Miembro superior

- a) Areniscas gruesas de color gris. 20 m
- b) Lutitas gris azuladas a grises, diaclasadas, con intercalaciones de areniscas gruesas hacia la base. 50 m

II: Miembro de lutitas nodulares

- c) Areniscas y lutitas gris verdosas en deposición cíclica. 168 m
- d) Lutitas gris azuladas y verde azuladas, con concreciones calcáreas fosilíferas y algunos restos dispersos de *Australocoelia tourteloti* y *Notiochonetes falklandicus*. 202 m
- e) Lutitas verde grisáceas y verde azuladas. 110 m

III: Miembro de lutitas azules

- f) Lutitas azul verdosas con algunos restos de *Australocoelia tourteloti*. 105 m
- g) Lutitas grises azuladas y verde oliva en la parte media inferior con restos de braquiópodos no identificados. 90 m

IV: Miembro de areniscas verdes

- h) Areniscas finas y medianas verdes y verde oliva, con algunas intercalaciones de lutitas verdosas y areniscas grises, pardas por alteración. Restos de *Australospirifer antarcticus* y artejos de crinoideos. 90 m
- i) Lutitas gris verdosas con algunas concreciones margosas fosilíferas con restos de *Notiochonetes falklandicus*? y *Lingula* cf. *L. lepta*. 115 m

Base: Formación Los Espejos (Silúrico)

La importancia de este perfil no solo reside en la sección descripta de la Formación Talacasto, sino en las características de cambio de facies operado

en la Formación Punta Negra; en esta comarca todo el desarrollo de esta formación adquiere las características del denominado "cambio hacia el noroes-

te" descrito por Baldis (1973): desaparición de la coloración verde negruzca de la facies "normal", disminución de la sedimentación gradada y características de ritmicidad y predominancia de tonos rojizos, pardo rojizos y pardo verdosos. Toda la unidad se caracteriza por una repetición continua ciliométrica en paquetes de 100 a 150 metros de espesor.

#### 6.16. LOCALIDAD FOSILÍFERA DE KILÓMETRO 18 (RÍO JÁCHAL)

A la altura del kilómetro 18 de la antigua variante de la ruta que une Jáchal con la localidad de Rodeo fue ubicada una interesante localidad fosilífera de la Formación Talacasto (véase figura 4).

En este sector se han coleccionado ejemplares muy bien preservados de la fauna característica de esta formación. Los mismos se encuentran generalmente en concreciones limolítico-arcillosas de coloración gris azulada a negra, como asimismo algunas acumulaciones corallinas de tipo biostromal, con restos de *Favosites argentina*, estas últimas descritas por Baldis (1971).

Entre las formas coleccionadas en esta localidad se han determinado las siguientes:

- "Schellwienella" *inca*
- "Schellwienella" *sullivanii*
- "Orthotetes" *sp.*
- Notiochonetes falklandicus*
- Devonochonete cf. D. coronatus*
- Notiochonetes cf. N. skottsbergi*
- Australocoelia tourteloti*
- Australospirifer antarcticus*
- Australospirifer kayseranus*
- Australospirifer cf. A. iheringi*
- Bucanella laticarinata*
- Lingula cf. L. lepta*
- Niculites sp.*
- Conularia cf. C. africana*
- Conularia sp.*
- Bainella sanjuanina*
- Metacryphaeus nov. sp.*

- Pleurodyctium problematicum*
- Favosites argentina*
- Orthoceras sp.*
- Artejos de *Crinoidea*

La medición del espesor estratigráfico en esta sección se hace sumamente difícil por el intenso plegamiento. Los bancos fosilíferos se hallan en la zona de charnela de uno de los numerosos sinclinales asimétricos frecuentes en este perfil.

#### 6.17. COMARCA NORTE DEL RÍO JÁCHAL

La comarca situada al norte del río Jáchal, comprendida entre éste y el extremo sud de la sierra de Pasleman, posee afloramientos de la Formación Talacasto que, hasta el momento, habían sido considerados como "Devónico inferior" *sensu lato*. La zona fue reconocida con anterioridad por Volkheimer (1962) quien mapeó todas las sedimentitas aflorantes como devónicas. Sin embargo, los recorridos efectuados por el autor, permitieron establecer la presencia de Silúrico en la zona centro-occidental del área (*vide*: Baldis, 1970).

Las sedimentitas de la Formación Talacasto aparecen con similares características litológicas a las descritas para el perfil de Los Pozos. Análogamente, el pasaje a la Formación Punta Negra se torna difuso.

En todo el sector aparece un banco fosilífero cuya ubicación estratigráfica se sitúa aproximadamente en la parte media del tramo "c" del perfil de Los Pozos: este banco, compuesto de una caliza arenosa negro-azulada a gris-azulada oscura, en parte micrítica a biomicrítica, contiene restos fósiles en perfecto estado de preservación. Del mismo proceden las formas nominadas por Volkheimer para la localidad de puesto Potrerillos.

Los ejemplares coleccionados en este banco pertenecen a las siguientes especies:



*Protoleptostrophia conccina*  
*Australostrophia messembria*  
"Schellwienella" *inca*  
"Schellwienella" *sullivani*  
"Schellwienella" cf. *tenuis*  
*Orthotetes* sp.  
*Orthotetes* cf. *O. arctostriatus*  
*Notiochonetes falklandicus*  
*Australocoelia tourteloti*  
*Australospirifer antarcticus*  
*Australospirifer kayseranus*  
*Cranaena argentina*  
*Bucanella laticarinata*  
*Bellerophon globosus*  
*Platlostroma* sp.  
*Nuculites* sp.  
*Lingula* sp.  
*Orbiculoidea* sp.  
*Metacrphaeus* sp.  
Artejos de *Crinoidea*

Un análisis palinológico efectuado por Pöthe de Baldi (com. verbal) ha permitido constatar la presencia de *microplankton* de formas pequeñas y alto grado de carbonización con contenido de *quitinozoarios*.

## 7. CONCLUSION

El conjunto de perfiles aquí descritos conforman las secciones básicas utilizadas para la reconstrucción de la cuenca de deposición de la Formación Talacasto. Deben agregarse a los mismos 15 puntos de control más, en los cuales se efectuó solamente una medición de espesor de la Formación. El desarrollo de la cuenca, conjuntamente con su estudio litofacies, tectofacies y biofacies, será el motivo de una próxima contribución que conformará la segunda parte de este estudio.

## 8. AGRADECIMIENTOS

El conjunto de datos presentados fue posible gracias a la colaboración y sugerencias de numerosos colegas e Ins-

tituciones que colaboraron con datos personales, consejos o apoyo financiero. El Dr. A. J. Amos merece un especial agradecimiento por haber supervisado parte de este trabajo. Los Dres. G. Furque, J. Fernández, P. Luengas y W. Volkheimer ofrecieron desinteresadamente datos de campo personales y material cartográfico que posibilitaron la revisión de numerosos perfiles. En las tareas de campaña se contó en distintas oportunidades con la entusiasta colaboración de los colegas E. D. Pöthe, G. Chebli, A. Leveratto y J. Morelli. Inapreciables sugerencias fueron dadas en diversas oportunidades por los Dres. O. I. Braccacini, J. C. M. Turner, H. Castellaro y el extinto Dr. J. Villar Fabre. El Sr. A. M. Bertolini efectuó con su reconocida pericia los cortes petrográficos.

Este trabajo fue posible gracias al apoyo prestado por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires quienes aportaron los fondos para el mismo.

Tanto la Dirección Provincial de Minería de San Juan, como la Compañía Minera TEA, pusieron a disposición del autor y desinteresadamente vehículos para diversas campañas.

Por último el autor considera un deber dejar expreso agradecimiento a todos los pobladores de las comarcas recorridas, sin cuya ayuda esta contribución no hubiera sido factible, y en especial al Sr. Severo Mura, antiguo poblador y experto baqueano de la Pre-cordillera Sanjuanina.

## LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Amos, A. J., 1953. "Estructura de las formas paleozoicas de La Rinconada, pié oriental de la Sierra Chica de Zonda (San Juan)". Rev. Asoc. Geol. Arg., IX (1).  
— 1972. *Silurian of Argentina, in Correlation of South American Silurian rocks*. Geol. Soc. of Am., Spec. paper 133.

- Amos, A. J. y Boucot, A. J., 1963. *A revision of the brachiopod family Leptocoelidae*. Paleontology, 6 (3).
- Baldis, B. A. J., 1964. *El Silúrico fosilífero de Gualilán*. Rev. Asoc. Geol. Arg. XIX (3).
- 1967. *Some devonian trilobites of the Argentine Precordillera*. Proceed. Int. Symp. on the Dev. Syst., II (Calgary).
- 1971. *Estratigrafía del Devónico de la Precordillera sanjuanina entre los paralelos 30° y 32°*. Tesis ined. Univ. de Bs. Aires.
- 1971. *La posición estratigráfica de Favosites argentina Th. Ameghiniana*, VIII (2).
- 1973. *Variaciones de facies en la Formación Punta Negra (Devónico) de la Precordillera sanjuanina*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXVIII (2).
- Baldis, B. A. J. y Cané T., 1968. *El Paleozoico en la región occidental y austral de Jáchal (Prov. de San Juan)*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXVIII (2).
- Baldis, B. A. J. y Chebli G., 1969. *Estructura profunda del área central de la precordillera sanjuanina*. Actas Cuartas Jor. Geol. Arg., I.
- Baldis, R. A. J. y Rossi de García, E., 1973. *Ostracodes devonniens argentins associés a l'faune Malvinokaffrique*. Actes Vème. Congr. Afric. d' Micropal., Addis Abeba, (En prensa).
- Bodembender, C., 1902. *Contribución al conocimiento de la Precordillera de San Juan y Mendoza y de las Sierras centrales de la República Argentina*. Bol. Ac. Nac. Cienc. en Córdoba, XVII.
- Borrello, A. V., 1962. *Caliza La Laja*. Bol. C.I.C. (Notas).
- 1969. *Los geosinclinales de la Argentina*. Anales Dir. Nac. Geol. y Min., XIV.
- Boucot, A. J. et al., 1967. *Lower and Middle devonian faunal Provinces based on brachiopoda*. Proceed. Int. Symp. on the Dev. Syst., II (Calgary).
- Boucot, A. J., 1971. *Malvinokaffric Devonian Marine Community Distribution and implications for Gondwana*. An. Acad. bras. Cienc., 43 (Suplemento).
- Boucot, A. J. y Gill V., 1956. *Leptocoelia, a new Lower Devonian brachiopod from South America, South Africa and Australia*. J. Paleont., 30 (5).
- Bracaccini, O. I., 1946. *Contribución al conocimiento de la Precordillera Sanjuanino-mendocina*. Reimpres. Bol. Inf. Petrol.
- 1949. *El Perfil de Tambolar*. Rev. Asoc. Geol. Arg., IV (3).
- 1950a. *Investigaciones tectónicas en la Precordillera sanjuanina*. Bol. Inf. Petrol., n° 301.
- 1950b. *Observaciones estratigráficas en la Precordillera sanjuanina*. Rev. Asoc. Geol. Arg., V (1).
- Castellaro, H. A., 1967. *Guía Paleontológica argentina*. Parte I., secc. IV (Faunas devónicas). Publ. del C.O.N.I.C.E.T. (Bs. Aires).
- Clarke, J. M., 1912. *El devoniano de la Argentina occidental*. A. Min. Agric. de la Nación, Sec. Geol., Min. y Mineral., VIII (2).
- 1913. *Fosseis devonianos do Paraná*. Publ. Serv. Geol. e Mineral. do Brasil.
- Cuerda, A. J., 1965. *Monograptus leintwardi-nensis var. incipiens W. en el Silúrico de la Precordillera*. Ameghiniana IV (5).
- Cuerda, A. J. y Baldis, B. A. J., 1971. *Silúrico-Devónico de la Argentina*. Ameghiniana. VI (3).
- Dávila, J. y Rodríguez, E., 1967. *The Devonian System in Bolivia and the problem of its base*. Proceed. Int. Symp. on the Dev. Syst., II (Calgary).
- De Ormaechea, J. A., 1982. *Estratigrafía y estructura del Paleozoico de la cordonada de Los Blanquitos, Jáchal (San Juan)*. Trab. final de Licenc. de la Univ. de Bs. Aires (inédito).
- Espisúa, E., 1968. *El Paleozoico inferior de Río de Las Chacritas, Dto. de Jáchal, Pcia. de San Juan, con especial referencia al Silúrico*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXIII (4).
- Frenquelli, J., 1951. *Un alga fósil en el Paleozoico inferior de la sierra del Tontal*. Rev. Asoc. Geol. Arg., VII (2).
- García, E., 1946. *Estratigrafía y tectónica de la zona situada inmediatamente al SW de Jáchal, San Juan*. Tesis ined. Univ. Nac. de La Plata.
- Garrigou, J., 1982. *Estratigrafía y estructura del Paleozoico en el extremo norte de la Sierra de Las Invernadas, San Juan*. Trab. final de Licenc. de la Univ. de Bs. Aires (Inédito).
- Gianolini, L., 1948. *Estudio geológico, estratigráfico y tectónico de la zona de la Deheza, Precordillera de San Juan*. Tesis ined. Univ. de Bs. Aires.
- Harrington, H. J., 1967. *Devonian of South America*. Proceed. Int. Symp. on the Dev. Syst., I, (Calgary).
- Harrington, H. J. y Leanza, A. F., 1957. *Ordovician Trilobites of Argentina*. Public. Univ. of Kansas, Spec. Pub. 1.
- Heim, A., 1952. *Estudios tectónicos en la Precordillera de San Juan, los ríos San Juan, Jáchal y Huaco*. Rev. Asoc. Geol. Arg., VII (1).
- Jelin, S., 1971. *Estratigrafía del Paleozoico inferior en la comarca de Los Pozos, San Juan*. Trab. final de Licenc., Univ. de Bs. Aires (inédito).

- Kaysner, E., 1897. *Beiträge zur Kenntnis einiger Paläozoischer Faunen Süd-Amerikas*. Zeit. D. Deutsch. geol. Ges., 49.
- Keidel, J., 1921. *Observaciones geológicas en la Precordillera de San Juan y Mendoza*. An. Min. Agric., secc. Geol. Min. y Mineral., XV (2).
- Kobayashi, T., 1935. *The Cambro-Ordovician shelly fauna of South America*. Journ. of the Faculty of Sci., Imp. Univ. of Tokio, sec. II., IV (4).
- Leanza, A. F., 1950. *Fósiles gotlandicos en la Formación Tambolar (San Juan)*. Rev. Asoc. Geol. Arg., V (3).
- Leidhold, C. y Wetten, F., 1948. *Acerca del hallazgo del Devónico fosilífero en la quebrada del río San Juan*. Revista Minera, XVIII (1-2).
- Leveratto, M. A., 1968. *Geología de la zona al oeste de Ullun-Zonda, borde oriental de la Precordillera de San Juan*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXIII (2).
- Levy, R. y Nullo F., 1970a. *Terebratúlidos devónicos de Argentina-1: Cranaena y Scaphiocoelia*. Ameghiniana, VII (3).
- 1970b. *Terebratúlidos devónicos de Argentina-2: Pleurothyrella*. Ameghiniana, VII (4).
- 1972. *Spiriferidos devónicos de Argentina-Ambocoelia y Kozlowskielina*. Ameghiniana, IX (1).
- Méndez Alzola, R. y Sprechmann, P., 1971. *Algunas orbiculoideas argentinas de la Precordillera de San Juan*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXVI (4).
- Mozetic, A., 1970. *Estratigrafía y estructura del Paleozoico inferior entre Tambolar e Isla del Sauce, San Juan*. Trab. Lic. ined. Univ. de Bs. Aires.
- Padula, E. et. al., 1968. *Devonian of Argentina*. Proceed. Int. Symp. on the Dev. Syst., II (Calgary).
- Pascual, P., 1948. *Observaciones geológicas entre las sierras Chica de Zonda y Tontal, a la latitud de quebrada de Maradonas, San Juan*. Tesis de la Univ. de Bs. Aires, inédita.
- Pérez, J., 1946. *Estratigrafía y tectónica del segundo tramo de sierra entre Jáchal y Rodeo, Pcia. de San Juan*. Tesis inéd. Univ. Nac. de La Plata.
- Quarleri, P., 1950. *Estratigrafía y tectónica de la región de Pachaco, río San Juan*. Tesis de la Univ. de Bs. Aires (inédita).
- Rolleri, E. O., 1948. *Estudio geológico de la quebrada de Talacasto y zonas adyacentes*. Tesis de la Univ. Nac. de La Plata.
- Rossi del Cerro, E., 1958. *Estudio de la fauna del Devónico inferior de la Precordillera*. Tesis de la Univ. de Bs. Aires (inédita).
- Stappenbeck, R., 1910. *La Precordillera de San Juan y Mendoza*. An. Min. Agric. secc. Geol. Min y Mineral., IV (3).
- Thomas, I., 1905. *Neuss Beiträge zur Kenntnis der devonischer Faunen Argentinien*. Zeit. d. Deutsch. Geol. ges., 58.
- Viloni, E. B., 1947. *Estratigrafía y tectónica de la zona comprendida entre el cordón de La Flecha y Ea. Bachongo, San Juan*. Tesis ined. Univ. Nac. de La Plata.
- Volheimer, W., 1962. *Nuevos hallazgos de Paleozoico marino en la Precordillera de San Juan*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XVII (1-2).

Recibido el 30 de julio de 1974.

# VI CONGRESO GEOLOGICO ARGENTINO

AUSPICIADO POR LA  
**ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA**

**Lugar:** Bahía Blanca (Provincia de Buenos Aires)

**Fecha:** 21 al 27 de setiembre de 1975

## **Categoría de Miembros**

### **Miembro Participante**

Categoría A - \$ 350 (Geólogos y autores de trabajos presentados al Congreso. Incluye Resúmenes y Actas)

Categoría B - 250 (Acompañantes de Miembros Categoría A. No incluye Resúmenes ni Actas)

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

Categoría D - \$ 300 (Asistentes o no al Congreso, interesados en recibir Resúmenes y Actas)

**Miembro Institucional - \$ 2.500**

**Miembro Benefactor - \$ 5.000 (cuota mínima)**

**Miembro Patrocinador - \$ 10.000 (cuota mínima)**

## **Pago de inscripción**

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

ESTUDIO ESTRATIGRAFICO Y PALEOAMBIENTAL  
DE LAS SEDIMENTITAS TERCIARIAS ENTRE PICO  
SALAMANCA Y BAHIA BUSTAMANTE,  
PROVINCIA DE CHUBUT, REPUBLICA ARGENTINA

Por RENATO R. ANDREIS^{1, 2}, MARIO M. MAZZONI¹ y LUIS A. SPALLETTI^{1, 2}

RESUMEN

En este trabajo se analizan la sucesión estratigráfica y las relaciones mutuas que guardan formaciones del Terciario, mediante perfiles realizados entre Pico Salamanca y Bahía Bustamante, en el Golfo de San Jorge.

La unidad más antigua es la Formación Salamanca, que ha sido dividida en dos miembros. El Miembro Bustamante, que aflora sólo en el perfil homónimo y está caracterizado por sedimentitas calcáreas, y el Miembro Hansen, que es el de mayor importancia areal. Este último se compone de sedimentitas epiclásticas gris verdosas e incluye los términos clásticos distinguidos para esta unidad en la región de Comodoro Rivadavia.

