

REVISTA

DE LA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

S U M A R I O

✓	PEDRO JOSÉ MAIZA Y KITARO HAYASE, Estudio mineralógico del yacimiento de « talco cerámico » Mina Naunauco, Provincia del Neuquén, <u>República Argentina</u>	121
✓	FRANCISCO NULLO Y CÉSAR PROSERPIO, La Formación Taquetrén en cañadón del Zaino (Chubut) y sus relaciones estratigráficas en el ámbito de la <u>Patagonia, de acuerdo a la flora, República Argentina</u>	133
✓	HÉCTOR L. ROSENMAN, Estudio geológico de dos imágenes provistas por el <u>satélite Ertis</u>	151
✓	H. G. MARCHESI Y E. C. DI PAOLA, <u>Miogeosinclinal Tandil</u>	161
✓	M. HALPERN, P. N. STIPANICIC Y R. O. TOUBES, Geocronología (Rb/Sr) <u>en los Andes australes argentinos</u>	180
F	REYNALDO CHARRIER Y NORBERTO MALUMIAN, Orogénesis y epeirogénesis en la región austral de América del Sur durante el <u>Mesozoico y el Cenozoico</u>	193
NOTAS BREVES :		
✓	JOAQUÍN OLIVER GASCÓN, Presencia de sedimentitas del Grupo Salta <u>en la Cantera El Sauce, provincia de Salta, República Argentina</u> ..	208
✓	MARIO R. FRANCHI Y ELISEO G. SEPÚLVEDA, Sobre la presencia de sedimentitas marinas en la Alta Sierra de Somuncura, provincia de <u>Río Negro</u>	211
COMENTARIO :		
✓	GUSTAVO GONZÁLEZ BONORINO, Petrología de las facies carbonosas en la cuenca de Ischigualasto-Ischichuca (provincias de San Juan y La Rioja, República Argentina) por Gerardo E. Bossi y Arturo <u>Villanueva García</u>	213
✓	GERARDO E. BOSSI Y ARTURO VILLANUEVA GARCÍA, Respuesta al comentario de Gustavo González Bonorino sobre la petrología <u>de las facies carbonosas en la cuenca de Ischigualasto-Ischichuca</u>	214

BUENOS AIRES
REPUBLICA ARGENTINA

1975

ESTUDIO MINERALOGICO DEL YACIMIENTO DE «TALCO CERAMICO» MINA NAUNAUCO PROVINCIA DEL NEUQUEN, REPUBLICA ARGENTINA

POR PEDRO JOSE MAIZA¹ Y KITARO HAYASE²

RESUMEN

El denominado yacimiento de "talco cerámico" Mina Naunauco, se ubica en las serranías del Este del Arroyo Taquimilán (afluente del Río Neuquén), en la Provincia del Neuquén.

La zona mineralizada se emplaza en un cuerpo andesítico que intruye, adoptando la forma de un lacolito o cuerpo similar, a sedimentitas del Grupo Mendoza de edad Cretácica.

Los minerales de mena y rocas de caja son estudiados por difracción de rayos X, microscopía, análisis térmico-diferencial, análisis químico, etc.

Se describen los minerales que constituyen las menas y se establecen sus condiciones de formación.

ABSTRACT

The so called "talco cerámico" deposit of Naunauco Mine is situated at the hill side of the Taquimilán stream (the source of Neuquén River) in Neuquén province.

The mineralization-zone is in an andesite intrusive body which intruded in the Cretaceous Mendoza Group sediments as a laccolith.

The minerals of ores and the country rocks were studied by means of X-ray diffraction method, petrographic microscopy, differential thermal analysis, chemical analysis, etc. The composed minerals of the ore and their crystallization conditions.

I. INTRODUCCION

El objeto de este trabajo es dar a conocer los resultados del estudio efectuado en el yacimiento de "talco cerámico" Mina Naunauco.

El único antecedente hallado en la bibliografía consultada fue la cita que se transcribe, en Recursos Minerales del Consejo Federal de Inversiones, cuando se refiere al talco, dice: "incluimos en esta sección el material que

se explota en las minas Luz María, Alma Liliana, Naunauco y otras, sitas en el Cerro Naunauco y que se comercializa bajo la denominación de "talco cerámico". Se trata de un silicato de magnesio y aluminio altamente apreciado en la industria de ciertas pastas refractarias".

Los autores de este trabajo visitaron el yacimiento Naunauco en dos oportunidades, en la primera de ellas (diciembre de 1972) observaron las características de la mineralización en las dos galerías de explotación las que se hallaban en vías de reactivación. En la segunda oportunidad (diciembre de 1973) no pudieron realizar los trabajos previstos en el interior del yacimiento,

¹ Miembro de la Carrera del Investigador Científico del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y técnicas. Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur.

² Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur.

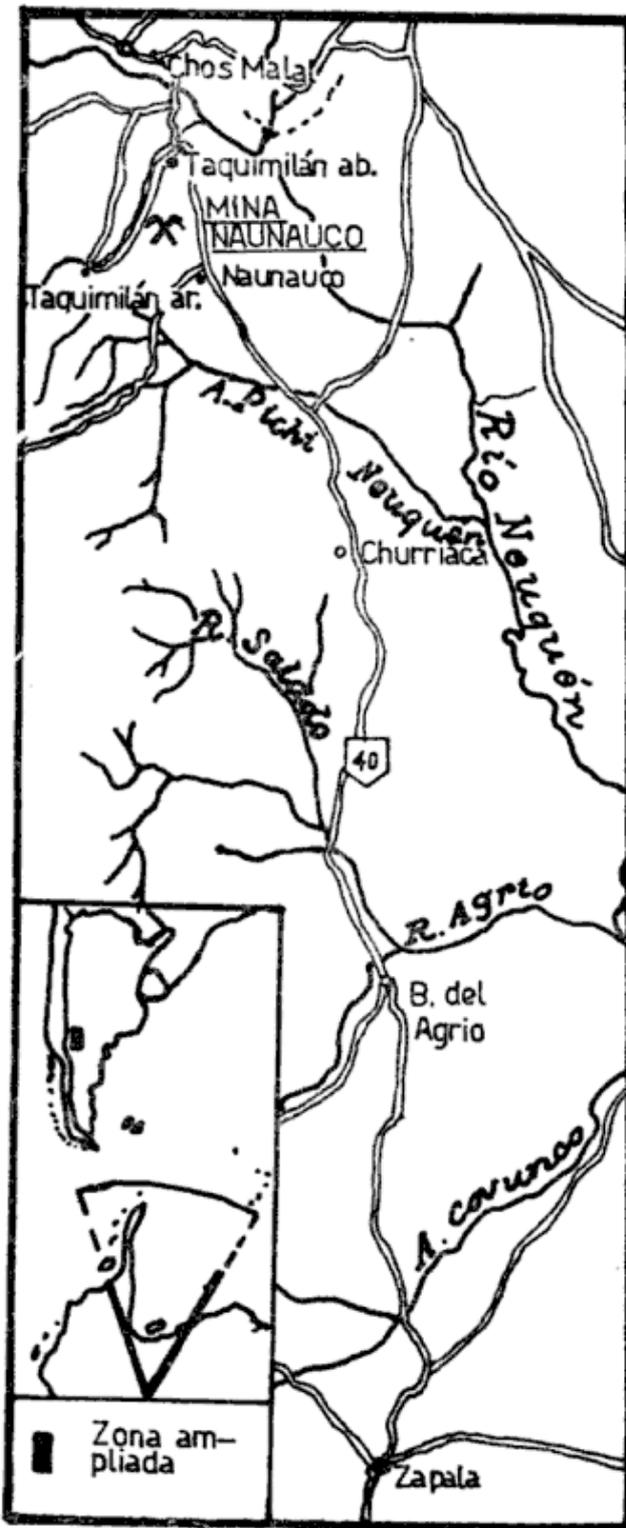


Fig. 1. — Mapa de ubicación

ya que las labores se hallaban derrumbadas y por lo tanto abandonadas. Por lo tanto se efectuó un detenido reconocimiento de las labores superficiales, relaciones de alteración y mineralización, etc.

Mina Naunauco se halla en el faldeo NW de la serranía ubicada al E del Arroyo Taquimilán, en el área comprendida entre la Ruta Nacional n° 40, Ruta Provincial n° 4 (que une Naunauco con El Heucú) y el camino vecinal a Taquimilán Arriba (Figura 1).

El acceso se realiza de la siguiente forma: desde Zapala (Prov. del Neuquén) deben cubrirse aproximadamente 171 Km por la Ruta Nacional n° 40 hacia Mendoza, allí se desvía al SW por un camino vecinal que conduce a Taquimilán bordeando el arroyo del mismo nombre, afluente del Río Neuquén. Desde este punto deben recorrerse aproximadamente 10 Km y desviarse por una huella a la izquierda; ésta lleva al yacimiento. La distancia total desde Zapala al yacimiento es de unos 190 Km. Los últimos 5 a 7 Km deben ser transitados con vehículos de doble tracción ya que las pendientes son muy fuertes y el estado del camino es malo.

Este yacimiento fue trabajado esporádicamente durante los últimos 20 años y en la actualidad registra una actividad casi nula. En la zona es conocido como "Mina de talco cerámico...", "Mina de óxido de magnesio..." o también como "Mina de Magnesio..." Naunauco.

II. ROCA DE CAJA

El yacimiento se halla emplazado en una andesita. Esta roca se dispone en un lacolito o cuerpo semejante, el que intruye una espesa secuencia sedimentaria del Grupo Mendoza de edad Cretácica, de amplia distribución areal en esta Provincia.

La caja de este yacimiento es una roca porfírica en la que se destacan fenocristales grandes del mafito (de hasta 10 mm) y plagioclasa. Al microscopio se observa una textura cuyos componentes, especialmente de la pasta, están muy alterados, aunque puede definirse como textura intersertal. La plagioclasa, por

lo general albitizada, es andesina ($n \gamma$ mayor que el bálsamo). El mafito, anfíbol, se presenta siempre alterado. Sus propiedades ópticas son: color verde parduzco a verde amarillento, ligeramente pleocroico, $Z' \wedge c \cong 20^\circ$. Teniendo en cuenta sus propiedades ópticas y sus difractogramas se determinó como tremolita-actinilita.

En zonas algo alejadas del área mineralizada el anfíbol de esta roca es hornblenda en la que a veces se puede observar relictos de augita. Los minerales opacos son abundantes y como accesorio hay titanita. Los minerales de alteración son clorita, calcita, ceolita, sericita y talco. A veces hay algo de montmorillonita.

III. MINERALIZACION

Debido a las dificultades para observar el comportamiento de la mineralización, no se ha determinado claramen-

te la zonación de alteración habiéndose establecido algunas tendencias, ellas son:

a) La mineralización está emplazada en cuerpos bolsoneares relacionados con el diaclasamiento y fracturas del cuerpo andesítico, como se indica en la figura 2.

b) Localmente, con referencia al yacimiento considerado, la variación de la composición mineralógica es la siguiente:

centro — — — — — afuera

Zona de → clorita → clorita → albita → alteración
clorita talco y y albi- cuarzo ración
y talco sericita ta y clorita débil

c) Verticalmente se ha reconocido la siguiente variación de la mineralización: en los niveles superiores, la roca se presenta débilmente alterada. Los principales minerales de alteración son clorita, albita, ceolita y calcita.

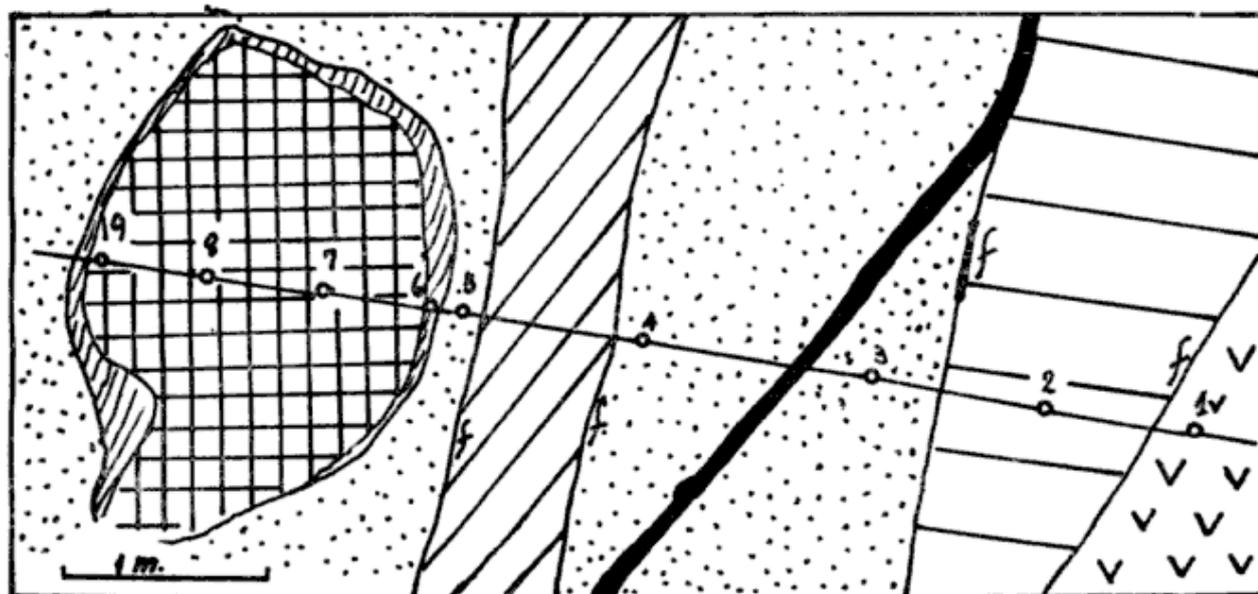


Fig. 2. — Variación de la mineralización. Relación entre un pequeño bolsón, fracturas y la roca de caja

Referencias : — zona con alto contenido de clorita ; [] mineralización intensa ; [] andesita albitizada, cloritizada y esteatizada ; [] relicto de sedimentita ; [] zona de falla ; [] roca de caja levemente alterada. 1, andesita alterada débilmente ; 2, relicto de arenisca calcárea ; 3, 4 y 5, andesita intensamente cloritizada, albitizada y silicificada ; 6 y 9, mena de clorita con algo de talco (no hay cuarzo) ; 7 y 8, clorita, sericita y muy poca cantidad de talco (no hay cuarzo) ; f, falla ; -o-o- perfil.

This One



DL8G-KSO-BPEE

CUADRO 1

Valores de difracción de rayos X de la clorita de Mina Naunauco. (A esta muestra se le efectuó el análisis químico comentado en el trabajo)

Clorita de Mina Naunauco			Clorita de Shirozu (1958)		
d (Å)	I/I ₀	Mineral	d (Å)	I	hkl
14,2	52	cl	14,1	7	001
9,40	8	t	—	—	—
7,132	98	cl	7,07	9	002
4,716	90	cl	4,72	4	003
4,595	3	cl	4,59	1	020
4,266	38	q	—	—	—
3,544	100	cl	3,54	10	004
3,348	86	q	—	—	—
3,035	11	ca	—	—	—
2,842	40	cl	2,84	5	005
2,576	10	cl	2,58	3	20 $\bar{2}$
2,582	19	cl	2,53	6	201
2,458	17	q	—	—	—
2,433	16	cl	2,43	5	20 $\bar{3}$
2,370	10	cl	2,37	4	202
2,279	13	q	—	—	—
2,252	3	cl	2,25	3	20 $\bar{4}$
2,236	7	q	—	—	—
2,125	19	q	—	—	—
2,060	4	cl	2,06	1	20 $\bar{5}$
2,025	11	cl	2,026	2	007
2,000	21	cl	2,000	6	204
1,970	9	q	—	—	—
1,879	10	cl	1,883	3	20 $\bar{6}$
1,819	28	cl + q	1,825	3	205
—	—	—	1,73	1/2 b	240
1,673	6	q	—	—	—
1,657	4	cl + q	1,660	1	206
1,564	19	cl	1,562	4	20 $\bar{8}$
1,540	20	q	—	—	—
1,531	18	cl	1,534	7	060
1,499	6	cl	1,500	2	062

cl, clorita; t, talco; q, cuarzo; ca, calcita.

Condiciones de difracción: Anticátodo: cobre; filtro: níquel; 35 KV; 12 mA; velocidad de carta: 20 mm/min.; velocidad de barrido: 2°/min.; slits: 1°; 0,2 mm; Cte. de tiempo: 2 secciones.

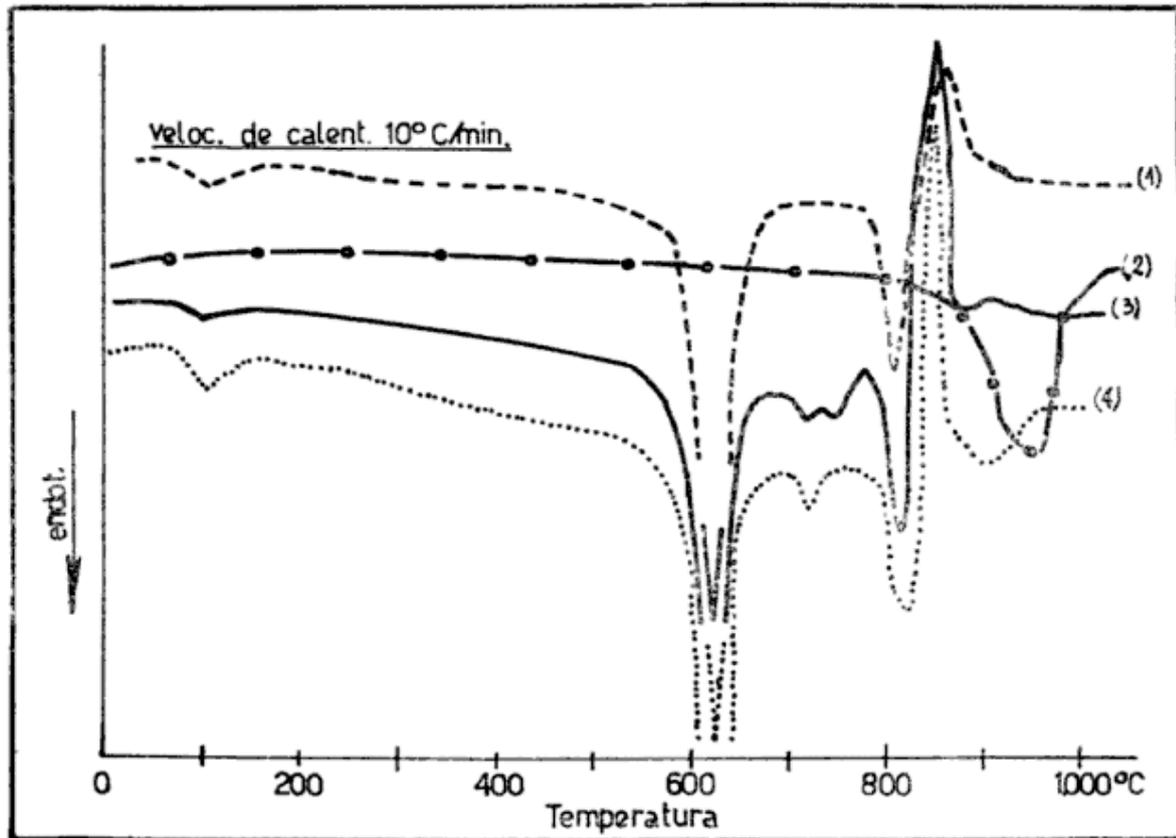


Fig. 3. — Análisis térmico-diferencial

Referencias: (1) análisis térmico-diferencial de clorita según Mackenzie (1957); (2) análisis térmico-diferencial de talco de Mina La Mendocina, Prov. de Mendoza; (3) clorita con algo de cuarzo de Mina Naunauco, Prov. del Neuquén. (Muestra analizada químicamente); (4) clorita con talco de Mina Naunauco, Prov. del Neuquén. (Muestra analizada químicamente).

En la zona donde se desarrolló el laboreo minero, se emplaza la zona de mineralización más intensa. Las menas están constituidas por clorita y talco.

Más abajo se desarrolla una zona albitizada y silicificada.

d) En todos los niveles pueden observarse venillas de natrolita de variable espesor y distribución irregular.

IV. MINERALES DE MENA

Las menas de este yacimiento están constituidas por los siguientes minerales: clorita, talco, sericita, albita, cuarzo, pirita, calcita, natrolita y montmorillonita.

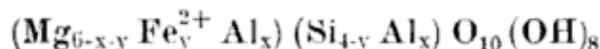
4.1. Clorita:

Es de color gris, algo verdosa, cuando está seca es blanca. Siempre se presentó asociada con talco y cantidades variables de cuarzo y albita. Los datos de difracción de rayos X se muestran en la tabla 1. Estos datos se comparan con los de Shirozu (1969) estableciéndose que corresponde al tipo de clorita de magnesio. El politipo se determinó como $I1b-97^\circ$ basándose en la reflexión $d_{(060)} = 1,531 \text{ \AA}$, valor que es aproximadamente coincidente con el dado por el autor de referencia (1,534 \AA).

A partir de los valores obtenidos por difracción de rayos X, se calculó la fórmula química de este mineral ba-

sándose en el trabajo de Shirozu (1960) de la siguiente forma:

La figura 4 (Shirozu, 1960) permite calcular el número de iones de aluminio que reemplazan al silicio en la fórmula:



teniendo en cuenta el valor obtenido para $d_{(001)}$ Å. Para este mineral el valor obtenido de "x" es 1,15 como se indica en la figura 4.

La figura 5 permite determinar el número de iones de hierro con las reflexiones $d_{(010)}$ Å. El valor hallado para "y" es prácticamente 0 porque $y = 9,186$.

Finalmente se determinó que la fórmula de esta clorita es:

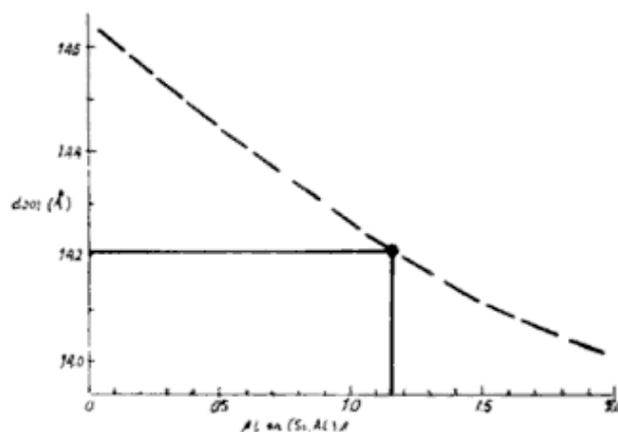


Fig. 4. — Diagrama de Shirozu (1960) utilizado para determinar la cantidad de Al en $(Si, Al)^2$ en las cloritas.

Referencias: Como $d_{(001)} = 14,21$ Å, la cantidad de Al en $(Si, Al)_2$ es de 1,15.

Se analizó químicamente una muestra de Mina Naunauco constituida por clorita y cuarzo (determinado por rayos X). El resultado obtenido es el siguiente:

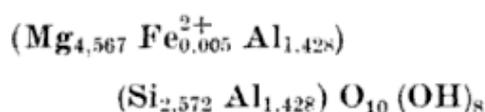
Análisis químico	Distribución de cationes en la muestra				
	Clorita		Cuarzo		
SiO ₂	44,26 %	Si	2,572	4,000	2,995
TiO ₂	tr.	Al.....	1,428 (1)		
Al ₂ O ₃	19,28 »		1,428 (2)	6,000	
Fe ₂ O ₃	0,02 »	Fe.....	0,005		
MgO	24,36 »	Mg.....	4,567		
CaO.....	2,31 » (8)				
H ₂ O+	10,28 »				
H ₂ O-	0,71 »				
Total....	101,72 »				

(1) Aluminio en coordinación tetraédrica.

(2) Aluminio en coordinación octaédrica.

(3) El calcio es considerado como CO₂Ca ya que el diagrama de rayos X indica la presencia de una pequeña cantidad de calcita.

A partir de los resultados de los análisis químicos se calculó la fórmula de este mineral; es la siguiente:



La cantidad de cuarzo que compone esta muestra es 23,4 %.

Si se comparan los valores obtenidos para la fórmula química por rayos X y a partir del análisis químico, las diferencias serán aceptables.

En la figura 3 se muestra la curva correspondiente al análisis térmico-diferencial de este mineral. Se compara con una similar de Mackenzie (1957) correspondiente a una clorita de magnesio.

Según las determinaciones expuestas, siguiendo la clasificación de cloritas propuesta por Hey (1954) se concluye que este mineral es sheridanita.

El color oscuro de este mineral, se

estima, es debido a la presencia de carbón, —ya que al ser calcinado (1.000 a 1.100° C) el color final es blanco—. El carbón orgánico se quemaría.

4.2. Talco:

Este mineral siempre está asociado con clorita. Así constituidas, las menas tienen un color que varía de gris oscuro a claro dependiendo del contenido de clorita, agua y quizás carbón.

Al microscopio es difícil diferenciarlo de la sericita. También es posible confundirlo con pirofilita ya que las propiedades ópticas de estos tres minerales son muy semejantes.

Debe tenerse en cuenta que la pirofilita y el talco dan diagramas de rayos X muy similares debido a que sus celdas son casi iguales.

Los resultados de difracción de rayos X se indican en el Cuadro 2 donde se comparan con los valores de A.S.T.M. de talco y pirofilita.

CUADRO 2

Valores de difracción de rayos X del talco de Mina Naunauco. La muestra analizada corresponde a la analizada químicamente

Mineral de Mina Naunauco			Talco A.S.T.M. 13-558		Pirofilita 2-0613	
d (Å)	I/I ₀	Mineral	d (Å)	I	d (Å)	I
14,2	62	cl	—	—	—	—
9,35	100	t	9,34	100	—	—
—	—	—	—	—	9,14	40
7,13	99	cl	—	—	—	—
4,72	69	cl	—	—	—	—
—	—	—	4,66	90	—	—
4,57	10	cl	—	—	4,57	50
4,557	9	t	4,55	4 ?	—	—
—	—	—	—	—	4,15	20
—	—	—	—	—	3,87	5
3,552	81	cl	—	—	—	—
—	—	—	3,510	4 ?	—	—
—	—	—	3,430	1 CR	—	—
—	—	—	—	—	3,34	20-40

CUADRO 2 (Cont.)

Mineral de Mina Naunauco			Taleo A.S.T.M. 13-558		Pirofilita 2-0613	
d (Å)	I/I ₀	Mineral	d (Å)	I	d (Å)	I
3,118	79	t	3,116	100	—	—
—	—	—	—	—	3,04	100
—	—	—	2,893	1 CR	—	—
2,842	27	cl	—	—	—	—
—	—	—	2,629	12	—	—
2,583	12	cl	2,595	30	—	—
2,537	21	cl	—	—	—	—
—	—	—	—	—	2,52	20
2,486	5	t	2,476	65	—	—
2,437	20	cl	—	—	—	—
—	—	—	—	—	2,40	40
2,384	10	cl	—	—	—	—
3,342	6	t	2,335	16	—	—
—	—	—	—	—	2,29	20
2,254	9	cl	—	—	—	—
2,212	5	t	2,212	20	—	—
—	—	—	2,196	10	—	—
—	—	—	2,122	8	2,14	10-20
—	—	—	2,103	20	—	—
—	—	—	—	—	2,07	10
—	—	—	—	—	2,04	10
2,029	7	cl	—	—	—	—
2,002	20	cl	—	—	—	—
—	—	—	1,930	6 B	—	—
—	—	—	—	—	1,88	5
1,879	9	t	1,870	40	—	—
—	—	—	—	—	1,83	40
1,821	6	cl	—	—	—	—
—	—	—	1,725	—	—	—
—	—	—	1,682	20 B	—	—
—	—	—	—	—	1,64	20-40
—	—	—	—	—	1,62	10-20
—	—	—	—	—	1,57	3
1,564	16	t + cl	1,557	20 B	—	—
1,532	15	t + cl	1,527	40	—	—
—	—	—	—	—	1,52	10
1,502	4	cl	1,509	10	—	—
.....			

cl, clorita; t, taleo.

Condiciones de difracción : iguales a las usadas en los diagramas del cuadro 1.

La pirofilita es un mineral dioctaédrico mientras que el talco es trioctaédrico. Esta particularidad puede usarse para su identificación basándose en el valor de la reflexión $d_{(060)}$ Å. Estos valores son de 1,488 Å para la pirofilita y 1,527 Å para el talco (Brown, 1961). Los datos de el Cuadro 2 permiten determinar claramente que el mineral de esta mina es talco.

En la figura 3 se muestra la curva del análisis térmico-diferencial de este mineral. Se puede observar un pico endotérmico ancho en aproximadamente 920° C correspondiente al talco. Los demás picos son de clorita. En la misma figura se grafican curvas similares del talco de la Mina La Mendocina (Prov. de Mendoza) y de sheridanita de Mina Naunauco para su comparación e identificación. La cuarta curva es de una clorita de magnesio de Mackenzia (1957).