Le sigue la Formación Río Chico, constituida por dos miembros eminentemente psamíticos. El Miembro Las Violetas está formado por sedimentitas epi-piroclásticas grisáceas y amarillentas y contiene varios niveles de paleosuelos. Por su parte, el Miembro Visser consta de psamitas y psefitas arcóscas rojizas, junto a bentonitas de color gris claro a verdoso.

Por encima aparece el Grupo Tobas de Sarmiento, caracterizado por piroclastitas finas (tobas y chonitas) grises claras y amarillentas pálidas. Finalmente, la secuencia terciaria culmina con el Patagoniano, estudiado parcialmente y constituido por areniscas grises y verdosas, asociadas con coquinas.

Desde el punto de vista paleoambiental, se ha establecido que la Formación Salamanca se depositó en ambientes transicionales, de circulación abierta (Miembro Bustamante) y restringida, hasta neríticos poco profundos (Miembro Hansen). La Formación Río Chico consta, en cambio, de dos ciclos fluviales meandrosos y el Grupo Tobas de Sarmiento ha sido considerado un depósito mixto, eólico-ácueo (fluvial hasta palustre).

ABSTRACT

Stratigraphic column and mutual relations among Tertiary formations between Pico Salamanca and Bahía Bustamante (northern coast of San Jorge Gulf, north of Comodoro Rivadavia), are analyzed through five detailed profiles.

The lower unit, Salamanca Formation, has been divided into two members. The Bustamante Member is distinguished by its calcareous nature, while the Hansen Member, mainly composed of greenish-gray epiclastic rocks, is the most important areally and includes the classical strata of the Comodoro Rivadavia area.

The next unit is the Río Chico Formation, composed of two psammitic members. Las Violetas Member is characterized by epi and pyroclastic gray and yellowish sedimentites, and contains some paleosol levels. The other one, Visser Member, is identified by the arkosic nature of its conglomerates and sandstones, and by grayish-green interbedded ben-

¹ Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad de La Plata.

² Miembro Carrera Investigador Científico CONICET.

tonites. This unit is followed by the Tobas de Sarmiento Group, which is mainly pyroclastic, and contains pale yellow tuffs and chonites. Tertiary sequence ends in this area with the "Patagoniano", which is composed by gray and green marine sandstones and coquinas.

Through the detailed analysis of these formations, it is concluded that the Salamanca Formation was deposited in neritic and transitional environments, with open (Bustamante Member) and restricted (Hansen Member) circulation. Río Chico Formation is represented by two fluvial meandering cycles, and the Sarmiento Group has been considered as a mixed (eolian-acqueous) deposit.

## INTRODUCCION

Este trabajo tiene como objeto el estudio de la sucesión estratigráfica terciaria en el sector costanero del Golfo de San Jorge (provincia de Chubut) entre el Pico Salamanca al sur y Bahía Bustamante al norte (fig. 1). La zona, geológicamente conocida desde fines del siglo pasado por los estudios de Carlos Ameghino, ha sido analizada por numerosos geólogos, entre los que se destacan Brandmayr (1932), Doello Jurado (1922), Simpson (1933, 1935, 1941), Celeste (1940), Bordas (1945), Feruglio (1949), Russo (1935) y Méndez (1966); estos investigadores han conformado el cuadro estratigráfico regional de las capas terciarias en estudio.

De acuerdo con Feruglio (1949) y Russo (1953), la zona se caracteriza por afloramientos importantes de las Formaciones Salamanca, Río Chico, del Grupo Tobas de Sarmiento y del Patagoniano. En base al contenido faunístico la Formación Salamanca ha sido atribuida al Paleoceno inferior (Mendez, 1966), en tanto que la Formación Río Chico tendría una Edad Riochiquense, es decir Paleoceno superior (Pascual, *et al.*, 1971); en opinión de éstos autores, las unidades que integran el Grupo Tobas de Sarmiento abarcan edades comprendidas entre el Eoceno inferior y el Oligoceno inferior. Finalmente, el "Patagoniano" ha sido considerado como Mioceno inferior (Pascual, *et al.*, 1971) u ocupando el lapso entre el Eoceno inferior y el Oligoceno superior (Camacho, 1974).

El área en cuestión ha sido seleccionada por la presencia de secuencias muy continuas que permiten —fundamental-

mente— caracterizar la litología de cada una de las unidades, a la vez que sirven para definir en forma bastante precisa las relaciones mutuas entre dichas unidades.

Este objetivo demandó un trabajo de campaña consistente en el relevamiento detallado de cinco perfiles estratigráficos, con la correspondiente recolección de muestras para estudios sedimentológicos y paleontológicos (fig. 1). Estos perfiles son, de sur a norte, 1) *Pico Salamanca*, con observaciones complementarias en Bajo Palangana; 2) *Puerto Visser* con observaciones complementarias a 3 kilómetros al sur; 3) *Bajada del cerro Hansen* (conocida como Bajada de Hansen); 4) *Estancia Las Violetas*; 5) *Bahía Bustamante*.

Todos estos perfiles han sido relevados en el área comprendida entre la costa del Golfo de San Jorge y la vertiente oriental de la Pampa de Salamanca. Debemos señalar que, si bien el espesor de los perfiles completos es del orden de los 300 a 500 metros, en la mayoría de los casos las secciones se desarrollan en un recorrido horizontal de varios kilómetros, dado el escaso relieve y la disposición subhorizontal de las capas.

Es necesario advertir que, como serio inconveniente de las tareas de campo en la zona, la presencia de frecuentes fenómenos de desmoronamiento pueden inducir a interpretaciones erróneas de espesores y de contactos entre unidades. Este proceso de remoción en masa afecta más comunmente a las sedimentitas patagoninas de toda el área, aunque también, en parte, a las riochiquenses de Pico Salamanca. Además, la cobertura vegetal, los rasgos fisiográficos típicos

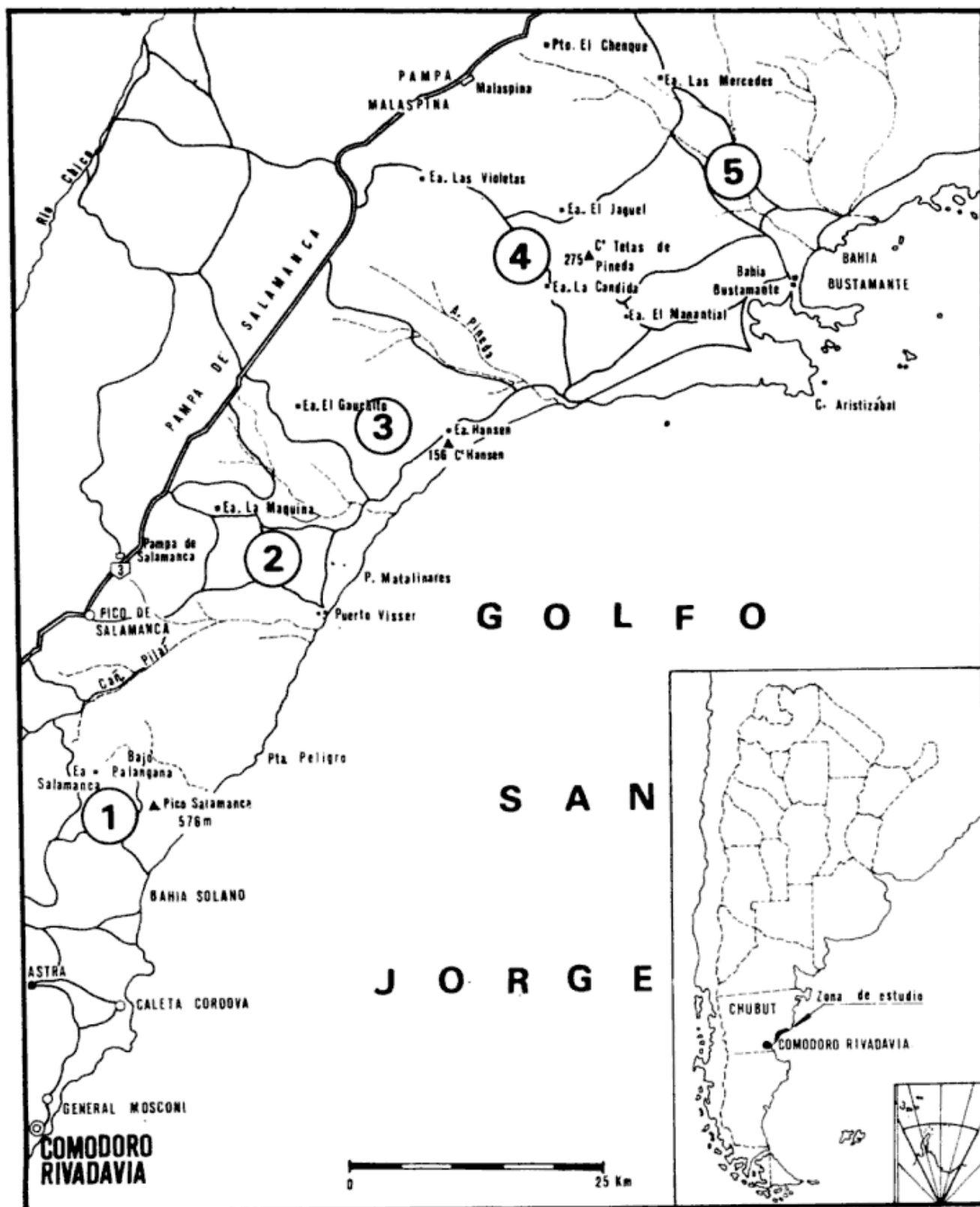


Fig. 1. — Mapa de ubicación del área estudiada. Los números indican los perfiles realizados : 1, Pico Salamanca ; 2, Puerto Visser ; 3, Bajada de Hansen ; 4, Estancia Las Violetas ; 5, Bahía Bustamante

de la Patagonia extraandina, y la parecida litología de las unidades hacen que la labor estratigráfica deba encararse con el máximo de precaución.

### *Sustrato de la secuencia terciaria*

Las capas terciarias en estudio se apoyan sobre un basamento de rocas porfíricas pertenecientes a la Formación Chon Aike. Esta relación se advierte en el sector norte del área examinada (cerro Tetas de Pineda, Bahía Bustamante, Bahía Camarones). En el sector sur, en cambio, las sedimentitas terciarias se apoyan sobre una secuencia cretácica correspondiente al Grupo Chubut; esta relación se ha detectado en el subsuelo del Golfo de San Jorge (Feruglio, 1949; Lesta y Ferello, 1972) y en algunos sectores aflorantes en las cercanías de Sarmiento.

En lo que concierne a las características litológicas del sustrato porfírico, hemos constatado la presencia de rocas efusivas ácidas (riolíticas) en los perfiles de Las Violetas (Tetas de Pinela) y Bahía Bustamante (fig. 1). Debemos destacar que en otras áreas, no afectadas a este trabajo, como en las adyacencias del Dique Ameghino, valle del Río Chico y otras localidades (Celeste, 1940) la Formación Chon Aike está representada por tipos litológicos similares; sin embargo, en Bahía Camarones hemos reconocido que esta unidad está constituida principalmente por ignimbritas parcialmente caolinizadas.

### FORMACIÓN SALAMANCA

Esta unidad litoestratigráfica, definida como formación por Lesta y Ferello (1972) —sobre la base de la designación de "Salamancaén" de Ihering (1903)— aparece completamente desarrollada en todos los perfiles, aunque con espesores reducidos en Estancia Las Violetas y Bahía Bustamante (fig. 2). En esta área la Formación Salamanca se apoya en discordancia sobre la Formación Chon Aike. En el resto de los

perfiles, su base no está expuesta, y —tal como lo mencionara Celeste (1940)— esta unidad no aparece a la vista, con todos los términos mencionados por Feruglio para la zona de Comodoro Rivadavia, en ningún lugar a lo largo de la costa del Golfo de San Jorge. A causa de la inclinación regional, apenas perceptible hacia el este-sudeste, las capas de la Formación Salamanca se levantan levemente hacia el norte y, por esta razón, los mejores asomos se encuentran en el sector comprendido entre Puerto Visser y Bajada de Hansen (Russo, 1953) (véase figura 1).

Cabe aclarar que, tal como ha sido mencionada por varios autores (Celeste, 1940; Russo, 1953; Méndez, 1966), esta formación no se halla a la vista en los acantilados basales del Pico Salamanca, ya que en este lugar, la entidad aflorante a nivel del mar es la Formación Río Chico (fig. 2). La Formación Salamanca sólo tiene 30 metros en Punta Peligro, a unos 3 kilómetros al norte del cerro Pico Salamanca. El máximo espesor aflorante, medido en el área de estudio, con 161 metros, se encuentra en la Bajada del cerro Hansen ubicado a 15 kilómetros al noreste de Punta Matinales (fig. 1, cuadro 1). Por su mayor espesor, la continuidad y buena exposición de sus afloramientos, el perfil de Bajada de Hansen debe considerarse la sección tipo de la Formación Salamanca.

La mayor potencia, de aproximadamente 200 metros, de esta unidad (Feruglio, 1949) ha sido registrada en el subsuelo de Comodoro Rivadavia, donde se ha reconocido, además (Méndez, 1966), que los espesores disminuyen hacia el noreste.

Según nuestro criterio, esta entidad puede ser subdividida en dos unidades litoestratigráficas de rango menor. Por un lado se reconoce el *Miembro Hansen* que aflora en toda el área, a excepción del Pico Salamanca, y cuya localidad más representativa está ubicada en la Bajada de Hansen (fig. 2); este miembro involucra a las capas aflorantes co-



CUADRO I

Esesores y relación arena-pelita de la Formación Salamanca

Perfil	Esesor (en m)	% congl.	% arena	% limo	% arcilla	Arena/pelita
a) <i>Miembro Hansen</i>						
P. Salamanca....	0	0	0	0	0	
Puerto Visser....	65	4,2	56,0	0	39,2	1,55
Ba. Hansen.....	161	0	51,0	22,0	27,0	1,08
Ea. Las Violetas.	80	0	3,0	14,0	83,0	0,03
B. Bustamante ..	56 (?)	8,8	64,6	18,6	8,0	2,76
b) <i>Miembro Bustamante</i>						
B. Bustamante ..	11	100,0	0	0	0	infinito

munmente atribuidas a la Formación Salamanca (Banco Negro, Banco Verde) en el Golfo de San Jorge. Por otro lado reconocemos el *Miembro Bustamante*, que comprende a la secuencia varias veces atribuida a la ingresión rocanéana; sus capas aparecen sobre el basamento porfírico en el sector septentrional del golfo, y han sido reconocidas por nosotros en Bahía Bustamante, y en sectores aislados vecinos al cerro Tetas de Pineda.

El Miembro Hansen se caracteriza en la zona costera del Golfo de San Jorge, por la presencia casi exclusiva de un paquete clástico de coloración preponderantemente gris, en parte amarillenta y/o verdosa (fig. 2).

En la Bajada de Hansen el conjunto epiclástico preponderante que compone el miembro homónimo de la Formación Salamanca es de granulometría fina —limosa, arcillosa y arenosa, en ese orden de abundancia—. La estratificación, en general poco conspicua, es fina (20 a 50 cm) y de tipo tabular; los estratos son por lo común macizos, aunque a veces están laminados. Otros caracteres salientes de esta unidad son el aspecto "fragmentoso" (forma de fragmentación en terrones de fractura concoide y bordes agudos, según Feruglio,

1949) de sus pelitas y la presencia de estratos psamíticos blanquecinos en superficie meteorizada. Además son frecuentes los moldes de pelecípodos y braquiópodos en toda la secuencia, acompañados esporádicamente por equinodermos y rastros unilobulados de trazo irregular ("bioturbation structures o trails", Frey, 1973). Es común también la presencia de varios niveles de concreciones calcáreas ovoidales de 5 a 30 cm de diámetro, como asimismo de briznas y restos carbonizados, a veces con preservación de tejidos, desde la parte media de la unidad hacia el techo, y de venillas de yeso en la porción inferior. En la sección más alta del perfil de Bajada de Hansen se distingue un conjunto de sedimentos de tonalidad variada que comprende psamitas medianas glauconíticas verdes, en parte enrojadas secundariamente, con restos de *Ostrea pyrotheriorum* (Camacho, com. pers.), que pueden ser asimiladas al Banco Verde de Feruglio (1949); estas areniscas se destacan por su friabilidad y la presencia de frecuentes estratos entrecruzados de tipo artesa, y constituyen un excelente nivel guía de la Formación Salamanca (Feruglio, *op. cit.*) por su continuidad y homogeneidad litológica. A estas psamitas se sobrepo-

nen sedimentos arcillosos de variada coloración, entre los que se destaca una arcilita negra maciza, de fractura concoidea (Banco Negro Inferior, Feruglio, 1949) que hacia su base y techo se torna gris o gris negruzca. Este nivel, incluye 10 centímetros de una toba fina, blanca, atravesada por perforaciones y depresiones verticales. Este nivel piroclástico contiene restos de tortugas, de cocodrilos y de tronquitos silicificados (fig. 2).

La Formación Salamanca culmina en el perfil de Bajada de Hansen con una limolita color rosado amarillento de unos 80 centímetros de espesor.

En Puerto Visser, este miembro reúne caracteres similares a los del perfil anteriormente descrito, a excepción de que contiene una capa de coquina (3,5 metros de espesor) en el tercio inferior de la secuencia aflorante, y que correspondería a la parte más alta de la sección inferior de Hansen (fig. 2). El techo de la Formación Salamanca está definido en esta zona por una psamita ocre con manchas verdosas que yace por encima del llamado Banco Negro (Simpson, 1935).

A su vez, en el perfil Ea. Las Violetas, el registro de la sedimentación del Miembro Hansen es principalmente de grano fino, pelítico, con tonalidades grises y verdosas subordinadas y frecuentes intercalaciones psamíticas delgadas (fig. 2). Los estratos son tubulares, macizos y varían de 10 a 15 cm de espesor. Un carácter destacable de la secuencia en esta zona es la presencia de un estrato endurecido que aflora como cornisa, color castaño, que ha sido interpretado como un paleosuelo (fig. 2), presente en el tercio superior. Cabe agregar que el Banco Negro está poco definido y aparece representado por una arcilita negra de 3,5 metros de espesor. El techo de la unidad se ha fijado en el paleosuelo ya descrito y en una arcilita rosada que incluye concreciones del mismo color, ubicados a unos 10 metros por encima del Banco Negro (fig. 2).

Muy probablemente, estas sedimentitas epiclásticas de Las Violetas equivalen a los niveles más altos de la Formación Salamanca, que afloran en el perfil más representativo de Bajada de Hansen.

Finalmente, en el perfil de Bahía Bustamante, la Formación Salamanca, caracterizada por la presencia de los dos miembros, aparece sobre la Formación Chon Aike. El miembro Bustamante está constituido por una coquina gris amarillenta o blan quecina con cemento esparítico, en partes muy fina y en estratos tabulares macizos. Esta caliza, ya descrita por Windhausen (1924), incluye fenoclastos redondeados de pórfidos e ignimbritas de hasta 5 cm de diámetro. Cabe agregar que la coquina, de 11 metros de espesor máximo, aflora, frecuentemente, en la zona inmediata a la costa a manera de retazos que han sido puestos de manifiesto por trabajos de explotación en canteras. Por encima de las sedimentitas calcáreas continúan 56 metros, en afloramientos parcial a casi totalmente cubiertos, correspondientes al miembro Hansen; se trata de un conjunto de estratos pelíticos y psamíticos (fig. 2) de tonalidad grisácea en la base que pasa a amarillenta hacia las secciones más altas (estancia Las Mercedes); este último sector salamanquense incluye a un conjunto de limolitas arenosas gris rosadas, macizas, con pequeños nódulos rosados y venillas blancas.

*Discusión.* En la presente contribución incluimos como perteneciente a la Formación Salamanca al conjunto de calizas que apoyan sobre la Formación Chon Aike en la zona norte del Golfo de San Jorge (Miembro Bustamante). Estas calizas han sido atribuidas al Rocanense por diversos autores (Groeber, 1929; Wichmann, 1921; Celeste, 1940; Feruglio, 1949; Russo, 1953); también han sido consideradas por Simpson (1941) como Formación Bustamante, que aparecería por debajo de la Formación Salamanca y sería equivalente a la Formación Lefipán. Nues-

tro criterio de incluir estas capas dentro de la Formación Salamanca, es coincidente con los principios de Ameghino (1906) y Windhausen (1924); al respecto, este último autor menciona a las coquinas como facies laterales (arrecifales) del "Salamanqueano". La inclusión de las calizas en la Formación Salamanca está fundada en el hecho de que desde el punto de vista cronológico, las entidades mencionadas como rocaneanas y salamanqueanas de Chubut (Celeste, 1940; Camacho y Fernández, 1967; Masiuk, 1967) son prácticamente coetáneas, por lo que consideramos que las capas calcáreas de Bustamante representan facies probablemente laterales de la transgresión que depositó a la Formación Salamanca. Debemos agregar al respecto que es probable que los afloramientos de coquinas y calizas de aspecto similiar a las que nos ocupan, examinados expeditivamente en el valle del río Chubut (y dique Ameghino), pueden corresponder al miembro Bustamante de la Formación Salamanca. Asimismo, afloramientos descritos en distintas zonas de Chubut por Celeste (1940) podrían también ser asignados a esta entidad.

Por otra parte, debemos aclarar que en el transcurso de nuestras observaciones de campaña, no hemos podido identificar en forma precisa las clásicas subdivisiones de la Formación Salamanca (Miembro Hansen de esta contribución), empleadas corrientemente y verificadas por medio de perforaciones en el subsuelo de Comodoro Rivadavia. Solamente es posible reconocer en todos los perfiles, a los denominados Banco Verde y Banco Negro Inferior, gracias a su homogeneidad litológica y cromática.

En relación con el Banco Negro, considerado como la base de la Formación Río Chico, por Feruglio (1949), se adoptó el criterio de incluirlo en el miembro Hansen de la Formación Salamanca. Esta modificación no hace más que confirmar las ideas de Simpson (1935) y está basada en la continuidad

litológica existente entre los términos inferiores y el citado Banco Negro, y en la presencia de un evidente cambio en la sedimentación por encima del horizonte en cuestrión; estos caracteres son particularmente notorios en el sector de Puerto Visser y Cerro Redondo. Evidentemente, la ubicación del Banco Negro como base de la sedimentación riochiquense ha obedecido a su facilidad de reconocimiento en las perforaciones y a su continuidad areal; sin embargo, Feruglio (*op. cit.*), a pesar de sostener esta posición, ya reconocía las inequívocas deducciones de Simpson (*op. cit.*), quien en base a estudios de Mc Cartney (1933), incluyó a estas sedimentitas dentro de las facies salamanquenses.

#### *Ambiente de depositación de la Formación Salamanca*

Sobre la base de las características litológicas de esta unidad, reconocidas en los perfiles de la costa del Golfo de San Jorge, hemos podido confirmar —en sentido amplio— la interpretación efectuada por Feruglio (1949). Según nuestro criterio, la sedimentación salamanquense se produjo en un mar playo y de poca profundidad en un lapso que, según Lesta y Ferello (1972), se caracterizó por su relativa estabilidad tectónica. Son evidencias de la génesis marina de estas capas, la abundante presencia de glauconita y la constante aparición de restos de invertebrados fósiles y de microplancton (Costa, 1973) correspondientes a ese ambiente.

Con respecto al Miembro Hansen de la Formación Salamanca, las inferencias ambientales se han realizado tomando como modelo más representativo el perfil de Bajada de Hansen. En este lugar se verifica una depositación predominantemente subácuea y cercana o coincidente con la línea de costa; además —y a los fines de la interpretación— se reconocen, al menos, cuatro secciones.

1. El primer término de la secuencia salamanquense en Bajada de Hansen

muestra un conjunto de características que tienden a asimilarlo a los depósitos descritos por Selley (1972) como *facies de mantos arenosos* ("sheet and facies"). Entre los rasgos más salientes de este conjunto se destaca la litología psamítica esencialmente constante, la continuidad lateral, el espesor de los afloramientos (de aproximadamente 30 m); el grado de selección pobre a moderado con presencia de arcilla intersticial, la distribución regular de texturas, fauna y estructuras sedimentarias y la ausencia de capas entrecruzadas (muestras BH 156-161).

2. Le sigue un conjunto pelítico representado por limolitas y arcilitas macizas o poco laminadas correspondientes a la subzona infralitoral —hasta 45 m de profundidad— (Krumbein y Sloss, 1968), o más probablemente —debido a la presencia de briznas y hojas— albuférico. Cualquiera sea el ambiente de depositación de esta sección, las evidencias indican medios subácuos (muestras BH 162 a 168).

3. Las pelitas del sector anterior pasan a areniscas similares a las descritas en la parte más baja de la secuencia aflorante. Estas pasmitas se caracterizan por una mayor participación de restos diseminados de invertebrados (muestras BH 169 a 304) cuya presencia podría denotar depositación y concentración más cercana a la zona de rompiente. Cabe destacar que en este cuerpo se advierte la presencia de estructuras primarias de pequeña escala, del tipo artesa. Este rasgo indicaría que determinados sectores del cuerpo estaban afectados por corrientes de retorno (Allen, 1970).

Esta tercera secuencia representa probablemente una sedimentación infralitoral, vinculada a zonas de alta energía cinética y podría asignarse a barras submarinas que yacen normalmente paralelas a la costa, preferentemente en mares con poca amplitud de mareas, y se desarrollan como rasgos continuos a lo largo de grandes distancias (King, 1972).

4. El término más alto salamanquense en Bajada de Hansen (muestras BH 305 a 311) está representado por una sedimentación pelítica caracterizada por coloraciones variables, entre las que se destacan tonalidades oscuras o negras —indicadoras de Eh negativos—, por concreciones carbonáticas y —principalmente por la existencia de restos de invertebrados junto con huesos de codrilos y placas de quelonios. Este complejo es, a nuestro entender, un nuevo depósito transicional (Twenhofel, 1950) que puede ser interpretado como albuférico (Feruglio, 1949) alternadamente subácuo salobre y subaéreo. No descartamos, sin embargo, la posibilidad de que se trate de depósitos de llanuras de marea intercotidales ("tidal flats"), aunque la ausencia de intercalaciones arenosas lenticulares no confirman esta presunción (Selley, 1972).

En los otros perfiles, el miembro Hansen de la Formación Salamanca muestra algunos cambios faciales con respecto al sector ya descrito. Estas variaciones pueden ser interpretadas, por un lado, como cambios pequeños en las condiciones de sedimentación, pero también pueden deberse a un más incompleto registro de las unidades depositadas en relación con el perfil de Hansen (cf. espesores, cuadro I). Las principales diferencias entre perfiles no están dadas por cambios litológicos importantes, sino más bien por la predominancia o persistencia de cada una de las entidades típicas ya descritas. Así por ejemplo, en la zona de Puerto Visser predomina la sedimentación arenosa equivalente al sector 3 de Hansen; sin embargo, la parte más alta de la secuencia —netamente pelítica— debe ser interpretada como un depósito albuférico.

Por su parte, el perfil de Ea. Las Violetas es el que muestra la menor relación arena-pelita, ya que se caracteriza por la ausencia de materiales psamíticos. En general la sección revela depositación mixta subácua y subaérea atribuible a ambientes transicionales.

Por lo anteriormente expuesto, se concluye que la porción aflorante del Miembro Hansen en la zona del Golfo de San Jorge se ha formado bajo condiciones marinas neríticas infralitorales y transicionales preferentemente albufericas, alternantes. La sedimentación se produjo más frecuentemente en medios de baja energía dinámica probablemente a causa de la presencia de barras submarinas o bancos litorales que reducían la circulación abierta, en un mar con muy escasas diferencias entre los niveles de alta y baja marea. Según Selley (1972) este tipo de sedimentación es característico de áreas litorales con barras y playas desarrolladas paralelamente a la línea de costa y correspondería al ambiente que denomina costas clásicas lineales (linear clastic shorelines). Se puede agregar además, en base a la textura y estructura de los sedimentos correspondientes a este miembro, que el aporte terrígeno de los materiales se produjo por medio de agentes de alta capacidad y baja competencia en un área de fisiografía costera con pocos desniveles.

En lo que se relaciona con el miembro Bustamante de la Formación Salamanca, entendemos que representa a facies de playa de la transgresión. Esta idea está basada en los altos valores de la relación arenapelita y en la abundancia de cuerpos calcirudíticos (coquinas) bien seleccionados. Esta asociación litológica no sólo nos induce a pensar en depósitos francamente litorales, sino que permite revelar —a diferencia del Miembro Hansen— que la sedimentación se produjo en ambientes de circulación abierta, es decir conectados directamente con el mar.

#### FORMACIÓN RÍO CHICO

Este término formacional fue introducido por Simpson (1933, 1935) para sustituir la designación de Pehuenche, utilizada para describir las mismas capas desde los tiempos de Doerin (1882) y Ameghino (1906). Este término ha si-

do utilizado y muy divulgado merced a los trabajos de Simpson (*op. cit.*), Frenquelli (1935), Bordas (1945), Feruglio (1949), Camacho (1967) e Yrigoyen (1969).

En la zona de estudio, los afloramientos de la Formación Río Chico ocupan amplias áreas, especialmente en las depresiones y cerros aislados ubicados entre la costa y el borde oriental de la Pampa de Salamanca.

Esta entidad formacional está caracterizada, en superficie, por la presencia de bancos psamíticos gruesos en su base, intercalaciones de arcilitas bentónicas hacia los términos superiores y por su coloración en conjunto más intensa que la correspondiente a las unidades infra y suprastantes (Feruglio, 1949).

Según Feruglio (1949), la Formación Río Chico alcanza su espesor máximo en el subsuelo de Cañadón Perdido, con 250 metros. El espesor mayor medido por nosotros se encuentra en el Pico Salamanca con 131 metros; en Bahía Bustamante, las cifras proporcionadas no son del todo seguras (c.f. cuadro II). Aparece en la costa entre la Formación Salamanca y el Grupo Iobas de Sarmiento, al que pasa —generalmente— en forma gradual. Esta unidad aflora en todos los perfiles del Golfo de San Jorge y ha sido dividida en este estudio en dos miembros: miembro *Las Violetas* y miembro *Visser*.

El miembro *Las Violetas* aparece en los perfiles de Bajada de Hansen, Ea. Las Violetas (sección tipo) y Bahía Bustamante, y su potencia se incrementa levemente hacia el norte (c.f. cuadro II). Sus afloramientos, caracterizados por paredes casi verticales grises con mal definidos "tubos de órgano" erosivos, están constituidos por sedimentos epi y piroclásticos de coloración gris plomo en superficie meteorizada; sin embargo, en superficie fresca, las rocas son amarillentas, rara vez grisáceas (fig. 2). Este miembro está constituido principalmente por psamitas piroclásticas de segundo ciclo y conglomerados volcánicos finos, con fenoclastos de esco-

CUADRO II

Espesores y relación arena-pelita de la Formación Río Chico

Perfil	Espesor (en m)	% congl.	% arena	% limo	% arcilla	Arena/pelita
a) <i>Miembro Las Violetas</i>						
P. Salamauca...	—	—	—	—	—	—
Puerto Visser...	—	—	—	—	—	—
Ba. Hansen . . . .	36	1,2	81,0	7,1	10,7	4,62
Ea. Las Violetas.	43	2,7	33,3	41,4	22,6	0,56
B. Bustamante ..	48	2,6	69,2	22,2	6,0	2,54
b) <i>Miembro Visser</i>						
P. Salamanca...	131	5,0	59,3	2,1	33,0	1,80
Puerto Visser...	78	4,5	90,3	0,6	4,5	18,6
Ba. Hansen . . . .	10	0	50,0	50,0	0	1,0
Ea. Las Violetas.	16	27,3	18,2	0	54,5	0,83
B. Bustamante ..	135	10,9	72,5	15,6	0,8	5,09

rias, tobas y pumicitas; hacia la parte superior es frecuente la presencia de bentonitas. La estratificación, por lo general, de tipo tabular, muestra abundancia de estructuras internas cóncavas (artesas) en la porción psamítica y psefítica inferior; estos entrecruzamientos son de escala mediana y aparecen agrupados. El aspecto tabular de la estratificación se acentúa hacia los términos más altos del miembro, a causa de la aparición de niveles continuos de paleosuelos que se manifiestan como bancos resistentes de tonalidades castaño rojiza y gris morada, y que exhiben claras estructuras internas pedogénicas de tipo mesoscópico. En la zona de Bahía Bustamante, el Miembro Las Violetas contiene un nivel de troncos a un tercio de la base (fig. 2) en el que se advierten frecuentes concreciones ceolíticas de color rosado; cabe destacar que el Miembro Las Violetas, en el perfil de Bahía Bustamante, está constituido predominantemente por sedimentitas psamíticas y psefíticas piroclásticas y aparece un solo nivel muy conspicuo de

paleosuelos formado por psamitas piroclásticas rojas (fig. 2).

Si bien Feruglio (1949) sostiene que el pasaje del "salamanquense" a la secuencia continental riochiquense es absolutamente gradual e insensible, hemos observado que el Miembro Las Violetas se inicia con cambios composicionales y texturales importantes. Es así que, en su sección tipo y en el perfil de Bajada de Hansen, este miembro se apoya mediante discordancia erosiva sobre pelitas del Miembro Hansen de la Formación Salamanca. Sin embargo, es conveniente señalar que el pasaje entre ambas entidades es confuso en el perfil de Bahía Bustamante, principalmente a causa de la discontinuidad de los afloramientos.

Por su parte, el techo del Miembro Las Violetas es bien reconocible en las distintas localidades estudiadas y se lo ubica en una pelita de tonalidad amarillenta que es cubierta por psamitas de aspecto arcósico, rosadas o amarillentas y más litificadas correspondientes al Miembro Visser de la Formación Río Chico (fig. 2).

El *Miembro Visser*, caracterizado por la naturaleza epiclástica de sus psamitas, se diferencia del anterior por su coloración rojiza, rosada o amarillenta (hasta grisácea) y por la composición arcósica de sus psamitas y psefitas. Aflora en todos los perfiles estudiados y muestra una marcada disminución de espesor hacia el norte (c.f. cuadro II). Se apoya sobre la Formación Salamanca en el perfil de Puerto Visser y sobre el Miembro Las Violetas en Bajada de Hansen, Ea. Las Violetas y Bahía Bustamante (fig. 2). En la zona de Pico Salamanca (perfiles de Pico Salamanca y Bajo Palangana) no se encuentra totalmente expuesto, pues su base está en el subsuelo (fig. 2), aunque en Punta Peligro (Brandmayr, 1932) se advierte su contacto basal con la Formación Salamanca. Normalmente este contacto basal está marcado por una discordancia erosiva, bien evidente en Puerto Visser (fig. 2), a la que suceden conglomerados finos y areniscas gruesas. Tal como lo mencionara Feruglio (1949) el techo del Miembro Visser de la Formación Río Chico es difícil de ubicar, dado que su pasaje es a veces transicional a las capas del Grupo Tobas de Sarmiento, a lo que se suma el inconveniente de encontrarse con frecuencia cubierto por detritos de falda.

A pesar de no presentar la base expuesta, el perfil más adecuado para el estudio de este miembro es el de Pico Salamanca debido al importante espesor de la secuencia (cuadro II), y a sus caracteres litológicos bien definidos (fig. 2). En este perfil se puede distinguir una sección inferior, de granulometría psamítica gruesa, hasta psefítica fina, de color predominantemente rojizo, caracterizada por capas tabulares y lenticulares con frecuente estratificación entrecruzada tangencial simple, planar y cóncava, de escala grande. La sección superior, más potente, es de tonalidad más clara (rosada, amarillenta, gris verdosa) y se caracteriza por un marcado ritmo bandeado psamita-arcilita y por

el incremento notorio en la participación de materiales pelíticos (fig. 2).

Respecto al contenido fosilífero, el Miembro Visser se caracteriza por la presencia de troncos silicificados y restos óscos de vertebrados (Simpson, 1935; Brandmayr, 1932); los primeros son comunes en los perfiles de Puerto Visser y Pico Salamanca (Bajo Palangana). En Visser (fig. 2) hemos identificado al menos tres niveles con troncos a los que se asocian delgadas capas con imprevistas de hojas y restos carbonizados; sin embargo, hacia el sur, los restos vegetales se hacen más escasos y aparecen como trozos pequeños, dispersos en la secuencia.

Como todo depósito de origen continental, la Formación Río Chico, y en especial el Miembro Visser, muestra importantes variaciones faciales que se manifiestan en cambios litológicos notables, aún en sectores cercanos. De esta manera, los perfiles más septentrionales de la región costera muestran diferencias respecto al perfil más típico. Es así que en Puerto Visser (y Cerro Redondo), el miembro homónimo es menos potente (cuadro II) y aparece constituido casi con exclusividad por psamitas y conglomerados de coloración predominantemente grisácea, aunque a veces muestran pigmentaciones rojas y amarillas. Cabe acotar que los conglomerados se presentan como intercalaciones en la secuencia psamítica, en cuerpos lenticulares de base erosiva. Estas psefitas, en general extraformacionales, están constituidas por clastos subangulosos hasta subredondeados de hasta 2 centímetros y son las que portan los troncos de mayores dimensiones y mejor preservación. Cabe mencionar, además, que entre los estratos psamíticos se han identificado algunos niveles de psefitas intraformacionales. Las estructuras sedimentarias mecánicas se presentan, en Pto. Visser, en la base y techo del miembro a manera de entrecruzamientos aislados (fig. 2).

En Bajada de Hansen y en Estancia Las Violetas la base del Miembro Vis-

ser está representada por psamitas medianas a gruesas hasta conglomerádicas que apoyan sobre una superficie de erosión labrada en pelitas, negras en el primer caso y amarillentas en Las Violetas, pertenecientes al miembro Las Violetas de la Formación Río Chico. En este último perfil, el Miembro Visser es muy poco potente y se manifiesta en las cercanías de la Estancia Las Violetas; además su estudio es dificultoso por la presencia de numerosos procesos de deslizamiento que quitan continuidad a los afloramientos.