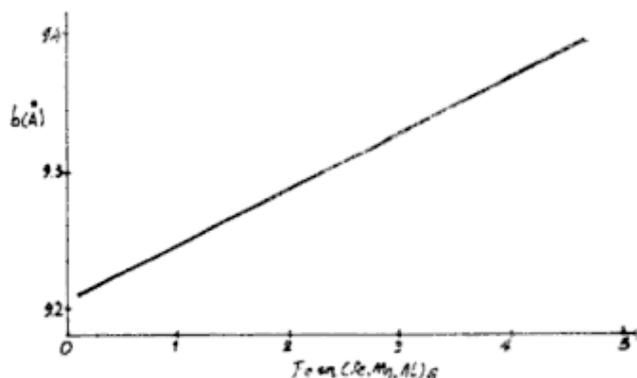


Fig. 5. — Diagrama de Shirozu utilizado para determinar la cantidad de Fe en $(Fe, Mg, Al)_6$ en las cloritas.

Referencias: Como $b = 9,186$ Å, la clorita de Mina Naunauco contiene prácticamente 0 de Fe en $(Fe, Mg, Al)_6$ de la fórmula de la clorita.

La muestra con mayor contenido de talco fue analizada químicamente. Los resultados son los siguientes:

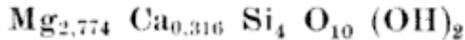
Análisis químico	Distribución de cationes en la muestra			
	Clorita	Talco		
SiO ₂	37,82 %	Si..... 2,572	2,389 (4,000)	
TiO ₂	tr.	Al.....	1,428 (1)	
Al ₂ O ₃	18,48 »		1,428 (2)	
Fe ₂ O ₃	0,04 »	Fe.....	0,005	
MgO.....	31,81 »	Mg.....	4,567	1,657 (2,774)
CaO.....	1,35 » (3)	Ca.....	--	0,189 (0,316)
H ₂ O+.....	10,20 »			
H ₂ O-.....	0,72 »			
Total...	100,42 »			

(1) Aluminio en coordinación tetraédrica.

(2) Aluminio en coordinación octaédrica.

(3) Debido a que no se puede determinar la presencia de calcita en el diagrama de rayos X se consideró que el óxido de calcio, en su mayor parte, compone al calcio.

Realizados los cálculos se estableció que la fórmula del talco de este yacimiento es:



La muestra analizada contiene solo un 16,5 % de talco, el resto es clorita. El exceso de óxido de calcio es pequeño, esto significa que las composiciones químicas del talco y de la clorita son aceptables.

4.3. *Sericita:*

Se presenta asociada con la clorita, aunque no en cantidades abundantes. Se determinó por difracción de rayos X ya que aparecen claras las reflexiones 10,2 Å; 5,03 Å; 4,48 Å; 3,32 Å; 3,21 Å; 3,00 Å; 2,79 Å; 2,57 Å; etc. Comparados estos valores con los expresados por Bradley y Brim (1961) se establece que el politipo de sericita que corresponde al mineral de Mina Naunauco es 2M₁.

4.4. *Albita:*

Es frecuente observarla reemplazando a los fenocristales de plagioclasa de las rocas débilmente alteradas en las inmediaciones del yacimiento y en menor cantidad, integrando a las menas más pobres ya sea en la zona inferior o superior de la zona rica del yacimiento.

4.5. *Cuarzo:*

Mineral no abundante en este yacimiento, se presenta asociado principalmente con albita y restringido a su zona.

4.6. *Pirita:*

Es un mineral común en estas menas, aunque no es abundante. Tiene buen desarrollo cristalino pudiendo alcanzar hasta 10 mm.

4.7. *Calcita:*

Es escasa, se presenta como producto de alteración de la plagioclasa de las rocas de caja donde la alteración no es intensa. Generalmente está asociada a las menas pobres en talco y clorita.

4.8. *Montmorillonita:*

Está ubicado en la zona de alteración débil. Su presencia se determinó por difracción de rayos X en muestras naturales comprobándose su determinación por la expansión que presentan al ser glicoladas. Las reflexiones más importantes obtenidas son: 14,7 Å (la muestra glicolada da 17,3 Å); 4,56 Å; 2,63 Å; 1,635 Å.

4.9. *Natrolita:*

Es un mineral muy frecuente y abundante tanto en la zona mineralizada como en sus alrededores. Aún lejos del yacimiento pueden observarse delgadas venillas en las fracturas de la andesita y a veces en muy finas películas. En este caso, el hábito es acicular, en forma de estrellas cuyo color predominante es rosado. Cuando las venillas son de dimensiones mayores, la natrolita adopta la forma de prismas delgados de hasta 0,8 mm de diámetro y de 10 a 15 mm de largo de color blanco y bastante duro (dureza aproximada 6).

Al microscopio es incoloro, con índice de refracción $n_\alpha \cong 1,475$ $n_\gamma \cong 1,490$, birrefringencia 0,015. La extinción es paralela a la elongación y la elongación positiva.

Los principales valores de difracción de rayos X obtenidos fueron: 6,55 Å (6,6 Å); 5,90 Å (5,9 Å); 4,66 Å (4,63 Å); 4,38 Å (4,38 Å); 4,13 Å (4,13 Å); 3,151 Å (3,16 Å); 2,857 Å (2,86 Å); 1,796 Å (1,80 Å). Los valores expresados entre paréntesis corresponden al A.S.T.M. 11-75.

V. CONSIDERACIONES

1) La mineralización se produce a lo largo de fracturas que presenta la roca de caja, sitios favorables para la circulación de las soluciones mineralizantes. Como la porosidad de la roca es muy baja, la mineralización la afecta solo algunas decenas de centímetros de profundidad a ambos lados del canal.

2) Las observaciones realizadas están restringidas prácticamente a la superficie. De ellas se deduce que la intensidad de la mineralización es débil debido a que siempre es posible reconocer sin dificultad las texturas originales de la roca de caja.

3) Según Deer *et al.* (1965), el talco se formaría por acción hidrotermal sobre rocas ultrabásicas o por metamorfismo térmico sobre dolomitas. En este yacimiento, aunque las rocas no son tan básicas como las propuestas en la primera hipótesis, se considera que el origen de esta mineralización es producto de una solución hidrotermal sobre la andesita.

4) Como la andesita se presenta intruyendo sedimentitas de origen marino correspondientes al Grupo Mendoza, en parte se habría enriquecido en elementos alcalinos y alcalinotérreos lixiviados de las rocas nombradas. El cuarzo representa el exceso de sílice que se produce en la esteatización, principalmente a partir de la alteración de los anfíboles de la roca de caja.

5) Según Johannsen (1957) el rango de la composición química de la andesita es $\text{SoO}_2 \cong 47$ a 52% ; $\text{Al}_2\text{O}_3 \cong 12$ a 18% ; $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 \cong 9$ a 13% ; $\text{OMg} \cong 4$ a 7% ; $\text{OCa} \cong 4$ a 10% ; $\text{ONa}_2 \cong 3$ a 5% y $\text{OK}_2 \cong 0,5$ a $2,5\%$. Estos datos indican que la alúmina y el óxido de magnesio tienen que concentrarse para formar las menas y el Na_2O , OCa , Fe y SiO_2 deben ser movilizados y eliminados de la roca de caja. El ONa_2 , OCa , SiO_2 darían lugar a la formación de natrolita, calcita y cuarzo respectivamente.

6) La evolución de la solución hidrotermal dio lugar a:

- a) Cuando la solución hidrotermal fue débilmente ácida, produjo la disolución del hierro, sodio, calcio, magnesio y algo de aluminio. Luego esta acidez se neutraliza tornándose a débilmente alcalina por la disolución de elementos alcalinos y alcalinotérreos.
- b) En las condiciones citadas se produce la disolución de algo de sílice y la precipitación del magnesio como talco y clorita y aluminio y sodio como natrolita y albita.

7) No se establecieron claras evidencias de zonación de alteración aunque parece, con estudios de detalle, podrá determinarse. En principio, se reconoció una zona mineralizada con clorita y talco. Esta se hallaría circundada por otra en la que los principales minerales de alteración son albita, clorita y cuarzo: y por último, una zona débilmente alterada donde predominan sericita, montmorillonita y ceolita (natrolita). Esta zonación parece manifestarse tanto en sentido vertical como horizontal.

VI. CONCLUSIONES

a) La cantidad de talco contenida en las menas es muy pequeña como lo indican los análisis realizados. El principal mineral de mena es sheridanita. Ambos minerales están siempre íntimamente asociados.

b) Teniendo en cuenta el hábito bolsonar de este yacimiento es posible que existan cuerpos mineralizados similares en áreas vecinas.

VII. AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen especialmente al Consejo de Investigaciones Cientifi-

cas y Técnicas por la financiación de este trabajo mediante un subsidio. A la Dirección de Minería de la Provincia del Neuquén (Delegación Zapala) por su colaboración. Al Dr. H. Gatica y a la Lcda. Norma Brogioni de la Universidad Nacional del Sur por su colaboración en la realización de los espectros de infrarrojos y termoanálisis respectivamente.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

- Bradley, W. F. and Grim, R. E., 1961. *Mica clays minerals, "The X-ray identification and crystal structures of clay Minerals"*. Chap. V, pp. 208-241; Mineralogical Society of Great Britain Monograph.
- Brown, G., 1951. *The X-ray identification and crystal structures of clay minerals*. Mineralogical Society, London; pp. 475.
- Consejo Federal de Inversiones, 1962. *Recursos Minerales*. VI, pp. 160.
- Deer, W. A.; Howie, R. A. and Zussman, M. A., 1965. *Rock Forming Minerals*. III, pp. 126-127. Williams Clowes and Sons. Ltd. London.
- Hey, M. H., 1954. *A new review of the chlorite*. Min. Mag.; XXX, pp. 277.
- Johannsen, A., 1957. *A descriptive petrography of the igneous rocks*. III, pp. 160-179; The University of Chicago Press, Chicago, Illinois.
- Mackenzie, R. C., 1957. *The differential thermal investigation of clays*. Mineralogical Society, London; pp. 212.
- Shirozu, H., 1969. *Adelantos en la ciencia de las arcillas*. Grupo de investigadores de arcillas de Japón. The Clay Science Society of Japan (en japonés).
- Shirozu, H., 1969. *Chlorite minerals*. Geological Survey of Japan; Committee 1969 International Clay Conference; 183-194.

Recibido el 30 de agosto de 1974.

LA FORMACION TAQUETREN EN CAÑADON DEL ZAINO
(CHUBUT) Y SUS RELACIONES ESTRATIGRAFICAS
EN EL AMBITO DE LA PATAGONIA,
DE ACUERDO A LA FLORA, REPUBLICA ARGENTINA

Por FRANCISCO NULLO¹ y CESAR PROSERPIO¹

RESUMEN

Se describe por primera vez en su localidad tipo, el perfil litológico de la Formación Taquetrén, ubicándose en él la Flora descrita para la zona del cañadón del Zaino, margen izquierda del río Chubut medio, provincia del Chubut.

En base a su contenido paleontológico, se correlaciona la Formación Taquetrén con las Formaciones Cañadón Asfalto (Chubut), La Matilde (Santa Cruz) y Mount Flora (Antártida). Se paraleliza además, la facies volcánica de nuestra formación con la Serie Efusiva Jurásica que descansa, en la Antártida, sobre la Formación Mount Flora.

Se ubica, cronológicamente, a la Formación Taquetrén en el Jurásico más alto.

Se discute la Formación Chon Aike y el Grupo Lonco Trapial; este último se re-define como Formación Lonco Trapial la cual queda integrada por tres miembros denominados Cajón de Ginebra, Cerro Carnerero y Pampa de Agnia. Sobre la base de sus características litológicas, contenido florístico y dataciones radiométricas, se paraleliza estas dos formaciones (Chon Aike y Lonco Trapial) ubicándose en el Bayociano-Bathoniano.

Se postula la existencia de una secuencia esencialmente volcánica, con intercalaciones menores sedimentarias (Formación Taquetrén), de composición andesítica de edad jurásica más alta, que se extiende desde el curso medio del río Chubut hasta la latitud de Ing. Jacobacci, en la provincia de Río Negro.

Se discute, brevemente, el valor estratigráfico de los peces fósiles hallados en la zona (*Tharrhis feruglioi*, *Oligopleuras groeberi* y *Luisiella inexcitata*) y se propone el estudio conjunto de estas formas con aquellas citadas en la Formación Mount Flora.

Finalmente, se postula la existencia en la provincia del Chubut de dos secuencias volcánicas con intercalaciones sedimentarias; una de edad bayociana-bathoniana (Formaciones Chon Aike y Lonco Trapial) y la otra de edad jurásica más alta (Formación Taquetrén).

ABSTRACT

An andesitic volcanic and sedimentary sequence, represented by the Taquetren Formation, extends from the middle course of the Chubut River up to the latitude of Ing. Jacobacci, prov. of Río Negro. Based on its paleontologic contents and stratigraphic relationships it has been dated as Upper Jurassic. The type locality of the Taquetren Formation is described, and its age correlated with that of Cañadón Asfalto Formation in Chubut, Matilde Formation in Santa Cruz and Mount Flora Formation in the Antarctic.

Volcanic facies of the Taquetrén Formation is correlated with the Jurassic Effusive Series, which overlies in the Antarctic the Mount Flora Formation.

¹ Servicio Nacional Minero Geológico.

An older (Bathonian-Bayocian) volcanic-sedimentary sequence outcrops in the Chubut Province. It is represented by two formations; the former Lonco Trapial Group, redefined as the Lonco Trapial Formation, and divided into three members: Cajon de Ginebra, Cerro Carnerero and Pampa de Agnia, and the correlative Chon Aike Formation.

I. INTRODUCCION

Durante el relevamiento geológico de las Hojas 41 d y 42 d, Lipetrén y Gastre respectivamente, los autores consideraron indispensable el reconocimiento de los afloramientos que contienen la flórmula de edad jurásica descrita por Bonetti (1963) ya que este elemento paleontológico es el que permite datar a la extensa y espesa secuencia volcánica que aflora tanto al norte del río Chubut como al sur de la provincia de Río Negro.

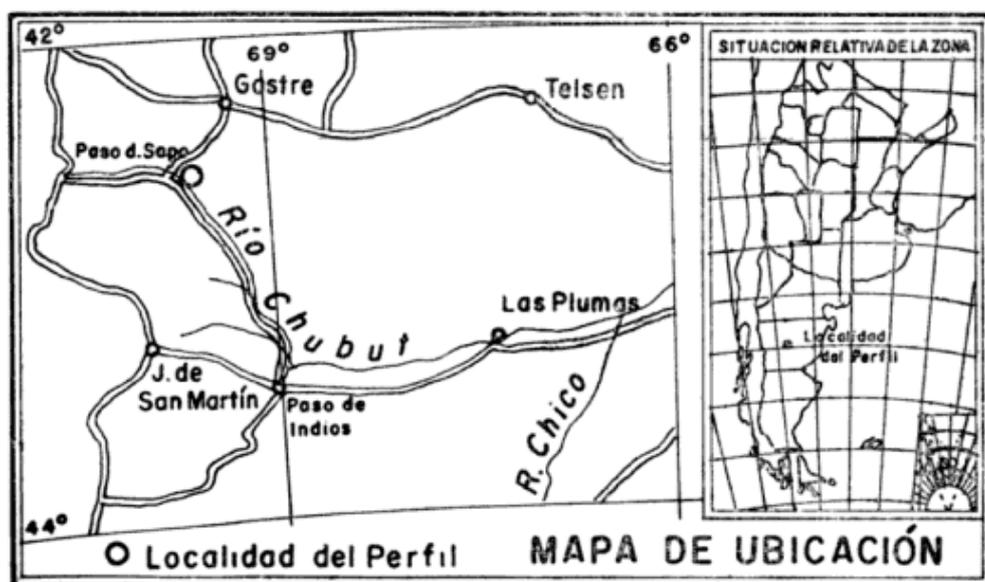
Nuestra preocupación era ubicar si la flórmula se encontraba intercalada dentro de la secuencia volcánica de composición andesítica o si se encontraba por arriba o por debajo de la misma, ya que en nuestros afloramientos se nos hacía difícil consignar la edad de las secuencias volcánicas, pues no encontrábamos elementos paleontológicos.

II. UBICACION

El perfil que se describirá más adelante se encuentra ubicado a lo largo del cañadón del Zaino, sierra de Taquetrén, provincia del Chubut; la base está en la parte media de la quebrada y continúa hacia arriba hasta rematar con coladas de basalto en el cerro Puntudito.

El cañadón el Zaino está ubicado en la ladera suroccidental de la sierra de Taquetrén, en la zona media del río Chubut; en una visual efectuada desde los afloramientos está al noreste del puesto de M. Lobos a aproximadamente 10 kilómetros.

Para llegar a los afloramientos, partiendo desde Gastre, se sigue por la ruta que conduce a la laguna de Taquetrén y a aproximadamente 70 km de Gastre hay que desviarse hacia el este por la huella que conduce al puesto de Goyeneche, de allí se sigue con rumbo



este-sudeste por una huella de carro hasta las nacientes del cañadón del Zaino.

III. NATURALEZA DEL TRABAJO

Se procedió a levantar un perfil expeditivo en el cañadón del Zaino con el propósito de proveer una descripción litológica que acompañara a la flórmula descripta anteriormente. Se localizaron en esa oportunidad, tres niveles portadores de material fosilífero; el inferior es el que contiene la flórmula descripta por Bonetti (1963). El material por nosotros recolectado en ese nivel fue comparado con aquella que fuera figurada, quedando por estudiar o comparar aún a las otras de los demás niveles portadores superiores. Las rocas del perfil fueron en general estudiadas en corte delgado y a grano suelto.

IV. INVESTIGACIONES ANTERIORES

Pocos son los trabajos que abordan concretamente este problema. Bonetti (1963) describe la flora recolectada por R. Casamiquela, caracterizando, en esa oportunidad, sólo la litología del banco portador de la misma.

Herbst y Anzotegui (1968) ante la presencia de más material de la zona del cañadón del Zaino, revisan toda la flórmula y agregan dos especies no citadas anteriormente. Tampoco se da en esta oportunidad elementos estratigráficos adicionales que permitan integrar a las plantas dentro de un perfil estratigráfico.

V. DESCRIPCION DEL PERFIL

La idea original de la descripción del perfil litológico que acompañaba a los bancos portadores de la flora fósil, debió ser variada al consultar toda la

bibliografía en donde los yacimientos eran citados y las connotaciones estratigráficas que se les adjudicaba; por otro lado también se llevaron a cabo los levantamientos geológicos de las Hojas 45 c, Pampa de Agnia (Nullo, 1974 b) y 44 e, Cañadón Racedo (Proserpio, 1974). Se vió que era necesario discutir una serie de problemas estratigráficos, dentro de la provincia del Chubut, fundamentalmente y de Santa Cruz y de definir y redefinir ciertos términos formacionales que hacen al mejor entendimiento de la geología de Patagonia Extrandina. Dicho esto, comenzaremos por definir a la Formación Taquetrén, que es aquella que contiene la flora de cañadón del Zaino.

1. FORMACIÓN TAQUETRÉN

Antecedentes: Stipanovic *et al.* (1968) utilizan, al referirse a estas rocas dos denominaciones. Durante el desarrollo del tema se refieren a la Formación Cañadón del Zaino y le adjudican, a todo el conjunto, una edad basada en la correlación que establecen con la Formación La Matilde y que sería neodoggeriana o eobajociana. En el cuadro estratigráfico que acompaña a ese trabajo, como equivalente de la Formación Cañadón del Zaino, colocan a la Formación Taquetrén y la edad, para esta, es oxfordiana y discordante por arriba del Caloviano.

Stipanovic y Bonetti (1970 b) consideran al conjunto florístico de esta localidad como "Matildense" y le asignan, tanto a la Formación Cañadón del Zaino como a la Formación Taquetrén, una edad caloviana la que, en el cuadro estratigráfico adjunto (Cuadro II, pág. 103) es extendida presuntivamente hasta el Oxfordiano.

Stipanovic y Methol (1971) presentan un problema similar ya que mientras en el texto no mencionan a la Formación Taquetrén si lo hacen en el cuadro estratigráfico y le adjudican una edad oxfordiana planteando la po-

sibilidad de que sea más antigua (fig. 1, pág. 583).

Volkheimer (1973) menciona a la Formación Taquetrén como un elemento integrante del Complejo Porfírico ubicándola en el Caloviano u Oxfordiano.

Distribución: La Formación Taquetrén se describe para la sierra de Taquetrén y de allí se ha seguido, entre los paralelos 69° y 70° , hasta la latitud $41^{\circ} 30'$ extendiéndose más al este del paralelo mencionado en primer término. El meridiano 70° constituye prácticamente, el límite occidental alcanzado, mientras que por el sur no podemos precisar por ahora el límite.

Descripción litológica: damos a continuación la descripción litológica del perfil tipo: Techo.

Basaltos compactos, de color gris oscuro a negro, en parte amigdalares.

Espesor 20 metros.

Tobas arenosas de grano grueso, color morado a borravino, en parte brechosas con clastos redondeados de un centímetro de diámetro; se presentan en bancos de 20 cm de espesor. Al microscopio la roca presenta individuos de plagioclasa (andesina media) de tamaño variado, predominando los pequeños; escasos individuos de cuarzo; feldespato potásico en poca proporción, restos de fragmentos líticos pertenecientes a rocas andesíticas; la matriz está compuesta exclusivamente por vidrio desvitrificado y el cemento es ferruginoso; a continuación de esta toba andesítica se presenta una serie de intercalaciones de diferente tipo; en los primeros 15 m aparecen, tobas arenosas finas en bancos delgados de hasta 10 cm de espesor, de colores semejantes a los de la facies gruesa. Estas capas lenticulares contienen restos de plantas mal conservados; sobre la superficie algo limosa del plano de estratificación, también están presentes pisolitas de óxido de hierro.

En los 3 m inferiores de esta unidad, que es granométricamente más fina que la anterior, las intercalaciones son de tobas ácidas de color pardo claro a amarillo claro, en banquitos delgados, muy fracturados, finamente laminados; a grano suelto presentan gran cantidad de vidrio desvitrificado y óxido de hierro tiñendo a casi toda la pasta. Hay escasos cristales de cuarzo, de tamaño pequeño y otros de feldespato (potásico?). Estas intercalaciones tobáceas, de composición ácida, contienen restos de plantas en mal estado de conservación; las intercalaciones se repiten varias veces, alcanzando la mayor 40 cm de espesor. Esta unidad de composición piroclástica posee una inclinación general al sur-sureste de valor variable, predominando entre 10° y 20° .

Espesor 18 metros.

Continúan andesitas de color gris morado, bastante frescas, compactas; la pasta es microgranosa fina, compuesta por pequeños cristales de plagioclasa y algo de cuarzo. Se observan reemplazos parciales de la pasta por calcita en forma de parches; la textura de esta roca se asemeja a la de un pórfido andesítico; los fenocristales son: de plagioclasa, feldespato potásico y un fémico completamente reemplazado por opacos. La plagioclasa es andesina media, en fenocristales grandes y medianos, presentan zonalidad; la alteración es a sericita, pero leve. Los de feldespato potásico son escasos, algo alterados. La hornblenda está presente en fenocristales de gran tamaño muy alterados.

Espesor 2 metros.

Continúan tobas andesíticas de color morado grisáceo claro, en bancos de hasta un metro de espesor; su composición es muy similar a las tobas descritas en primer término y reemplazan lateralmente a estos mismos niveles en el perfil paralelo. Omitimos por esta causa la descripción de la roca, agregando tan solo que el vidrio no está totalmente desvitrificado y la existencia de individuos de biotita. Granométrica-

mente es algo más gruesa que aquella y algunos niveles corresponden a una tufita más que a una toba. En ocasiones se intercalan lateralmente areniscas conglomerádicas, con rodados bien redondeados, poco esféricos, de hasta un centímetro de diámetro, de composición aparentemente mesosilícea, en avanzado estado de alteración, engastados en una matriz tobácea andesítica; en algunos lugares dentro de la facies conglomerádica, se encuentran lentes de tobas de color verdoso. Las tobas andesíticas moradas presentan intercalaciones de delgados bancos de color más intenso, de 10 cm de potencia, son más tenaces que la roca que los contiene, de tal forma que al meteorizarse sobresalen formando pequeñas cornisas. Entre los mismos se han encontrado restos de flora bien conservada.

Espesor 5 metros.

Continúan por debajo de esta unidad intercalaciones de tufitas limosas de composición dacítica-riodacítica, con brechas tobáceas andesíticas intercaladas. Las primeras son de color amarillo rosado, muy compactas, de fractura irregular, bastante frescas, con anillos de Kisserling; este nivel es el portador de la flora descrita por Bonetti (1963). A grano suelto la matriz es de color rosa, muy fina, con abundantes clastos subredondeados de feldespato alcalino y cuarzo. Los primeros están cubiertos por una pátina de sericita. También se observan clastos subredondeados de mineral opaco y trizas de vidrio de tamaño mediano. Estos bancos tienen un espesor de 10 a 60 cm, pero los hay más delgados.

La brecha tobácea andesítica presenta por su lado, textura brechosa característica. La matriz está compuesta por abundantes individuos de plagioclasa y en cantidad subordinada biotita. El cemento está compuesto por mineral arcilloso, no determinado, que engloba a los individuos; interviene en el cemento óxido de hierro. Los fenocristales son de andesina alterada en parte a se-

ricita y en parte a zeolitas; el feldespato potásico, en escasa cantidad también está alterado a zeolitas. Los fenocristales son en general de mayor tamaño que los fenoclastos, de origen volcánico, abundantes y de composición predominantemente andesítica.

Espesor 2,5 metros.

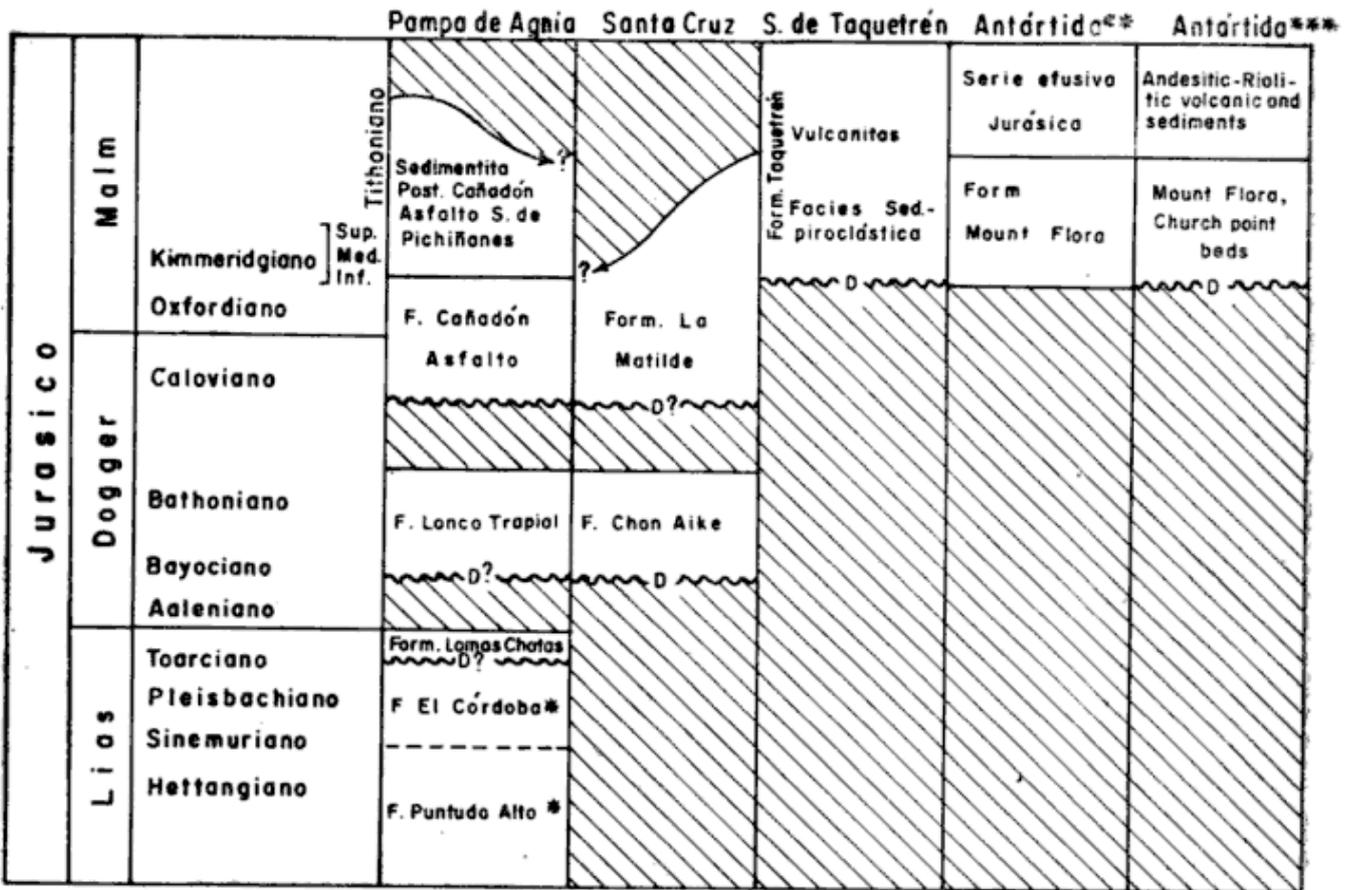
Continúan por debajo dacitas brechosas, de color blanco amarillento, algo deleznable. Presentan fenocristales de plagioclasa (oligoclasa) en individuos de tamaño mediano a pequeño, subidiomorfos, alterados a zeolitas. Los de feldespato potásico son de mayor tamaño, también alterados a zeolitas. El cuarzo es escaso y de tamaño mediano, está presente en mayor proporción en la pasta. Los individuos de biotita, se encuentran en poca proporción, completamente alterados. Los fragmentos líticos son de origen volcánico, los más abundantes son aquellos de composición traquiandesítica a andesítica. Una característica de estas rocas es que están alteradas a zeolitas.