Por último, en Bahía Bustamante esta unidad mantiene sus características generales (fig. 2), constituyendo una secuencia psamítica de tonalidad amarillenta, con algunas secciones rojizas y grises azuladas, que contiene frecuentes estratos entrecruzados agrupados, en artesa. Cabe mencionar que esta sección porta intercalaciones de limolitas amarillentas macizas o laminadas y de sabulitas y conglomerados finos con base erosiva. Como dato de importancia es necesario destacar que en este perfil el Miembro Visser muestra, al menos, dos niveles plantíferos, el primero con troncos y el segundo con troncos y hojas (fig. 2).

En síntesis, la Formación Río Chico se caracteriza en la zona costera del Golfo de San Jorge por una sedimentación clástica, epi y piroclástica en el Miembro Las Violetas y epiclástica en el Miembro Visser. En ambas entidades participan sedimentitas psefíticas, psamíticas y pelíticas, aunque las primeras son más frecuentes en las secciones más bajas, en tanto que las segundas se hacen conspicuas hacia los términos más altos de ambos miembros. Esta deducción general encuentra excepciones en algunos perfiles —por ejemplo en Puerto Visser— dada la heterogeneidad sedimentaria característica de los depósitos continentales. Asimismo, de la observación de los perfiles columnares de la figura 2, se deduce que la Formación Río Chico se caracteriza por la presencia de ritmos sedi-

mentarios variados, a veces de tipo bandeado (psefita-psamita, psamita-pelita) y otras de tipo pulsatorio psefita-psamita-pelita.

*Paleocorrientes de la Formación Río Chico.* Los estudios de paleocorrientes se efectuaron a partir de estratos entrecruzados planares y tangenciales simples, con medición de azimutes y buzamientos en planos reales.

Para el Miembro Las Violetas poseemos datos sólo del perfil homónimo cuya resultante indica paleocorrientes al nor-noreste (fig. 7) con un valor del radio del círculo de confianza que denota variabilidad en el rumbo de las corrientes ( $\theta$ :  $51^{\circ}48'$ ).

Por su parte, las paleocorrientes del Miembro Visser han sido obtenidas en Pico Salamanca, en Puerto Visser (más una sublocalidad situada 3 kilómetros al sur de Puerto Visser) y en Bahía Bustamante. Las resultantes para todas estas localidades marcan paleocorrientes hacia el este (Puerto Visser) y sudeste (Bahía Bustamante, fig. 3). Cabe acotar, que un diagrama de orientación de troncos elaborado para la sección de Puerto Visser, revela orientaciones aproximadamente perpendiculares al rumbo de la paleocorriente determinada a partir de estratos entrecruzados (fig. 7).

#### *Ambiente de depositación de la Formación Río Chico*

Luego de la depositación salamanqueana se desarrolla, en el área del Golfo de San Jorge, un ciclo fluvial que queda evidenciado por las capas pertenecientes a los dos subciclos que constituyen la Formación Río Chico; uno de ellos está representado por el Miembro Las Violetas, caracterizado por una procedencia de naturaleza volcánica y piroclástica variada desde el sur-sureste. Por su parte, el otro subciclo, representado por el Miembro Visser, evidencia una procedencia ácida (feldespática) desde el oeste y noroeste.

La fluvialidad de estos depósitos que-



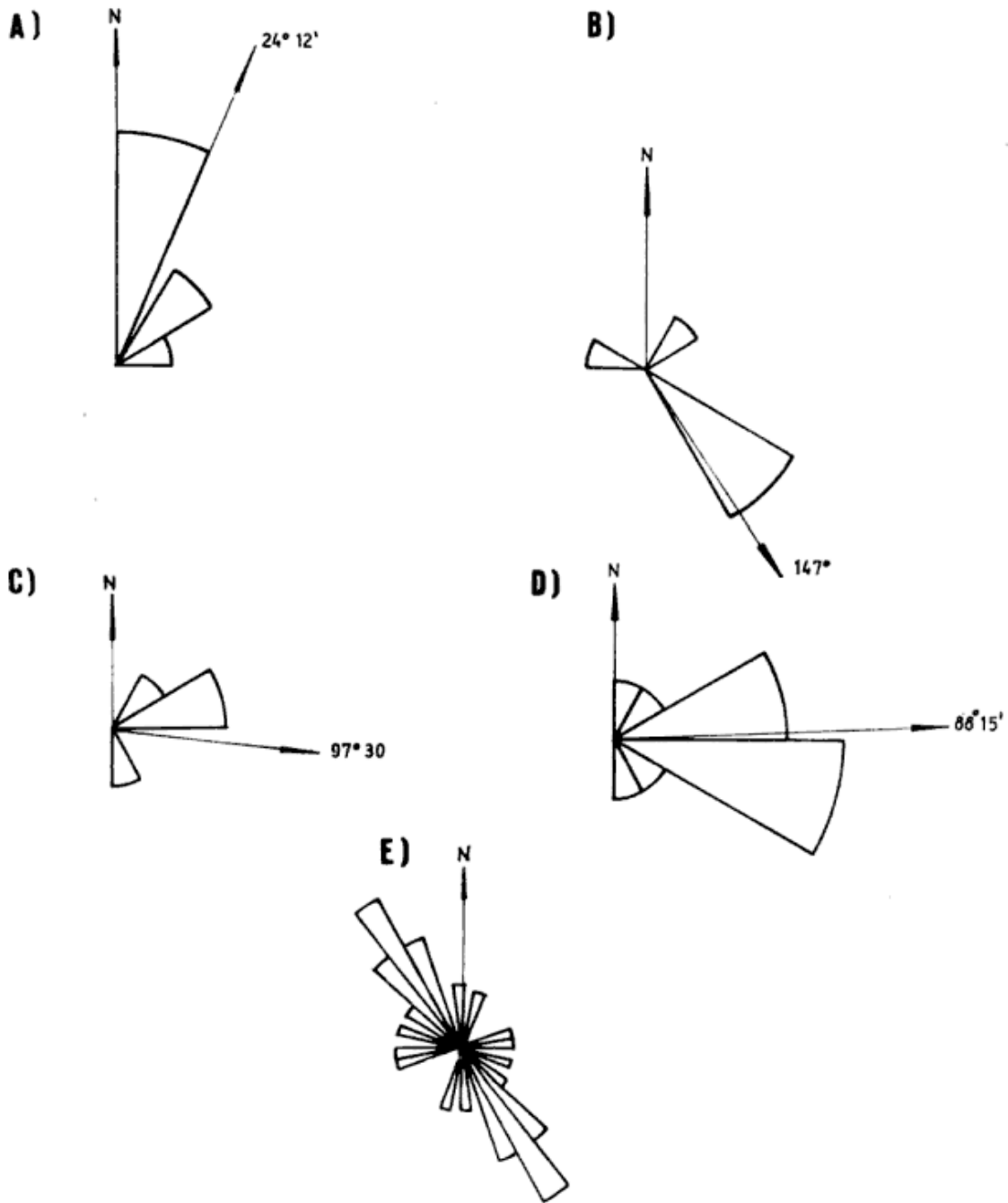


Fig. 3. — Representación gráfica de paleocorrientes de la Formación Río Chico. A, Miembro Las Violetas, perfil homónimo; B, Miembro Visser, perfil Bahía Bustamante; C, Miembro Visser, localidad próxima a Puerto Visser; D, Miembro Visser, perfil Puerto Visser; E, orientación de troncos en el perfil de Puerto Visser. Los gráficos A hasta D se realizaron en base a azimutes de capas entrecruzadas.

da demostrada por varios elementos de juicio: *a)* amplia variabilidad litológica entre los distintos perfiles; *b)* presencia de estratos lenticulares con base erosiva; *c)* abundantes estratos entrecruzados de tipo lenticular cóncavo; *d)* presencia en ciertos sectores, de ritmos

pulsatorios completos integrados por conglomerados, psamitas y pelitas que se repiten sucesivamente en la secuencia. Este último aspecto se ha registrado en forma completa para el Miembro Las Violetas en el perfil homónimo, y para el Miembro Visser, en los perfiles

de Pico Salamanca y Puerto Visser. Los ritmos pulsatorios, tales como los descritos para la Formación Río Chico, han sido atribuidos por Visser (1965) y Selley (1972) a depósitos formados bajo regímenes fluviales meandrosos. Esta interpretación queda refirmada por la localización de los estratos entrecruzados en las capas basales o intermedias de cada ritmo, y por la variabilidad facial entre perfil y perfil.

El desarrollo regional de la Formación Río Chico revela que el ambiente deposicional fluvial adquirió caracteres relevantes en el área; esta importante particularidad debe ser interpretada asignándola a un sistema fluvial de desarrollo regional.

En ambos subciclos fluviales, se advierte —en base a la granulometría de los materiales— una mayor competencia y poder erosivo de los agentes en los sectores basales de los miembros correspondientes. Este aspecto se hace muy evidente en determinados perfiles. Así, por ejemplo el subciclo Las Violetas parece mostrar concentración de facies de cauce en su perfil homónimo y en el de Bustamante; a su vez el subciclo Visser exhibe sedimentos más gruesos y potentes, y frecuencia de paleocanales en el perfil de Puerto Visser, donde seguramente permanecieron por más tiempo los sectores con mayor energía dinámica. Estas características son confirmadas aún más al comparar los valores de la relación arena-pelita entre los diversos componentes litológicos de los perfiles.

La relación arena-pelita ha servido asimismo para reconocer que las facies de canal del Miembro Visser poseían mayor energía y poder de transporte que las correspondientes al Miembro Las Violetas.

Hacia los términos superiores de ambos miembros, se hace notoria la participación de sedimentos pelíticos que denotan pérdida paulatina en la competencia de los agentes de transporte. Estas secuencias pelíticas pueden ser interpretadas de dos maneras: a) por un

lado podrían ser asignadas a depósitos aluviales de llanura de inundación, y b) podrían ser atribuidas a aportes eólicos de sedimentos piroclásticos muy finos, retenidos en esos mismos sectores. Al respecto, la ausencia sistemática de estratificaciones pseudo-diagonales (ripple cross-bedding) —que en el criterio de Visser (1965) son importantes para identificar depósitos de llanura de inundación— nos hacen pensar que la segunda posibilidad puede ser la más acertada.

Cabe acotar, que de la comparación de los términos pelíticos más altos de ambos miembros surgen, sin embargo, algunas diferencias motivadas por la presencia de niveles bien marcados de paleosuelos, con estructuras pedogénicas megascópicas perfectamente conservadas, exclusivamente en el Miembro Las Violetas. Estos horizontes permiten deducir que hacia el final de la depositación del miembro citado, las condiciones ambientales permanecieron estables bajo exposición subaérea durante tiempos considerables, hecho que no es posible verificar, por el momento, en los términos similares del Miembro Visser.

#### GRUPO TOBAS DE SARMIENTO

El término “Tobas de Sarmiento” fue propuesto por Feruglio (1938) para denominar a un conjunto de sedimentitas piroclásticas que aparecen entre la Formación Río Chico y las rocas de la transgresión patagoniana. En base a la aparición en recientes publicaciones de la denominación formacional para las distintas secciones que componen a la unidad que nos ocupa (Camacho, 1967; Yrigoyen, 1969), consideramos, coincidiendo con el criterio original de Simpson (1941), que esta secuencia debe ser definida con la categoría de Grupo (Grupo Sarmiento o Grupo Tobas de Sarmiento).

Esta unidad aflora en los perfiles de Pico Salamanca, Puerto Visser y Bajada de Hansen, con potencias decrecientes

CUADRO III

Espesores y relación arena-pelita en el Grupo Tobas de Sarmiento

Perfil	Espesor (en m)	% congl.	% arena	% limo	% arcilla	Arena/pelita
P. Salamanca....	58	1,8	0	93,9	4,4	0,02
Puerto Visser....	24	0	0	85,0	15,0	0,00
Ba. Hansen .....	17	0	0	0	100,0	0,00
Ea. Las Violetas.	—	—	—	—	—	—
B. Bustamante ..	—	—	—	—	—	—

hacia el norte (cuadro III). Se apoya sobre la Formación Río Chico con un contacto generalmente transicional, salvo en la primera de las localidades citadas, donde se advierte una suave superficie ondulada separando ambas entidades (fig. 2); esta superficie se hace conspicua debido a la presencia de nódulos de manganeso de hasta 10 centímetros de diámetro, que forman un nivel continuo (Brandmayr, 1932; Ferruglio, 1949). En el resto de los perfiles (Ea. Las Violetas, Bahía Bustamante) su presencia no ha sido determinada, aunque probablemente el Grupo Sarmiento, estaría cubierto por detritos derivados del Patagoniano.

Según nuestro criterio, la diferenciación entre la Formación Río Chico y el Grupo Sarmiento, se basa en cambios de color, en el aspecto piroclástico, y en la disminución progresiva de la granulometría en la segunda de estas unidades. Mientras la Formación Río Chico se caracteriza —hacia sus términos más altos— por la presencia de sedimentitas de tonalidad rosada y gris verdosa, el Grupo Sarmiento es de coloración predominantemente amarillenta muy pálida a blanquecina. Estas diferencias se acentúan aún más, si se tiene en cuenta el paisaje de “mal país” que determina la erosión de las sedimentitas riochiquenses frente a los paredones de alto ángulo que caracterizan a los afloramientos de la unidad que nos ocupa.

Por su parte, el techo del Grupo Tobas de Sarmiento, de difícil observación en el campo por frecuentes detritos de falda, está generalmente representado por sedimentos bentoníticos que aparecen en contacto con areniscas verdosas o verdoso-amarillentas que portan restos de invertebrados marinos, y que corresponden al “Patagoniano” (fig. 2).

La litología del Grupo Sarmiento es principalmente limosa y arcillosa, y se caracteriza por su homogeneidad a través de toda la secuencia. Sólo se han reconocido niveles conglomerádicos finos de tipo intraformacional en el perfil de Pico Salamanca. La composición de las sedimentitas es principalmente piroclástica, por lo que es posible clasificarlas como chonitas —término introducido por Teruggi *et al.* (1974)— y bentonitas.

El perfil más representativo de los relevados, por espesor (cuadro III) y constitución litológica, es el de Pico Salamanca (y Bajo Palangana). Los estratos de las piroclastitas y bentonitas son generalmente macizos, pero a veces se manifiestan laminaciones determinadas por fina alternancia de chonitas limosas y arcillosas. Asimismo, es común encontrar dentro de las sedimentitas piroclásticas, estructuras químicas concrecionales de tipo septario y cuerdos de aspecto tobácco blanquecinos de hasta 3 cm de diámetro, descritos por Ferruglio (*op. cit.*) y Brandmayr (*op. cit.*)

como concreciones de toba litoidea blanca, pero que según nuestro criterio corresponderían a acreciones chalazolíticas.

El resto de los perfiles se caracteriza por el mismo tipo de asociación litológica. En Puerto Visser, se trata de tobas macizas gris amarillentas que se hacen bentoníticas hacia la parte superior (fig. 2), y contienen nódulos calcedónicos de color blanco. En cambio en Bajada de Hansen, predominan arcillas bentoníticas que se presentan a veces pigmentadas de rojo pálido (fig. 2).

#### *Ambiente de depositación del grupo tobas de Sarmiento*

La interpretación genética de esta entidad está basada no sólo en las observaciones de campo, sino también en el trabajo de Andreis (1972) sobre la Formación Musters, en la laguna del Mate (prov. Chubut).

De los datos que nosotros recogimos, los que consideramos más útiles desde el punto de vista genético y ambiental son los siguientes: *a*) granulometría fina de la unidad (relación arena-pelita = 0); *b*) invariabilidad lateral y vertical de la curva litológica en todos los perfiles; *c*) litología predominantemente piroclástica; *d*) estratos macizos, escasas laminaciones y ausencia de estructuras mecánicas direccionales; y *e*) presencia de escasos conglomerados de tipo intraformacional. A estas características pueden sumarse las microestructuras pedológicas, representadas por pedotúbulos y huecos.

Todos estos rasgos, nos permiten corroborar las conclusiones de Pascual y Odreman (1971) y Andreis (1972) quienes deducen que en los tiempos de la depositación del Grupo Sarmiento, la configuración paleofisiográfica más saliente estaba determinada por "la presencia de amplias llanuras surcadas por ríos temporarios de cauce divagante y con poca competencia de las corrientes".

En lo que se relaciona con el aspecto fluvial de esta unidad, estamos en con-

dicones de adelantar que tales fenómenos sólo se verifican por la presencia de delgadas capas de conglomerados intraformacionales, que refirmarían —a su vez— el carácter menos competente y efímero de los cursos de agua respecto a los responsables de las depositación riochiquense.

El resto de las características de campo, verificadas en los perfiles estudiados (granulometría fina, invariabilidad granulométrica vertical, y estructuras sedimentarias) nos inducen a pensar que el Grupo Tobas de Sarmiento representa un depósito formado esencialmente bajo condiciones subaéreas, que puede ser interpretado como un paleoless de características similares al pleistocénico y holocénico de la provincia de Buenos Aires. Por su parte, la invariabilidad areal de los rasgos litológicos denota una notable difusión de las condiciones citadas, para la zona en estudio.

A su vez, las capas con estructuras laminares, de textura y composición esencialmente similar a las macizas, representarían depósitos de "paleolimos" formados por retrabajamiento local de los materiales sedimentarios primariamente a manera de lluvia de cenizas, en cuerpos de agua temporarios y poco profundos.

#### *Unidades post Grupo Tobas de Sarmiento*

A pesar de la existencia de varias contribuciones que se ocupan de los estratos terciarios posteriores a las Tobas de Sarmiento, su conocimiento es todavía sumamente incompleto. Este hecho —motivado principalmente por la parcial exposición de los afloramientos— no ha permitido efectuar descripciones precisas de las características litológicas de las unidades post sarmientenses, ni definir localidades típicas en el área de estudio.

Por esta razón, y hasta que no se complete el conocimiento sedimentológico y micropaleontológico regional, he-

mos decidido mantener la denominación provisoria de "Patagoniano" para la sección que yace inmediatamente por encima del Grupo Sarmiento. Dentro de esa unidad incluimos a un conjunto de sedimentos de tonalidad general amarillenta, verdosa y grisácea, y granulometría esencialmente psamítica, que aflora en el borde oriental de las bardas que delimitan la Pampa de Salamanca.

Este conjunto sedimentario, que aparece intercalado entre las piroclastitas del Grupo Sarmiento y los Rodados Patagónicos, incluye, según Camacho (1974) varias formaciones, aun no denominadas, reunidas bajo la denominación de "Estratos con *Monophoraster* y *Venericos*". Estas unidades, en opinión de Camacho (1974), deberían su origen a un proceso transgresivo distinto al que depositó las Formaciones San Julián y Monte León de Bertels (1970), aflorantes al sur de Puerto Deseado, en la provincia de Santa Cruz.

En los sectores estudiados, y sin considerar espesores por las causas mencionadas anteriormente, el "Patagoniano" consiste en una sucesión de psamitas finas y medianas y pelitas (arcilitas y raras limolitas), junto a capas de coquinas en estratos tabulares continuos. Las psamitas y pelitas suelen mostrar inclusiones de restos de invertebrados fósiles (turritelas, ostras, etc.). Las pelitas, que a veces portan lentes de psamitas, suelen contener concreciones de yeso eudral.

Si bien la estratificación de las capas es, por lo común, poco definida, se han reconocido algunos horizontes macizos de 10 a 40 cm de potencia, y otros con estratificación interna diagonal que pueden aparecer tanto aislados como agrupados.

El pasaje del Grupo Tobas de Sarmiento al "Patagoniano", de carácter transicional, se advierte claramente en el perfil de Pico Salamanca (fig. 2), pues en esa localidad, la base patagónica posee granulometría más gruesa (psamítica) y tonalidad diferente (verdosa amarillenta) respecto a las piro-

clastitas del Grupo Sarmiento. Cabe agregar que en el Bajo Palangana, Brandmayr (1932) observó que unos 4 metros basales correspondientes al "Patagoniano" se caracterizan por la presencia de bancos delgados de psamitas gruesas hasta subulíticas portadoras de cuarzo, glauconita, valvas trituradas y rodados de toba blanca. Estos rasgos denotan un cambio evidente en la sedimentación posterior al proceso erosivo de los materiales sarmientenses.

Cabe destacar finalmente, que en la parte cuspidal del Pico Salamanca sectores vecinos aparece un conjunto de aproximadamente 60 metros de espesor constituido por psamitas finas y gruesas de color gris, gris blanquecino y amarillento, en estratos tabulares y lenticulares; estas sedimentitas portan abundantes estructuras internas entrecruzadas y se asocian con capas lenticulares de conglomerados con base erosiva y escasas pelitas. Esta última secuencia ha sido atribuida al "Patagoniano" por Camacho y Fernández (1956 y Bertels (com. pers.) y al "Araucano" (Formación Santa Cruz) por Brandmayr (1932) y Russo (1953).

Si bien nuestras observaciones son de carácter parcial por los motivos expuestos, han servido para confirmar ideas anteriores respecto a los caracteres generales del ambiente de depositación patagoniano. La presencia de pelitas verdosas y psamitas a veces entrecruzadas, la estratificación tabular predominante, la presencia de grandes fragmentos fósiles de gasterópodos y bivalvos, ya sea dispersos en pelitas o arenas, o constituyendo verdaderas coquinas, la presencia de glauconitas en las psamitas, señalan un nuevo ambiente marino de baja profundidad.

Estos sedimentos patagónicos suceden generalmente en forma transicional y concordante a los del Grupo Sarmiento, por lo que es legítimo suponer que la transgresión fue "tranquila", y que se desarrolló sobre un área continental de fisiografía tabular. Los sedimentos de esta transgresión representan sedi-

mentación eminentemente subácea nerítica y litoral.

#### AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su sincero reconocimiento a las autoridades y personal de la Gerencia de Exploración del Distrito Comodoro Rivadavia de YPF, por el generoso apoyo brindado durante las diferentes campañas. Asimismo se quiere dejar constancia del agradecimiento al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, por el financiamiento de este trabajo, que forma parte del llamado "Plan Terciario" (subsidio 4032). Por otra parte, se desea agradecer a los Doctores R. Pascual, S. Archangelsky, A. Bertels, H. Camacho, B. Petriella, O. Odreman, y E. Romero, por la valiosas colaboración prestada durante las tareas de campo y por las interesantes sugerencias aportadas. Al Dr. P. Stipanovic por la lectura crítica del manuscrito.

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allen, J. R. L. (1970). *Physical processes of sedimentation*. Amer. Elsevier Earth Sci., Ser. 1. Ed. Sutton, J., 248 pg.
- Ameghino, F. (1906). *Les formations sédimentaires du Crétacé supérieur et du Tertiaire de Patagonie*. An. Mus. Mac. Bs. As., ser. II, T. VI.
- Andreis, R. R. (1972). *Paleosuelos de la Formación Musters (Eoceno Medio) Laguna del Mate, Prov. de Chubut, Rep. Argentina*. Rev. Asoc. Arg. Min. Petr. Sed., T. 3, n° 3-4 (91-97).
- Bertels, A. (1970). *Sobre el "Piso Patagónico" y la representación de la época del Oligoceno en Patagonia Austral, República Argentina*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXV, 4; 495-501.
- Brandmayr, J. (1932). *Informe geológico de la región del Bajo Palangana, Pico Salamanca*. Inf. inéd. YPF.
- Bordas, A. F. (1945). *Geología estratigráfica de algunas zonas de Patagonia*. Anal. Mus. Patag., I (139-184).
- Camacho, H. H. (1967). *Las transgresiones del Cretácico Superior y Terciario de la Argentina*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXII, 4 (253-280).
- Camacho, H. H. (1974). *Bioestratigrafía de las formaciones marinas del Eoceno y Oligoceno de la Patagonia*. Anal. Acad. Ci. Ex. Nat. Buenos Aires, t. 26, 39-57.
- Camacho, H. H. y Fernández, J. A. (1956). *La transgresión patagónica en la costa atlántica entre Comodoro Rivadavia y el curso inferior del río Chubut*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XI, 1 (23-45).
- Celeste, R. (1940). *Relaciones entre el Rocanense y el Salamanquense en la zona comprendida entre Mamelones de Pinedo y Vicente Mena y Alejandro Nay en el valle del río Chico, Chubut*. Univ. Nac. La Plata, Fac. Cienc. Ex. y Nat. (Tesis inéd.). La Plata.
- Costa, I. L. (1973). *Microplancton de la Formación Salamanca en la localidad de Hansen, provincia de Chubut*. Univ. Nac. La Plata, Fac. Cienc. Nat. (Tesis inéd.) La Plata.
- Doello Jurado, M. (1922). *Nota preliminar sobre braquiópodos fósiles de la Argentina referidos al género "Bouchardia" y sobre la posición del horizonte salamanquense*. Anal. Soc. Cient. Arg., XCIV (197-204). Buenos Aires.
- Doering, A. (1882). *Expedición al Río Negro Inferior. Informe oficial de la comisión científica agregada al Estado Mayor General de la expedición al Río Negro*. T. III, Geología. Buenos Aires.
- Feruglio, E. (1949). *Descripción Geológica de la Patagonia*. I, II, III. YPF. Buenos Aires.
- Frenguelli, J. (1935). *El perfil de Gaiman, Chubut*. Notas Mus. La Plata I, Geol. n° 1 (177-192).
- Frey, R. W. (1973). *Concepts in the study of biogenic sedimentary structures*. Jour. Sed. Petrol., v. 43, 1 (6-19).
- Groeber, J. B. (1929). *Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, Mendoza y regiones adyacentes*. Dir. Gen. Minas, Geol. e Hidrol. Publ. 58. Bs. As.
- Ihering, H. von (1903). *Les mollusques des terrains crétaciques supérieures de l'Argentine orientale*. An. Museo Nac. Bs. As. ser. III, T. II, Bs. As.
- King, C. A. M. (1972). *Beaches and coasts*. Ed. Arnold, London, 570 pg.
- Krumbein, W. C. and Sloss, L. L. (1968). *Estratigrafía y sedimentación*. Ed. Centro Reg. Ayuda Téc., México. 778 pg.
- Lesta, P. J. y Ferello, R. (1972). *Región extrandina de Chubut y norte de Santa Cruz*. En Geología Regional Argentina. Acad. Nac. Cienc. Córdoba (601-654).
- Masiuk, V. (1967). *Estratigrafía del Rocanense del Puesto P. Alvarez, Curso Inferior del Río Chico, provincia del Chubut*. Rev. Mus. La Plata, nva. ser., sec. Pal., V (197-2558).
- McCartney, G. C. (1933). *The bentonites and*

- closely related rocks of Patagonia.* Am. Mus. Novitates, n^o 687 (1-8).
- Méndez, I. A. (1966). *Foraminíferos, edad y correlación estratigráfica del Salamanquense de Punta Peligro (45°30' sur; 67°11' oeste), provincia del Chubut.* Rev. Asoc. Geol. Arg., XXI, n^o 2 (127-160).
- Pascual, R. y Odreman Rivas, O. E. (1971). *Evolución de las comunidades de los vertebrados del Terciario Argentino. Los aspectos paleozoogeográficos y paleoclimáticos relacionados.* Ameghiniana, VIII, 3-4 (372-402).
- Russo, A. (1953). *Levantamiento geológico al N de Pico Salamanca entre el mar y la Pampa del Castillo, Salamanca y Malaspina; escala 1:100.000.* YPF, inf. inéd. J 165.
- Selley, R. C. (1972). *Ancient sedimentary environments.* Cornell Univ. Press. 237 pp., New York.
- Simpson, G. G. (1933). *Stratigraphic nomenclature of the Early Tertiary of Central Patagonia.* Am. Mus. Novitates, n^o 644 (1-13).
- (1935). *Occurrence and relationships of the Río Chico fauna of Patagonia.* Am. Mus. Novitates, n^o 818.
- (1941). *The Eocene of Patagonia.* Am. Mus. Novitates, n^o 1120 (1-15).
- Teruggi, M. E.; Spalletti, L. A.; Mazzoni, M. M. y Andreis, R. R. (1974). *Proposals on the systematics of pyroclastic rocks.* IUGS Subcom. Systematics Igneous Rocks. Inéd.
- Twenhofel, W. H. (1950). *Principles of Sedimentation.* McGraw Hill Book Co. 673 pg., New York.
- Visher, G. S. (1965). *Fluvial processes as interpreted from ancient and recent fluvial deposits.* In "Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation". Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ. 12 (116-132).
- Wichmann, R. (1921). *Estudio geológico de la zona de reserva de la explotación nacional de petróleo en Comodoro Rivadavia (Territorio Nacional del Chubut).* Bol. Dir. Nac. Gral. Minas, 25 B., Bs. As.
- Windhausen, A. (1924). *Líneas generales de la constitución geológica de la región situada al este del Golfo de San Jorge.* Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, XXVII (167-320). Córdoba.
- Yrigoyen, M. R. (1969). *Problemas estratigráficos del Terciario de Argentina (relato).* Ameghiniana, VI, 4 (315-329).

Recibido el 30 de agosto de 1974.

## PALINOLOGIA ESTRATIGRAFICA DE LA CUENCA PAGANZO

Por CARLOS L. AZCUY¹

### RESUMEN

Se realiza un intento de correlación de las unidades litológicas del Grupo Paganzo que a la fecha han sido estudiadas palinológicamente. El mismo está apoyado en el conocimiento del registro previo de las especies y/o géneros reconocidos y en la interpretación de los índices de similitud obtenidos de las distintas asociaciones. Se utilizan además elementos megaflorísticos, edades radimétricas y finalmente se realiza una comparación con datos paleomagnéticos.

### ABSTRACT

This paper aims to correlate those litological units of the Paganzo Group that up to this date had been studied from the palynologic point of view.

It is based upon the knowledge of the previous data of the species and the genera already known and in the interpretation of the coefficients of similarity obtained from the different assemblages.

Apart from the microfloristic elements employed, radimetric ages and megafloristic data are used. Finally a comparison with palaeomagnetic data is made.

### INTRODUCCION

En los estudios palinológicos realizados hasta la fecha en la Cuenca Paganzo, se han reconocido y descrito siete asociaciones de palinomorfos. Cuatro han sido asignadas al Namuriano, dos al Westfaliano y una al Sakmariano. (ver fig. 1).

Las microfloras provienen de formaciones pertenecientes a las secciones inferior y media del Grupo Paganzo. De la Formación Malanzán han sido estudiadas tres asociaciones: dos de edad namuriana y una westfaliana (Azcuay 1974); en la Formación Lagares ha sido reconocida una asociación asignada al Namuriano (Menéndez y Azcuay 1973); de la Formación Jejenes también se realizó el estudio de una

asociación que resultó de antigüedad namuriana (González Amicón 1973); la Formación Agua Colorada proporcionó otra microflora de edad westfaliana (Menéndez 1965) y finalmente de la Formación Bajo de Vélez procede la única asociación de edad sakmariana (Menéndez 1971). Con estos elementos se intentará establecer un primer cuadro de correlación de unidades roca, basado en datos palinológicos. (ver fig. 2).

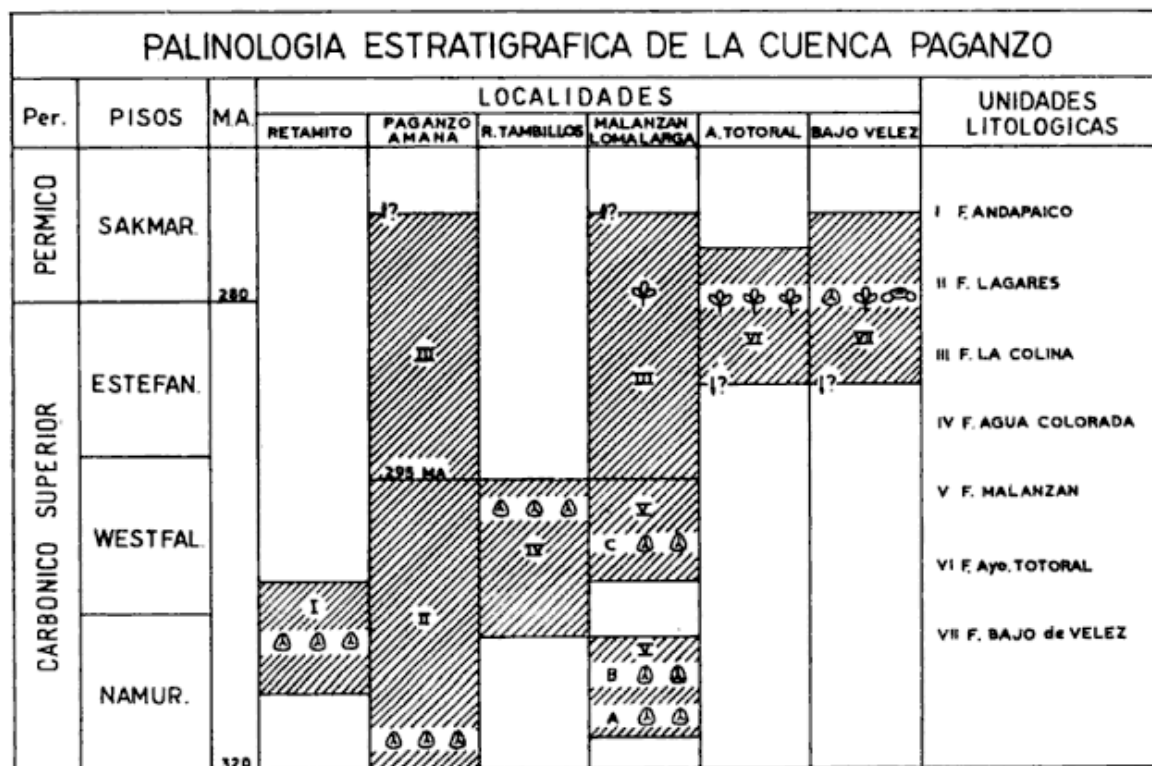
### ESTRATIGRAFIA

La comparación de las microfloras namurianas, ha permitido establecer finas distinciones en la antigüedad de las mismas. Como la edad de cada una sólo es válida estrictamente para el estrato que la contiene, la extrapolación de esa edad a estratos ubicados por de-

¹Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. U.B.A. Departamento de Ciencias Geológicas.



Fig. 1



bajo y por encima del portador de microfósiles, sólo es tentativa y en este contexto están dadas las correlaciones.

De acuerdo con la valoración de los palinomorfos contenidos en las cuatro microfloras namurianas, la del nivel carbonoso de la base de la Formación Lagares sería la más antigua y sus plantas parentales habrían tenido su desarrollo durante el temprano Namuriano. Las asociaciones A y B, procedentes respectivamente de los miembros Divisoria y Estratos Carbonosos de la Formación Malanzán serían ligeramente más jóvenes que la precedente, pero algo más antiguas que la microflora extraída del nivel con carbón de la Formación Jejenes (Retamito).

Los palinomorfos de mayor antigüedad fueron los obtenidos en la base de la Formación Lagares, apenas por encima de la discordancia de esta formación con el Basamento Cristalino. Ellos indican que la depositación en esas comarcas comenzó luego de los movimientos intercarbónicos, aproximadamente a partir del límite Viseano-Namuriano. De esta forma se puede afirmar para

esta región, lo que Scalabrini Ortiz (1973: 397) propusiera para la Formación Guandacol, en el sector occidental de la cuenca.

Estos movimientos ocurrieron como pulsos durante el Namuriano y quizás el Westfaliano, produciendo el ascenso y descenso relativo de bloques y la formación de un determinado número de subcuencas con casi idénticas condiciones ambientales, en las que el comienzo de la sedimentación no tuvo necesariamente que ser sincrónico.

Dos microfloras son consideradas de edad westfaliana: la del Miembro Conglomerado Amarillo Verdoso a Violado de la Formación Malanzán, es interpretada tentativamente como más antigua, que la obtenida del carbón de Río Tambillos para la Formación Agua Colorada.

Afortunadamente, el hallazgo de tres asociaciones repartidas entre el Namuriano y Westfaliano, en niveles sucesivos del perfil de Malanzán-Loma Larga, ha permitido calibrar cronológicamente las microfloras hasta ahora mencionadas.

Como se muestra en la figura 1, las formaciones Lagares, Malanzán y Jeneles, por lo menos en los lugares donde fueron obtenidos microfósiles, habrían empezado a depositarse durante los tiempos namurianos, aunque no necesariamente en forma simultánea. En cuanto a la Formación Agua Colorada, la iniciación de su depositación pudo haberse registrado tanto en el Namuriano como en el Westfaliano, habiéndose indicado tentativamente en la parte más alta del primero. La discordancia señalada en la Formación Malanzán, entre los miembros Estratos Carbonosos y Conglomerado Amarillo Verdoso a Violado, no es terminante desde el punto de vista palinológico. Sin embargo, el significado diastrófico de los espesos depósitos psefíticos, que componen el miembro mencionado en segundo término (más de un centenar de metros de gruesos conglomerados) no puede desestimarse.

La asociación de edad sakmariana, procedente de las sedimentitas de la Formación Bajo de Vélez, tiene características distintas de las presentadas por las microfloras hasta ahora consideradas. Por esta razón no se ha podido calibrar estratigráficamente utilizando las del perfil de Malanzán-Loma Larga. Sin embargo, afortunadamente, los estratos portadores de palinomorfos han brindado una abundante paleoflora y es a través de ésta que se intentará su correlación.

Aproximadamente unos 25 km al este de la comarca Malanzán-Loma Larga, se halla situado el famoso yacimiento de plantas fósiles de Arroyo del Totoral. Recientemente, Archangelsky y Arrondo (1973) efectuaron una revisión de las plantas fósiles coleccionadas originalmente por Bonderbender en 1895. Esos autores dejaron establecidas once formas, cuya relación con la paleoflora descrita para el Bajo de Vélez, es la siguiente: tres taxa son comunes a nivel específico, dos a nivel de género y dos solamente comparables. Sobre la base de estas coincidencias y el signi-

ficado estratigráfico de toda la asociación, los autores antes citados confirman el sincronismo de ambas paleofloras y su edad sakmariana.