Espesor 4 metros.

Siguen hacia la base conglomerados de color verde, tanto matriz como cemento. Los clastos están redondeados pero son poco esféricos. El banco no presenta ningún tipo de estructura particular. Los rodados mayores alcanzan los 10 cm de diámetro. Algunos están alterados al extremo de estar constituidos por un material arcilloso. La composición de los litoclastos corresponde a una brecha volcánica mesosilícea, muy alterada, compuesta por fenocristales de plagioclasa y escaso cuarzo; otros rodados corresponden a brechas tobáceas de igual composición que los anteriores.

Espesor 1 metro.

Continúan tobas compactas, homogéneas, de color gris y composición dacítica. La roca es de grano fino a mediano pudiéndose reconocer algunos individuos de feldespato, de hasta 1,5 mm de largo y biotita en fenocristales de gran tamaño, distribuidos homogéneamente en la roca. No se aprecia sílice



* Nullo, 1974
 ** Caminos (com. verbal)
 *** Dalziel y Elliot, 1973; appendix A

libre. Es posible observar algunas amígdalas rellenas por cuarzo lechoso.

Espesor 2 metros.

Concordantemente continúan brechas dacíticas y dacitas intercaladas, de color gris verdoso a gris amarillento. Las brechas están compuestas por litoclastos de rocas volcánicas de composición dacítica y andesítica; los fenocristales son de plagioclasa y escaso feldespato potásico, están en general alterados a zeolitas. Los fémcicos presentes en los litoclastos se encuentran reemplazados por calcita en las zonas centrales pudiéndose reconocer aún, con cierta dificultad, que corresponden a hornblenda y biotita. La mesostásis presenta textura pilotáxica a brechosa; los fenocristales de plagioclasa (oligoclasa) y feldespato potásico están poco alterados y cuando lo presentan están en un grado de alteración menor que el de los

litoclastos. El producto de alteración menor es sericita mientras que el más observado es zeolita. El cuarzo, presente en proporciones intermedias, está siempre en individuos pequeños. La composición de las dacitas es similar a la de las brechas. La pasta en este caso es granosa fina y está compuesta por plagioclasa, algo de cuarzo y vidrio de color oscuro de composición intermedia. Macroscópicamente la roca en ciertos sectores adquiere un aspecto ligeramente brechoso; en otras oportunidades presenta pequeños rodaditos de composición indeterminable.

Estas rocas descritas, en sus dos tercios inferiores, presentan intercalaciones de bancos de tufitas arenosas de composición similar, de un metro de potencia; las intercalaciones se repiten en intervalos de 1 a 1,5 m, con el mismo espesor. Las brechas dacíticas hacia la

base presentan litoclastos de gran tamaño, en donde predominan los de 40 cm de diámetro.

Espesor 40 metros.

Por debajo de esta secuencia continúan brechas de igual composición de color verde claro, con litoclastos de hasta 4 cm de diámetro y restos de troncos fósiles; los litoclastos dada su alteración poseen aspecto arcilloso.

La pasta de esta roca está integrada por trizas de vidrio de composición intermedia, en parte desvitrificada y en otras reemplazada por calcita. Como fenocristales se observa plagioclasa (oligoclasa) bastante alterada a zeolitas; el feldespato potásico está alterado en igual forma que la plagioclasa y además reemplazado, en mayor grado por calcita; la biotita está presente en fenocristales de gran tamaño. El cuarzo está presente en individuos pequeños; la composición de los litoclastos, dado su alto grado de alteración no ha podido determinarse.

Espesor 15 metros.

En discordancia se encuentran granitos pertenecientes a la Formación Sierra de Taquetrén (Nakayama, 1973).

2. FORMACIÓN LA MATILDE Y CHON AIKE.

Los restos de anuros mesozoicos encontrados en varias oportunidades en distintas localidades de la provincia de Santa Cruz, especialmente el hallazgo de material completo y en excelente estado de conservación, sumado a que el conocimiento de que los anuros no se hallan, en otras regiones del mundo, en terrenos cuya edad sea anterior al Neojurásico, motivaron a Stipanovic y Reig (1955), a levantar un perfil detallado del lugar del hallazgo y también a definir a la Formación La Matilde¹, y

¹ A los efectos del presente trabajo utilizaremos en nuestro esquema como Formación La Matilde s. str., a aquellos afloramientos descriptos para la localidad tipo, con su correspondiente contenido paleontológico, sin

sus relaciones con la Formación Chon Aike.

Esta última formación fue definida por los mismos autores en 1957, y se la encuentra aflorando en la costa atlántica, desde Puerto Descado hacia el sur, en Bahía Laura, Chon Aike y Cabo Dañoso donde se hunde en el subsuelo. Hacia el oeste se halla en algunos puntos interiores de la provincia de Santa Cruz, en especial en los alrededores del Bajo La Leona, donde se apoya discordantemente sobre estratos pérmicos, con abundante flora de *Glossopteris*.

Las dos formaciones que estamos discutiendo, fueron desglosadas entonces, del llamado "Complejo Porfírico o Serie Porfírica de la Patagonia Extrandina".

Las relaciones entre ambas entidades no están claramente expuestas ya que en algunas localidades, la Formación La Matilde posee rodados de vulcanitas que deben provenir de la destrucción de la Formación Chon Aike y no de rocas más antiguas, fijándose para la Formación La Matilde, una edad mesojurásica superior o suprajurásica inferior y, para la Formación Chon Aike una edad mesojurásica inferior (Stipanovic y Reig, 1957).

La datación de una toba perteneciente a la Formación Chon Aike, permitió a Cazaneuve (1965) confirmar una edad jurásica media para la formación. Se utilizó el método argón/potasio y se obtuvo una edad de 160,7 m.a., ubicando a la muestra según la escala de Holmes. Este dato coincide con las consideraciones obtenidas por estudios regionales de la zona y de los estudios paleontológicos.

En 1968, Stipanovic *et al.*, al levantar un perfil en el curso medio del río Chubut, paralelizan los términos volcánicos de la Formación Pampa de Agnia (sectores 1 a 3 del perfil) con la Formación Chon Aike y asimismo la Formación Cañadón Asfalto o Puelman (sectores 4 a 7 del perfil) "...se identifican, cor

considerar como tales aquellos otros que se encuentran intercalados dentro de la secuencia volcánica de la Formación Chon Aike.

poco lugar a dudas, con la Formación La Matilde de Santa Cruz” (Stipanivic *et al.*, *op. cit.*; pág. 87). Los mismos autores, en el cuadro 3 del trabajo, correlacionan en edad a las Formaciones La Matilde, Cañadón Asfalto (= Puelman), con la Formación Taquetrén, proporcionándoles una edad oxfordiana.

Stipanivic y Bonetti (1970 *a*) al tratar los datos radimétricos de la Formación Chon Aike, obtenidos por Cazaneuve (1965) analizan las distintas escalas de tiempo absoluto; si se utiliza este dato con la escala de Kulp (1961) puede asignarse una edad límite entre el Bathonia, no-Caloviano; en cambio si se adoptan las cifras del Simposio sobre el Fanerozoico (Harland *et al.*, 1964) los mismos niveles pertenecen íntegramente al Caloviano.

Stipanivic y Bonetti (1970 *b*) en la pág. 109 señalan “...una vinculación aparentemente más estrecha entre los terrenos clásticos matildenses, con las ignimbritas chon-aikenses que el sirven de base...” por lo cual deducen que, cronológicamente, le corresponde una edad muy próxima a Chon Aike y en consecuencia le asignan a la Formación La Matilde una edad mesocaloviana u oxfordiana (?).

En 1972, Lesta y Ferello, basados en el hallazgo de Di Persia (inf. ined. YPF), el cual, menciona entre la estancia Bajo Pellegrini y San Agustín, sedimentos litológicamente iguales a los de La Matilde, los cuales se encuentran intercalados en las coladas de pórfidos de la Formación Chon Aike. Estos sedimentos son portadores de una flora similar (Lesta y Ferello, 1972; pág. 629) y en consecuencia, consideran ya que la Formación La Matilde puede correlacionarse con esas intercalaciones de Chon Aike, al hallarse a veces, interstrificadas con aquellas.

Los mismos autores, para la zona del río Chubut, admiten que la Formación Cañadón Asfalto tiene que ser “..inquestionablemente más joven que La

Matilde”, ya que la Formación Cañadón Asfalto se halla descansando discordantemente sobre las porfiritas del Grupo Lonco Trapial (pág. 629).

Stipanivic y Methol (1972, pág. 590-591), asignan al Bathoniano las vulcanitas que encuentran bien desarrolladas al poniente del curso medio del río Chubut. Esta edad, fue confirmada con dataciones radimétricas (Stipanivic y Linares, 1969 y Stipanivic y Rodrigo, 1969), las que proporcionaron un valor de 158 m.a.

En consecuencia, deducen que las rocas efusivas de la Formación Pampa de Agnia, resultan casi enteramente sincrónicas con las de la Formación Chon Aike de Santa Cruz, las que como dijéramos más arriba, fueron fechadas en 160,7 m.a. (Casaneuve, 1965).

3. FORMACIONES LONCO TRAPIAL Y CAÑADÓN ASFALTO.

a) FORMACIÓN LONCO TRAPIAL

En base al estudio de una flora de la región de Pampa de Agnia, que le proporcionaran Barreneche y Musacchio, Herbst (1966), da a conocer la siguiente sucesión estratigráfica sobre la base de la nomenclatura utilizada por Musacchio:

arriba

Formación Puellman

Formación Cerro Carnerero

Formación Cabeza de Cristiano
(interdigitada lateralmente con la Formación Osta Arena).

Formación Cerro Puntudo Alto

Según Herbst... “este grupo está, mediando discordancia, por debajo de las tobas, ignimbritas y vulcanitas de la Formación Puellman que se encuentra ampliamente desarrollada en el cañadón homónimo y que hace ya tiempo brinda una flora, que parcialmente des-

cripta por Frenguelli, permitió asignarla al mesojurásico ("Matildense" de la nueva nomenclatura propuesta por Stipanovic) (1966, pág. 338).

Posteriormente, el mismo autor (1968), mantiene el esquema descrito y reafirma que la flórmula del cañadón Puellman, procede de la formación homónima y es, además, correlacionable con las floras halladas en Bahía Esperanza y Taquetrén.

Corresponde aclarar aquí, que la cita de Herbst (1966 y 1968), acerca de la flora hallada en el cañadón Puellman y que fuera descrita por Frenguelli (1949 *a* y *b*), corresponde en realidad, a aquella encontrada por Flores (1947) en el cañadón Asfalto, próximo al puesto de Curumil, 30 km al noreste de Paso de Indios, y no en el cañadón Puellman según afirma Herbst ya que, esta última localidad, se halla ubicada aproximadamente a 40 km al sur de Paso de Indios.

Por lo tanto, cabe destacar que la Formación Puellman mencionada por Herbst, no es de edad Matildense, sino que corresponde a la facies volcánica que yace, en concordancia, por arriba de los estratos del cerro Carnerero, en el cañadón Puellman, y corresponde a lo que más adelante ubicaremos dentro de la Formación Lonco Trapial.

Stipanovic *et al.* (1968, pág. 86), al ocuparse de las vulcanitas bathonianas reconocen a éstas como Formación Pampa de Agnia, en esencia volcánica, ubicada en el sector inferior del perfil, y un sector superior, sedimentario, con flora fósil al que denominan Formación Puellman o Cañadón Asfalto. Ahora bien, es evidente que la Formación Pampa de Agnia que mencionan Stipanovic *et al.* (1968), corresponde a la Formación Puellman de Herbst (1966 y 1968), pues concuerdan su litología y posición estratigráfica.

La Formación Cañadón Asfalto o Puellman que describen Stipanovic *et al.* (1968), constituye la secuencia portadora de la flora coleccionada por

Flores (1947) y estudiada por Frenguelli (1949).

Todo lo expuesto lleva a caracterizar a la Formación Pampa de Agnia (volcánica) y a la Formación Cañadón Asfalto (sedimentaria), y a la vez, a descartar el nombre de Formación Puellmann (Herbst, 1968) por no estar definida y también el de Formación Puellman (Stipanovic *et al.*, 1968), por considerar que el perfil tipo de la Formación Cañadón-Asfalto se halla bien desarrollada en el cañadón homónimo.

Stipanovic y Linares (1969), mencionan que, según informaciones proporcionadas por Irigoyen, una muestra de los mantos de porfiritas asociados a los estratos jurásicos de la Formación Cañadón Asfalto acusó una edad neobathonianiana. Mas adelante (Stipanovic y Linares, *op. cit.*), consideran la posibilidad que la Formación Cañadón Asfalto y la Formación Taquetrén sean de la misma edad o un poco más jóvenes (mesocalovianas) que las porfiritas fechadas como neobathonianas. Mas adelante trataremos la edad absoluta de la muestra proporcionada por S. Hogg a Stipanovic y Linares (1969).

Robbiano (1971), contribuye al conocimiento estratigráfico de la región de Pampa de Agnia y al tratar las Formaciones de esta comarca propone tres unidades:

Formación Cajón de Ginebra (Robbiano, 1971).

Formación Cerro Carnerero (Robbiano, 1971).

Formación Cañadón Puellman (Robbiano, 1971).

y le asigna a las mismas una edad bathociana-bathonianiana. Para la descripción de la litología remitimos al lector al trabajo de Robbiano (*op. cit.*).

Como ya expresáramos más arriba, quedó demostrado que la Formación Pampa de Agnia, tal como la utilizaran Stipanovic *et al.* (*op. cit.*), es la secuencia volcánica que se encuentra por debajo del paquete sedimentario que

constituye la Formación Cañadón Asfalto y es equivalente a la Formación Cañadón Puelman (Robbiano, 1971).

Ateniéndonos al Código de Nomenclatura Estratigráfica propuesto por la Asociación Geológica Argentina, la Formación Pampa de Agnia (Stipanovic *et al.*, 1968) tiene prioridad con respecto al de Formación Puelman (Robbiano, 1971), dado que esta última no fue definida por Herbst (1966) como bien lo expresa Robbiano (*op. cit.*).

Las Formaciones Cajón de Ginebra y Cerro Carnerero (Robbiano, 1971) conjuntamente con Pampa de Agnia (Stipanovic *et al.*, 1968) descansan sobre los sedimentos marinos que constituyen la Formación Lomas Chatas (Robbiano, 1971) mediando una discordancia de muy bajo ángulo de carácter regional.

Riccardi (en Musacchio y Riccardi, 1971), al estudiar las ammonitas contenidas en la Formación Osta Arena (Musacchio, 1972), asigna a esta Formación una edad toarciense inferior a media. Esta misma unidad fue descrita por Robbiano (1971), con el nombre de Formación Lomas Chatas. Ambas unidades son equivalentes pero, por razones de prioridad, según el artículo 11 del Código de Nomenclatura Estratigráfica corresponde ser denominada Formación Lomas Chatas.

En 1972, Lesta y Ferello, definen el Grupo Lonco Trapial con las Formaciones Cajón de Ginebra, Cañadón Puelman y Cerro Carnerero (Robbiano, 1971).

Sobre la base del levantamiento geológico de las Hojas 44 e, Cañadón Racedo (Proserpio, 1974) y la 45 c, Pampa de Agnia (Nullo, 1974 a y b), ambas en la provincia del Chubut, pudieron hacerse nuevas consideraciones estratigráficas de carácter regional:

- a1. El conjunto de rocas que integran el Grupo Lonco Trapial (Lesta y Ferello, 1972), constituyen una unidad litoestrati-

gráfica que por sus características debe ser considerada como Formación (artículo 6, inciso *aII, d* y *f* del Código de Nomenclatura Estratigráfica).

- a2. Las rocas efusivas que se hallan discordantemente por debajo de la Formación Cañadón Asfalto y por encima de las sedimentitas liásicas descritas por Robbiano (1971), como Formación Lomas Chatas corresponden ser denominadas como Miembro Pampa de Agnia.
- a3. Según al artículo 7 del Código las Formaciones que integran el Grupo Lonco Trapial deben ser consideradas como miembros.

En consecuencia, presentamos el siguiente esquema estratigráfico:

Formación Lonco Trapial:

Miembro Pampa de Agnia.
Miembro Cerro Carnerero.
Miembro Cajón de Ginebra.

Los motivos que nos llevan a considerar las Formaciones de Stipanovic *et al.* (1968) y Robbiano (1971) como miembros pertenecientes a una sola Formación son: Cajón de Ginebra, después de haber sido reconocida en su área tipo, se continúa hacia el sur por el flanco oriental de la sierra del cerro Negro; al sur del puesto Ranquileo comienza a engranar lateralmente con la parte superior de Cerro Carnerero pasando de color morado a verde claro. Esta misma unidad, en su continuación hacia el norte, presenta, en las inmediaciones del cerro Fortín, intercalaciones de coladas de andesitas y aglomerados volcánicos, los que a la latitud de la estancia Lonco Trapial se hacen casi exclusivamente andesitas correspondientes a Pampa de Agnia. Aparte de lo señalado, que puede considerarse el ejemplo más concluyente de lo observado, se suelen encontrar en-

granajes laterales y repeticiones en menor escala por lo que se hace evidente que un levantamiento de perfiles columnares para tipificar estas unidades es correcto solamente para las localidades en donde se realizó el perfil.

a1. *Formación Lonco Trapial*: descripción litológica.

La Formación Lonco Trapial está constituida por conglomerados caóticos, areniscas y areniscas conglomerádicas, tobas cristalinas, andesitas, tobas andesíticas, brechas y aglomerados andesíticos. Mantenemos para la descripción de cada uno de los miembros, en términos generales, aquellas que fueran oportunamente realizadas por Robbiano (1971).

Los elementos constitutivos de esta formación se presentan, en ciertos casos, de manera alternante mientras que en otros se reemplazan o interdigitan lateralmente; también existen áreas de predominio de las mismas.

Area de distribución: aflora en las sierras de Olte, Lonco Trapial grande y chica, Cajón de Ginebra, Pichiñanes y del Cerro Negro.

Tentativamente, reordenaremos los elementos que constituyen los términos formacionales de Robbiano (1971) y se propone:

Miembro Cerro Carnerero: constituido por tobas cristalinas, de composición andesítica de colores rosados, verde claro y rojo. Su mejor exposición se encuentra en el tramo medio del Cañadón Puelman.

Miembro Cajón de Ginebra: constituido por conglomerados caóticos, brechas sedimentarias de matriz tufítica, areniscas y areniscas conglomerádicas de colores rojos y verde claros. En las intercalaciones de granometría fina se hallaron restos vegetales. Se encuentra bien expuesto en la sierra Cajón de Ginebra, el flanco oriental de la sierra de cerro

Negro y en el tramo superior del cañadón Puelman constituyendo los conglomerados del cerro Carnerero.

Miembro Pampa de Agnia: está compuesto por andesitas y aglomerados volcánicos de igual composición de colores verde oscuro y morado. Sus mejores exposiciones se encuentran en la sierra de Lonco Trapial.

b) FORMACIÓN CAÑADÓN ASFALTO

Como ya expresáramos en párrafos anteriores, la Formación Cañadón Asfalto fue definida por Stipanovic *et al.* (1968), para la zona del curso medio del río Chubut, entre Paso de Indios y Paso del Sapo. Sobre la margen izquierda del río Chubut, entre el puesto Curumil y Cerro Cóndor, la Formación Lonco Trapial se encuentra cubierta discordantemente por la Formación Cañadón Asfalto, y al oeste de la sierra de los Pichiñanes, algo al norte del puesto La Totorá, dentro de la Hoja 44 e, los autores reconocieron con Berizzo, una potente secuencia de conglomerados y areniscas tobáceas, que se sobreponen a sedimentos similares a los descritos para la localidad tipo de la Formación Cañadón Asfalto. La secuencia sedimentaria posee bancos portadores de peces, tanto por debajo del conglomerado como por encima de él¹. Cuando no se observa la facies conglomerádica basal, los términos superiores de la sucesión sedimentaria de la sierra de los Pichiñanes, son poco diferenciables de aquellos que corresponden al Chubutense; estos sedimentos tobáceo arenosos sin el conglomerado basal se han reconocido sobre la margen derecha del río Chubut, pocos kilómetros al noroeste de Cerro Cóndor, sobre la ruta que une esta localidad con Paso del Sapo.

¹ Los términos sedimentarios por debajo del conglomerado, en la sierra de los Pichiñanes, pertenecen a la Formación Cañadón Asfalto s.str.

Algo más al norte de los afloramientos antes citados, sobre la misma margen del río Chubut, Piátnitzky (1936) y Groeber (1959), mencionaron el hallazgo de peces en las proximidades del puesto Almada. Esta localidad coincide con la citada por Feruglio (1949, t. 1, fig. 11) y, asimismo, con la proporcionada por A. Bocchino R. (1967) como sección II, fracción A, lote 24 del departamento de Gastre.

Los restos encontrados por Groeber fueron estudiados por Bordas (1942), quien los determinó como *Tharrias feruglioi* y *Oligopleuras groeberi*, asignándole una edad cretácica.

Las formas obtenidas por Piátnitzky fueron, en principio, clasificadas por Cabrera y reclasificadas por Bocchino R. en un nuevo género y especie: *Luisiella inexcutata*, datándola como pertenecientes al Jurásico superior.

Según Archangelsky (com. verbal en Bocchino R., 1967, pág. 97), hay indicios litológicos y paleobotánicos para diferenciar los estratos con *Luisiella*, de las capas cretácicas que afloran en las cercanías, ya que las plantas fósiles que se recogieron en los mismos niveles con peces, señalan una edad jurásica superior para el conjunto.

Volkheimer (en Tach y Volkheimer, 1970) proporciona un esquema de esta formación para el área tipo sin modificar sustancialmente lo propuesto por Stipanovic *et al.* (1968). Correlaciona la Formación Cañadón Asfalto con las Formaciones Cañadón Puelman (Stipanovic *et al.*, 1968), Cañadón El Zaino y La Matilde asignándole, a todo este conjunto, una edad caloviana?-oxfordiana. También menciona a la Formación Los Adobes sin caracterizar su litología. Los perfiles levantados por Volkheimer (*op. cit.*), coinciden con los de Feruglio (1949) y Stipanovic *et al.* (1968) ya que corresponden a las mismas localidades.

Volkheimer y Ott (1973), al describir esponjas del Cretácico de Patagonia, marcan el hallazgo de *Paleospongilla* sp. en un nivel superior al portador de *Tha-*

rias feruglioi y *Oligopleuras groeberi* pertenecientes a la Formación Los Adobes con dudas (*op. cit.*, pág. 457).

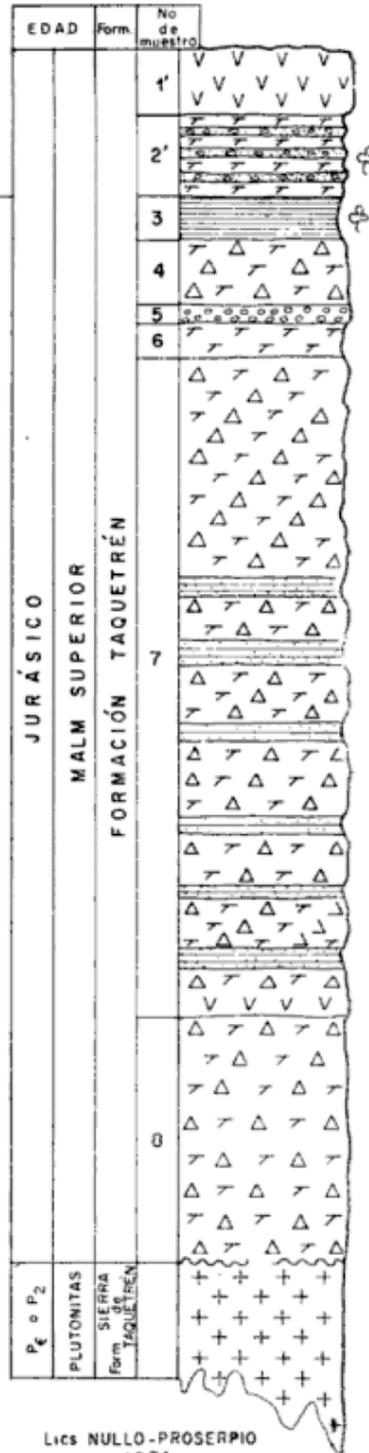
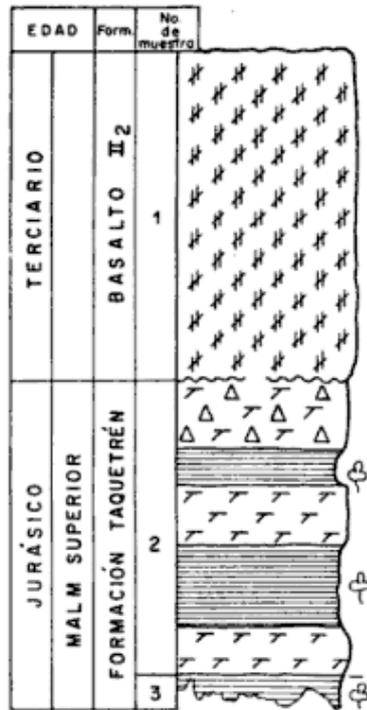
Las sedimentitas de la sierra de los Pichiñanes, que como ya hemos mencionado, descansan por arriba de la Formación Cañadón Asfalto, son más jóvenes que ésta y más antiguas que la Formación Cerro Fortín (pars. Los Adobes, pars. Chubutense, pars. Gorro Frigio)¹. Con respecto a los sedimentos descritos por Volkheimer y Ott como Formación Los Adobes?, deben ubicarse, tentativamente, como equivalentes de los términos que se encuentran por arriba de la Formación Cañadón Asfalto en la sierra de los Pichiñanes y como ya lo observara Feruglio (1949) por debajo de la Formación Cerro Fortín separados discordantemente.

Los niveles portadores de peces no corresponden a la Formación Cerro Fortín, ya que en la comarca, entre ambas unidades media una discordancia angular de bajo ángulo, con un conglomerado de base similar al descrito para la localidad tipo de la Formación Cerro Fortín (Robbiano, 1971).

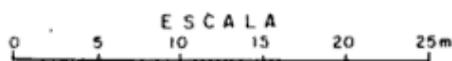
Luego del levantamiento geológico de la zona, nos cercioramos que los bancos portadores de los peces mencionados por Volkheimer y Ott no pertenecen a la Formación Cerro Fortín, como podría inferirse de la figura 1 (Volkheimer y Ott, 1973), sino a los niveles de las sedimentitas que se encuentran sobre la Formación Cañadón Asfalto y por debajo de la Formación Cerro Fortín. Cabe destacar que los peces coleccionados Groeber (1959), Piátnitzky (1936), proceden de la misma localidad que la indicada por Volkheimer y Ott (1973).

Dado que en la secuencia de la Formación Mount Flora de Antártida (Caminos, 1972; pág. 784), se hallaron, junto

¹ Preferimos por el momento, no designarla como unidad formacional en primer lugar, por no proporcionar una descripción litológica del área tipo y, en segundo lugar, porque trataremos de equipararla con otras unidades.



REFERENCIAS



Lics NULLO-PROSERPIO
1974

con las plantas fósiles, peces de agua dulce consideramos que sería muy interesante una revisión conjunta de todo el material.

Nakayama (1973, pág. 270), define la Formación Las Leoneras para un conjunto de rocas que afloran al sureste de la población de Paso del Sapo, en la porción meridional de la sierra de Taquetrén. La formación está constituida por rocas sedimentarias y piroclásticas en alternancia, estériles, a las que atribuye una edad pre-bayociana. Por debajo, y en discordancia, se halla un granito al cual denomina Formación Sierra de Taquetrén, sin definirla. Por encima, también en discordancia, describe un conglomerado, el cual correlaciona con la Formación Cajón de Ginebra (Robbiano, 1971).

La Formación Las Leoneras, es litológicamente comparable, en parte, con la Formación Taquetrén. Esta última, también se asemeja en su litología a las sedimentitas que, en la sierra de los Pichiñanes, se encuentran por encima de la Formación Cañadón Asfalto. Asimismo, la parte superior de la Formación Las Leoneras, y el conglomerado que Nakayama asigna a la Formación Cajón de Ginebra podrían corresponder al comienzo de la secuencia volcánica de composición andesítica de la Formación Taquetrén.

Nuevas observaciones permitirán reconocer si las tres unidades litológicas recién mencionadas: Formación Las Leoneras, Formación Taquetrén y las sedimentitas que sobreyacen en discordancia a la Formación Cañadón Asfalto, constituyen una misma unidad litológica.