Por otra parte, unos 4 km al este de Solca, en tobas intercaladas entre las típicas capas rojas del miembro superior de la Formación La Colina¹, el autor recogió improntas de *Paranocladus* (?) *fallax* Florin y *Samaropsis* sp., además de restos de esfenópsidas. Con estos elementos no parece aventurada la correlación de estos estratos de la Formación La Colina, con los portadores de plantas de las formaciones Arroyo del Totoral y Bajo de Vélez.

De esta forma, como se muestra en la figura 1, puede inferirse que los palinomorfos que acompañan a las megafloras en el Bajo de Vélez, corresponden a un nivel estratigráfico que sería equivalente a alguno de los niveles con tobas, del miembro superior de la Formación La Colina.

Obviamente, si estos niveles con micro y megaflores tienen una antigüedad sakmariana, es indudable, por la ubicación de estos fósiles con respecto a la base de la Formación La Colina (ver fig. 1) en el perfil de Malanzán-Loma Larga, que la depositación de esta unidad litológica hubo comenzado en el Carbónico superior, más precisamente durante el Estefaniano.

Si abarcó todo ese piso o parte de él, es difícil decidirlo en el perfil de Malanzán-Loma Larga, pero se puede intentar una correlación con la misma formación en la comarca Paganzo-Amaná, a fin de esclarecer este problema. Allí, en la base de la Formación La Colina se intercalan rocas basálticas, que han sido datadas radimétricamente por el método Potasio-Argón.

Las muestras seleccionadas para el análisis fueron: dos de la localidad de

¹ En su estudio litológico detallado de la sección media del Grupo Paganzo, Di Paola (1972) propone adoptar el nombre Formación La Colina también en las comarcas Olta-Malanzán y Sierra Brava, por hallar suficientes evidencias para ello.

Las Torres y una de la de Paganzo con los resultados que se transcriben a continuación (Thompson y Mitchell 1972: 212).

Localidades	Edad en M. A.	Promedio
Paganzo	263 ± 4	266 M. A.
	265 ± 5	
	269 ± 5	
Las Torres A	288 ± 7	295 M. A.
	296 ± 5	
	302 ± 6	
Las Torres B	299 ± 5	292 M. A.
	291 ± 6	
	287 ± 6	

La roca analizada de la localidad de Paganzo pertenece a un filón capa (Azcuay 1967), en tanto que las dos muestras de Las Torres proceden de rocas basálticas, carentes de suficientes elementos para decidir si son coladas o filones capa (Morelli 1967).

La edad radimétrica de la muestra de Paganzo, no representa la de su roca de caja que es más antigua; la edad Potasio-Argón obtenida en las muestras de Las Torres, podría ser: la de las capas que las contienen en el caso que las rocas basálticas fueran una colada, o ser más joven en caso contrario.

Tomando como coladas las rocas interpuestas en la base de la Formación La Colina (en la localidad de Las Torres), su antigüedad correspondería al límite Westfaliano-Estefaniano que debe considerarse entonces, como el inicio de la depositación de esa formación.

Ahora bien, considerando que en ambas comarcas: Paganzo-Amaná y Malanzán-Loma Larga, la Formación La Colina se sobrepone a la formación infrayacente en relación normal, se puede aceptar con bastante probabilidad una edad estefaniana para la formación mencionada, también en la segunda comarca.

Con respecto a las capas rojas denominadas por Turner (1964) Formación de la Cuesta, que en la localidad de Río Tambillos se sobrepone a la For-

mación Agua Colorada, la ausencia de datos u otras evidencias que permitan acotar su edad, ha sido la razón para no incluirla en la fig. 1. Sin embargo es muy posible que su edad resulte la misma de la Formación La Colina.

#### COMPARACION DE DATOS PALINOLOGICOS Y PALEOMAGNETICOS

De especial interés, resulta la coincidencia que surge al confrontar los datos del análisis palinológico, presentados en los capítulos anteriores, con los del ordenamiento de los polos del Paleozoico superior, en la curva de desplazamiento polar para América del Sur (Valencio 1972).

El estudio de la polaridad normal y/o reversa del magnetismo remanente, en rocas del Grupo Paganzo, ha permitido a dicho autor delinear la posición estratigráfica de las sedimentitas de esa unidad, especialmente las de su sección media.

Los datos paleomagnéticos para la Formación Lagares, provienen de muestras obtenidas en la localidad de Bum Bum (Thompson 1972). La remanencia magnética de algunas de esas muestras estaría afectada por un proceso químico secundario, el cual daría a esos datos un carácter provisorio. Sin embargo, la edad sugerida por Valencio (*op. cit.*), Namuriano-Westfaliano inferior, de acuerdo a su polaridad normal y reversa, es coincidente con la obtenida del análisis palinológico (Namuriano inferior), dada por Menéndez y Azcuay (1973) para la base de la formación. La localidad de Bum Bum se halla estratigráficamente ubicada en el miembro medio de la Formación Lagares (Azcuay y Morelli 1970) y el nivel con palinomorfos, en la base del miembro inferior de dicha formación.

La posición cronológica de la base de la Formación La Colina, en la localidad de Las Torres, ha sido fijada en el límite Westfaliano-Estefaniano como re-

sultado de la edad Potasio-Argón (295 M. A.) obtenida de las rocas basálticas intercaladas en sus términos inferiores.

Por otra parte, en la curva de desplazamiento polar se hallan en estrecha relación, los polos obtenidos de las localidades de Huaco y Los Colorados de Patquía (parte inferior), con el de la Formación Piauí (Brasil), de edad carbónica superior (Valencio, *op. cit.*, fig. 2). Puesto que las muestras provenientes de las localidades de Huaco y Los Colorados de Patquía (parte inferior), pertenecen a la sección media del Grupo Paganzo al igual que las rocas datadas radimétricamente de la localidad de Las Torres, puede suponerse que los términos más bajos de la Formación La Colina se hallan presentes en las localidades antes citadas. (Valencio *op. cit.*).

La ubicación de la Formación La Colina en el Estefaniano, de acuerdo a los datos paleomagnéticos, es coincidente con los resultados obtenidos del análisis palinológico. Con respecto a esta formación en su localidad tipo, las muestras obtenidas para el estudio paleomagnético dieron un polo cuya ubicación en la curva de desplazamiento, se halla en estrecha relación con polos obtenidos para Los Colorados de Patquía (parte media y superior) y Chaschuil. Este conjunto de polos tendría una edad ligeramente por debajo del límite Estefaniano-Sakmario (Valencio *op. cit.*).

El autor de este trabajo, supone que esa diferencia de edad entre las localidades de Paganzo y Las Torres, para la base de las capas rojas de la Formación La Colina puede tener dos explicaciones: a) la existencia de una discordancia entre las formaciones Lagares y La Colina, para lo cual no hay evidencias de campo (el autor ha recorrido la comarca en numerosas oportunidades) y b) que el muestreo paleomagnético no provenga de los términos inferiores de la secuencia. Esto último es lo más probable, dado que por encima del filón capa se hallan cubiertos

en la localidad de Paganzo, los términos inferiores de la Formación La Colina (Azcué 1967).

Como surge de las consideraciones precedentes, existe una notable coincidencia entre los resultados obtenidos por dos vías totalmente diferentes, como son la palinología y el paleomagnetismo. El autor agradece al Ing. D. A. Valencio los fructíferos intercambios de opinión sobre el tema y el acceso a datos paleomagnéticos aún inéditos.

#### BIBLIOGRAFIA

- Archangelsky, S. y O. G. Arrondo, 1973. *Palaeophytologia Kurtziana III. 10. La Tafloflora Pérmica de Sierra de Los Llanos, Provincia de La Rioja*. Ameghiniana 10 (3): 201-228, 5tab.
- Azcúy, C. L., 1967. *Geología del extremo sur de la Sierra de Paganzo, Prov. de La Rioja*. Fac. Cs. Ex. y Nat., U.B.A. Inédito.
- Azcúy, C. L., 1974. *Estudio palinológico de la Formación Malanzán y su relación con otras secciones de la Cuenca Paganzo*. Tesis Doctoral. Fac. Cs. Ex. y Nat., U.B.A. Inédito.
- Azcúy, C. L. y J. R. Morelli, 1970. *Geología de la Comarca Paganzo-Amaná, El Grupo Paganzo. Formaciones que lo componen y sus relaciones*. Rev. Asoc. Geol. Argentina 25 (4): 405-429.
- Di Paola, E. C., 1972. *Litología de la sección media del Grupo Paganzo en las Comarcas Paganzo-Amaná y Olta-Malanzán, Prov. de la Rioja, Rep. Argentina*. Rev. de la Asoc. Geol. Argentina 27 (2): 179-187.
- González Amicón, O. R., 1973. *Microflora carbónica de la localidad de Retamito, Prov. de San Juan*. Ameghiniana 10 (1): 1-35, 8 tab.
- Menéndez, C. A., 1965. *Contenido palinológico en sedimentos con "Rhacopteris ovata" (Mc Coy) Walk. de la Sierra de Famatina, La Rioja*. Rev. Mus. Arg. Cienc. Nat. "B. Rivadavia" Paleont. 1 (3): 45-80, 7 tab.
- Menéndez, C. A., 1971. *Estudio palinológico del Pérmico de Bajo de Vélez, Provincia de San Luis*. Rev. Mus. Arg. Cienc. Nat. "B. Rivadavia" Paleont. 1 (9): 263-306, 6 tab.
- Menéndez, C. A. y C. L. Azcué, 1973. *Microflora carbónica de la localidad de Paganzo, Prov. de La Rioja. Parte III*. Ameghiniana 10 (1): 51-71, 5 tab.

- Morelli, J. R., 1967. *Estratigrafía y tectónica de la cuesta de Amanao y alrededores. Prov. de La Rioja. Fac. Cs. Ex. y Nat. U.B.A. Inédito.*
- Scalabrini Ortiz, J., 1973. *El Carbónico de la Precordillera argentina al norte del río Jachal. Act. del Quinto Congr. Geol. Argentino, Córdoba. 387-401.*
- Thompson, R., 1972. *Palaeomagnetic results from the Paganzo Basin of North West Argentina. Earth Planet. Sci. Letters 15: 145-156.*
- Thompson, R. y J. G. Mitchell, 1972. *Palaeomagnetic and Radiometric Evidence for the Age of the Lower Boundary of the Kiaman Magnetic Interval in South America. Geophys. J. R. Astr. Soc. 27: 207-214.*
- Turner, J. C. M., 1964. *Descripción geológica de la Hoja 15c Vinchina. Prov. de La Rioja. Bol. Dir. Nac. Geol. y Minería 100. Buenos Aires.*
- Valencio, D. A., 1972. *International correlation of late Palaeozoic South American rocks on the basis of their magnetic remanences. International Symposium on the Carboniferous and Permian Systems in South America. San Pablo. (en prensa).*

Recibido el 25 de septiembre de 1974.

NOTAS BREVES

DISEÑO RADIAL DE DIQUES TRAQUICOS EN LA SIERRA DE APAS,  
MACIZO NORDPATAGONICO, PROVINCIAS DE CHUBUT  
Y RIO NEGRO, ARGENTINA

POR HUGO CORBELLA

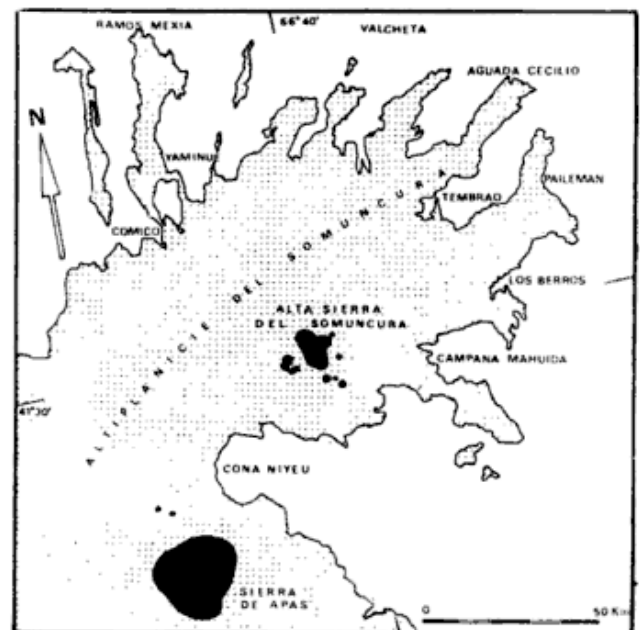
Un diseño radial de diques ha sido hallado en la Sierra de Apas, elevación orográfica emplazada sobre el paralelo 42° de latitud sur, provincias de Chubut y Río Negro, a 540 kilómetros de la costa pacífica y a aproximadamente 100 kilómetros al suroeste de la Alta Sierra del Somuncura.

La así denominada Sierra de Apas está constituida principalmente por un formidable estratovolcán responsable de la emisión de tobas, lavas, brechas e ignimbritas de composición general traquítica en un área groseramente circular, de aproximadamente treinta kilómetros de diámetro. Esta elevación se asienta sobre "basaltos de plateau" que presentan aparente continuidad física con los basaltos de igual tipo que constituyen la altiplanicie del Somuncura.

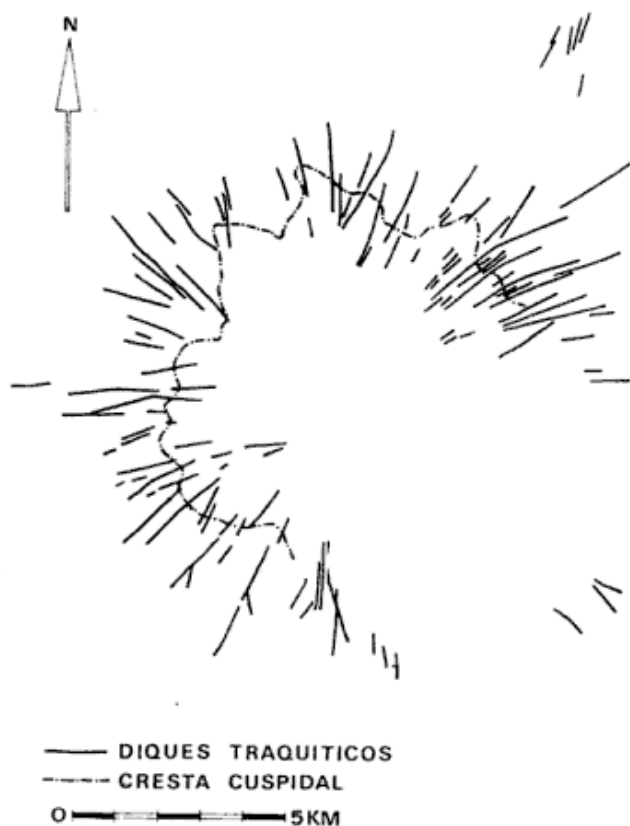
Morfológicamente, la erosión ha afectado severamente la forma inicial del primitivo aparato volcánico, en especial al flanco sureste, el que luego de su fallamiento y dislocación, fue en buena parte eliminado. A pesar de ello se distingue en torno a una cresta cuspidal, que rodea la antigua apertura de emisión central, una red de avenamiento de diseño claramente centrifugo conforme a la presumible forma cónica del conjunto primitivo. La cresta somital tiene actualmente ocho kilómetros de diámetro, siendo éste producto de la erosión retrocedente y muy probablemente también, de la subsidencia parcial del área cuspidal.

La red de diques esquematizada en el bosquejo adjunto, posee composición también traquítica y abarca un área de trece kilómetros de diámetro promedio. Generalmente los diques atraviesan las distintas capas y se manifiestan en relieve topográficamente positivo merced a erosión diferencial. En general estos diques, de buzamiento vecino a la vertical poseen de 1,50 a 10 metros de potencia, siendo cinco metros la potencia más frecuente.

En contacto con las cajas, casi siempre se observa un borde congelado de 15 a 30 centímetros de potencia, de color negro oscuro, principalmente hia-



Ubicación de la Sierra de Apas en la altiplanicie del Somuncura



Diseño radial de diques traquíticos  
en la Sierra de Apas

lino, lo cual atestigua de su inyección en un ambiente encajante totalmente frío. En estos bordes congelados la relación fenocristales/vidrio es de 20/80. El vidrio es de color pardo muy claro y posee un índice de refracción vecino a 1,50. La mayor parte de los fenocristales pertenecen a la especie sanidina y no sobrepasan los tres milímetros de longitud; los fenocristales de hornblenda verde, en menor cantidad, representan los ferromagnésicos con individuos de hasta 1,5 milímetros de longitud.

La zona central del dique está constituida por una roca leucocrática color gris verdoso muy claro que presenta una relación fenocristales/pasta de 20/

80 a 30/70. Los fenocristales de 3 a 4 milímetros de desarrollo, frecuentemente agrupados en cumulos de numerosos individuos, pertenecen en su mayor parte a la especie sanidina con ángulo  $2V$  estimado  $25^\circ$ , existiendo en algunas muestras fenocristales de anortoclasa y también escasos ferromagnésicos representados por hornblenda verde generalmente alterada y escasísima biotita.

La pasta muestra finísimos microlitos de albita —más oligoclasa— y sanidina en disposición traquítica junto con un monto subordinado de microlitos de hornblenda. Como accesorio se observan escasos cristalitas de magnetita y rutilo.

Desde el punto de vista petrográfico, la moderada alcalinidad y el relativo bajo contenido de ferromagnésicos son las características más notables de estas rocas.

Estructuralmente, el modelo de diques radiales hallado por el autor en el centro del aparato volcánico de la Sierra de Apas es atribuido tentativamente al accionar de un empuje magnético vertical ascendente, ejercido en forma localizada bajo el centro del aparato. Este mecanismo podría haber sido capaz de provocar un diseño de fracturas en disposición radial, con posterior inyección de lavas en las fracturas abiertas a través de las distintas capas volcano-piroclásticas sobreyacentes.

El afloramiento, o puesta al descubierto de los emjambres radiales de diques, es un fenómeno frecuentemente vinculado a la etapa residual o preesquelética en que se halla actualmente el proceso de dismantelamiento erosivo de este aparato volcánico.

Recibido el 30 agosto de 1974.

## ACERCA DE LA DISCORDANCIA ENTRE LOS PISOS I Y II DE LOS ESTRATOS DE PAGANZO EN LA RIOJA

POR FLORENCIO GILBERTO ACEÑOLAZA¹

El reciente trabajo comunicado por Parker (1974) sobre la discordancia que media entre el Piso I y II de los "Estratos de Paganzo", constituye un valioso aporte documental a una discusión aparentemente aún no superada. Por ello es que, a la vez de manifestar mi reconocimiento al trabajo, deseo refrescar algunos datos, aportar otros e incluso volcar mis impresiones sobre este interesante problema.

Si bien Bodenbender (1911) no otorgó mayor trascendencia a la eventual discordancia entre ambas unidades litoestratigráficas, fue Penck (1920) quien destacó su existencia al estudiar los afloramientos que se observan desde el Famatina al oeste; mientras que al este de dicha unidad la relación entre ambos pisos sería concordante. Lo interesante de esta apreciación lo constituye el hecho de que por primera vez se valora este elemento estructural otorgándosele validez regional, lo que implicaría más que un accidente local, un fenómeno tectónico de amplia extensión.

También posteriores trabajos insistieron sobre la magnitud de esta discordancia, mereciendo ser citado, por ejemplo, Frenguelli (1949), quien incluso llega a ilustrar el conglomerado basal del Piso II en la Quebrada de la Cortadera, en la Sierra de Maz.