Luego de exponer las distintas formaciones que, a nuestro entender, afloran en el río Chubut medio, trataremos ahora la edad radimétrica de la muestra a la cual nos hemos referido en párrafos anteriores (pág. 175).

Stipanivic y Bonetti (1970 a, pág. 77), proporcionan una edad de 173 ± 4 m.a., para un basalto que se halla por

debajo de las lutitas plantíferas de la Formación Cañadón Asfalto, indicando una edad muy próxima a la base del Bayociano, tanto en la escala de Kulp como en la del Simposio del Fanerozoico. En un pie de página del mismo trabajo, advierten, sin embargo, que se ha deslizado un error en el uso de la información proporcionada (utilizada por Stipanivic y Linares, 1969), porque la roca datada no es una porfirita sino un basalto.

De las observaciones efectuadas por uno de los autores (F. N.), puede deducirse:

1. Los datos radimétricos deben ser tomados con precaución, ya que varios de ellos que proporcionan una edad que oscila entre 158 ± 6 a $160,7$ m.a., se encuentran, evidentemente, por debajo de los niveles de basalto que se data con 173 ± 4 m.a.
2. Si consideramos a las formaciones mencionadas como unidades litológicas independientes, los basaltos que afloran en la zona sur del río Chubut medio, unos 5 km al norte de Paso Berwyn, se encuentran por arriba de la parte superior de la Formación Lonco Trapial y por debajo de la Formación Cañadón Asfalto. Nuevas consideraciones estratigráficas nos proporcionarán la oportunidad para poder separarlos.
3. Si se considera al ciclo volcánico de la Formación Lonco Trapial en un todo, posiblemente el final de éste tienda a volverse más básico y permita ubicar al basalto integrando el miembro superior de esta Formación.
4. Tomando el dato de 173 ± 4 m.a., debemos rechazar todos los otros datos pertenecientes a la Formación Lonco Trapial ya que pertenecen a entidades que se ubican estratigráficamente por debajo del basalto datado. Esta datación nos lleva la secuencia que queda por debajo de los basaltos, probablemente, al Aaleniano-eoBayociano.

Por lo tanto, debemos ubicar toda la secuencia dentro del Aaleniano ya que la base de esta Formación la constituye la Formación Lomas Chatas (Toarciano inferior a medio). Si consideramos que, entre las Formaciones Lonco Trapial y Lomas Chatas media una discordancia, ésta deberá ser ubicada en el Toarciano superior.

Opinamos que el lapso atribuido al Aaleniano es muy corto para permitir la sedimentación de toda la secuencia de la Formación Lonco Trapial y, por lo tanto, habría que rechazar el dato de 173 ± 4 m.a. Excluido este, la Formación Lonco Trapial poseería una edad caloviana, según la escala del Simposio del Fanerozoico, y por encima de ella, mediando discordancia, la Formación Cañadón Asfalto.

4. EDAD Y CORRELACIÓN DE LAS FLORAS

Los primeros estudios de las floras en esta comarca fueron hechos por Frengue, Ili (1949), y pertenecen a los niveles inferiores de la Formación Cañadón Asfalto. En base a los individuos contenidos, compara la flora con la de Bahía Esperanza (Antártida), proporcionándoles una edad neobayociana a eocaloviana, coincidiendo con la edad asignada por Halle para la flora de la citada bahía antártica.

Bonetti (1963), al describir la flora de la sierra de Taquetrén, la compara también con la de Bahía Esperanza y le asigna una edad mesojurásica. Con respecto a la flora de esta última localidad Stipanivic y Bonetti (1970 b), establecen una correlación con otras partes del mundo y concluyen diciendo que... "los autores estiman que la mejor ubicación de la flora antártica se encontraría en el Jurásico más alto"... "sin descartar la posibilidad de que pueda pasar a la base del Cretácico". Archangelsky (com. verb.) participa de la opinión de que esta flora "debe ubicarse en los niveles del Jurá-

sico más alto"... (Stipanivic y Bonetti, *op cit.*, pág. 112).

Recientemente, Dalziel y Elliot (1973, pág. 199), indican que las rocas volcánicas de Bahía Esperanza tienen una edad jurásica alta; más adelante, estos mismos autores expresan que los datos paleontológicos de las secuencias jurásicas altas en la península antártica son conocidos solamente en Bahía Esperanza (Flora descrita por Halle, 1913) y Ablation Point en la isla Alejandro I^o. Las rocas de Bahía Esperanza descritas por Bibby (1966), son conglomerados con intercalaciones de areniscas y lutitas conteniendo a la flora en el techo, y por arriba continúan tobas y aglomerados volcánicos que marcan la base de la secuencia jurásica tardía. Con respecto a la isla Alejandro I^o, la sucesión sedimentaria derivada de rocas volcánicas que aflora en Ablation Point posee una fauna del Jurásico superior (Oxfordiano-Kimmeridgiano inferior) estudiada por Howarth (1958) y entre las formas que identifica se describen *Perisphinctes* (*Orthosphinctes*) cf. *transatlanticus* Steinman. Lamentablemente hasta la fecha no se han encontrado citas de las presencia de elementos volcánicos engranados lateralmente o apoyados sobre esta formación que pueden ser relacionados con los que se apoyan sobre la Formación Mount Flora.

Luego de un análisis comparativo y porcentual de los elementos paleobotánicos, contenidos en la sierra de Taquetrén, Bahía Esperanza y cañadón Asfalto, proporcionada más adelante, se observa que la flora de Taquetrén posee un 33 % de especies comunes con la Bahía Esperanza y que la de cañadón Asfalto con la de la Bahía Esperanza tiene un 46 % en común.

Entre cañadón Asfalto y la sierra de Taquetrén existen cuatro especies comunes a ambas.

Por último, si la flora de Bahía Esperanza fue elevada en el tiempo al Jurásico más alto (Dalziel y Elliot, 1973), con los porcentajes coincidentes

que se mencionaron, creemos también que las floras de Cañadón Asfalto y sierra de Taquetrén pueden datarse en el Jurásico más alto siguiendo los mismos criterios comparativos utilizados por Frenguelli, Bonetti y Stipanovic y Bonetti.

Proporcionamos seguidamente una lista de géneros y especies las cuales fueron extraídas de los trabajos realizados en la región:

Sierra de Taquetrén-Bahía Esperanza.

- Elatocladus conferta* (Oldh. et Morr.) Halle.
- Cladophlebis* cf. *antartica* Nath.
- Cladophlebis denticulata* (Brong.) Font.
- Pagiophyllum feistmanteli* Halle.
- Archangelskya furcata* (Halle) Herbst.
- Sphenopteris nordenskjöldii* Halle.

Cañadón Asfalto-Bahía Esperanza.

- Araucarites catchensis* Feist.
- Elatocladus conferta* (Oldh. et Morr.) Halle.
- Elatocladus jabalpurensis* Feist.
- Esquisetites approximatus* Nath.
- Pagiophyllum feistmanteli* Halle.
- Archangelskya* cf. *furcata* (Halle) Herbst.
- Cladophlebis denticulata* (Brong.) Font.

Cañadón Asfalto-Sierra de Taquetrén.

- Cladophlebis denticulata* (Brong Font.).
- Elatocladus conferta* (Oldh. et Morr.) Halle.
- Pagiophyllum feistmanteli* Halle.
- Archangelskya furcata* (Halle) Herbst.

5. CONCLUSIONES

Como ya lo expresaran varios autores y fuera tratado por nosotros en párrafos anteriores, las Formaciones Lonco Trapial y Chon Aike, por su fechados radimétricos (158 y 160,7 m.a.), nos indican que se trata de un mismo ciclo

volcánico o bien de dos ciclos volcánicos coetáneos.

Los restos vegetales que se hallaron intercalados en la Formación Chon Aike (Di Persia, 1959 en Lesta y Ferello, 1972) hacen mayor el paralelismo entre las dos unidades, teniendo en cuenta el reciente hallazgo de una flora de Otzamites y varios elementos florísticos aún no estudiados (Nullo, 1974 b), en las intercalaciones sedimentarias de la Formación Lonco Trapial. Esto nos hace pensar que, el razonamiento seguido por Stipanovic *et al.* (1968), confirmado radimétricamente por Stipanovic y Methol (1972) es bastante verosímil, pues ambas poseen elementos similares.

En base a las edades radimétricas y a su posición estratigráfica, estas formaciones deben tener una edad que oscila entre Bayociano-Caloviano.

Considerando ahora a la Formación Cañadón Asfalto, luego de haber sido procesadas varias muestras provenientes principalmente de las lutitas carbonosas con restos de peces, la Lic. Pothe de Baldi (1974), encontró la siguiente asociación palinológica:

- Araucariacites australis* Cook. (abundante).
- Araucariacites pergranulatus* Volk. (frecuente).
- Classopollis classoides* Pflug (abundante).
- Classopollis intrareticulatus* Volk. (abundante).
- Gliscopollis* sp. (muy raro).
- Alisporites* cf. *robustus* Nilson (raro).
- Podocarpidites* cf. *ellipticus* Cooks. (raro).
- Inaperturopollenites* cf. *indicus* Sriv. (abundante).
- Inaperturopollenites microgranulatus* Volk. (frecuente).
- Cyathidites minor* Cooper (muy raro).
- Inaperturopollenites* cf. *turbatus* Balme (muy raro).

De sus conclusiones en cuanto a la edad de las muestras, la Lic. Pöthe de

Baldis considera que la ausencia de esporas dificulta la datación, pues las formas existentes tienen un biocron muy extenso y cronológicamente similar. Sin embargo, puede compararse con la microfiora descrita por Volkheimer (1970 y 1972) para Charahuilla, ya que a excepción de las esporas, se encuentra el resto de las formas. Volkheimer (*op. cit.*) le asigna una edad caloviana por la megaflora presente y en el mismo trabajo menciona los resultados preliminares del estudio de algunas muestras del Cañadón Asfalto y tentativamente, le asigna una edad oxfordiana, probablemente por las esporas halladas.

En base a esto, se puede concluir que el conjunto de formas, pueden tener una edad caloviana, sin excluir la posibilidad de que sean oxfordianas, pero sin mayores elementos palinomorfos, salvo los descriptos que poseen largo biocron.

Como ya dijimos anteriormente, la posición estratigráfica de la Formación La Matilde *s. str.*, parece coincidir con la de la Formación Cañadón Asfalto de donde, la edad de la primera, debería considerarse sobre la base de su contenido fosilífero y apartada del resto de las intercalaciones sedimentarias de la Formación Chon Aike.

Considerando todos los elementos ya expuestos, podemos concluir que en la Patagonia Extrandina hay, un ciclo volcánico-sedimentario de edad bayociana-caloviana (Formaciones Lonco Trapial y Chon Aike) y un ciclo volcánico-sedimentario-piroclástico, de edad jurásica superior más alta (Formación Taquetrén), el cual podría compararse con el que en la Antártida descansa por arriba de la Formación Mount Flora.

Tach (1970) cita conchostracodos en Patagonia y Hope Bay y con mayores detalles en Tach y Volkheimer (1970) en donde han sido descriptos *Cyzicus (Euestheria) volkheimeri* y *Cyzicus (Lioestheria) patagoniensis*, ambas parecen tener afinidades con aquellas descriptas para capas similares de la An-

tártida. Esto reafirmaría lo postulado en párrafos anteriores.

Post Scriptum:

Recientemente nos fue proporcionado el valor de una datación radimétrica, realizada en la Formación Taquetrén, parte inferior de la secuencia, ubicada en el ámbito de la Hoja 41 d, Lipetrén, al oeste de la sierra del Moligüe.

El fechado indica una edad de 136 ± 6 m.a., por el método Ar/K, sobre roca total, lo que hace que se ubique a la Formación Taquetrén en el límite Jurásico-Cretácico.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bibby, J. S., 1966. *The Stratigraphy of northeast Graham Land and the James Ross Island Group*. British Antarctic Surv. Sci. Rept.; 53; 37.
- Bonetti, M. I. R., 1963. *Flórula mesojurásica de la zona de Taquetrén (Cañadón del Zaino) Chubut*. Rev. Mus. Arg. Cienc. Nat., paleont., I (2): 23-43.
- Bocchino, R. A., 1967. *Luisiella inexcitata gen. et sp. nov. (Pisces, Clupeiformes, Dussu-mierridae) del Jurásico superior de la provincia de Chubut, Argentina*. Ameghiniana, IV (2), 91-100.
- Bordas, A., 1942. *Peces del Cretáceo del río Chubut*. Physis, XIX, 313-318.
- Caminos, R., 1972. *Antártida Argentina en*, Leanza, A. F. (edit.): Geol. Reg. Arg., Acad. Nac. Cienc. Cord.: 771-796.
- Cazaneuve, H., 1965. *Datación de una toba de la Formación Chon Aike (Jurásico de Santa Cruz)*. Ameghiniana, IV (5).
- Comité Argentina de Nomenclatura Estratigráfica, 1972. *Código de Nomenclatura Estratigráfica*. Asoc. Geol. Arg. serie B (didact. y compl.), 2.
- Dalziel, E. y Elliot, D., 1973. *The Scotia Arc and Antarctic Margin*. Vol. I, Ed. Mairn, A. y Stehli, F., N. Y.
- Feruglio, E., 1949. *Descripción Geológica de la Patagonia*. I, Buenos Aires.
- Frenguelli, J., 1949 a. *Los estratos con "Estheria" en el Chubut (Patagonia)*. Rev. Asoc. Geol. Arg., IV (1): 11-24.
- Frenguelli, J., 1949 b. *Addenda a la flora del Gondwana superior en la Argentina*. I, Physis, 20 (57): 139-146.
- Flores, M. A., 1947. *Estudio Geológico del curso*

- medio del río Chubut entre los cerros Cón-
dor y Pavada. Tesis Inéd. Univ. Nac. Cord.
- Groeber, P., 1959. *Supracretáceo, II Parte, en Geografía de la República Argentina*. GAEA, II, Buenos Aires.
- Harland, W. B., Smith, A. G. y Wilcox, B., 1964. *The Phanerozoic timescale*. A Symp. Quart. Journ. Geol. Soc. London, Supplem. v. 120.
- Howarth, M. K., 1958. *Upper Jurassic and Cretaceous Ammonite faunas of Alexander Land and Grahamland*, Falkland Island Dependencies Surv. Sci. Rept., 21.
- Herbst, R., 1966. *La flora liásica del Grupo Pampa de Agnia, Chubut, Patagonia*. Ameghiana, IV (9): 337-349.
- Herbst, R., 1968. *Las floras liásicas argentinas con consideraciones estratigráficas*. Act. Terc. Jorn. Geol. Arg., I: 145-162.
- Herbst, R. y Anzotegui, L. M., 1968. *Nuevas plantas de la flora del Jurásico medio (Matildense) de Taquetren, provincia del Chubut*. Ameghiana, V (6): 183-190.
- Kulp, J. L., 1961. *Geological Time Scale*. Science, CXXXIII: 3459.
- Lesta, P. J. y Ferello, R., 1972. *Región Extraandina de Chubut y norte de Santa Cruz en Leanza, A. F.* (edit.): Geol. Reg. Arg., Acad. Nac. Cienc. Córdoba: 601-653.
- Musacchio, E. A., 1972. *Estratigrafía del Paleozoico superior y el Mesozoico en la sierra de Agnia a la altura del paralelo 44° en la provincia de Chubut*. Tesis Inéd. Fac. La Plata.
- Musacchio, E. A. y Riccardi, A. C., 1972. *Estratigrafía, principalmente del Jurásico, en la sierra de Agnia, Chubut, República Argentina*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXVI, (2): 272-273.
- Nakayama, C., 1973. *Sedimentitas pre-bayocianas en el extremo austral de la sierra de Taquetren, Chubut (Argentina)*. Act. Quinto Congr. Geol. Arg., III: 269-277.
- Nullo, F. E., 1974 a. *Reubicación estratigráfica de la Formación El Córdoba, Pampa de Agnia, provincia del Chubut, República Argentina*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXIX (3).
- Nullo, F. E., 1974 b. *Informe preliminar del levantamiento geológico parcial de la Hoja 45 c, Pampa de Agnia, provincia del Chubut*. Serv. Nac. Min. Geol., inf. inéd. en Geol. Reg.
- Piátnitzky, A., 1936. *Estudios geológicos de la región del río Chubut y del río Genua*. Bol. Inf. Petrol. XII (137).
- Pöthe de Baldi, E. D., 1974. *Informe palinológico sobre unas muestras de la Formación Cañadón Asfalto*. Serv. Nac. Min. Geol., inf. inéd. en Paleont.
- Proserpio, C. A., 1974. *Informe preliminar del levantamiento geológico parcial de la Hoja 44 e, Cañadón Racedo, provincia del Chubut*. Serv. Nac. Min. Geol., inf. inéd. en Geol. Reg.
- Robbiano, J. A., 1971. *Contribución al conocimiento estratigráfico de la sierra del cerro Negro, pampa de Agnia, provincia del Chubut, República Argentina*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXVI (1): 41-56.
- Stipanovic, P. N. y Reig, O. A., 1955. *Breve noticia sobre el hallazgo de anuros en el denominado "Complejo Porfirico de la Patagonia Extraandina", con consideraciones acerca de la composición del mismo*. Rev. Asoc. Geol. Arg., X, (4): 215-234.
- Stipanovic, P. N. y Reig, O. A., 1957. *El "Complejo Porfirico de la Patagonia Extraandina" y su fauna de anuros*. Act. Geol. Lilloana, I: 185-297.
- Stipanovic, P. N., Rodrigo, F., Baulies, O. y Martínez, C. G., 1968. *Las Formaciones preneonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXII (2): 67-98.
- Stipanovic, P. N. y Linares, E., 1969. *Edades radimétricas determinadas para la República Argentina y su significado geológico*. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, apart. XLVII (1): 51-96.
- Stipanovic, P. N. y Bonetti, M. I. R., 1970 a. *Posiciones estratigráficas y edades de las principales floras jurásicas argentinas. I. Floras liásicas*. Ameghiana, VII (1): 57-78.
- Stipanovic, P. N. y Bonetti, M. I. R., 1970 b. *Posiciones estratigráficas y edades de las principales floras jurásicas argentinas. II. Floras doggerianas y málmicas*. Ameghiana, VII, (2): 101-118.
- Stipanovic, P. N. y Methol, E. J., 1972. *Macizo de Somun Cura en Leanza, A. F.* (edit.); Geol. Reg. Arg., Acad. Nac. Cienc. Córdoba: 581-599.
- Tasch, P. y Volkheimer, W., 1970. *Jurassic Conchostracodes from Patagonia*. Univ. Kansas, Paleont. Contr., 50.
- Volkheimer, W., 1970. *Jurassic Microfloras and Palaeoclimates in Argentina*. Second Gondwana Symp., proceedings and papers: 543-549.
- Volkheimer, W., 1972. *Estudio palinológico de un carbón Caloviano de Neuquén y consideraciones sobre los paleoclimas jurásicos de la Argentina*. Rev. Mus. La Plata (n. s.) secc. Paleont., VI: 101-157.
- Volkheimer, W., 1973. *Observaciones geológicas en el área de Ingeniero Jacobacci y adyacencias (provincia de Río Negro)*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXVIII (1): 13-36.
- Volkheimer, W. y Ott, E., 1973. *Esponjas de agua dulce del Cretácico de la Patagonia. Nuevos datos acerca de su posición sistemática y su importancia paleobiográfica y paleoclimática*. Act. Quinto Congr. Geol. Arg., III: 456-461.

Recibido el 21 de octubre de 1974.

ESTUDIO GEOLOGICO DE DOS IMAGENES PROVISTAS POR EL SATELITE ERTS

POR HECTOR L. ROSENMAN¹

RESUMEN

Se describen dos imágenes que corresponden al sistema MSS (Multispectral Scanner), que cubren aproximadamente la mitad de la provincia de Río Negro, en la región nor-occidental del Macizo Nord-Patagónico, en la República Argentina.

El estudio se ha realizado en las cuatro bandas (4-5-6 y 7) y ha consistido en el análisis geológico-geomorfológico del área involucrada. Se han identificado seis unidades geomorfológicas, cuatro de ellas positivas: mesetas, conos volcánicos, niveles aterrazados y área de relieve mixto. Las unidades negativas son: grandes cuencas y pequeños bajos. El trazado del sistema fluvial y análisis de los tonos contribuyen a la diferenciación de las litologías.

Se reconocieron rocas ígneas y sedimentarias; entre las primeras se pudo identificar basaltos, y solo en ciertas áreas fue posible identificar porfirios riolíticos. En cuanto al ciclo volcánico triásico que aflora en Los Menucos constituido por una serie lavica y otra tobacea, la escala utilizada no permitió la separación de ambos miembros.

Se diferenciaron cinco litologías sedimentarias, en forma de sedimentos o de rocas sedimentarias.

El trazado de líneas estructurales regionales, no muestra una dirección preferencial. Se observa una estrecha relación entre las mismas y las efusiones basálticas. Este hecho es más visible en las líneas que limitan la Sierra de ~~Queupuniyeu~~ *queupuniyeu*.

El estudio permitió comprobar características geológicas, que no es posible conocer por medios convencionales.

ABSTRACT

Two images corresponding to the system MSS (Multispectral Scanner) are described. The images contain about the half of the province of Río Negro, at the north western region of the Macizo Nord Patagonico, Argentine Republic.

The study has been made in the four bands (4-5-6 y 7) and is referred to the geologic-geomorphologic analysis of the area. Six geomorphological units have been identified, four of them positives: plateaus, volcanic cones, terrace levels and compacte areas. The negative units are: big basins and small basins.

The outline of the drainage system and the tones analysis contributed to the lithological differentiation.

Igneans and sedimentary rocks were recognized; among the first basalts were identified, and in some areas riolitic porphyries. Regarding the Triassic volcanic cycles out cropping at Los Menucos integrated by a lavic serie and a tubbacies, the scale used did not allow the segregation of both membres.

Five sedimentary lithologies were differentiated as sediments or sedimentary rocks.

The draught of regional structural lines, do not show a preferential alingment. A closed relationship shown between the structural lines and the basaltic effusions. This fact is host shown at the baoundary of Sierra de Queupuniyeu.

By means of this study it was possible to find geological characteristics, impossible to know by conventional means.

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

1. INTRODUCCION

1.1. GENERALIDADES

El presente informe fue expuesto en el Panel sobre evaluación de recursos naturales mediante Teleobservación Terrestre, organizado por la Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales (de la Fuerza Aérea Argentina) y la organización de Naciones Unidas, que se llevó a cabo en Buenos Aires, entre el 3 y el 7 de Diciembre de 1973.

El autor agradece las facilidades recibidas por parte de la Comisión de Investigaciones Espaciales, el Servicio Nacional Geológico y Minero y el Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, entidades que han permitido el presente estudio.

Se trata de establecer la utilidad de las imágenes obtenidas por satélite, en los estudios geológicos. A tal fin se utilizaron dos imágenes proveniente del Satélite ERTS-1. Partiendo de negativos a escala 1:3.300.000 se procedió a su copiado y ampliación a escala 1:1.000.000; 1:500.000 y 1:250.000 aproximadamente.

El autor ha recorrido parcialmente el área y sus observaciones forman parte de este informe.

1.2. LOCALIZACIÓN

El área estudiada se encuentra en la Provincia de Río Negro en la República Argentina. Es una zona escasamente poblada con pequeños centros que se sitúan a lo largo de la vía férrea y Ruta Nacional n° 23 que corren con similar trazado y atraviesan la región aproximadamente en la parte media con dirección E-W y NE-SW.

Las poblaciones principales son Ministro Ramos Mexía, Sierra Colorada, Los Menucos y Maquinchao.

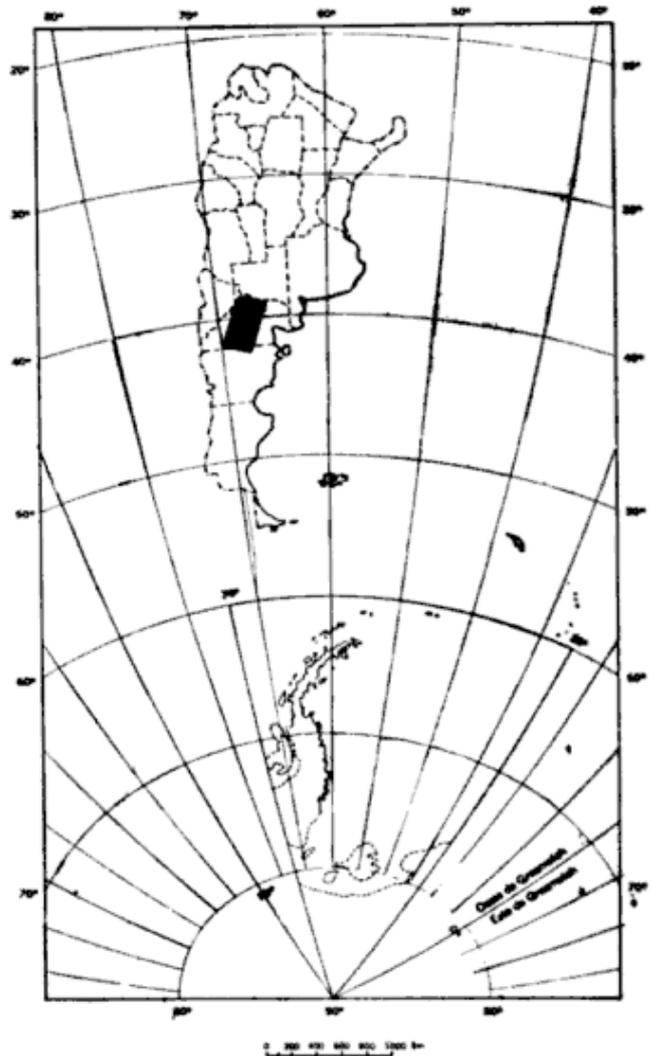
Con dirección aproximada N-S corre la Ruta Provincial n° 242/310 que vincula esta zona con el valle del Río Ne-

gro. Sobre esta ruta no se asientan poblaciones, sólo reducidos caseríos.

1.3. DESCRIPCIÓN GEOLÓGICA GENERAL:

La región se sitúa en el ámbito del Macizo Nord-Patagónico; las litologías reconocidas en este ambiente han sido asignadas al Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico.

El Paleozoico está representado en su parte media y baja por metamorfitas y en su parte superior por intrusiones graníticas. Durante el Mesozoico tuvo lugar un ciclo volcánico con dos series que se intercalan sin sucesión de continuidad, una de ellas está caracterizada por tobas de distinta composición, algunas por plantas fósiles, la otra está constituida por rocas volcánicas efusi-



República Argentina. Mapa de ubicación relativa

vas de composición predominantemente ácida y mesosilícica.

Hacia fines de la era en un período de estabilidad ígnea, se depositan los sedimentos con restos de dinosaurios, se trata de arcillas rojizas frecuentemente limolíticas y areniscosas que alternan con areniscas compactas.

Durante el Terciario tiene lugar una ingresión proveniente del Este, que deposita areniscas y arcillitas con capas calcáreas fosilíferas (ostreas, grypheas, turritelas, etc.).

Durante gran parte de la era Cenozoica se registra una actividad ígnea que da lugar a grandes mesetas basálticas, siendo la más conocida de ellas por su extensión, la de Somuncurá, y a la formación de conos volcánicos integrados en una unidad como la Sierra de Queupuniyeu o en forma de volcanes aislados.

1.4. TRABAJOS ANTERIORES:

Existen hojas topográficas a escala 1:500.000 del I.G.M. y trabajos geológicos preliminares a diversa escala, realizados por el Servicio Nacional Minero Geológico y Yacimientos Petrolíferos Fiscales.

Actualmente el autor se encuentra estudiando con detalle la zona de Los Menucos.

1.5. TONOS DE IMAGEN:

La imagen que permite una mejor identificación de elementos geológicos corresponde a la banda 7, razón por la que el presente análisis se hace sólo con referencia a la misma.

Se pueden apreciar en ambas imágenes ocho tonos. De tono totalmente claro son las nubes que se aprecian en la imagen inferior. Los dos tonos siguientes no ofrecen una diferenciación apreciable; así, los cursos de agua y las barrancas de los niveles aterrizados se reconocen por dichos tonos.

El tono gris claro está representado por los afloramientos de tobas de edad

triásica y por rocas de tipo granítico y traquitas.

En tono gris medio aparece la Meseta de Somuncura, el nivel aterrizado que está más al sur y el miembro lávico de la Formación Los Menucos.

De tono gris oscuro son la Meseta El Cuy, los niveles aterrizados más cercanos al río Negro (hacia el Norte), la Sierra de Queupuniyeu, las mesetas basálticas que se encuentran en Aguada de Guerra y al oeste de Maquinchao y las vulcanitas del Suroeste.

De color negro aparecen los bajos con agua.

2. GEOMORFOLOGIA

Se han podido diferenciar siete unidades, cuatro de ellas positivas.

Unidades positivas:

- Mesetas.
- Conos volcánicos.
- Niveles aterrizados.
- Area de relieve mixto.

Unidades negativas:

- Grandes cuencas.
- Pequeños Bajos: en la meseta fuera de la meseta.

2.1. UNIDADES POSITIVAS:

2.2.1. *Mesetas*: Se pueden observar amplias mesetas de lava que fueron formadas por derrames. La más importante es la Meseta de Somuncura que cubre aproximadamente un 30 % de la superficie de la imagen inferior y se continúa hacia el este, fuera de la zona de estudio.

Otras mesetas se disponen a lo largo de la ruta que une el valle del río Negro con Los Menucos y en las proximidades de Fitarruin-Bajo de Lenzaniyeu y Aguada de Guerra.

Se compone de extensas coladas de basalto, que alcanzan considerable espesor. La Meseta de Somuncura tiene una disposición en parte radial y com-

pone un extenso escudo del cual parten apéndices lávicos; su superficie algo irregular es porosa y da lugar en ciertos parajes a la formación de bajos sin salida, producidos por colapso debido a la disolución del infrayacente, según interpretación de Eduardo J. Methol.

Las coladas cruzadas por la ruta provincial n° 242 muestran una orientación debida a la pendiente regional, observándose también la formación de bajos en su superficie.

De características algo distintas es la colada que se ubica entre Aguada de Guerra y Maquinchao; la misma parece tener su origen en otro centro eruptivo y la colada se distribuyó siguiendo una pendiente de mayor grado; a causa de lo cual se ha producido una más intensa disección.

2.1.2. *Conos volcánicos*: Se han identificado en distinto grado de madurez. Los más modernos presentan un perfil simétrico, indicativo de la actividad volcánica moderna; el mayor agrupamiento de los mismos constituye la Sierra de Quecupuniyeu, mientras que otros aislados como el Cerro Piche se presentan relacionados a fallas. El diámetro aproximado de estos volcanes es del orden de los 4 km.

En la parte sur se identificaron conos volcánicos, en avanzado estado de erosión, tienen un drenaje radial y su diámetro alcanza los 20 km.

2.1.3. *Niveles aterrazados*: Se aplica esta denominación a tres áreas extensas que se encuentran en la margen superior. Se trata de aluviones contituídos por rodados de variados tamaños y arenas que forman un paisaje mesetiforme. Están cubiertos por depósitos cólicos más recientes. No son de gran espesor, difícilmente alcanzan los 4 m.

2.1.4. *Area de relieve mixto*: Constituye una amplia zona donde se pueden distinguir morfologías distintas. En el presente caso, dado la escala, se las ha

agrupado bajo una misma denominación.

Desde el Norte hacia el Sur se pueden distinguir varios paisajes principales dentro de esta característica.

Hacia el norte, una amplia zona de bajo relieve diferencial en la cual se observan drenajes bien marcados, en una red de avenamiento de baja densidad. Dentro de este ambiente se encuentra la salina de Trapalco y Santa Rosa.

Hacia la parte central la aparición de la formación volcánica del Triásico, y los granitos paleozoicos dan lugar a un relieve irregular de variadas características locales.

Se puede así observar en la imagen, pórfiros riolíticos y su expresión topográfica que resalta en el paisaje en las inmediaciones de la localidad de Sierra Colorada.

Asimismo, hacia el Oeste de la Sierra de Quecupuniyeu los afloramientos de granitos, lavas y tobas producen, con su resistencia diferencial a la erosión, un paisaje localmente irregular.

Hacia el Suroeste de Maquinchao el relieve irregular es debido a la acción de las aguas que se han encausado originando un drenaje de densidad alta.

2.2. UNIDADES NEGATIVAS:

Se trata de cuencas cerradas, las cuales son diferenciadas, en primer término, por su tamaño, las más pequeñas se diferencian según su origen, lo cual determina su ubicación.

2.2.1. *Grandes cuencas*: Ubicada hacia el NNE, regionalmente se encuentran vinculadas al Gran Bajo de Gualicho, ubicado hacia el Este de la zona bajo estudio.

Se trata de las salinas de Trapalco y Santa Rosa, y otras menores no nombradas. Se encuentran conectadas entre sí.

Se disponen con su eje mayor en dirección NW-SE y su extensión es de unos 10 km y su superficie de 15 km² (Salina de Trapalco). Su origen está

determinado por las grandes fallas que afectan el área.

2.2.2. *Pequeños Bajos*: Se presume que su origen está relacionado con causas litológicas (bajos en la meseta) y con causas estructurales (bajos fuera de la meseta).

2.2.3. *En la meseta*: De variado tamaño, su forma tiende a lo circular o elíptico, se disponen en forma irregular, notándose que en la Meseta de Somuncura se encuentran ubicados predominantemente del lado norte. La formación de estos bajos está relacionada, con la percolación de agua a través del basalto que encontrando un subyacente soluble (carbonato), produce la eliminación por solución de la base sobre la que apoya el basalto y consiguientemente su desplome. Este carácter es uno de los definitorios del relieve carstico.

Se observan pocos bajos en La Meseta del Cuy, lo cual hace presumir que el yacente sea distinto que el de la meseta Somuncura.

Puede observarse, sobre todo hacia el oeste, que la ampliación de estos bajos contribuye a la erosión de la meseta.

2.2.4. *Fuera de la meseta*: Con esta denominación consideramos a los bajos que afloran en el basamento cristalino o la serie volcánica triásica. La región que se encuentra afectada por perturbaciones tectónicas y por sistemas de diaclasas bien desarrollados.

Las causas que explican estas formas son de carácter litológico y estructural.

Las diaclasas constituyen zonas de debilidad que dan origen a estas formas y la presencia de diques de rocas volcánicas es otra de las causas que da origen a los bajos que se ubican entre sistemas de diques por erosión diferencial.

2.3. FORMAS DE DRENAJE:

Se pueden identificar varias cuencas imbríferas.

En la parte norte la red de avenamiento está constituida por colectores principales que corren en cañadones, y que llevan sus aguas hasta las salinas de Trapalco y Santa Rosa; componen un drenaje temporario con pocos tributarios. Este tipo de drenaje está revelando que el suelo está constituido por materiales permeables.

Los cursos de agua provenientes de la Meseta Somuncura, ubicados preferentemente hacia el Este, como: Arroyo Cómico, Arroyo Yaminue y Arroyo Treneta son de origen pluvial y se manifiestan a través de vertientes. Son cursos subparalelos y no reciben aporte de afluentes importantes. Sus aguas desaguan en el bajo de Gualicho.

Otro tipo de drenaje está constituido por los bajos sin salida que se encuentran tanto en la meseta basáltica como en áreas extramesetiformes constituidas por granitos y rocas volcánicas. Estos bajos son de tamaño variado y los más importantes se encuentran sobre la meseta.

En la parte sur, en un ambiente volcánico, tenemos un diseño de tipo rarial bien disectado que tiene su origen en aparatos volcánicos. Hacia el Sudoeste este diseño pasa en parte a ser de tipo dendrítico, de densidad media a alta, con cauces bien definidos. Parte de estos colectores parecen ser de régimen permanente dando origen al río Maquinchao, que luego de pasar por la población homónima lleva sus aguas hacia el oeste.

3. ESTRATIGRAFIA

A sólo título informativo se incluye un cuadro estratigráfico con las unidades litológicas conocidas en el ámbito estudiado; el mismo se basa en investigaciones anteriores de otros autores y observaciones personales.

La identificación y separación de las unidades litológicas a través de la imagen, se ha hecho partiendo de tipos de

3.1 CUADRO ESTRATIGRAFICO

Era	Periodo	Epoca o Edad	Unidades o Formaciones	Proceso	Litología
Cenozoico	Cuartario	Reciente	Aluviones recientes	Fluvial	Rodados y clas- tos
		Pleistoceno	Aluviones aterrazados		Rodados y clas- tos
	Terciario	Plioceno	Basaltos de me- seta y conos volcánicos	Efusivo	Basaltos
		Mioceno Superior	Traquitas	Efusivo	Traquitas
Mesozoico	Cretácico		Entrerriense	Transgresión marina	Areniscas tobá- ceas, capas de calcáreo fossil.
			Collon-Cura	Continental	Tobas arenosas Tobas arcillosas
	Jurásico	Superior		<i>Discordancia</i>	
			Estratos con dinosaurios	Continental	Arcillitas roji- zas, limoníti- cas y areniscas
				<i>Discordancia</i>	
	Triásico	Superior	Complejo porfirítico	Efusivo	Pórfiros volcá- nicos
Riolitas Los Menucos			<i>Discordancia</i>		
Paleozoico	Pérmico	Inferior		Efusivo	Riolitas
			Intrusivos gra- níticos	Efusivo con períodos de sedimentación	Tobas, andesi- tas, dacitas y riodacitas
			<i>Discordancia</i>		
				Bajo metamor- fismo	Granito - Granodioritas
					Esquistos Filitas

rocas, para posteriormente ir separando las variedades de las mismas.

De esta manera se identificaron:

- a) Sedimentos y rocas sedimentarias.
- b) Rocas ígneas.

3.2. SEDIMENTOS Y ROCAS SEDIMENTARIAS:

3.2.1. *Aluviones recientes*: Constituidos por arenas de variada granulometría y rodados. Cubren una amplia zona de la imagen superior. Están limitados por los aluviones aterrizados. Se trata de materiales transportados por agua y en menor proporción por el viento. Es el producto de la meteorización de rocas preexistentes.

El ambiente de deposición forma parte de una cuenca cerrada de mayor magnitud conocida como Bajo de Gualicho. El drenaje de densidad baja indica que el material es permeable, los cursos concurren a varias salinas encadenadas entre sí, mencionándose por su extensión las de Trapalco y Santa Rosa.

Según los autores que han recorrido la zona, el subyacente de esta cuenca corresponde principalmente a sedimentitas de los estratos con Dinosaurios.

Otros afloramientos aluvionales de menor magnitud se encuentran a lo largo de la vía férrea y en el paraje denominado Lenzaniyeu; en este último se trata de materiales más finos: arenas de gran medio y fino que se comportan en partes como un médano.

3.2.2. *Aluviones aterrizados*: Se han podido distinguir tres afloramientos separados entre sí, ubicados hacia el norte de la ruta n° 23, que parecen constituir un mismo nivel.

Se trata de extensas capas de rodados que recubren parte del paisaje en forma de mesetas. Son correlacionables con los denominados Rodados Patagónicos. Estos con frecuencia están cementados con un material más fino e impregnados por carbonato de calcio, sin estratificación, con selección variable y gra-

do de redondeamiento alto. Están cubiertos en parte, por depósitos eólicos actuales.

3.2.3. *Sedimentitas de Edad Mioceno Superior*: Bajo esta denominación se incluye arcilla poco arenosa, con mantos calcáreos fosilíferos. Se encuentran por debajo de la capa basáltica de la Meseta de Somuncura. Estos sedimentos calcáreos son los que por disolución dan origen a los bajos en la meseta.

Están parcialmente cubiertos por rodados de basaltos. Son identificables a lo largo de la meseta entre las estaciones de Teniente Masa y Aguada de Guerra. Y en la zona del bajo de Lenzaniyeu y Bajo Hondo.

3.2.4. *Formación Collum Curá*: Suponemos que el infrayacente de la meseta el Cuy, tiene otra composición por lo cual no se pueden observar bajos en su superficie.

De acuerdo a referencias bibliográficas podría tratarse de tobas arenosas poco consolidadas, tobas arcillosos, areniscas y sedimentos más gruesos. De colores claros, predominando los grises y blanquecinos. Estos sedimentos son atribuibles a la Formación Collón Curá de edad Mioceno Medio.

3.2.5. *Estratos con Dinosaurios*: En los bordes de las mesetas formadas por los aluviones aterrizados, se puede apreciar un tono claro y una textura de tipo sedimentario, se trata de arcillas rojizas frecuentemente limolíticas, que alternan con areniscas compactas de grano medio a grueso.

Es posible que esta formación se extienda hacia el oeste estando parcialmente erosionada y cubierta por sedimentos más recientes.

3.3. ROCAS IGNEAS:

Dentro de este complejo se ha podido diferenciar a las rocas efusivas más modernas: basaltos y traquitas.

La serie volcánica de edad Mesozoico no permite a la escala utilizada la

separación de sus miembros, si bien se pueden identificar e incluso en casos delimitar las riolitas y pórfiros riolíticos (Sierra Colorada, Cerro Abanico, etc.). Asimismo se pueden reconocer los miembros lávicos y tobáceos.

3.3.1. *Basaltos*: Es la roca que cubre mayor superficie; se presenta formando amplias coladas que han dado origen a las mesetas de Somuncura y del Cuy y otras más reducidas e innominadas.

Además aflora componiendo conos volcánicos que integran un conjunto importante que constituye la Sierra de Queupuniyeu o en forma de volcanes aislados, que parecen ser satélites de la Sierra de Queupuniyeu.

Su característica morfológica permite diferenciar sus contactos bien netos.

Los mantos de basalto yacen en discordancia sobre las formaciones sedimentarias precedentes.

3.3.2. *Traquitas*: Parecen estar asociados a los basaltos; se reconocen al sur de la meseta de Somuncura centros volcánicos de gran magnitud, los que se encuentran en avanzado estado de erosión. Se distinguen tres antiguos volcanes, uno de los cuales forma la Sierra de Treyen-Niyeu, que es el más extenso y tiene un aparato volcánico secundario.

Hacia el Oeste, la observación es menos precisa, parece haber un centro volcánico, cuyo tono es similar a los anteriores, pero se produce una variación tonal y del diseño fluvial, variando de un drenaje radial a uno dendrítico.

3.3.3. *Serie volcánica Triásica* (riolitas y Formación Los Menucos). Abarca una faja de forma irregular a lo largo de la vía ferroviaria entre Sierra Colorada y Aguada de Guerra. Afloramientos de menor importancia se extienden hacia el Este de Sierra Colorada. Están limitados hacia el Sur suroeste por la Meseta de Somuncura. Su límite Norte y Noreste es más impreciso por la dificultad de separarlo de las rocas graníticas y el relieve que con-

forman es muy incipiente y desaparece gradualmente bajo los sedimentos modernos.

Las riolitas y especialmente los pórfiros riolíticos se distinguen por su textura, siempre que el tamaño del afloramiento tenga una superficie apreciable. Así se pueden distinguir y delimitar los pórfiros de Sierra Colorada y de la Estancia el Chajay y las riolitas del Cerro Abanico.

La Formación Los Menucos se identifica por sus tonos distintos. Las rocas efusivas que aparecen de tono gris medio, son andesitas, dacitas y riodacitas, en contraste con el tono claro constituido por tobas.

Se observa muy bien la alternancia de tonos hacia el Noroeste de la población de Los Menucos.

3.3.4. En cuanto a las rocas graníticas y granodioríticas que afloran en el límite norte del complejo volcánico triásico, no es posible su identificación con certeza, ya que no se distinguen características que los individualicen.

Las metamorfitas que afloran en forma esporádica no son reconocidas en las imágenes.

4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

El conocimiento de la estructura regional por métodos convencionales presenta serias dificultades en razón de los elementos geológicos dominantes; este es roca cristalinas, plutónicas y efusivas y principalmente por la etapa de evolución geomórfica en la que se encuentra el área estudiada, que ha determinado la presencia de una extensa cubierta cuartaria que enmascara la mayor parte de los afloramientos. Como ya se ha señalado, existe una gran proporción de áreas de escaso relieve y una predominancia de extensas cuencas que son receptáculo de materiales cuartarios, que precisamente cubren los afloramientos subyacentes. A esta circunstancia, se

agrega la presencia de un drenaje de carácter temporario que no ha elaborado surcos que permitan una mejor observación, de la composición geológica.

En este sentido, los reconocimientos en el terreno no permiten concretar con facilidad las líneas estructurales de distinta categoría, salvo excepciones, como la fosa tectónica cruzada por la ruta que va de Los Menucos a La Esperanza, muy evidente también por sus rasgos morfológicos que la definen como tal. Además, dentro de la foto convencional a escala 1:50.000 se observa una considerable cantidad de lineamientos fácilmente detectables, no así en el terreno.

Dentro de este conjunto de factores, las imágenes de satélite cumplen un objetivo fundamental ya que por un lado nos permiten establecer sin duda la existencia de megatrazas de fractura que por sus características difícilmente pueden ser determinadas en el terreno y/o mediante la fotografía convencional, y por otra, se puede comprobar la existencia de algunas líneas de fallas o fractura observadas en el terreno y en la fotografía convencional y facilitar su extrapolación.

Concretándonos a la observación de los lineamientos perceptibles en las imágenes estudiadas, podemos comprobar la existencia de extensas líneas de fallas o fractura que se manifiestan por un ordenamiento de elementos geológicos o por expresiones morfológicas. En el primer caso, podemos observar la presencia de conos volcánicos de los cuales han irradiado extensas coladas y/o centros efusivos que indudablemente dependen de esta extensa falla o fractura. Otro ejemplo de este tipo lo observamos en la Sierra de Quepuniyeu, que está constituida por un conjunto de conos volcánicos que le dan una cierta individualidad morfológica y que evidentemente se ajustan a un sistema, de fallas o fracturas, en el cual se destaca la de rumbo NNW-SSE que se encuentra seccionada por una serie de fallas de rum-

bo aproximado E-W; dos de las cuales enmarcan el graben ya mencionado.

En el segundo caso, las fallas o fracturas quedan evidenciadas principalmente porque enmarcan rasgos morfológicos particularmente áreas deprimidas; así, se destacaran dos ejemplos: el primer de ellos que deberá ser estudiado con mayor detalle mediante conocimientos en el terreno, es la depresión que se extiende paralela a la línea ferroviaria, entre ésta y el borde de la Meseta de Somuncura. Para este caso tenemos lineamientos muy marcados que se observan a la altura de Maquinchao y que se continúan en la dirección NE limitando aparentemente el frente de un sector de las coladas de la Meseta de Somuncura. Esta depresión en su parte septentrional estaría delimitada por otra falla, evidenciada por un lineamiento de rumbo subparalelo al anterior, que secciona el sector austral de la Sierra de Quepuniyeu, desplazándola hacia el Este.

También esta falla se evidencia hacia el NE por límite casi recto de un extenso nivel aterrizado situado al norte de la vía férrea, que nace al NE de Sierra Colorada.

Esta región deprimida presenta otras características importantes como lo son las coladas filiformes que aparentemente podrían estar vinculadas con fallas de rumbo meridional, y que tal como se observa en las imágenes quedan limitadas por las fallas anteriormente mencionadas.

La otra región que presenta características estructurales y morfológicas similares es la que tiene como centros importantes las salinas de Trapalco y Santa Rosa.

Es evidente que el alineamiento al que se ajusta el drenaje, las cuencas cerradas, encadenadas y aproximadamente el borde del nivel aterrizado conjuntamente con el límite SE de esta gran depresión están en coincidencia con sendas líneas de fallas o fractura.

Este cuadro estructural que excede los límites regionales, por cuanto no debemos olvidar que las dos imágenes cubren 60.000 km², se completa con otra serie de líneas de debilidad que se ajustan a las ya mencionadas.

Tal como se ha expuesto al hablar de la composición formacional de la región, las imágenes limitan considerablemente el análisis de tipo petrográfico mientras que constituyen un elemento de extraordinaria potencialidad para el examen de las características estructurales de amplitud regional o continental. Por lo tanto, la combinación de imágenes convencionales con las espaciales, a distintas escalas, componen una base adecuada de la metodología utilizada en el análisis estructural.

La importancia del mayor conocimiento estructural de la región, se puede aplicar al evaluar los recursos mineros o hidrogeológicos principalmente.

5. CONCLUSIONES

Se ha llegado a las siguientes conclusiones generales y específicas, que tienen su incidencia en los estudios geológicos.

1. Se ha determinado que la Meseta ubicada hacia el Oeste de la Ruta Provincial n° 310, a la altura de el Cuy, constituye un rasgo geográfico definido por lo cual se propone denominarla Meseta el Cuy.

2. Se traza el contorno de la Meseta de Somuncura, en forma expeditiva con respecto a otros métodos convencionales que pudieran emplearse; pudiendo apreciarse un centro estructural en algunos sectores de su perímetro.

3. La banda de la cual es posible obtener mayor información es la 7, que

comprende una longitud de onda entre: 0,8 y 1,1 micrones.

4. Es conveniente utilizar copias ampliadas a escala 1:1.000.000; 1:500.000 y 1:250.000, lo que posibilita un análisis más detallado de la imagen.

5. La identificación litológica solo es posible cuando los afloramientos tienen una cierta extensión (no menos de 5 km²), un relieve apreciable y la cubierta de sedimentos modernos es de pequeño espesor, de tal forma que no enmascare los contactos geológicos.

6. El uso de imágenes ha permitido la identificación de unidades geomorfológicas regionales.

7. Se ha constatado que las coladas basálticas que afloran hacia el NW de Aguada de Guerra tienen como origen un centro efusivo distinto al que dió origen a la Meseta de Somuncura.

8. La importancia del mayor conocimiento estructural de la región, se puede aplicar en la evaluación de los recursos mineros o hidrogeológicos.

9. Se puede apreciar que los aluviones aterrazados parecen corresponder a un mismo nivel.

10. Las imágenes permiten establecer la existencia, dirección y relación de lineamientos estructurales a nivel regional, características difícilmente apreciables por los métodos utilizados hasta la fecha.

11. Se ha podido constatar el control estructural de la Sierra de Queupuniyeu y la relación de volcanes con líneas de falla.

12. Se comprobó que la litología que subyace al basalto de las mesetas de Somuncurá y El Cuy, es distinta, lo que da origen a caracteres cársticos en la primera de ellas.

Recibido el 8 de noviembre de 1974.

MIOGEOSINCLINAL TANDIL

Por H. G. MARCHESE¹ y E. C. DI PAOLA

RESUMEN

Las sedimentitas preterciarias de las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires se depositaron en una única cuenca a la que se denomina Miogeosinclinal Tandil.

La columna estratigráfica está integrada por una sola formación: La Tinta, con variaciones faciales, consideradas como miembros: cuarcítico, dolomítico, pelítico y calcáreo.

La ausencia de fósiles "convencionales", la presencia de estromatolitos, la asociación litológica y el estilo tectónico, comunes en sedimentitas precámbricas de Brasil, Sudáfrica, Australia, etc., permiten asignar edad preCámbrica superior (Rifeano superior, 675 ± 25 m.a. a Vendiano 570 ± 10 m.a.) para la Formación La Tinta.

ABSTRACT

Preterciary sedimentary rocks of Sierras Septentrionales (province of Buenos Aires) accumulated in a basin named Miogeosinclinal Tandil.

Only one formation, La Tinta with quarzitic, dolomitic, pelitic and calcareous lithofacial variations makes up the stratigraphic column, each lithofacies being a member.

A precambrian age (upper Riphean 675 ± 25 m.a. to Vendian 570 ± 10 m.a.) for La Tinta formation is suggested taking in account the lack of "conventional" fossils, the presence of stromatolites, the lithological association and tectonic features so common to sedimentary sequences of Brasil, South Africa, Australia, etc.

INTRODUCCION

Las Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires han sido estudiadas por numerosos y calificados autores, cuyos trabajos datan desde fines del siglo pasado hasta la actualidad. Dichos estudios han tenido distintas características y objetivos: la explotación económica, la búsqueda de agua, el conocimiento estratigráfico, petrográfico, mineralógico, paleontológico, etc. Una nómina casi completa de la mayoría de estos trabajos pueden obtenerse en Antonioli (1969) o en Holmberg (1972).

El análisis de gran parte de esta bibliografía puso de manifiesto la exis-

tencia de tópicos acerca de los cuales se hicieron distintas interpretaciones. Entre ellos pueden mencionarse:

1) Algunos autores cuestionan la correlación entre los afloramientos de las comarcas de Olavarría, Barker y Punta Mogotes (Amos *et al.*, 1971), mientras que otros consideran que las sedimentitas de las mismas conforman una sola cuenca (Teruggi, 1964; Iñiguez Rodríguez, 1970; Antonioli, 1969).

2) Se ha efectuado la cronoestratigrafía sobre la base de dubiofósiles en algunas comarcas, y de estromatolitos en otras. La mayoría de los autores se inclinan por una edad paleozoica (Ordovícico hasta Silúrico) para la totalidad o parte de los afloramientos, para otros (Amos, *et al.*, *op. cit.*) los corres-

¹ Miembro de la Carrera del Investigador Científico. C.O.N.I.C.E.T.

pendientes a Sierras Bayas serían de edad precámbrica, en tanto que el resto (incluyendo la localidad de Barker), sería paleozoica.

3) Se discute asimismo la posibilidad de diferentes episodios tectosedimentarios separados por discordancias (Tapia, 1937, 1938; Borello, 1962; Holmberg, 1972; y Marchese y Di Paola, 1975).

4) La nomenclatura estratigráfica utilizada es diversa, consecuencia de los distintos criterios estratigráficos adoptados.

Para realizar el estudio estratigráfico de la cubierta sedimentaria preterciaria de Sierras Septentrionales, se eligieron, a posteriori de una exhaustiva consulta bibliográfica, las localidades que se consideraron de mayor interés para tratar de interpretar las relaciones estratigráficas, y aún para llegar a comprender las diferentes inter-

pretaciones puntualizadas precedentemente.

Se realizaron estudios mineralógicos en relación con la petrología de las rocas, se coleccionaron abundantes dubiofósiles y se estudiaron con detalle los niveles estromatolíticos de las dolomías (trabajos en preparación).

La reinterpretación estratigráfica de la perforación Punta Mogotes N° 1 (Marchese y Di Paola, 1975) aportó valiosos elementos de juicio y aclaró la disparidad de criterios entre diversos autores, que tuvieron su origen en la correlación litológica basada exclusivamente en datos bibliográficos.

Para la mejor exposición de las observaciones realizadas y la explicación de los resultados obtenidos, se dividió el área estudiada en cuatro comarcas en las que se encuentran el "Basamento" y la Formación La Tinta, algunas de las cuales coinciden en parte con

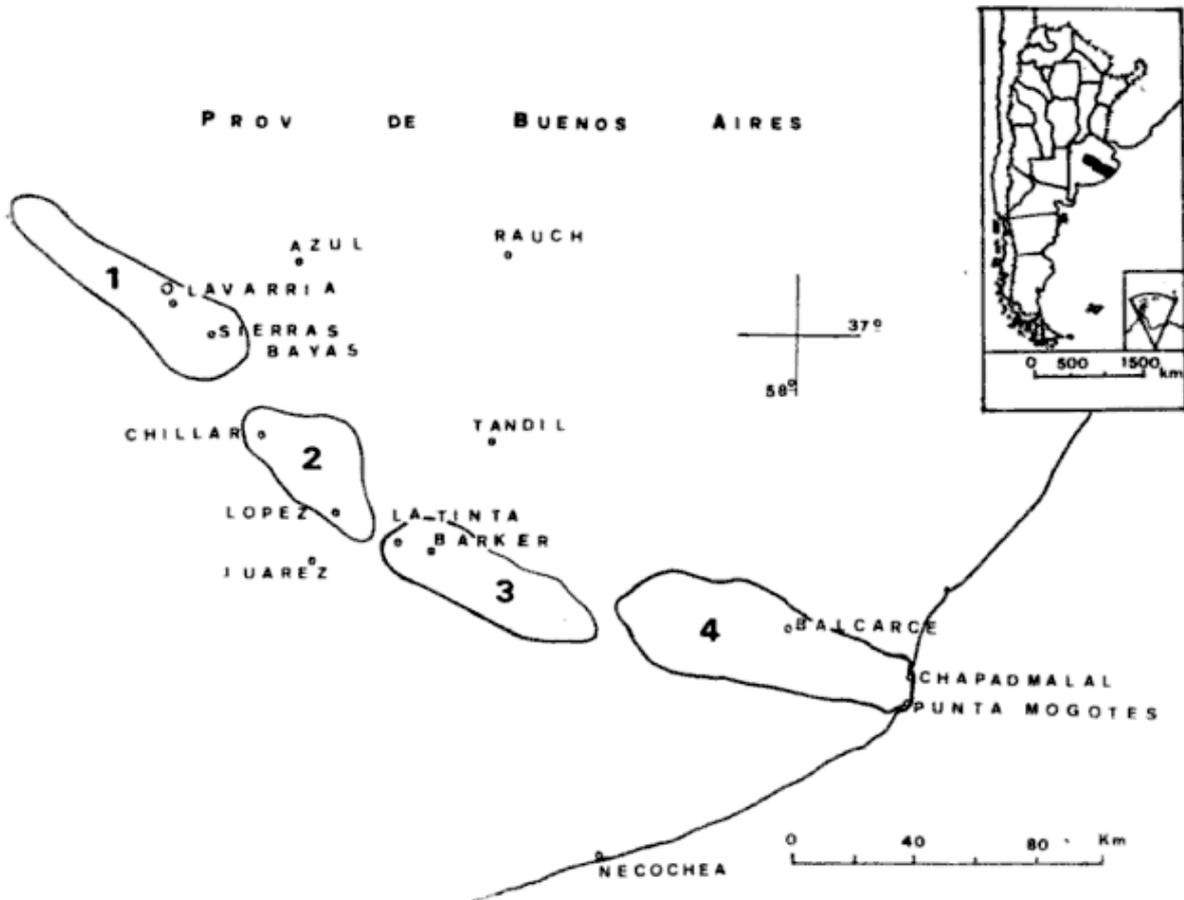


Fig. 1. — Mapa de ubicación de las cuatro comarcas citadas en el texto : 1, Olavarría-Sierras Bayas ; 2, Chillar-López ; 3, Cerro La Tinta-Barker ; 4, Balcarce-Chapadmalal-Punta Mogotes

las bosquejadas por Passotti (1958): 1) Olavarría-Sierras Bayas, 2) Chillar-López, 3) Cerro La Tinta-Barker, 4) Balcarce-Chapadmalal-Punta Mogotes (fig. 1).