Del Vó (1954) al estudiar la geolo-

gía de Las Pircas o Río Tambillos, en las inmediaciones de Vinchina sobre el flanco occidental del Famatina, describe la columna aflorante designando con el nombre de Serie de Tambillos al Piso I, y reconociendo la existencia de dos discordancias: una dentro de la Serie de Tambillos y la otra sirviendo de límite con el Piso II. Lo notable de dicha sección está en que prácticamente el espesor dispuesto entre ambas discordancias es fundamentalmente conglomerádico.

Entre quienes sostienen que el paso de una unidad a otra es normal y concordante, merecen ser citados Azcuy y Morelli (1970), quienes en un extenso trabajo sobre la geología de Paganzo y Amaná ratifican la ausencia de elementos de juicio como para sostener la existencia de una discordancia.

En este momento es que debo señalar que tras fructíferas discusiones en la Mesa Redonda sobre el Paganzo y Triásico de La Rioja y San Juan que efectuáramos en Tucumán en 1972, se convino aceptar como un fenómeno local la existencia de la discordancia entre ambas unidades. Conveniencia que lógicamente no ha satisfecho mi conceptualización del problema, motivo por el cual es que vuelvo sobre el tema planteando el interrogante: ¿La discordancia representa o no un acontecimiento tectónico de importancia? Mi respuesta, en primera instancia, es afirmativa, ya que considero que la discor-

¹ Facultad de Ciencias Naturales, UNT, Tucumán.



dancia que media entre el Piso I y II en la Sierra de Famatina y zonas aledañas, no es un simple hecho local sino la manifestación física de un ascenso regional que por diversos motivos no se ha podido documentar en aquellas áreas donde existe una aparente concordancia.

Desde hace varios años he mantenido la idea de que los estratos que se asignan al Piso I en la región centro-occidental de La Rioja, no deberían considerarse *s. str.* como equivalentes al Piso I de la Sierra de los Llanos, los afloramientos de Tasa Cuna y los de Bajo de Veliz, a pesar de su identidad litológica-cromática. Fundaba mi opinión en el hecho de que los afloramientos del oeste contienen como fósil característico al morfógeno *Rhacopteris*

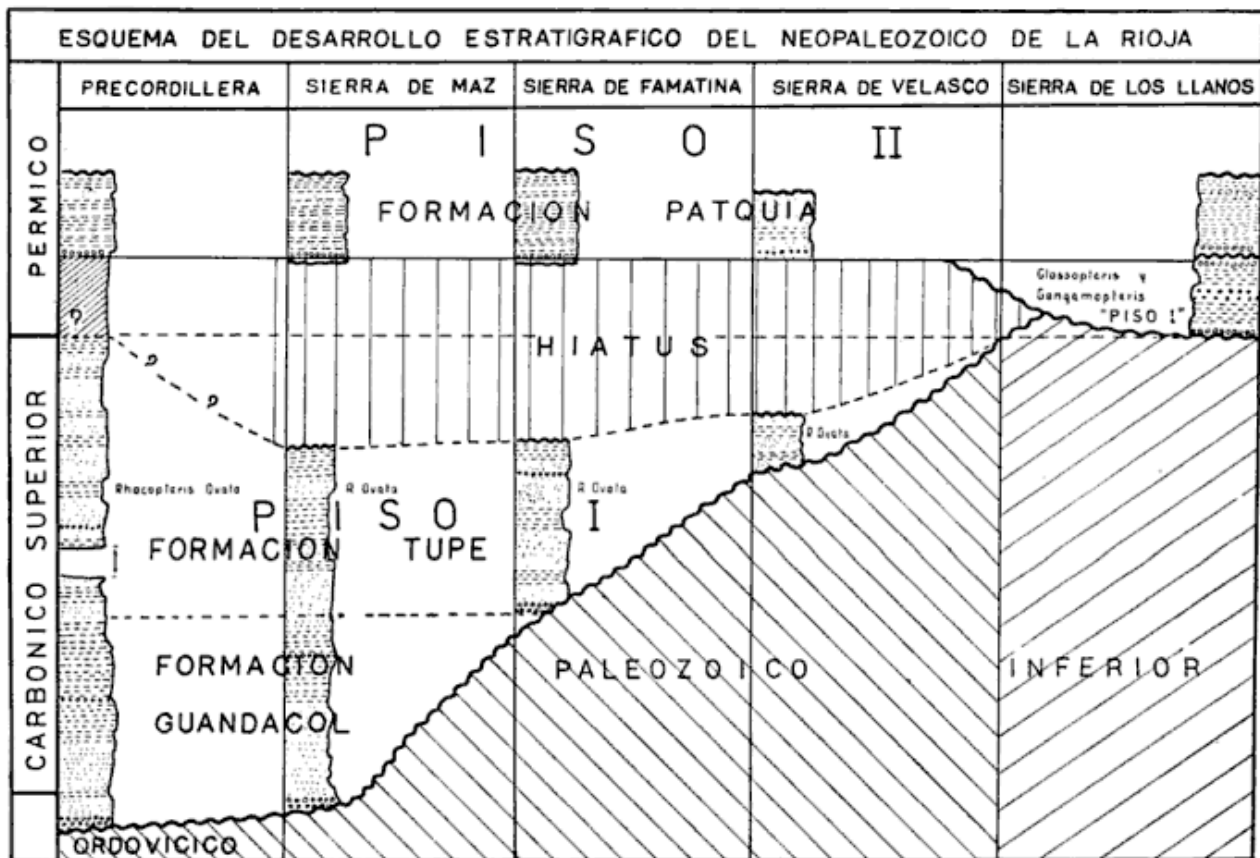
*ovata*, de edad Tupense; mientras que en el Piso I de la Sierra de los Llanos (Formación Malanzán) aparece la llamada Flora de *Glossopteris*, de una indudable edad menor.

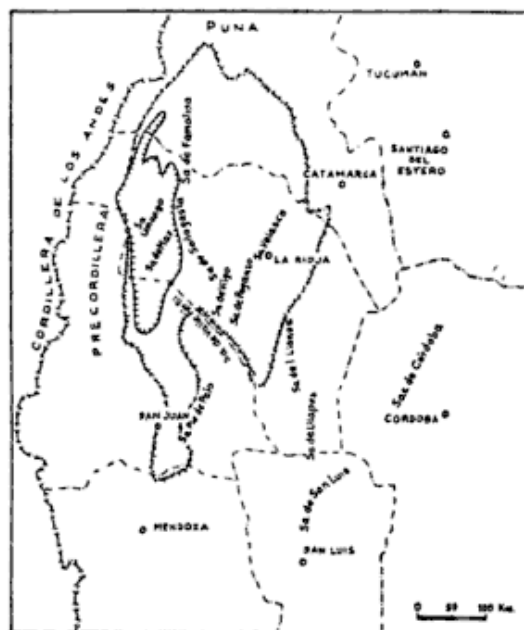
En este punto merece hacerse mención a un reciente trabajo de Azcuy (1974) donde identifica a los palinomorfos de la Formación Malanzán interpretándolos como edad carbónica, lo que en principio, teniendo en cuenta que dicha formación es la portadora de la megaflore de glossopterideas daría lugar a un conflicto interpretativo que de hoy en adelante deberá superarse.

Teniendo en cuenta lo que arriba apuntábamos es que oportunamente he desarrollado el cuadro que a continuación detallo:

CUADRO I

Esquema del desarrollo estratigráfico del neopaleozoico de La Rioja





DEPÓSITOS CONTINENTALES DEL CARBONIFERO  
 ~~~~~ CARBONIFERO INFERIOR (F GUANDACOL)  
 ~~~~~ CARBONIFERO (F TUPE)  
 LAS TRAZAS MARCAN LOS LIMITES DE LOS AFLORAMIENTOS  
 (SEGUN GONZALEZ Y ACEÑOLAZA - 1972)

Esquema de la cuenca carbónica

La diferencia cronológica entre las unidades aflorantes en La Rioja representan variaciones en el comportamiento tectónico de la cuenca, tal como lo estableciéramos (González y Aceñolaza, 1972) al estudiar el área de depositación de las diferentes unidades estratigráficas de la Cuenca Intrapampeana. O sea que, si hasta prácticamente el Carbónico superior (stefaniano) la depositación se verificó al oeste de una línea imaginaria que cruzaría La Rioja en sentido NE-SW al oeste de la Sierra de los Llanos, al llegar al Pérmico inferior se produciría una inversión de la depositación por un movimiento de ascenso de la Cuenca Carbónica y un hundimiento en el área Los Llanos-Tasa Cuna-Bajo de Veliz. Dicho movimiento sería el responsable de la

discordancia Piso I-Piso II en aquellas zonas donde el ascenso tendría mayor intensidad (Sierra de Famatina), mientras que en otros puntos existiría un equilibrio entre erosión-depositación (Zona de Paganzo-Amaná) dando lugar a una aparente concordancia.

Del análisis expuesto sólo resta decir que en el caso de la discordancia en Sierra de los Llanos, por sobre la Formación Malazán, ésta solo estaría indicando nuevos movimientos, evidentemente posteriores a la Flora de *Glossopeteris*, es decir intrapérmicos.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS  
 EN EL TEXTO

Azcuy, C. L., 1974. Las asociaciones palinológicas del Paleozoico superior de Argentina y sus relaciones. *Actas I Congr. Arg. Pal. Bioestr.* (en prensa).

Azcuy, C. L. y Morelli, J., 1970. *Geología de la comarca Paganzo-Amaná. El grupo Paganzo, formaciones que lo componen y sus relaciones.* Rev. Asoc. Geol. Arg. XXV: 4, 405-429.

Bodenbender, G., 1911. *Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limitrofes.* República Argentina. Bol. Acad. Nac. Cienc. XIX: 1, 5-221.

Del Vo, A., 1954. *Estudio geológico de la zona de Tambillos en el flanco occidental del Cordón de Famatina.* Tesis doct. inéd. Museo La Plata.

Frenguelli, J., 1949. *El perfil de La Cortadera en las faldas orientales de los cerros de Villa Unión (La Rioja).* Rev. Asoc. Geol. Arg. IV: 4, II, 313-376.

González, R. y Aceñolaza, F., 1972. *La cuenca de deposición neopaleozoica-mesozoica del oeste de Argentina.* Misc. 40 Inst. Miguel Lillo.

Parker, G., 1974. *Contactos discordantes entre los pisos I y II de los Estratos de Paganzo.* Rev. Asoc. Geol. Arg. XXIX: 1, 23-29.

Penck, W., 1920. *Der Sudrand der Puna de Atacama (NW Argentinien).* Abh. d. Math. Phy. Akad. d. Wiss. Bd XXXVII: 1.

Recibido el 19 de septiembre de 1974.

COMENTARIO

SOBRE ALGUNAS CONSIDERACIONES ESTRATIGRAFICAS  
ACERCA DEL JURASICO EN PAMPA DE AGNIA, CHUBUT

POR EDUARDO A. MUSACCHIO

En el Tomo XXIX, N° 3, de esta revista, F. Nullo ha efectuado algunos comentarios sobre contribuciones anteriores a la estratigrafía del Jurásico en Pampa de Agnia, en particular sobre la denominada Formación El Córdoba Robbiano, 1971, y sus relaciones.

Es indudable que la geología de esta comarca merece una gran atención pues su análisis es imprescindible para el conocimiento geológico de una parte importante del Chubut extrandino.

Nullo destaca las diferencias de interpretación existentes sobre el tema en los trabajos de Robbiano, 1971, y Musacchio y Riccardi, 1971. Si bien Nullo se adscribe a la interpretación de Musacchio sobre la sucesión estratigráfica, ha parecido de interés efectuar aclaraciones sobre algunas consideraciones que él formulara.

- 1) Formación *Puntudo Alto* Robbiano, 1971, no es sinónimo de Formación *Puntudo Alto* Suero, en Mus. y Ricc., 1971 (Mus., 1972, pág. 37).
- 2) Formación *Lomas Chatas* Robbiano, 1971, no es estrictamente sinónimo de Formación *Osta Arena* Mus. y Ricc., 1971 (Mus., 1972, pág. 49).
- 3) En la interpretación del presente autor (Mus., 1972, pág. 46 y 48-49, y Mus. y Ricc., 1971, pág. 273) la sección de la entidad *Olte* s. str. yacente mas al Norte de la Ruta Nac. N° 25 es "equivalente" desde el punto de vista cronológico, a la sucesión que en inmediaciones del Paralelo 44° integran las Formaciones: *Olte* + *Osta Arena* +

Carnerero (= Grupo Pampa de Agnia, Musacchio, 1972).

Para segregar de la entidad *Olte* s. str. el cuerpo de "psefitas andesíticas" (= Formación El Córdoba, Robb.) que en la comarca de Agnia subyacen a los depósitos marinos de la antigüedad del Toarciano, sería necesario documentar la existencia de un hiato estratigráfico de consideración entre ambas entidades (el autor de esta nota ha tenido la oportunidad de observar contactos, netamente erosivos, en la base de numerosos depósitos con *Harpoceras* sp. y *Dactyloceras* sp., que yacen superpuestos en una misma sección). No obstante, camadas psefiticas —frecuentemente de primer ciclo— similares a las inferiores, continúan apareciendo entre y por arriba de los depósitos marinos antes mencionados.

BIBLIOGRAFIA

- Musacchio, E. y Riccardi, A., 1971. *Estratigrafía, principalmente del Jurásico, en la Sierra de Agnia, Chubut, Argentina*. R.A.G.A. XXVI (2) 272-273.
- Musacchio, 1972. *Estratigrafía del Paleozoico Superior y el Mesozoico en la Sierra de Agnia a la altura del paralelo 44°*. Tesis inédita. La Plata.
- Nullo, F., 1974. *Reubicación de la Formación El Córdoba, Pampa de Agnia, Provincia de Chubut, Argentina*. R.A.G.A. XXIX (3): 377-378.
- Robbiano, J. A., 1971. *Contribución al conocimiento estratigráfico de la Sierra del C9 Chubut*. R.A.G.A. XXVI (1): 41-56.
- Suero, T., 1946. *Reconocimiento de la zona entre Arroyo Genua y Río Chubut (Deptos. Paso de Indios, Tehuelches y Languiñeo) Chubut*. YPF, inédito.

Recibido el 3 de febrero de 1975.

## INFORMACIONES A LOS SEÑORES ASOCIADOS

### II CONGRESO IBERO-AMERICANO DE GEOLOGIA ECONOMICA

Durante los días 15 al 19 de Diciembre 1975 tendrá lugar en Buenos Aires este Congreso, auspiciado por la Secretaría de Estado de Recursos Naturales y Ambiente Humano del Ministerio de Economía de la República Argentina y organizado por la Subsecretaría de Minería e instituciones específicas.

#### *Temario general:*

1. La investigación geológica fundamental aplicada al desarrollo y bienestar de los pueblos. (Geomorfología, Geología Estructural, Petrología, Paleontología, etc.).
2. Geología de los combustibles y fuentes de energía. Combustibles convencionales, nucleares y geotérmicos (recuperación secundaria, terciaria, etc.).
3. La Geología aplicada a la evaluación de los recursos hídricos.
4. Participación de la Geología en el desarrollo y evaluación de materias primas. Prospecciones continentales y oceánicas.
5. La Geología aplicada a las grandes obras civiles (o de ingeniería).
6. Métodos y técnicas operativas de apoyo a la Geología Económica (Geofísica, Geoquímica, Fotogeología, Perforaciones, Fotogrametría, etc.).
7. Política minera, Legislación y Financiación.

#### *Fecha de presentación de:*

Resúmenes (hasta 200 palabras): 30 de Julio.  
Trabajos (hasta 5.000 palabras): 30 de Setiembre.

Informaciones: II Congreso Ibero-Americano de Geología Económica. Avda. Santa Fe 1548, Buenos Aires, República Argentina. Teléfono Comité Ejecutivo: 30-8375.

### INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON CONTINENTAL MARGINS OF ATLANTIC TYPE

Tendrá lugar en San Pablo (Brasil) desde el 13 al 17 de Octubre de 1975. Auspiciado por la Academia Brasileña de Ciencias, con la colaboración del Comité Brasileño de Geodinámica, el Instituto de Geociencias de la Universidad de San Pablo y la Sociedad Geológica de Brasil, incluirá tres sesiones técnicas con los siguientes temas:

1. Geología de márgenes continentales. Comparaciones de márgenes opuestos de tipo atlántico. Director: H. Martin.
2. Geología y Geofísica de la Corteza Continental y Oceánica de los Bordes Continentales. Director: E. S. W. Simpson.
3. Modelos de evolución Geodinámica de los Márgenes Continentales. Director: M. H. P. Bott.

Información: Kenitiro Suguio - Universidade de São Paulo - Instituto de Geociências - Caixa Postal 20899 - 01000 - São Paulo, SP. Brasil.

## INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON QUATERNARY

Este Simposio consistirá en una Conferencia de Campo a desarrollarse en el sur del Brasil, desde el 15 al 31 de Julio de 1975.

Informaciones: João José Bigarella - Caixa Postal 5087 (Mercado) - 80.000/CURITIBA, Paraná - Brazil.

## FOURTH INTERNATIONAL GONDWANA SYMPOSIUM

El Cuarto Simposio Internacional del Gondwana está auspiciado por la Subcomisión Gondwana de la Comisión sobre Estratigrafía de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas, y por el Servicio Geológico de la India. La Reunión tratará diversos tópicos relacionados con la geología, tectónica, estratigrafía, paleontología, palinología, sedimentología, glaciología, características del basamento, etc., del Gondwana.

El Simposio tendrá lugar en Calcuta (India) desde el 14 al 19 de Febrero de 1977.

Informaciones: Organizing Committee - Geological Survey of India - 27, Jawaharlal Nehru Road - Calcutta 700013 - India.

## ASAMBLEA EXTRAORDINARIA

La Comisión Directiva de la Asociación Geológica Argentina tiene el agrado de convocar a los Señores Asociados a la Asamblea Extraordinaria que se realizará el 16 de mayo de 1975, a las 17,30 horas, en la Casa del Geólogo, Maipú 645, piso 19, oportunidad en que se considerará el siguiente Orden del Día:

- a) Modificación del Art. 14 del Estatuto de la Asociación Geológica Argentina.
- b) Designación de dos Miembros presentes para firmar el Acta de la Asamblea Extraordinaria.

Buenos Aires, 10 de abril de 1975.

La Comisión Directiva, teniendo en cuenta las experiencias recogidas hasta el presente, ha creído conveniente proponer a los Señores Asociados la modificación del texto del Art. 14 mediante el agregado al mismo del párrafo que se transcribe más abajo. En consecuencia, el nuevo texto será como sigue:

*Art. 14.*— La Comisión Directiva será elegida por simple mayoría de votos emitidos por los miembros activos con seis (6) meses de antigüedad en tal carácter y que no adeuden más de dos trimestres en sus cuotas. Durarán en sus funciones dos años y podrán ser reelegidos.