1) COMARCA OLAVARRÍA-SIERRAS BAYAS

La columna estratigráfica de esta comarca ya ha sido elaborada por Nágera (1919) y posteriormente por González Bonorino (1954). Este último autor confirió valor de estructuras orgánicas (biohermas) a las dolomías estromatolíticas, avalando lo sostenido por Aguirre (1882, 1897 *a* y *b*), en tanto que otros autores las habían considerado únicamente estructuras de origen tectónico. La secuencia sedimentaria completa (fig. 2) puede integrarse en base a las observaciones de diferentes localidades: en la cantera Villa Mónica, se observa el basamento granítico-migmatítico con una cubierta de alteración constituida por "arcosa" residual. Sobre ésta se apoyan paracondordantemente 5 a 10 m de areniscas gruesas y finas, en parte conglomerádicas, parcialmente ferruginosas; aproximadamente 4 m de dolomías (espesor aflorante, no se puede medir la base con exactitud por estar tapada con depósitos recientes) con estructuras laminar y estromatolítica y más de 10 m de areniscas medianas. Puede considerarse que el perfil continúa en la cantera L.O.S.A. en donde sobre las cuarcitas, se apoyan 30 m de arcilitas, portadoras de concreciones ferruginosas (Codignotto, 1969). Pocos metros al SW de L.O.S.A. en la cantera Falavella-Colombo, sobre 5 m de arcilitas (parte inferior verde-amarillo, parte superior rojo-violáceo) se apoyan calizas pardo rojizas y negras. Estas últimas muestran extraordinarias exposiciones en diversas canteras de las Sierras Bayas (San Martín, Fasacal, Puracal, Loyola, Loma Negra, Avellaneda, etc.).

La columna sedimentaria integrada (fig. 2) muestra la siguiente sucesión

de litosomas (miembros): 6-15 m de cuarcitas; 4 a más de 30 m de dolomías; 15-30 m de cuarcitas; 5-30 m de arcilitas; 15 a más de 50 m de calizas. Algunos de estos valores han sido medidos en superficie, otros son datos de perforaciones. Los máximos en algunos casos no han sido alcanzados.

Miembro cuarcítico:

Se incluye en este miembro a las denominadas cuarcitas "inferiores" y "superiores". Las mismas yacen en bancos de poco espesor y de gran extensión areal. Tienen estratificación entrecruzada y concreciones ferruginosas. Son de color blanco grisáceo. Ya han sido descritas exhaustivamente en la literatura.

Textural y composicionalmente son ortocuarcitas (Pettijohn, 1963) o cuarcitas (Marchese y Garrasino, 1969). Granométricamente varían, según los niveles, entre areniscas conglomerádicas y areniscas finas, predominando netamente las medianas. Están constituidas por clastos de cuarzo mono y policristalinos, redondeados a muy redondeados, con contactos rectos y cóncavo-convexos, con crecimiento secundario de sílice en continuidad óptica. Poseen nódulos distribuidos al azar, de material arcilloso (?), color pardo claro, birrefringencia baja, a veces isótropo o con extinción puntiforme, con formas esferoidales que semejan restos orgánicos (?). Intersticialmente las cuarcitas tienen caolinita e illita y/o muscovita. Se observa también la transformación de moscovita a caolinita. Estas areniscas maduras no ofrecen en sí mayor interés especulativo petrológico, excepto en lo que se refiere al ambiente y medio de transporte. Pero es de importancia relevante la composición de los clastos tamaño guija para conocer el área de procedencia.

En el perfil de la cantera Villa Mónica, puede observarse la disminución paulatina de la participación de micro-

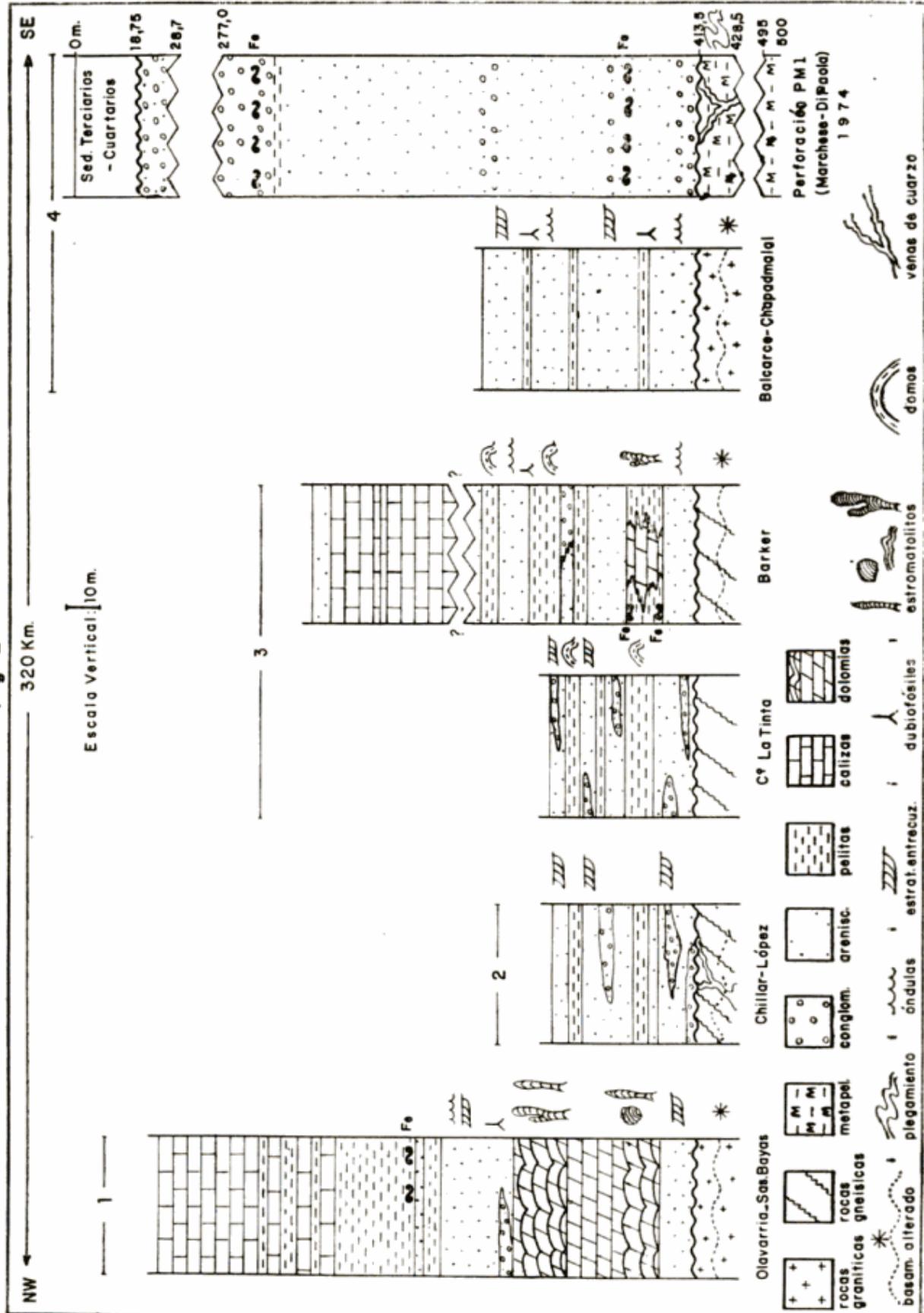


Fig. 2. — Columnas estratigráficas integradas de las cuatro comarcas del Mioceno del Tapdill

clino y plagioclasa en las areniscas gruesas conglomerádicas que apoyan paraconcordantemente sobre la cubierta de "granito" alterado. Hacia arriba el predominio de los clastos de cuarzo mono y policristalino (fragmentos de rocas miloníticas, graníticas, ftanita, etc.) es total. En los clastos ftaníticos se observa esporádicamente restos de nódulos u oolitas.

Miembro Dolomítico:

Las dolomías presentan sus mejores exposiciones en los faldeos del Cerro Largo, donde se encuentran ubicadas canteras que ofrecen frentes de explotación amplios, en los cuales pueden hacerse excelentes observaciones.

Las dolomías poseen espesores máximos que oscilan entre 40-45 m (C^o Bayo), Nágera, 1919, pp. 24, sin que se haya alcanzado la base de los afloramientos. En un perfil general e integrado presentan en su base estructuras tipo "lomo de ballena", que corresponden al techo de bancos estromato-

líticos (fig. 2), sobre estos se apoya dolomía que muestra laminación generalmente paralela de pocos cm a mm de espesor. También se observa laminación entrecruzada, convoluta, con estructuras de deslizamiento interno, estiolitas, intraclastos, corte y relleno, etcétera. El color es generalmente pardo grisáceo, se puede distinguir dos niveles, uno inferior gris oscuro y otro superior más silíceo, amarillo "dorado".

Sobre la dolomía laminada se apoyan varios (dos a cinco) bancos estromatolíticos de 1 m de espesor promedio cada uno (fig. 3), con estructura transversal en forma de arcos. Entre los bancos estromatolíticos hay arcilitas verdes de 0,5 a 0,20 m de espesor, que se adaptan plásticamente a la forma de los domos. El nivel estromatolítico en algunos casos tiene 100 m de largo, y se afina y desaparece, configurando un litosoma de forma general lenticular (Villa Mónica). Microscópicamente las dolomías están constituídas por dolomierita, doloesparita y dolosubesparita con cristales con contactos apicales.



Fig. 3. — Frente de la cantera propiedad de Toffoletti. Se observan tres bancos estromatolíticos (el superior parcialmente erosionado), por debajo de ellos, dolomías laminadas

Cabe señalar la riqueza de variedades estromatolíticas presentes en las dolomías. Además de *Collenias* y *Cryptozoon* mencionadas por González Bonorino (1954) y Cuerda (1972) se encontraron asociaciones de formas variadas y niveles con individuos aislados. En general los bancos "biostromales" (domados) poseen individuos alargados, aislados, bifurcados, rectos o sinuosos, con constricciones.

Los microestratos internos son generalmente cóncavos hacia abajo. Parecería existir en algunos bancos migración de formas en sentido vertical: individuos aislados → bifurcados → laminados estratiformes → bifurcados → laminados estratiformes. El largo, ancho y complejidad varían de un banco a otro.

En el frente de la cantera Malegui, en la dolomía inferior laminada se encontraron estromatolitos aislados en un banco mal definido, los individuos están constituidos por capas concéntricas de contorno esferoidal (?) de 20 cm de diámetro máximo, en tanto que en la cantera Tofolletti, ocupando posición similar a estos, se encontraron individuos de forma apical. En el Cerro Matilde, en la parte superior del frente de la cantera Colombo, se encontraron estromatolitos concéntricos en planta pero apicales en corte transversal, de hasta 50 cm de diámetro.

Con esta escueta descripción los autores quieren exponer la complejidad y variedad de los "géneros" encontrados, hecho que merece mayor atención dada la importancia de estas estructuras orgánicas en las columnas estratigráficas mundiales.

Sobre los estromatolitos "domados" superiores hay nuevamente dolomías laminadas con espesores variables (hasta 12 m).

Los litosomas dolomíticos se encuentran siempre entre bancos cuarcíticos. En algunas canteras (C^o Matilde y L.O.S.A.), hay una mayor participación de material pelítico ferruginoso.

No existe ningún elemento de juicio que permita suponer origen secundario para estas dolomías. Del estudio petrográfico se deduce que son esencialmente sinsedimentarias, reflejando las características físico-químicas del ambiente de sedimentación. Se descarta el origen de reemplazo de calcita primitiva por dolomita que han sustentado algunos autores.

Miembro pelítico:

Las arcilitas se encuentran intercaladas concordantemente entre las cuarcitas y las calizas. Poseen espesores máximos de aproximadamente 30 m de espesor del pozo N^o 11 (Jutoran y Amos, 1958), se las encuentra interestratificadas con bancos delgados, masivos de cuarcitas en su parte inferior, en tanto que el límite con las calizas suprayacentes es gradual.

Poseen colores variados: rojo-violeta en la parte superior, amarillo-verde en la parte inferior, gris, etc. Estructuras de laminación mediana y fina (0,2-0,3 cm) y estratificación fina (0,10-0,15 cm). Una descripción muy detallada de un frente de cantera de arcilla (L.O.S.A.) puede leerse en Codignotto (1969). En esta localidad las arcilitas poseen concreciones ferruginosas con un tenor del 57,5 % de Fe₂O₃ (Codignotto, *op. cit.*).

La arcilla que predomina en general en las pelitas es illita, con *eaolinita* subordinada (10 %) en algunos niveles, y vestigios de *montmorillonita* (Di Paola y Marchese, 1974).

Ftanita, conglomerados y brechas silíceas:

Sobre el techo de las dolomías, intercalados en forma discontinua en el Miembro cuarcítico superior, hay bancos de hasta 1 m de espesor de conglomerados con clastos de ftanita subredondeados a subangulosos de hasta 15 cm de largo, de color gris oscuro,

con matrix arenosa. La ftanita de los clastos muestra estructuras relicticas sedimentarias: oolitas (?), pseudofósiles (?), laminación, etc., que indicaría proveniencia de una roca calcárea silicificada.

Asimismo, y con diversas posiciones estratigráficas hay bancos de poco espesor de sílice microcristalina. En la Cantera Villa Mónica hay un nivel ftanítico discontinuo y de escasa potencia entre el litosoma dolomítico y la cuarcita suprayacente.

También hay sílice microcristalina en zona de fallas, formando brechas (cantera L.O.S.A. abandonada, etc.).

*Miembro calcáreo*¹

Los bancos de calizas apoyan generalmente sobre las pelitas con las que se encuentran interlaminados. El espesor máximo de los litosomas calcáreos puede superar los 50 m. Su color oscila entre el negro azulado y el rojo grisáceo y alternan con arcilitas rojas con colores de reducción verdes. Los rasgos estructurales más conspicuos son la laminación y estratificación. En algunos frentes de cantera se observa deformaciones de tipo sinclinal en los estratos superiores. Estas estructuras locales se encuentran generalmente sobre cuerpos silíceos ("bochones") de aspecto brechoso (constituído por "pseudoclastos" de tamaño guija fina de ftanita, cementados por calcita esparítica), a los que los mineros llaman en razón de su dureza "piedra de fuego". Los autores consideran que estos cuerpos "brechoides" se han generado por segregación intraestratal y concentración de sílice microcristalina. Este reemplazo de la micrita por sílice que conserva estructuras relicticas débiles,

¹ Se utiliza el término "calcáreo", en lugar de "calcítico", por considerarlo de uso corriente en la nomenclatura geológica argentina. Cuando además de calcita, hay otro componente, este se explicita generalmente, ej.: el Horizonte Calcáreo-Dolomítico-actualmente Formación Yacoraite.

y por esparita, debe haber producido una disminución del volumen total de la roca, lo que provocó la deformación de las capas calcáreas suprayacentes, que formaron pequeños sinclinales como resultado del colapso.

Las calizas se encuentran generalmente subhorizontales o formando pliegues de gran longitud de onda.

También se observa en los frentes de cantera fallas con rechazos variados. En las fisuras, diaclasas, etc., hay calcita blanca y brechas con cemento calcáreo.

Microscópicamente las calizas están constituídas por micrita y micrisubesparita, y por escasos elementos terrigenos. Se observa microlaminación debida a la concentración de material ferruginoso y arcilloso.

El mineral de arcilla predominante en las micritas es illita, con caolinita (hasta 30-40 %), muy escasa montmorillonita y un interestratificado incipiente (Di Paola y Marchese, *op cit.*). Llama la atención en estas rocas la ausencia de todo resto orgánico; se realizaron análisis para determinar la existencia de microfósiles carbonosos o calcáreos, con resultados negativos, hasta el momento.

2) COMARCA CHILLAR-LÓPEZ

Esta comarca se ubica a lo largo de una línea de altos topográficos que desde la localidad de Chillar, abarca Cinco Lomas, Cerro La Tortuga, Dos Marías. Estas elevaciones no superan en general los 250 m s.n.m. y se encuentran a lo largo de una línea de rumbo NW-SE. Se caracteriza porque en ellas se hallan ubicadas canteras y minas que explotan mineral arcilloso: La Verónica (cerca de Chillar), Cinco Lomas. El Cañón y Constante Diez. De todas ellas las más importantes por el volumen del material explotado son la mina Constante Diez y Cinco Lomas. En los destapes expuestos en estas canteras y mi-

nas se pone de manifiesto con claridad las relaciones entre el basamento y el Miembro cuarcítico. Es esta una zona levantada por fallamiento, que deja en exposición el basamento con su cubierta de alteración.

Las cuarcitas de la Formación La Tinta se apoyan discordantemente sobre el basamento alterado, presentando en su base, en forma discontinua un conglomerado brechoso, de espesor variable.

En la cantera Constante Diez el laboreo se hace en galerías, cuyo techo es el conglomerado brechoso. El material que se explota es una roca untuosa al tacto, constituida por caolinita e illita, con abundante cuarzo. La misma forma parte de una cubierta de alteración del basamento cristalino, gneíssico. Efectivamente se observa el pasaje gradual de la roca "gneíssica" fresca de color gris verdoso, intruida por venas pegmatíticas, a una roca de color rojizo, laminada, con textura relictica gneíssica, la cual a su vez adquiere transicionalmente color gris verdoso claro, y superficie untuosa al tacto. Vista con microscopio se observan "ojos" de cuarzo inmersos en una "matriz" caolínitico-illítica.

La arcilla explotada en esta comarca tiene su origen por lo tanto, como en el yacimiento de caolín de Cerro Segundo de Balcarce, en la alteración de rocas del basamento. En esto los autores difieren con Angelelli, *et al.* (1973), quienes ubican al banco explotable en Constante Diez entre una "cuarcita" y un banco conglomerádico.

El conglomerado brechoso tiene en Constante Diez una longitud de 150 m y reposa discordantemente sobre el basamento alterado. Sobre el conglomerado yacen bancos de cuarcita y pelitas con estratificación entrecruzada y diagonal, con intercalaciones de conglomerados lenticulares de escasa potencia (fig. 2).

En cantera "El Cañón", ubicada al NW de Constante Diez, el conglomerado

forma una lente de 6 m de longitud y aproximadamente 0.40 m de espesor, lateralmente pasa a constituir una arenisca amarillenta. Sobre este banco se asientan 4 m de cuarcitas estratificadas, con laminación entrecruzada. Por debajo de esta secuencia hay gneisses muy alterados color amarillento-verdoso-parduzco intruidos por venas de cuarzo.

En la mina Cinco Lomas, la cuarcita se asienta directamente sobre el basamento alterado explotable, no apareciendo en el destape el conglomerado basal, en tanto que en La Verónica, al SE de la localidad de Chillar el conglomerado tiene un espesor de 2 m y es lenticular.

Las observaciones realizadas en estas explotaciones confirmaron la relación existente entre el basamento "gneíssico" y las cuarcitas suprayacentes de la Formación La Tinta con su conglomerado basal, quedando claro que la explotación del nivel arcilloso en esta zona se realiza en rocas ígneo-metamórficas muy alteradas.

3) COMARCA CERRO LA TINTA-BARKER

En esta comarca, como en Olavarría-Sierras Bayas, puede reconstruirse la columna sedimentaria completa con algunas variaciones locales.

En un destape que se halla sobre el camino ubicado en el flanco austral del Cerrito de la Cruz, se encuentra la base de las cuarcitas, que apoyan sobre una sucesión rojiza de rocas "laminadas". Este pequeño destape (descrito por Schauer y Vernier, 1967) está afectado por fallas locales de escaso rechazo y casi verticales. Las rocas rojizas "laminadas" fueron correlacionadas por dichos autores con las pelitas de la llamada Formación Punta Mogotes (Borrello, 1962). La observación del afloramiento puso de manifiesto la existencia de dos estructuras discordantes: la estratificación de los bancos cuarcí-

ticos en la parte superior y la esquistosidad oblicua a la anterior, en las rocas rojizas "laminadas". El estudio de gabinete confirmó que las supuestas pelitas son rocas metamórficas muy alteradas y pirofilitizadas. En ellas predomina en general una microtextura laminar, a veces convoluta, generalmente indicada por concentraciones de hierro y micas suborientadas con abundantes "núcleos" u "ojos" de cuarzo y arcillas (pirofilita, y caolinita e illita escasas). Estas "arcilitas" no son más que *el producto de la alteración del basamento cristalino* y forman "bolsones" de basamento alterado que, por lo tanto, se encuentran alojados en forma discontinua. Debe quedar claramente especificado que las rocas del Cerrito de la Cruz nada tienen que ver, desde el punto de vista litológico con las que Borrello (1962) denominó Formación Punta Mogotes y Marchese y Di Paola (1975) Metapelitas Punta Mogotes. En este último trabajo los autores clasificaron las rocas atravesadas por la perforación como pelitas esquistosas pizarreñas, afectadas por bajo grado de metamorfismo, y no observaron en las mismas ninguna alteración. En el Cerrito de la Cruz se trata de migmatitas muy alteradas, deleznales.

Las cuarcitas suprayacentes de la Formación La Tinta son de grano muy fino, blanco grisáceas.

En esta comarca pueden observarse hasta tres bancos cuarcíticos pero no se descarta la existencia de un mayor número.

Entre los dos bancos "inferiores" hay concentraciones de óxido de hierro. (Mina El Sombrerito y otras manifestaciones adyacentes), que consisten en niveles hematíticos muy puros, pelitas y cuarcitas ferruginosas. Cabe agregar que estas últimas son textural y composicionalmente semejantes a las descritas por Marchese y Di Paola, 1975, en las profundidades de 282.2 m y 402 m en la perforación Punta Mogotes N° 1.

Debido a la cubierta reciente es difícil discernir que material es el que se encuentra entre los bancos cuarcíticos, aunque sí puede suponerse que son más deleznales por los resaltos que forman las cuarcitas en el paisaje. Efectivamente, el material interestratificado (o interdigitado?) es de dos tipos: dolomítico y pelítico. Hasta tanto no se efectúe el mapeo y la prospección detallada de toda esa comarca no se puede afirmar cuantos niveles pelíticos o dolomíticos existen. Schauer y Vernier (1967) describieron y ubicaron con exactitud la posición de las dolomías. Estas tienen aproximadamente 10 m de espesor y están ubicadas entre las cotas 310 y 320 m s.n.m., 500 m al este del Cerrito de La Cruz. La dolomía es estromatolítica, en la porción superior del banco hay estromatolitos, cuya medición es dificultosa: parecen llegar a 1.40 m de longitud y aparentemente están bifurcados en los 0.40 m superiores, los microestratos internos son cóncavos hacia abajo. Hacia la base migran adoptando formas estratiformes onduladas. Por encima se apoya nuevamente otro banco cuarcítico. Schauer y Vernier (*op. cit.*), estimaron que el banco dolomítico posee una longitud de 1 km y medio, tiene forma lenticular y es reemplazado lateralmente por pelitas.

En las canteras de arcillas de la comarca, se observa un perfil bastante constante: un banco de 0.60 a 1 m de espesor de cuarcitas blanquecinas; por debajo, arcilitas amarillentas, grises a rojizas en su base, finamente laminadas. En el piso de las canteras La Elisa, etc., hay pelitas rojas, cuya característica fundamental es la de estar dispuesta en "domos" alineados. Estas arcilitas son más ferruginosas que el resto y a veces están silicificadas. Dichas características, texturales y estructurales, tienen su mejor exposición en la cantera abandonada del Cerro La Tinta. En la misma se observan "domos" pelíticos silicificados de una

decena de metros de largo por dos o tres metros de ancho. El resto de las sedimentitas suprayacentes se adaptan en pliegues cuya longitud de onda se hace mayor hacia la parte superior. Estos "domos" habrían sido producidos por movimientos tectónicos que causaron el fallamiento y deslizamiento de bloques de sierra, con el corrimiento en sentido de la estratificación de las capas más plásticas, en este caso las arcilitas. El fallamiento fue acompañado por una etapa de movilización de líquidos hidrotermales. El Cerro La Tinta tiene una complicada estructura de fallas. Parecería ser el eje donde convergen la falla que con rumbo SE-NW levantó los bloques de los cerros La Tortuga, Cinco Lomas, etc. y otras con rumbo E-W. Por lo tanto, lamentablemente, la localidad tipo de la Formación La Tinta no es la que tiene mayor ni mejor exposición de la misma, debido a las complicaciones estructurales. Asimismo, en algunas canteras, en lugar de "domos" silicificados, o asociados con ellos, se encuentran capas de chert de espesor considerable (2 m). La sílice se encuentra relacionada en general con todas las manifestaciones tectónicas, como fallas de pequeño y gran rechazo.

El mineral de arcilla que se explota en las secuencias pelíticas es principalmente illita, y en los "domos pelíticos" se ha encontrado pirofilita, la que generalmente está asociada con sílice, producto ambas de la movilización hidrotermal casi contemporánea con el tectonismo (Di Paola y Marchese, *op. cit.*).

Es de interés destacar, que en la cantera propiedad de Vittor, Pessina y Cía., distante 4 km al NW de Barker, el perfil encontrado, de arriba hacia abajo es el siguiente: 2 m de cuarcitas, 5 m de arcilitas laminadas amarillas, 2 m de areniscas y arcilitas rojizas intercaladas. En estas últimas aparecen

numerosos dubiofósiles, semejante a los del Cerro San Agustín. En el perfil integrado de esta comarca, los dubiofósiles se encuentran ubicados en la columna estratigráfica a escasos metros sobre el nivel dolomítico (fig. 2).

Al sur de Barker se explota caliza (Villa Cacique, El Infierno) afanítica, negra y maciza, afectada por numerosas diaclasas, en la que se ha depositado calcita blanca. Los autores del presente trabajo encontraron formas cónicas con vértice redondeado y sección circular, cuyo origen aún no han establecido (dubiofósiles?). En una nota, Dalla Salda, Guichón y Rapella (1972) mencionan la existencia de una brecha sobre las calizas y de un banco de cuarcitas sobre la misma, lo que confirmaría la suposición de la existencia de varios bancos cuarcíticos.

Prácticamente no quedan lugar a dudas que esta comarca configura la variación facial de la Formación La Tinta, entre las cuarcitas escasamente pelíticas de la Comarca Balcarce-Chapamala y la asociación cuarcítico-dolomítico-pelítica de Olavarría-Sierras Bayas.

En la comarca La Tinta-Barker puede detectarse: el acuñamiento de las dolomías; las interdigitaciones y mayor predominio de las cuarcitas, las cuales aumentan su espesor hacia el SE, (Punta Mogotes); y menor variación litológica que la presente en la Comarca I.

El perfil completo de esta comarca sería litológicamente semejante a Olavarría-Sierras Bayas, pero estratigráfica y tectónicamente más complejo. Estaría constituido por varios bancos cuarcíticos con un nivel lenticular de dolomías (10 m) y dos ó más niveles arcillosos (2 a 10 m); calizas negras y nuevamente cuarcitas. Es importante hacer notar que en esta zona hay una posición estratigráfica casi contemporánea de dolomías estromatolíticas y de pelitas con dubiofósiles (fig. 2).

4) COMARCA BALCARCE - CHAPADMALAL - PUNTA MOGOTES.

Esta comarca se caracteriza por el total predominio de las cuarcitas de la Formación La Tinta en las que hay estructuras sedimentarias que indican aguas someras y turbulentas: óndulas de formas diversas (paralelas, lingüoides, etc.), estructuras de corte y relleno de varios metros de longitud, estratificación entrecruzada, etc. Los niveles arcillosos son varios y de escasa potencia. En el cerro San Agustín, como asimismo en las canteras existentes en Chapadmalal, etc., es abundante la cantidad y variedad de dubiofósiles, que merecen ser estudiados con detenimiento. Es muy probable que muchas de estas estructuras no tengan origen orgánico.

Se observa aquí nuevamente la relación basamento-cuarcitas. El primero presenta "bolsones" de material alterado, un ejemplo del cual es la cantera Cerro Segundo en la Sierra Bachicha, en donde se explota caolinita, producto de la alteración de la "roca granítica" infrayacente.

PERFORACION PUNTA MOGOTES Y SU RELACION CON LAS COMARCAS ESTUDIADAS

Marchese y Di Paola (1975) efectuaron una reinterpretación de la Perforación Punta Mogotes, cuyas principales conclusiones fueron:

1) La existencia en la base de las cuarcitas de un conglomerado basal, constituido por fragmentos de metapelitas y ortocuarcitas de otro ciclo secundario.

2) Las Metapelitas Punta Mogotes poseen esquistosidad y están intruídas por microvenillas y venas de cuarzo, clorita y caolinita, y pertenecen a otro evento tectónico-sedimentario.

3) Hay laminación y estratificación paralela en las cuarcitas y pelitas de la

Formación La Tinta y oblicua en las Metapelitas.

Todo esto llevó a sostener que la Formación La Tinta (facies arenosa) se apoya erosiva y discordantemente sobre las Metapelitas Punta Mogotes. Dichas metapelitas intruídas y deformadas integran el Complejo Buenos Aires que conforma el "Basamento" de la Formación La Tinta (fig. 4).

NOMENCLATURA ESTRATIGRAFICA

Los autores del presente trabajo denominaron (1975) Complejo Buenos Aires al conjunto de rocas de distinta naturaleza (migmatitas, esquistos, rocas "graníticas", etc.), afectados diferencialmente por acontecimientos tectomagmáticos cuya complejidad litológica se pone de manifiesto en la dificultad para establecer las relaciones espaciales entre ellas, y consideraron como parte de dicho complejo a las Metapelitas Punta Mogotes —ex Formación Punta Mogotes de Borrello (1962). Asimismo correlacionaron tentativamente a estas últimas con la Serie Metamórfica de Lavalleya de la República Oriental del Uruguay.

En el presente trabajo proponen el término general de *Miogeosinclinal Tandil* para designar a la cuenca de depositación de la Formación La Tinta, considerando que tanto la secuencia litológica como las variaciones faciales de esta formación pueden ubicarse dentro del esquema tectosedimentario de cuencas marginales (miogeosinclinal) de Krumbein y Sloss (1963) y de plataforma.

Dichas áreas ocupan un lugar de transición entre el dominio del cratón y el del eugeosinclinal. La *asociación de cuarcitas-carbonatos-pelitas es común en las cuencas desarrolladas donde las tendencias eugeosinclinales son distantes de la márgenes cratónicas estables y las condiciones tectónicas son de relativa calma.*

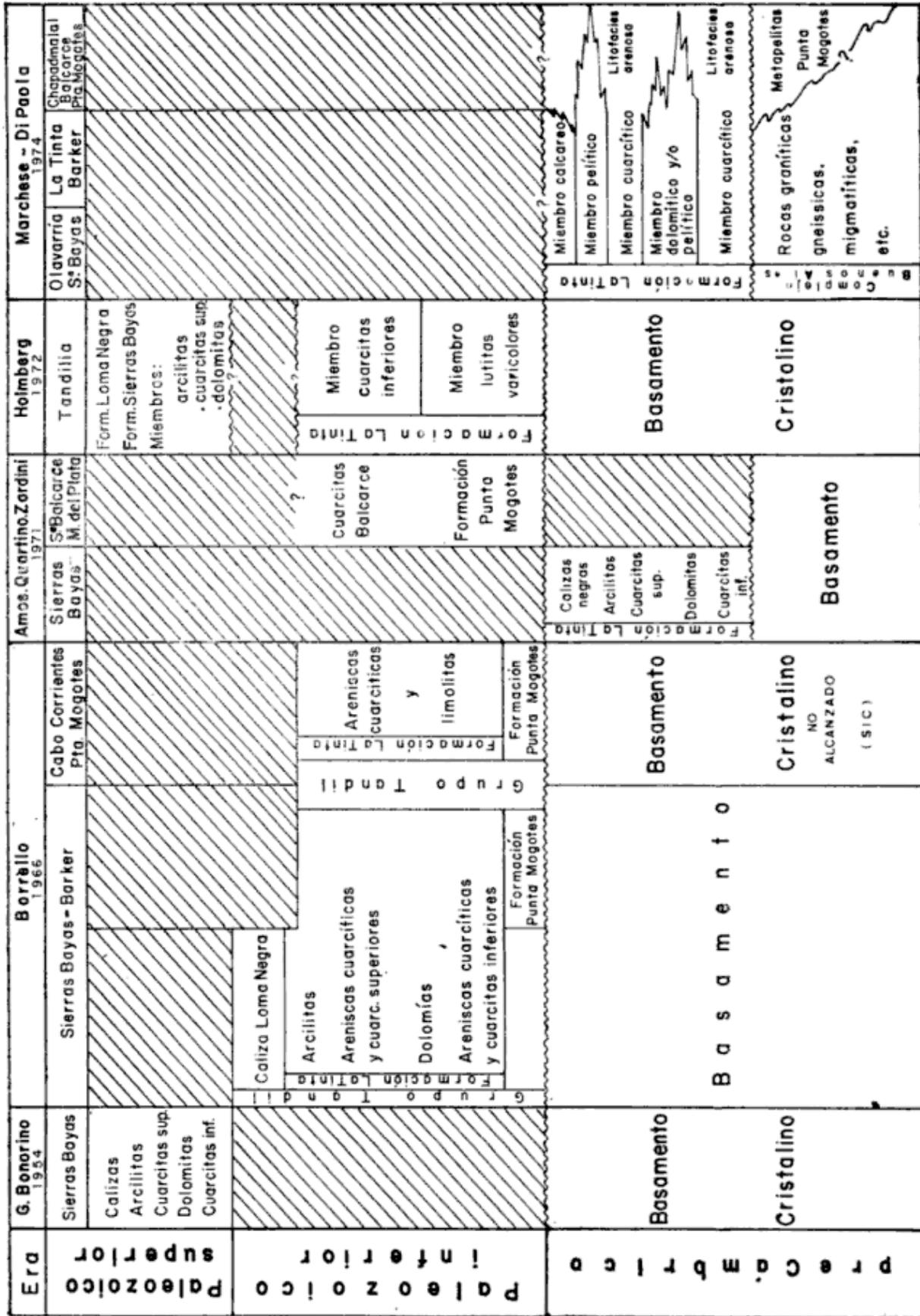


Fig. 4. — Cuadro estratigráfico comparativo del Miogeosinclinal Tandil

La Formación La Tinta se subdivide en varios miembros (litofacies) que poseen distribución y representatividad a los cuales se los denomina informalmente por su composición litológica predominante: cuarcítico, calcáreo, dolomítico y pelítico. Sus límites superior e inferior son en general transicionales (interestratificación de cuarcita y pelitas, o de pelitas y calizas, etc.) y lateralmente, están caracterizados por cambios faciales. Por el predominio neto de las cuarcitas en el sector suroccidental de la cuenca, Marchese y Di Paola (1975) han designado a la sucesión de cuarcitas con pelitas intercaladas, Formación La Tinta (Litofacies arenosa). Se correlaciona tentativamente a la Formación La Tinta con la Formación Piedras de Afilar del Uruguay.

CLIMA Y AMBIENTE

El Miogeosinclinal Tandil posee varios indicadores paleoclimáticos y paleoambientales, que permiten reconstruir su evolución con bastante grado de certeza.

El Complejo Buenos Aires sobre el que se apoya la secuencia del Miogeosinclinal Tandil posee una capa regolítica, representada por rocas con distinto grado de alteración —desde “arenitas” residuales hasta rocas totalmente argilizadas en las que predomina la caolinita y el cuarzo. Esta cubierta está enriquecida en óxidos de hierro, y la asociación mineralógica: *caolinita-cuarzo-óxido de hierro*, es indicadora de climas hidrolizantes. No debe descartarse que la filtración de las aguas superficiales a través de diaclasas, fisuras, etc., puede haber contribuido a acentuar dicho proceso en épocas más recientes como también queda abierta la posibilidad de alteración hidrotermal, confirmada únicamente por la presencia de minerales de alta temperatura (pirofilita).

La cubierta de alteración del basa-

mento representa una etapa de exposición del mismo a los agentes atmosféricos (temperatura media elevada y abundantes precipitaciones), lo que permitió que se produjera en condiciones tectónicas estables la lixiviación de elementos alcalinos y alcalinos-terreos de las rocas silicáticas, dejando un regolito enriquecido en cuarzo y óxidos de hierro y favoreciendo la formación de caolinita a partir de moscovita. La continuidad del clima del tipo hidrolizante (pH ácido) durante la depositación y el soterramiento de los sedimentos parece estar indicada por la estabilidad del cuarzo, su crecimiento secundario y la presencia de caolinita y de niveles ferruginosos en el Miembro cuarcítico de la Formación La Tinta. Este miembro, de gran extensión areal (aproximadamente 320 Km de largo) presenta gran potencia en el sector suroccidental, en donde posee asimismo abundantes estructuras sedimentarias (óndulas diversas, corte y relleno, estratificación entrecruzada), indicadoras de zonas con elevada a moderada energía cinética, de depositación sobre el nivel de alta marea. El resto del Miembro cuarcítico también presenta estructuras sedimentarias, principalmente laminación y estratificación fina, entrecruzada, esporádicamente diagonal.

Toda la sucesión litológica indica que la depositación se debe haber llevado a cabo en una franja costanera con un declive muy suave, cuyas características permitieron el movimiento del material principalmente por corrientes de marea y olas de tormentas.

Asimismo debieron existir zonas protegidas de la acción del oleaje, en donde se produjo la acumulación de hidrolizatos (arcillas constitutivas del Miembro pelítico) y de “precipitados” (Miembros calcáreos y dolomíticos). Tanto las pelitas constituidas principalmente por illita (Di Paola y Marchese, 1974) como los carbonatos son indicadores de pH elevados. Las calizas y dolomías señalan temperaturas media elevadas,

mientras que los estromatolitos son indicadores de ambientes costaneros entre mareas.

AREAS DE APORTE

La presencia de cuarzo mono y policristalino ofrece ciertos criterios para la discusión de las posibles áreas de proveniencia del material clástico de la Formación La Tinta. El cuarzo policristalino acusa procedencia de rocas eruptivas, metamórficas y sedimentarias.

El Complejo Buenos Aires, de amplia distribución en la Provincia de Buenos Aires y en Uruguay ya ha sido propuesto como área de aporte por diversos autores, pero la presencia de cuarcitas y ftanitas, estas últimas con texturas relícticas (laminación, oolitas, etcétera), que permitirían inferir un proceso de silicificación en calizas, amplía el espectro de proveniencia.

Las secuencias cuarcítico-calcareas son comunes en el precámbrico de Brasil, de Sudáfrica, Australia, etc. Si se considera la posibilidad de las concentración de las masas continentales del actual hemisferio austral, anterior a su deriva, el continente Africano se encontraría adosado a nuestra plataforma atlántica.

En Africa del Sur se acumularon espesas secuencias cuarcíticas y calcáreas, estas últimas parcialmente silicificadas, cuya edad oscila alrededor de los 2.000 m.a.; puede considerarse entonces que las mismas habrían proporcionado los clastos de sedimentitas que se encuentran en los niveles conglomerádicos de la Formación La Tinta.

En síntesis, existe suficiente fundamento para señalar la posibilidad de dos áreas de aporte bien caracterizadas petrográficamente: el Complejo Buenos Aires, de naturaleza magmático-metamórfica, cuya edad oscila entre los 2.000 m.a. y 600 ± 50 m.a. y las series sedimentarias precámbricas sudafricanas. El primero habría proporcionado

cuarzo mono- y policristalino, caolinita y óxido de hierro y las segundas fragmentos de ortocuarcitas y de calizas silicificadas.

EVOLUCION, BIOLOGICA, TECTOSEDIMENTARIA. EDAD

El análisis de los elementos litológicos, biológicos, mineralógicos, etc., permiten hacer las siguientes consideraciones:

1) No existe en nuestro país una asociación litológica consanguínea del tipo cuarcita-calizas-dolomías estromatolíticas-pelitas como la encontrada en las Sierras Septentrionales, pero llamativamente han sido mencionadas secuencias similares en el precámbrico de Sudáfrica, Australia, Brasil, etc.

2) Si las sedimentitas de la Formación La Tinta fueran de edad paleozoica, nos encontraríamos con entes litológicos de difícil correlación con otras sedimentitas paleozoicas del país, que se encuentran generalmente bien dataadas por su contenido paleontológico y que se correlacionan fácilmente con secuencias de otros continentes. Este es el caso de las Sierras Australes, cuya litología, flora y fauna permiten no sólo ubicarlas dentro del Paleozoico sino correlacionarlas con formaciones de Africa, etc. Asimismo resulta muy difícil relacionar las calizas de la Formación La Tinta con la Caliza San Juan por estar compuestas ambas por carbonatos. Los autores no concuerdan y consideran improbable la correlación efectuada por Cuerda (1972) entre ambas formaciones, ya que la Caliza San Juan, a diferencia de las del Miogeosinclinal Tandil, poseen abundantes invertebrados bien definidos y útiles a los fines cronoestratigráficos, escasos estromatolitos y características litológicas totalmente diferentes (Marchese, 1972 *a* y *b*, Marchese y Fernández Giannotti, 1973 y Di Paola y Marchese, 1973).

Las únicas estructuras órgano-sedimentarias presentes en la Formación La Tinta y de las cuales no hay estudios realizados sino datos aislados ilustrativos o informativos, son los estromatolitos. La importancia de los mismos como indicadores cronoestratigráficos ha sido demostrada en el precámbrico de Australia, Rusia, Sudáfrica, etc. Algunos autores han hecho notar que parece existir una relación inversa entre la abundancia de estromatolitos y la proliferación de invertebrados. La declinación de los primeros se produce a partir del Paleozoico inferior cuando aparecen otros organismos competitivos. Estos, a partir de dicho período se encuentran asociados con las dolomías y los estromatolitos.

3) Es significativo que la búsqueda intensiva de macro y microfósiles carbonosos y calcáreos en los distintos miembros de la Formación La Tinta haya dado saldo negativo hasta el momento. No ha sido posible encontrar "fósiles convencionales" que indiquen una edad determinada.

4) Los estromatolitos que se hallan en el Miembro dolomítico presentan además de "Collenia" y "Cryptozoon", una gran variedad de "grupos" (géneros), pero son *absolutamente estériles* respecto a otros restos orgánicos. Cabe mencionar en este párrafo que los estromatolitos han sido considerados por Cloud y Semikahtov, 1969; Raaben, 1969; Walter y Preiss, 1972, etc., como estructuras válidas para la datación y zonación del precámbrico, durante el cual alcanzaron su *acmé*.

5) Respecto a los ichnofósiles o dubiofósiles, mencionados por diversos autores, descritos por Borrello (1966) y utilizados para asignar edad ordovícica y silúrica a parte de la Formación La Tinta (Cerro de San Agustín, Cabo Corrientes, etc.) convendría efectuar ciertas reflexiones: resulta muy difícil, sino imposible, explicar razonablemente porqué rocas que conservaron innumerables improntas de *cruzianas* no regis-

tran improntas dorsales de trilobites u otro tipo de organismos. Además hasta el momento se había mencionado su presencia en el área de Chapadmalal-Punta Mogotes. En sucesivas campañas se han encontrado dubiofósiles en capas pelíticas asociadas con cuarcitas en las canteras de Barker y recientemente en la cuarcita que suprayace las dolomías de la cantera Colombo, en Sierras Bayas (fig. 2).

Asimismo los autores encontraron numerosas especies o variedades de dubiofósiles no mencionadas anteriormente, algunas de las cuales merecerían especial atención, como motivo de estudio.

¿Qué condiciones no permitieron o inhibieron la proliferación de vida "detectable" (exceptuando los estromatolitos)? La temperatura, oxigenación, etc., eran óptimos para la generación de una fauna abundante. Parece correcto considerar que la ausencia de restos orgánicos indicaría que la evolución de la cuenca tuvo lugar en una etapa en que la explosión biológica de los invertebrados no había sido alcanzada todavía.

Por último, los estromatolitos y la asociación litológica sin vestigios de otro tipo de vida, indicaría edad precámbrica. Esto ya ha sido señalado por Amos, Quartino y Zardini (1971), para la de Sierras Bayas.

Estos autores dividen la cubierta sedimentaria de Sierras Septentrionales en dos ciclos sedimentarios diferentes, uno precámbrico con estromatolitos (Sierras Bayas) y otro paleozoico (Silúrico) Barcarce-Mar del Plata, cuarcítico con dubiofósiles.

Como ya fuera mencionado precedentemente en las localidades de Barker y Sierras Bayas (Colombo) se encuentran las dolomías estromatolíticas y en las pelitas y cuarcitas suprayacentes dubiofósiles.

Todo esto permite confirmar que se trata de una única cuenca sedimentaria con cambios faciales.

Los autores del presente trabajo consideran que esta *única cuenca* es de edad precámbrica, constituyendo los bancos cuarcíticos un valioso *elemento litológico guía*, con espesores variados, y con *características texturales y composicionales constantes*, hecho que constituye un elemento al cual se le ha asignado escasa o nula importancia hasta el momento, al igual que la *significación del par caliza-dolomía (estromatolitos) y esterilidad*.

Las variaciones litológicas, de espesor, de estructuras sedimentarias y biológicas, a lo largo de la cuenca desde Punta Mogotes hasta Olavarría, indica ambientes paleogeográficos distintos que evolucionaron en la cuenca sedimentaria.

Los datos escasos y aislados de edad absoluta obtenidos en rocas del basamento magmático-metamórfico de la cuenca del Miogeosinclinal precámbrico Tandil y del Uruguay indican dos ciclos magmáticos bien definidos (Linares y Stipanovic, 1969), uno de 600 ± 50 m.a. Ciclo Caririano (Brasiliano), otro de 2.000 m.a. —Transamazónico— y uno menos definido de 1.000 a 1.400 m.a. Ninguno de estos ciclos magmáticos parece haber afectado a las sedimentitas en estudio, y por lo tanto son consideradas en este trabajo como de edad precámbrica superior (Ripheano superior a Vendiano).

Por todo lo expuesto anteriormente se concluye que, mientras se han tomado los dubiofósiles como único elemento de juicio para establecer la cronología de las sedimentitas, se han descuidado elementos de importancia para efectuar correlaciones: la presencia de estromatolitos y la asociación litológica. Ambos tienen gran desarrollo en el precámbrico de los continentes australes, muy especialmente en Brasil y en Africa del Sur.

Del inventario y balance general realizado con los elementos litológicos, ambientales y biológicos del Miogeosinclinal Tandil, queda un saldo objetivamente negativo respecto a la edad paleozoi-

ca del mismo. Antes de descartar la hipótesis presentada en este trabajo se deberá demostrar lo contrario, es decir, que existen más elementos de juicio para ubicarlas en el Paleozoico que no en el precámbrico.

TECTONICA Y LINEALIDAD DE LAS OROGENIAS PRECAMBRICAS

Dentro de la compleja tectónica de los terrenos precámbricos de todo el mundo y siguiendo la clasificación de Kosiogin *et al.* (1972), la secuencia del Miogeosinclinal Tandil integraría por su "linealidad" geográfica y su composición litológica un complejo de "plataforma sin plegamiento" (unfolded platform complex) de composición terrígeno-cal cárea.

Dichos autores consideran que la distribución de rocas sedimentarias precámbricas en los actuales continentes, su estilo de sedimentación y tectonismo indica que existieron principalmente dos tipos de complejos:

a) de plataforma y b) de geosinclinal, ambos con o sin intrusiones básicas. Otros autores han señalado *la linealidad* de la zona de recepción de sedimentos como una característica particular dentro de ciertas cubetas precámbricas, las cuales están poco deformadas, excepto por el fallamiento de bloques. Estas características tectosedimentarias son compartidas por el Miogeosinclinal Tandil.

Son muy escasas —si se compara con la extensa bibliografía existente— las referencias a la estructura de las Sierras Septentrionales, generalmente se reducen a la descripción del fallamiento de bloques y al delineamiento de fallas regionales definidas por altos topográficos, sucesión de afloramientos, etc. Existen elementos de juicio que permiten suponer: 1) que el fallamiento de los bloques fue acompañado por deslizamientos subhorizontales a lo largo de

estratos plásticos determinando la formación de “pliegues intraformacionales” en los litosomas arcillosos (C^o La Tinta y alrededores). 2) La existencia de actividad de fluidos hidrotermales que circularon por zonas de fallas y determinaron la cristalización de cuarzo microcristalino y de pirofilita. Cabe agregar la presencia de fallas de importancia localizada, con rechazo pequeño, como asimismo sinclinales y anticlinales de gran longitud de onda.

CONCLUSIONES

1) Las sedimentitas de Sierras Septentrionales constituyen una única cuenca a la que se denomina Miogeosinclinal Tandil.

2) Esta cuenca está integrada por una asociación consanguínea, de cuencas marginales-plataforma desde Olavarría hasta Punta Mogotes, con variaciones faciales comunes a este tipo de asociación.

3) Las sedimentitas del Miogeosinclinal Tandil se apoyan sobre basamento constituido por rocas de origen ígneo y metamórfico, que tiene como característica importante en su parte superior una cubierta de alteración de distribución discontinua, cuya composición oscila entre “arcosa residual” y una roca cuarzo-arcillosa.

4) El basamento ha sido denominado en su totalidad, incluyendo a las Metapelitas Punta Mogotes de la perforación Punta Mogotes N^o 1, Complejo Buenos Aires y se correlaciona tentativamente con la Serie Metamórfica de Lavalleja de la República Oriental del Uruguay.

5) La columna estratigráfica en Sierras Bayas-Olavarría está integrada por dos bancos de cuarcitas (con dubiofósiles), dolomía estromatolítica intercalada entre ellos, pelitas y calizas, con límites transicionales.

6) En la comarca Chillar-López las cuarcitas poseen un conglomerado de

base que se asienta sobre la cubierta de alteración del Complejo Buenos Aires.

7) Este conglomerado se correlaciona con el conglomerado basal encontrado en la perforación Punta Mogotes N^o 1.

8) En la comarca La Tinta-Barker se encuentra la misma asociación litológica que en la comarca Sierras Bayas-Olavarría, con la diferencia fundamental que los litosomas dolomíticos se acuñan, los bancos cuarcíticos aparecen en mayor número al igual que los pelíticos. Señalando la comarca de Barker el pasaje de distintos ambientes paleogeográficos de la cuenca.

9) En la columna estratigráfica integrada de esta comarca se encuentran niveles con dubiofósiles inmediatamente sobre las dolomías estromatolíticas.

10) Los niveles ferríferos de la comarca La Tinta-Barker son semejantes litológicamente a los de la perforación Punta Mogotes N^o 1.

11) En la comarca Balcarce-Chapadmalal las cuarcitas son el único litosoma presente con pelitas intercaladas, con dubiofósiles. La misma secuencia se atravesó en la perforación Punta Mogotes N^o 1.

12) Toda la secuencia que conforma el Miogeosinclinal Tandil se denomina Formación La Tinta, y sus variaciones faciales son consideradas miembros: cuarcítico, dolomítico, pelítico y calcáreo.

13) Las arcillas explotadas en toda la cuenca corresponden a dos entes litológicos completamente distintos, que son respectivamente el Miembro pelítico de la Formación La Tinta y la cubierta de alteración cuarzo-arcillosa del Complejo Buenos Aires. Las rocas arcillosas asignadas a la Formación Punta Mogotes en la localidad de Barker (C^o de La Cruz), pertenecen a esta última.

14) La dolomía es sinsedimentaria. Los estromatolitos presentan formas variadas, migrando generalmente las formas desde estratiformes → rectos aisla-

dos → bifurcados → estratiformes. Existen niveles con estromatolitos aislados circulares.

15) Las únicas estructuras orgánicas presentes son los estromatolitos y los dubiofósiles (de estos últimos hay una mayor variedad y más localidades que las ya descritas, parte de ellos parecen ser pseudofósiles).

16) La búsqueda de macro y microfósiles carbonosos y calcáreos resultó infructuosa hasta el momento.

17) La tectónica del Miogeosinclinal Tandil es similar a la de las "plataformas sin plegamiento" en orógenos lineales, de los autores rusos Kosigin *et al.* (*op. cit.*) de edad precámbrica.

18) La composición de las sedimentitas de la Formación La Tinta indican que las áreas de proveniencia eran rocas cuarcíticas y calcáreas silicificadas y rocas magmático-metamórficas, ubicadas al este y norte.

19) La cubierta de alteración del basamento, la composición mineralógica de las cuarcitas (crecimiento secundario de cuarzo y caolinita) y la presencia de concentraciones ferruginosas, indican un amplio lapso de clima hidrolizante.

20) Las dolomías y las calizas indican temperaturas medias elevadas y oxigenación.

21) El ambiente de depositación de las cuarcitas fue costanero con energía alta a moderada; el de las dolomías estromatolíticas, pelitas y calizas, entre mareas e infrabajamar, protegidos de las acción del oleaje.

22) La falta de elementos de juicio cronoestratigráficos definitorios, la ausencia de fósiles convencionales, la presencia de estromatolitos y la asociación litológica, permiten avalar edad precámbrica superior para la Formación La Tinta, cuyas características son comunes a sedimentitas precámbricas de Brasil, Sudáfrica, Australia, etc.

23) Se consideran poco posteriores al ciclo Caririano (Brasiliano) 600 ± 50 m.a., por lo que se ubicarían en el

lapso Rifeano superior (675 ± 25 m.a.) a Vendiano (570 ± 10 m.a.), es decir precámbrico superior.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aguirre, E., 1882. *Constitución Geológica de la Provincia de Buenos Aires*. En Censo General de la Provincia de Buenos Aires, 1881. Cap. III, 22-39, Buenos Aires.
- 1897 a. *La Gruta de Aguas Doradas*. An. Mus. Nac. Bs. As. 2º Ser., II, 303-307.
- 1897 b. *Notas Geológicas sobre la Sierra de La Tinta*. An. Soc. Cient. Arg. V, 333-347. Bs. As.
- Amos, A. J.; Quartino, B. J. y Zardini, R. A., 1971. *El "Grupo La Tinta" (Provincia de Buenos Aires, Argentina) Paleozoico o Precámbrico?* XXV Congreso Geológico Brasileiro - San Pablo, 211-221.
- Angelelli, V.; Villa, J. y Suriano, J., 1973. *Recursos minerales y rocas de aplicación de la provincia de Buenos Aires*. Anales LEMIT, 2.
- Antonioli, J., 1969. *Formación La Tinta*. Ordovicio. Pcia. de Bs. As. Notas. Com. Inv. Cient., VI, 5, La Plata.
- Borello, A. V., 1962. *Formación Punta Mogotes*. (Eopaleozoico-Prov. de Bs. As.). Com. Inv. Cient. Notas, I, 1. La Plata.
1966. *Paleontografía Bonaerense*. Fascículo V. Trazas, Restos tubiformes y cuerpos fósiles problemáticos de la Formación La Tinta Sierras Septentrionales. Prov. de Buenos Aires. Com. Inv. Cient. La Plata.
- Cloud, P. E. y Semikhatov, M. A., 1969. *Proterozoic Stromatolite zonation*. Am. Journ. Sc. 267, 1017-1061.
- Codignotto, J. O., 1969. *Geología del sector ubicado dos kilómetros al Sudoeste de Cerro Redondo, Olavarría, Provincia de Bs. As., República Argentina*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXIV, 2, 105-115.
- Cuerda, A. J., 1972. *Estudio biofacial comparado entre las faunas eopaleozoicas Bonaerenses y del Oeste Argentino*. An. Soc. Cient. Arg. 194 (III-4), 181-198.
- Dalla Salda, L.; Guichon, M. y Rapella, C., 1972. *Hallazgo de una brecha de talud en el techo de las calizas de Barker, Provincia de Buenos Aires*. Nota. Revista Asoc. Arg. Mineralogía, Petrología y Sedimentología, 3, 3-4.
- Di Paola, E. C. y Marchese, H. G., 1973. *Petrología y litoestratigrafía de las Sedimentitas Paleozoicas de Huaco*. San Juan. Rep. Arg. Rev. Asoc. Geol. Arg. XXVIII, 4, 369-381.