*Será requisito indispensable para considerar válida la elección de cualquier miembro que el mismo, con anterioridad a la iniciación de la Asamblea, haya dado su conformidad por escrito, para integrar la nueva Comisión Directiva.*

## COMENTARIOS BIBLIOGRAFICOS

BÜDEL, J. y RATHJENS, C. (Ed.). *Neue Wege der Geomorphologie. Zur Differenzierung der Abtragungsprozesse in verschiedenen Klimaten*. Zeitschrift für Geom., Suppl. 14, 168 p. Borntraegen. Stuttgart, 1972.

La presente obra se compone de nueve trabajos que fueron expuestos en la Sección Geomorfología de la 38ª Conferencia Alemana de Geografía, que tuvo lugar en Erlanger y Nürnberg en junio de 1971, y que están destinados a precisar las acciones desarrolladas por los procesos exógenos de erosión. Con este propósito, Büdel, en su "Tipos de formación de valles en diversas regiones climatogeomorfológicas", muestra que la erosión vertical y la formación de valles en una región fluvial húmeda puede ser de dos tipos completamente diferentes: uno que ha sido recientemente dominante en el área sujeta a criometeorización de las regiones polares no englazadas, que muestra amplios valles con pendientes que no han experimentado rupturas por escalones (p. e. SE de Spitzbergen), y otro, dado por las áreas montañosas tropicales, que exhibe valles estrechos con escalamientos muy marcados en sus pendientes y con predominio de la meteorización química. La contribución de Bremer "El trabajo de los ríos en la formación de superficies y escalonamientos en los trópicos húmedos" permite reconocer los diferentes modos de formación de los valles en regiones tropicales húmedas y también en áreas húmedas situadas fuera de los trópicos. Birkenhauer proporciona nuevas observaciones de depósitos residuales hallados sobre viejas superficies de cadenas de montañas ("Modelos de formación de neoplanicies y la cuestión de sus aplicaciones al Mittelgebirge Alemán, basado sobre datos del Rhinish Schiefergebirge"), en tanto que Weise y Andrés se refieren a problemas de pedimentación y nuevos métodos de investigación en "La identificación del espesor de los sedimentos sobre los pedimentos por refracción sísmica" y "Observaciones sobre el desarrollo de geofomas cuaternarias en el borde meridional del Anti-Atlas (Marruecos)", respectivamente. En el trabajo titulado "Una investigación sobre la reciente formación de un valle pleistocénico en el Mittelgebirge Alemán", Semmel se ocupa del sedimento fino de la cuenca que permite reconocer una doble división de las terrazas periglaciales del período Wurm. Nuevos y mejores métodos estratigráficos y pedológicos son propuestos por Heine ("El significado de los estudios pedológicos en la identificación cronológica del desarrollo de las geofomas"), mientras que bajo el título "Resultados de las técnicas de optimización estadísticas aplicadas a los datos de sedimentos gruesos con aplicación a la interpretación morfogenética", Stäblein clasifica y evalúa diversos métodos de análisis de sedimentos gruesos, y Abele se ocupa de la "Formación y morfología de los últimos deslizamientos glaciales y postglaciales en los Alpes". El libro se completa con dos trabajos que no están directamente relacionados con el tema principal de la obra: "Nueva evidencia con respecto a los cambios del nivel del mar en el Báltico occidental", de Voss, y "La morfología del carsto fósil y actual en el borde septentrional de los Causses (Francia)", de Dörrer.

El conjunto del libro, ilustrado con numerosas figuras, fotografías y cuadros, proporciona un interesante, aunque no completo, panorama de este aspecto de la morfogénesis en el cual los geomorfólogos alemanes están muy al tanto.—*Profesor Dr. Augusto Pablo Calmels y Lic. Celestino Miguel Esteban.*

ERHART, H., *Itinéraires géochimiques et cycle géologique du silicium. Katamorfisme des silicates primaires. Genèse et évolution de la silice de néoformation*. Doyn ed., 224 p. Paris, 1973.

Se trata del primer libro de una serie en la cual el autor se ha propuesto como objeto llevar a cabo el estudio de los itinerarios geoquímicos y del ciclo geológico de algunos elementos de gran importancia económica. Está basado fundamentalmente en la teoría de la Bio-rexistasia, del mismo autor, aplicada a los problemas de sedimentología y a los yacimientos minerales de origen exógeno, resultado de la alteración continental de los silicatos primarios. Este catamorfismo de los silicatos representa el punto de partida de toda la historia geoquímica del silicio en la naturaleza, cuya comprensión exige una profundización previa en los fenómenos edáficos.

Pero un estudio de esta naturaleza requiere, al presente, el conocimiento de las estructuras atómicas de los silicatos, de las cuales depende su alterabilidad, así como la percepción de los fenómenos complejos, químicos y bioquímicos, de la hidrólisis. Por otra parte, el pasaje de la silice por el ciclo biológico reviste una importancia fundamental para poder seguir los itinerarios geoquímicos del silicio, tanto en la cubierta vegetal, en los suelos y en las aguas continentales y marinas, como en los productos del ciclo sedimentario.

Una de las características más notables de la obra reside en los comentarios que

hace sobre ciertas concepciones clásicas, que se encuentran expuestas en trabajos internacionales, antes de proponer interpretaciones genéticas nuevas, basadas en los resultados adquiridos en disciplinas conexas, como la Fitogeografía, Edafología, Mineralogía, Físico-química, Fisiología Vegetal, etc. Por esta visión de conjunto sintética, el autor ofrece a la Edafología y a la Paleoedafología un camino de aplicación geológica todavía completamente desconocido.—*Lic. Olga C. Carballo y Dr. Augusto P. Calmels.*

LÓPEZ VERGARA, M. L., *Manual de Fotogeología*. Servicio de Publicaciones de la Junta Nuclear de España, Madrid, 1971.

El Manual de Fotogeología del que es autor M. L. López Vergara, fotogeólogo de la Junta de Energía Nuclear de España, se constituye en una de las mejores obras de la especialidad publicadas al presente, no solamente por su contenido, sino por su indudable valor didáctico y su impecable y original presentación.

El texto comprende 286 páginas que incluyen más de 100 ilustraciones prolijamente dibujadas. Sus 32 capítulos están agrupados en tres partes. En la primera se consideran los principios básicos de la Fotogeología, distintos tipos de fotografías aéreas y sus propiedades ópticas, visión estereoscópica, principales tipos de medidas fotogramétricas (espesores estratigráficos, direcciones y buzamientos de estratos, etc.).

La segunda parte comprende el análisis fotogeológico de los diversos tipos de rocas (sedimentarias, eruptivas y metamórficas), además de sus características geomorfológicas y estructurales. Se incluye aquí el estudio del tono y vegetación contenidos en las fotografías aéreas verticales.

La tercera y última parte abarca el estudio particularizado de cada tipo de roca, analizándolo profundamente desde el punto de vista geológico a fin de lograr su más perfecta y definida identificación fotogeológica.

El libro se completa con una segunda sección, donde se insertan alrededor de unos 200 ejemplos de vistas aéreas estereoscópicas, de impecable reproducción, fácilmente examinables bajo estereoscopio, que suministran un vasto panorama geomorfológico, estructural y petrográfico, incluyéndose además algunos ejemplos de instalaciones humanas.

Dentro del texto se incluye un resumen de las principales revistas de fotogeología clasificadas por nacionalidades, además de un índice alfabético de materias, índice de tablas de consulta clasificadas por materias, índice litológico de fotografías, e índice estructural de fotografías. Su bibliografía, aunque no completa, es suficientemente amplia como para satisfacer inclusive a especialistas.

La obra, cuyo formato es de 21 por 30 centímetros, se caracteriza por su impecable presentación, papel de primerísima calidad, sobresaliente impresión y encuadernación. Su estructura, que permite un original y cuádruple despliegue, facilita la lectura del texto y el examen prácticamente simultáneo de la sección de Láminas.

Se estima que la obra que se comenta es la más importante en lengua castellana y puede ubicarse con ventaja entre la totalidad de las hasta ahora conocidas. No debe faltar, en consecuencia, en la biblioteca del especialista y del estudioso en geología.—*Alberto L. Coco.*

LOMBARD, A., *Séries sédimentaires, genèse-évolution*. Masson et Cie, 426 p., 89 fig. París, 1972.

El autor de "Geología Sedimentaria" (1956), extenso tratado de las series marinas, vuelve ahora con este nuevo libro de formato más manuable, a tratar un objeto similar, aunque de una manera enteramente nueva. En efecto, la orientación que ha impreso a la presente obra es diferente: ya no se ocupa de las formaciones actuales, sino que trata exclusivamente las formaciones geológicas, dejando de lado la descripción para poner el acento sobre la génesis, es decir sobre la comprensión regional, que el autor designa como el "ambiente" de las plataformas, de las cuencas, o el ambiente orogénico. El propio Lombard ha precisado, en su prefacio, que ha procurado realizar un trabajo de síntesis, y tal es el carácter del presente manual en el cual, con la probidad científica que lo caracteriza, sistematiza las interpretaciones de numerosos autores recientes, aun cuando algunas se revelen contradictorias.

Conviene señalar que el autor ha prevenido sobre la existencia de lagunas y ciertas contradicciones en su obra, puesto que "es difícil para un autor hacer frente a la prodigiosa diversificación de investigaciones y desprender una teoría de conjunto". Sin embargo, su originalidad se pone de manifiesto tanto por el aporte de sus investigaciones personales como por su juiciosa selección en una materia singularmente rica y compleja. El todo conforma, pues, un trabajo que puede anticiparse de gran interés para los cultores de la Sedimentología, en general, y para quienes se interesan en las series marinas, en especial.—*Lic. Héctor E. Aldacour y Dr. Augusto P. Calmels.*

**ESTE NUMERO  
SE TERMINO DE IMPRIMIR EL 23 DE JUNIO DE 1975  
EN LA IMPRENTA CONI, S. A. C. I. F. I., PERU 684  
BUENOS AIRES, REPUBLICA ARGENTINA**

---

**El presente número se ha financiado con un subsidio del  
Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas,  
que no se hace responsable del contenido del mismo**

---



# ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

COMISION DIRECTIVA: *Presidente:* DR. HORACIO H. CAMACHO; *Vicepresidente:* DR. ROBERTO CAMINOS; *Secretario:* DR. ANÍBAL POZZO; *Tesorero:* DR. FÉLIX RODRIGO; *Vocales Titulares:* DR. JUAN CARLOS RIGGI, DR. LUCIANO DIENGER, DR. JUAN A. ROBBIANO; *Vocal Suplente:* DR. CARLOS LATORRE.

COMISION DE LA REVISTA: DOCTORES HORACIO H. CAMACHO, JUAN CARLOS M. TURNER y ROBERTO CAMINOS.

DIRECTOR DE LA REVISTA Y PUBLICACIONES: DR. HORACIO H. CAMACHO.

## INSTRUCCIONES Y NORMAS A LOS AUTORES PARA LA PRESENTACION DE ORIGINALES

1. Se recomienda que los trabajos no excedan en extensión las 30 páginas (tamaño carta), escritas a máquina. Se aceptarán trabajos más extensos cuando se disponga de espacio y/o el contenido de los mismos así lo justifique.
2. Los originales, sin excepción, deben ser escritos a máquina, a espacio normal, sobre un solo lado de la hoja.
3. Invariablemente, debe presentarse un "Resumen" en español, con su traducción en inglés, francés o alemán, sugiriéndose el uso del primer idioma citado.  
Se recomienda que el "Resumen" no exceda las 150 palabras.
4. La lista bibliográfica llevará por título: "Lista de trabajos citados en el texto". Será confeccionada por orden alfabético, según sus autores y en orden cronológico cuando se citen varias obras del mismo autor. Si dos o más obras del mismo autor han sido publicadas en el mismo año, se distinguirán con las letras *a*, *b*, *c*, etc. Las respectivas citas llevarán las indicaciones siguientes: apellido completo e iniciales del nombre del autor; año de la publicación; título completo de la obra; lugar de publicación. Tratándose de artículos aparecidos en publicaciones periódicas, se incluirá el nombre de las mismas convenientemente abreviado, con indicaciones del tomo y la página en que dicho artículo se encuentra. Se evitará el uso de términos superfluos tales como tomo, volumen; páginas, etc. A este efecto y para evitar confusiones, los números para distinguir los tomos se escribirán en caracteres romanos y aquellos referentes a las páginas en caracteres arábigos.
5. Las citas bibliográficas deberán ser incluidas en el texto y referirse a la lista bibliográfica inserta al final de cada artículo, invariablemente.
6. Las ilustraciones deben cumplir los siguientes requisitos.
  - a) No podrán exceder, en superficie, el 10 % del total de páginas ocupadas por el texto (incluyendo bibliografía).

(Continúa en la retracción de la contratapa)

Toda correspondencia para la Asociación Geológica Argentina, deberá ser dirigida a

MAIPU 645, Piso 1º, Buenos Aires (Rep. Argentina)

La Asociación Geológica Argentina no se hace responsable de las opiniones y/o conclusiones vertidas por los autores de los trabajos. — C. D.

La Comisión Directiva sólo considerará la posibilidad de aceptar una mayor proporción de ilustraciones en casos especiales.

- b) Los planos, mapas, perfiles, etc., deberán ser dibujados sobre papel blanco cartográfico o transparente, de buen cuerpo, con tinta china negra.  
Se recomienda el dibujo a doble tamaño con respecto al de su publicación, a los efectos de obtener una reproducción y reducción adecuada.
- c) El tamaño de las ilustraciones a publicar no debe exceder las dimensiones máximas de la caja (13,5 x 19 cm), recomendándose que se respete dicha relación de medidas.
- d) Los planos, perfiles, mapas, etc., deben llevar invariablemente la o las respectivas escalas gráficas; no se aceptará la escala numérica.
- e) Los planos de ubicación que comprendan parte del territorio argentino, deben incluir, invariablemente, la plantilla del país con el sector antártico argentino, dibujado en cualquier espacio libre.
- f) En las ilustraciones lineales que deban reproducirse a igual tamaño, la altura mínima de las letras será de 1,5 mm. En caso de uso de rastras, se recomienda las de tipo abierto (mínimo 2 mm entre líneas o puntos), a los efectos de evitar el empastamiento en la impresión.
- g) Cuando los dibujos lineales se presenten a doble tamaño (para su reducción a la mitad), la altura mínima de las letras será de 3 mm, recomendándose el uso de rastras más abiertas que las señaladas en el punto anterior.
- h) Todas las letras contenidas en las ilustraciones deberán ser dibujadas con caracteres cartográficos, recomendándose el uso de letrógrafos (normógrafos).
- i) Las denominaciones de accidentes topográficos, hidrográficos, etc., (cerros, ríos, etc.), como así también sus abreviaturas, deben responder estrictamente a las normas del Instituto Geográfico Militar.
- j) En las ilustraciones lineales y especialmente en los planos y perfiles, se recomienda el mayor aprovechamiento posible de los espacios, evitándose las superficies en blanco, las que deben ser utilizadas para las observaciones, leyendas, etc.
- k) Los títulos, como "Mapa Geológico...", "Perfil transversal...", etc., sólo podrán incluirse en las ilustraciones cuando las mismas tengan espacios libres, permitiendo hacerlo sin aumentar su dimensión. En caso contrario, se colocarán a imprenta al pie de las ilustraciones.
- l) Los perfiles de largo excesivo deberán ser fraccionados y las partes resultantes ordenadas para confeccionar láminas a página entera.
- m) Las fotografías de cortes microscópicos, fósiles, etc., deberán presentar muy buen contraste y sólo deben comprender el objeto que se desea ilustrar. En los casos que corresponda, indefectiblemente deben llevar la escala gráfica.
- n) Cuando las ilustraciones se deben intercalar en el texto (no constituyendo láminas completas), se recomienda que su ancho corresponda con el de 1 ó 2 columnas.

Las ilustraciones que no respondan a los requisitos anteriores no serán aceptadas.

- 7. No se admitirán ilustraciones a dos o más colores. El autor que las desee, deberá hacerse cargo del gasto completo que demanden las mismas, de acuerdo con el presupuesto que formule la IMPRENTA CONI.
- 8. Los autores subrayarán con línea los vocablos que deban ser compuestos en bastardilla; con línea cortada los que deban ir en versalita y con línea doble los que deban ser compuestos en negrita.
- 9. La Asociación Geológica Argentina entregará a los autores 25 separados, sin cargo. Los autores que deseen un número mayor, deberán indicarlo claramente en la prueba y los mismos correrán por su cuenta. El pago de los separados extra debe realizarse invariablemente dentro de los 60 días a partir de su entrega. Cuando se trate de más de un autor de un trabajo, se mantendrá la entrega gratuita de 25 ejemplares únicamente.

# LIBRART S. R. L.

CORREO  
ARGENTINO  
Central B

TARIFA REDUCIDA

Concesión N° 9157

FRANQUEO PAGADO

Concesión N° 3667

DISTRIBUIDORES EXCLUSIVOS DE LAS PUBLICACIONES  
DE INSTITUCIONES Y SOCIEDADES CIENTIFICAS ARGENTINAS

*Comisión de Investigación Científica de la Provincia de Buenos Aires*

## INDICE BIBLIOGRAFICO DE ESTRATIGRAFIA ARGENTINA

Dirigido y editado por el doctor ANGEL V. BORRELLO, 1966, 638 págs., con aproximadamente 4500 citas comentadas.

En un nuevo esfuerzo de labor específica la Comisión de Investigación Científica de la Provincia de Buenos Aires ha dado término a la preparación de esta obra, primera en su género en el país, ejecutada conforme a las exigencias del más moderno trabajo geológico.

Componen el trabajo más de 4500 citas de autor con sumaria explicación del contenido bibliográfico, distribuidas en sucesivas secciones, que estuvieron a cargo de colaboradores experimentados en la materia.

Se compone del temario siguiente:

PRECAMBRICO por Dr. R. A. Zardini  
CAMBRICO por Dr. A. V. Borrello  
ORDOVICICO por Dr. J. C. M. Turner  
SILURICO por Dra. H. A. Castellaro  
DEVONICO por Dr. G. Furque  
CARBONIFERO por Dr. A. J. Amos  
PERMICO por Geól. R. D. Pernas

TRIASICO por Dr. J. A. Cuerda  
JURASICO por Geól. O. C. Schauer  
CRETACICO por Dr. C. I. C. de Ferrariis  
TERCIARIO por Dres. S. J. Licciardo y  
C. I. C. de Ferrariis  
CUATERNARIO por Dr. A. N. Xicoy

La labor abarca principalmente el material bibliográfico publicado en el país, complementado por referencias de carácter inédito, todo ello con vistas a satisfacer las necesidades del conocimiento sistemático de la bibliografía argentina.

Con el *Indice Bibliográfico de Estratigrafía Argentina* queda expuesto en su mayor parte el volumen importante que caracteriza el acervo estratigráfico de la Argentina, por lo cual la tarea configura en su magnitud una expresión de la actividad geológica en el país, ampliada hasta el presente.

VENTA EXCLUSIVA:

## LIBRART S. R. L.

CORRIENTES 127

(EDIFICIO BOLSA DE CEREALES)

BUENOS AIRES

T. E. 31 - 4368

Dirección Postal:

Casilla de Correo 5047

Toda la correspondencia referente a suscripciones, colecciones o números sueltos de esta Revista, deberá dirigirse a LIBRART S. R. L., Corrientes 127, Buenos Aires, República Argentina, representantes y distribuidores para toda la República Argentina y el exterior.