- 1974. *Relación entre la tectosedimentación, litología y mineralogía de arcillas del Complejo Buenos Aires y la Formación La Tinta*. Rev. Asoc. Arg. Mineralogía, Petrología y Sedimentología, V, 3-4.
- × González Bonorino, F., 1954. *Geología de las Sieras Bayas. Partido de Olavarría. Provincia de Buenos Aires*. LEMIT. Serie II, Nº 55.
- × Holmberg, E., 1972. *Tandilia. Geología Regional Argentina*. Ac. Nac. Cienc. Córdoba. Centenario de su Fundación.
- × Iñiguez Rodríguez, A. M., 1970. *Composición mineralógica de las arcillas de la Serie de La Tinta, Prov. de Bs. Aires*. LEMIT. Serie II, 156.
- × Jutoran, A. y Amos, A. J., 1958. *Cantera Cerro Negro*. Boletín Informativo de la Dirección Nacional de Geología y Minería, 2, 11/12 8-11.
- Kosygin, Yu. A.; Basharin, A. K.; Berzin, N. A.; Borukayev, Ch. B.; Matueyeuskaya, A. L.; Parfyonov, L. M. y Chikou, B. B., 1972. *General features of Precambrian tectonics of continents*. 24th I.G.C. Section 1, 342-347.
- Krumbein, W. C. y Sloss, L. L., 1963. *Stratigraphy and Sedimentation*. W. H. Freeman and Company. San Francisco. Londres.
- Marchese, H. G. y Fernández Garrasino, C., 1969. *Clasificación descriptiva de areniscas*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXIV, 3, 281-286.
- × Marchese, H. G., 1972 a. *Sedimentología de la Formación San Juan (ordovícico) y del conglomerado "Basal" de la Formación Los Espejos (Silúrico?) en la Quebrada de Talacasto, Prov. de San Juan, Rep. Argentina*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXVII, 2, 215-222.
- × 1972 b. *Litofacies y ambientes de sedimentación de la Formación San Juan (Ordovícico) en el área de Gualilán, Provincia de San Juan*. Rev. Arg. Asoc. Arg. Min. Petrol. y Sed. III, 1-2, 35-40.
- × Marchese, H. G. y Fernández Gianotti, J. F., 1973. *Análisis ambiental de las calizas de la Formación San Juan en algunas localidades tipo, en base al contenido de material no carbonático y dolomita. Prov. de San Juan, Rep. Argentina*. Actas V. Congr. Geol. Arg., I, 333-340.
- × Marchese, H. G. y Di Paola, E. C., 1975. *Reinterpretación estratigráfica de la perforación Punta Mogotes Nº 1, Provincia de Bs. As., Rep. Argentina*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXX, 1.
- × Nágera, J. J., 1919. *La Sierra Baya. Estudio Geológico y económico*. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología. Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación, XIV, 1.
- × Passoti, P., 1958. *Rasgos tectónicos de las Sierras de Tandil*. Bs. As., 63, XLIII. Instituto de Fisiografía-Geografía. Rosario. Universidad Nacional del Litoral.
- Pettijohn, F., 1963. *Rocas Sedimentarias*. EUDEBA.
- Raaben, M. E., 1969. *Columnar Stromatolites and late Precambrian stratigraphy*. Am. Jour. Sc., 267, 1-18.
- × Schauer, O. C. y Vernier, J. A., 1967. *Observaciones Geológicas en la zona de Barker-Sierra de la Tinta. Provincia de Buenos Aires*. Com. Investigac. Científica. Notas V, 6, 1-18.
- × Stipanic, P. N. y Linares, E., 1969. *Edades radimétricas determinadas para la República Argentina y su significado geológico*. Apartado de tomo XLVII. Bol. Acad. Nac. de Ciencias. Entrega Ia. Córdoba.
- × Tapia, A., 1937. *Las cavernas de Ojo de Agua y Las Hachas. Historia Geológica de la región de La Brava en relación con la existencia del hombre prehistórico*. Div. Min. y Geol. Bol. 43. Bs. As.
- × 1938. *Datos Geológicos de la Provincia de Buenos Aires*. Extraído de Aguas Minerales de la Provincia de Buenos Aires, 23-90.
- × Teruggi, M., 1964. *Paleocorrientes y paleogeografía de las ortocuarcitas de la Serie de la Tinta (Prov. de Buenos Aires)*. An. Com. Invest. Cientif., V, 1-55. La Plata.
- Walter, M. R. y Preiss, W. V., 1972. *Distribution of stromatolites in the Precambrian and Cambrian of Australia*. 24th I.G.C., Section 1, 85-93.

Recibido el 30 de septiembre de 1974.

GEOGRONOLOGIA (Rb/Sr) EN LOS ANDES AUSTRALES ARGENTINOS

Por M. HALPERN¹, P. N. STIPANICIC² y R. O. TOUBES²

RESUMEN

Los esquistos del basamento de los Andes argentinos entre los 41° y los 43° L.S., fueron datados en *circa* 300 m.a. ($\lambda = 1,47 \times 10^{-11} a^{-1}$) con una relación inicial Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ de aproximadamente 0,713. Rocas plutónicas, coleccionadas a lo largo de una línea meridiana, acusan antigüedades de 80(?), 116, 170 y 225(?) m.a., con la relación inicial antedicha próxima a los valores de 0,704 a 0,705. Dataciones anteriores sobre roca total por Rb/Sr y sobre minerales por Rb/Sr y K/Ar (Toubes y Spikermann, 1973), indican que los plutones se emplazaron durante un intervalo de 150 m.a. y que la migración de sus focos intrusivos fue pequeña o nula. No existe evidencia que sugiera el hecho de que las rocas intrusivas fueron derivadas por anatexis, por lo menos en medida significativa. Las relaciones iniciales Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ para tres muestras de rocas volcánicas, del Terciario superior y del Cuaternario, son de aproximadamente 0,704.

ABSTRACT

In the Argentine Andes between 41° and 43° South, basement schist has been dated at about 300 m.y. ($\lambda = 1,47 \times 10^{-11} yr^{-1}$) with an initial Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ ratio of about 0,713. Plutonic rocks, collected along a North-South line, have been dated at about 80(?), 116, 170 and 225(?) m.y. with initial Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ ratios of about 0,704 to 0,705. The total rock Rb-Sr ages and mineral Rb-Sr and K-Ar dates (Toubes and Spikermann, 1973) indicate that the plutons were emplazed in an interval of 150 m.y. with little or no migration of their intrusive foci. There is no evidence to suggest that the plutonic rocks were derived in any significant measure by anatexis of pre-existing upper crustal material. Initial Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ ratios for three samples of late Tertiary to Quaternary volcanic rocks are about 0,704.

I. INTRODUCCION

Varios autores (Farrar *et al.*, 1970; James, 1971; Clark *et al.*, 1973), postularon recientemente que el Orógeno Andino, en el norte de Chile y Argentina, está caracterizado por un período de quietud geológica durante el Paleozoico superior, seguido por una migración hacia el Este, durante el Mesozoico y Cenozoico, de los focos intrusivos plutónicos

en asociación con un bajo corrimiento de la Placa Pacífica. El norte de Chile se caracteriza por un espesor anómalo de la corteza, de aproximadamente 70 km (James, 1971; Introcaso y Huerta, 1972), lo cual tal vez está, de alguna manera, relacionado directamente con la postulada migración de los focos intrusivos. De todas formas, en la provincia de Salta, los cuerpos intrusivos graníticos alcalinos fueron recientemente datados, sobre roca total por Rb/Sr (Halpern y Latorre, 1973), como del Cretácico inferior. Si se considera a estos plutones como parte del Orógeno

¹ Institute for Geological Sciences, University of Texas at Dallas, Dallas, Texas, U.S.A.

² Comisión Nacional de Energía Atómica, Buenos Aires.

Andino, sus edades calculadas contradicen la hipótesis de una simple migración hacia el Este de la actividad ígnea plutónica durante los tiempos mesozoicos y cenozoicos.

En el extremo austral de Chile, entre los 50° y 57° S (aprox.), los plutones intrusivos del complejo batolítico patagónico son de composición predominantemente diorítica. Estas rocas son parte del Orógeno Andino e intruyen un basamento metasedimentario el cual, por los resultados de análisis sobre roca total por Rb/Sr, se considera que fue sometido a metamorfismo regional durante el Paleozoico superior, predominantemente en facies de esquistos verdes. Además, hasta ahora no existen evidencias que sugieran un envejecimiento o rejuvenecimiento progresivo de Este a Oeste para los plutones ígneos mesozoicos y cenozoicos del complejo batolítico (Halpern, 1973).

El área bajo discusión en este trabajo se ubica en el sector austral del Orógeno Andino.

Los objetivos de esta investigación son:

- 1º) Datar especímenes del basamento por Rb/Sr sobre roca total.
- 2º) Datar muestras de rocas graníticas, con la misma técnica anterior.
- 3º) Examinar la relación isotópica Sr^{87}/Sr^{86} de los esquistos del basamento, de las rocas ígneas plutónicas que intruyen al basamento y de las rocas volcánicas basálticas del Terciario superior al Reciente, para permitir determinar si hubo contribución del basamento en el magma de las rocas ígneas intrusivas y extrusivas más jóvenes, a través de anatexis del material de la corteza superior (asumida aquí como equivalente a los esquistos del basamento).

Digregorio (1972, p. 442), refiriéndose al estudio de Parker

(1965), concluye que las rocas plutónicas al sur del paralelo 40° (en la provincia del Neuquén) "son un producto de la granitización de las metamorfitas viejas".

- 4º) Examinar las edades de los plutones ígneos buscando evidencias de una migración hacia el Este de sus focos intrusivos.

II. MARCO GEOLOGICO

No se dispone de mapas geológicos detallados para la totalidad del área bajo discusión (Fig. 1). En el Mapa Geológico de la República Argentina en escala 1:5.000.000, de la Dirección Nacional de Geología y Minería (1964), esta región de la Cordillera de los Andes fue cartada como rocas metamórficas proterozoicas y plutónicas, o bien dejada en blanco, lo cual indica la escasa cantidad de datos geológicos disponibles. Varios trabajos incluidos en la Geología Regional Argentina (Academia Nacional de Ciencias, 1972), contienen descripciones de las rocas de los Andes argentinos de las provincias del Neuquén, Río Negro y Chubut. En general, el basamento metamórfico y los plutones ígneos asociados están considerados como de edad precámbrica y/o paleozoica (Digregorio, 1972; Dessanti, 1972).

Sólo en una localidad (punto de referencia 4, Fig. 1), se pudieron obtener, para este estudio, muestras no meteorizadas del basamento metamórfico. Hacia el Oeste de la frontera entre Chile y Argentina, las rocas de similar grado metamórfico y posición geológica, constituyen el basamento cristalino (González Bonorino y Aguirre, 1970; González Bonorino, 1971) y son consideradas como parte de la misma provincia geotectónica que los esquistos del basamento aquí discutidos. El basamento metamórfico chileno es considerado del Paleozoico alto por edades basadas en ro-

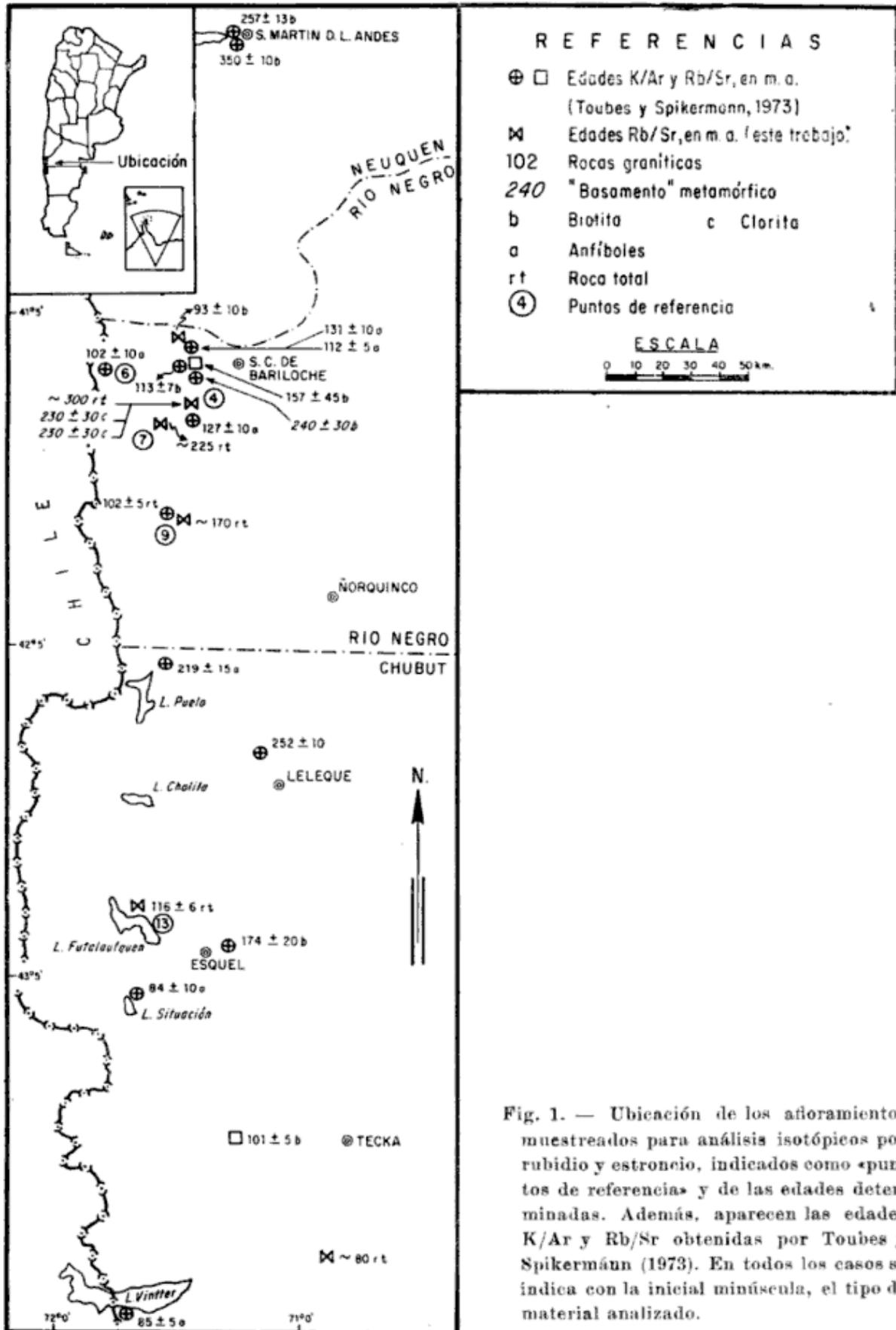


Fig. 1. — Ubicación de los afloramientos muestreados para análisis isotópicos por rubidio y estroncio, indicados como «puntos de referencia» y de las edades determinadas. Además, aparecen las edades K/Ar y Rb/Sr obtenidas por Toubes y Spikermann (1973). En todos los casos se indica con la inicial minúscula, el tipo de material analizado.

ca total Rb/Sr, las cuales limitan las isocronas de referencia entre 320 y 260 m.a. (Munizaga *et al.*, 1973), cuando se ajustan para una constante de desintegración $\lambda = 1,47 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$.

La fig. 1, ilustra sobre la ubicación de los afloramientos muestreados para este trabajo, los cuales aparecen indicados mediante un número de referencia. Asimismo, se compilan las edades existentes para la zona, observándose que no parece existir ningún incremento o decrecimiento en las edades radiométricas, desde el Este hacia el Oeste, para los cuerpos plutónicos muestreados. El marco geológico, en la posición de cada una de las muestras, es el siguiente:

- H-72-1: 15 km al sur de Zapala, prov. del Neuquén, hacia el Oeste de la Ruta Nacional N° 40. Rocas volcánicas basálticas del Terciario alto (Valencio *et al.*, 1970) sobrepuestas a rocas sedimentarias del Cretácico.
- H-72-2: 9 km al Noreste de La Rinconada, prov. del Neuquén, hacia el Este de la Ruta Nacional N° 40. Rocas basálticas del Terciario medio a alto (Valencio *et al.*, 1970) sobrepuestas a rocas sedimentarias fluviales clásticas, con entrecruzamiento, de probable edad terciaria.
- H-72-3: aproximadamente 20 km al Noroeste de San Carlos de Bariloche por la Ruta Nacional N° 23, cerca del extremo Suroeste del lago Perito Moreno, prov. de Río Negro. Plutón granítico conteniendo algunos xenolitos máficos, pero sin contacto visible con otras unidades rocosas.
- H-72-4: aproximadamente 18 km al Suroeste de San Carlos de Bariloche por la Ruta Nacional N° 258, cerca del extremo Sur del lago Gutiérrez, prov. de Río Negro. Las muestras fueron tomadas sobre un corte reciente del camino, en esquistos del basamento cristalino. Aún cuando no están en contacto, estos esquistos afloran a varios metros del plutón del C° Catedral, el cual contiene xenolitos máficos que pueden haber sido derivados de aquél. La biotita de la tonalita del cerro mencionado,

ha sido datada K/Ar en 113 ± 7 m.a. (Toubes y Spikermann, 1973).

- H-72-6B: en el lado argentino del C° Tornador, prov. de Río Negro. Rocas volcánicas basálticas del Terciario alto o Cuartario, las cuales se superponen a rocas plutónicas graníticas. Los anfíboles de la granodiorita de este cerro han sido datados K/Ar, en 102 ± 10 m.a. (Toubes y Spikermann, 1973).
- H-72-7: en un corte nuevo del camino, a media distancia a lo largo del brazo Oeste del lago Mascari. Plutón granítico masivo.
- H-72-9: aproximadamente 7 km al Oeste de río Villegas, lado Norte del río Manso, prov. de Río Negro. Plutón granítico masivo.
- H-72-12: aproximadamente 30 km al Sur de Tecka, hacia el Oeste de la Ruta Nacional N° 40, prov. del Chubut. Plutón granítico masivo.
- H-72-13: cerca de Punta de Matos, orilla Norte del lago Futalaufquen, Parque Nacional Los Alerces, prov. del Chubut. Plutón granítico masivo.

La petrografía de las muestras analizadas por rubidio y estroncio (Cuadro 1), aparece en el Apéndice.

III. ANALISIS ISOTOPICOS POR RUBIDIO Y ESTRONCIO

Los análisis por rubidio y estroncio fueron efectuados en los laboratorios de la Universidad de Texas en Dallas, utilizando un espectrómetro de masas de triple filamento, 15 cm de radio, con sector de campo magnético de 60° y colector tipo Faraday. La radiación de iones es amplificada por un electrómetro de lámina vibratil; los picos de cada masa aparecen señalados en un registrador de escala regulable. La relación normalizada $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, para disoluciones duplicadas (Cuadro 1), concuerdan en aproximadamente 0,1 % y la relación $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ en alrededor de 2 %. En una publicación anterior (Halpern *et al.*, 1970) se da una descripción del procedimiento analítico.

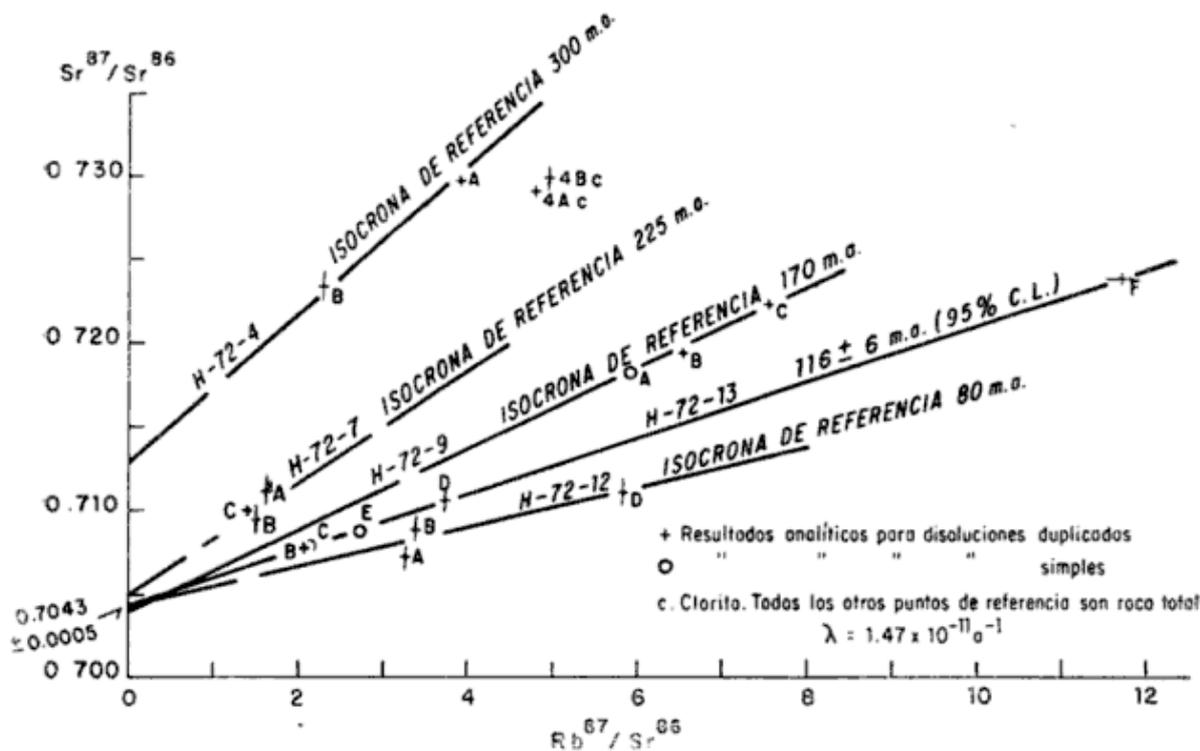


Fig. 2. — Isocronas de referencia en base a los valores de las relaciones Rb^{87}/Sr^{86} y Sr^{87}/Sr^{86}

El Cuadro 1 presenta los resultados analíticos para Rb y Sr sobre rocas del complejo del basamento de cuerpos plutónicos intrusivos y de rocas volcánicas del Terciario al Reciente. La Fig. 2, representa la diagramación de la relación Sr^{87}/Sr^{86} versus Rb^{87}/Sr^{86} , para roca total y concentrados de clorita del esquistos del basamento (H-72-4A, H-72-4B) y especímenes de roca total coleccionados en afloramientos de plutones graníticos (H-72-7, H-72-9, H-72-12, H-72-13). Es importante destacar que se trazaron las líneas isocronas de referencia (H-72-4, H-72-7, H-72-9 y H-72-12) y la línea isocrona H-72-13, a través de puntos de referencia, los cuales representan el muestreo de un afloramiento simple y continuo. Existe una pequeña variación en la relación Rb/Sr del material analizado para cada uno de los afloramientos, aún cuando las rocas son, aparentemente, de edad neopaleozoica y mesozoica y no están caracterizadas por un valor alto de esa relación. Esto resultó en datos analíticos, generalmente representados como grupos, los cuales

no pudieron ser positivamente ajustados en líneas isocronas por el método de cuadrados mínimos. El plutón granítico de H-72-13 fue la excepción, habiéndose analizado cinco especímenes. Los datos analíticos (Cuadro 1) fueron ajustados a la línea isocrona representada en la Fig. 2, utilizando la técnica de regresión a cuadrados mínimos de York (1966). Por la inclinación de la isocrona de roca total, la edad fue calculada en 116 ± 6 m.a. ($\lambda = 1,47 \times 10^{-11}$ a⁻¹) y la relación inicial Sr^{87}/Sr^{86} como 0.7043 ± 0.0005 , en un nivel de seguridad del 95 %.

IV. DISCUSION DE LOS RESULTADOS

Por los datos que se presentan, se considera que el basamento cristalino, según fue muestreado en H-72-4, representa el producto de metamorfismo regional sobre material sedimentario, ocurrido en el Paleozoico alto (circa 300 m.a.). Esto concuerda con la edad Rb/

Sr del basamento cristalino chileno (Munizaga *et al.*, 1973). Los análisis Rb/Sr de concentrados de cloritas provenientes de las muestras H-72-4A y H-72-4B, no fueron volcados en la isocrona de referencia para las muestras de roca total (Fig. 2). Las edades sobre cloritas de los esquistos están consideradas como mínimas. Las edades para las cloritas, se correlacionan cronológicamente con el emplazamiento de los plutones pérmicos en esta parte del orógeno andino, tal como indican los resultados de Rb/Sr sobre roca total para el afloramiento H-72-7 (punto de referencia 7, Fig. 1) en la prov. de Río Negro y las edades Rb/Sr y K/Ar, sobre biotitas de rocas plutónicas en el SW de la provincia del Neuquén, referidas al Paleozoico alto (Toubes y Spikermann, 1973).

Como se discutió más arriba y se ilustra en la Fig. 2, los análisis Rb/Sr, sobre roca total para muestras de plutonitas, no caen en una única isocrona. Con excepción de H-72-13, los datos analíticos de muestras de cualquier afloramiento, fueron ajustados a isocronas de referencia con relación inicial de aproximadamente 0.704 a 0.705. El límite superior para las relaciones iniciales Sr^{87}/Sr^{86} de las isocronas de referencia para los cuerpos plutónicos, se fijó en 0.705, sobre la base de esta investigación y de trabajos anteriores en la región austral de Chile (Halpern, 1973), donde los plutones graníticos del Mesozoico alto y Cenozoico, poseen una relación inicial del valor indicado: 0,705. Como se ilustra en la figura 2, los puntos de referencia del plutón granítico H-72-7 caen en la isocrona de referencia de aproximadamente 225 m.a., el H-72-9 en la correspondiente a alrededor de 170 m.a. y el H-72-12 en aquella de unos 80 m.a.

La relación inicial Sr^{87}/Sr^{86} de los cuerpos plutónicos circumpacíficos mesozoicos y cenozoicos, establecida cerca de 0,704 a 0,705 o menor, generalmente se considera normal para plutones que

no están contaminados por rocas de corteza enriquecidas en estroncio radiogénico (Kistler y Peterman, 1973).

Asimismo, fueron analizadas muestras de rocas volcánicas basálticas del Terciario y Reciente, sobrepuestas a sedimentos clásticos continentales del Cretácico (H-72-1 y H-72-2) y a un plutón granítico (H-72-6B). Acusaron un valor promedio de 0.704 para su relación isotópica Sr^{87}/Sr^{86} (Cuadro 1), el cual es compatible con su derivación del manto superior y/o corteza inferior.

V. CONCLUSIONES

Los valores de edades radimétricas, disponibles a la fecha para el orógeno andino de Argentina entre los paralelos 40° y 44° L.S., aparecen en la Fig. 1 y, tal como puede verse, el muestreo del basamento y de los plutones intrusivos sigue, esencialmente, una línea Norte-Sur. Se considera que los esquistos del basamento resultaron del metamorfismo regional del Paleozoico alto. La biotita, separada de dichos esquistos, es unos 60 a 70 m.a. más joven que la edad obtenida sobre roca total. Este hecho se correlaciona tentativamente con un acontecimiento termal asociado con el emplazamiento de plutones graníticos pérmicos, lo cual resultó en la migración de Sr^{87} y Ar^{40} , radiogénicos, de la biotita.

Las edades calculadas, sobre roca total por Rb/Sr y sobre mineral por Rb/Sr y K/Ar (Toubes y Spikermann, 1973), se ubican en un intervalo comprendido entre el Paleozoico alto y el Cretácico superior. La observación de que las edades de los grupos son concordantes, apoya la conclusión de que las correspondientes al mineral son de plutones post-orogénicos y pueden representar el cierre inicial de sus sistemas isotópicos durante la cristalización de los magmas intrusivos.

Las edades radimétricas de las rocas ígneas plutónicas no son progresiva-

CUADRO 1

Resultados analíticos para rubidio y estroncio en las rocas de los Andes argentinos entre los paralelos 41° y 43° de latitud Sur

Muestra N°	Tipo de roca	1	4	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Rb ⁸⁷ μM/g	Sr ⁸⁶ μM/g	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Edad ± m.a.	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ inicial
H-72-1.....	Basalto	2	a	0,7044	0,0685	0,630	0,109		0,7033
			b	0,7043					
H-72-2.....	Basalto	2	a	0,7035	0,0594	2,30	0,026		0,7034
			b	0,7032					
H-72-3.....	Tonalita	2	a	0,7064	0,177	0,482	0,367		
H-72-3.....	Tonalita	3	a	0,7398	0,804	0,0326	24,7	93 ± 10	0,706 ± 0,002
			b	0,7390	0,745	0,0309	24,1		
H-72-4A....	Esquisto	2	a	0,7299	0,652	0,166	3,93	ajustado a isocrona de 300 m.a.	asumido como 0,713
			b	0,7297	0,656	0,166	3,95		
H-72-4B....	Esquisto	2	a	0,7237	0,334	0,146	2,29	ajustado a isocrona de 300 m.a.	asumido como 0,713
			b	0,7234	0,337	0,146	2,31		
			c	0,7233					
H-72-4A....	Esquisto	5	a	0,7292	0,874	0,182	4,80	230 ± 30	asumido como 0,713 ± 0,002
			b	0,7292	0,871	0,181	4,81		
H-72-4B....	Esquisto	5	a	0,7304	0,881	0,176	5,01	230 ± 30	asumido como 0,713 ± 0,002
			b	0,7296	0,873	0,176	4,96		
H-72-6B....	Andesita	2	a	0,7038	0,166	0,555	0,299	ajustado a isocrona de 225 m.a.	0,705
			b	0,7036					
H-72-7A....	Granodiorita	2	a	0,7112	0,457	0,283	1,61	ajustado a isocrona de 225 m.a.	0,705
			b	0,7107	0,456	0,283	1,61		
H-72-7B....	Granodiorita	2	a	0,7097	0,425	0,290	1,46	ajustado a isocrona de 225 m.a.	0,705
			b	0,7089	0,423	0,290	1,46		
H-72-7C....	Granodiorita	2	a	0,7097	0,403	0,287	1,40		

H-72-9A	Granito	2	a	0,7185	0,511	0,0864	6,91	
			b	0,7182				
H-72-9B	Granito	2	a	0,7193	0,520	0,0861	6,55	ajustado a isocrona
			b	0,7196	0,518	0,0802	6,46	de 170 m.a.
H-72-9C	Granito	2	a	0,7222	0,567	0,0753	7,59	
			b	0,7225	0,568	0,0751	7,56	
H-72-12A . . .	Granito	2	a	0,7077	0,503	0,153	3,29	
			b	0,7071	0,501	0,153	3,27	
H-72-12B . . .	Granito	2	a	0,7095	0,519	0,152	3,41	ajustado a isocrona
			b	0,7087	0,515	0,152	3,39	de 80 m.a.
H-72-12D . . .	Granito	2	a	0,7117	0,559	0,0958	5,84	
			b	0,7112	0,560	0,0958	5,85	
H-72-13B . . .	Granito	2	a	0,7079	0,539	0,250	2,16	
			b	0,7079	0,543	0,254	2,14	
H-72-13C . . .	Granito	2	a	0,7083				
			b	0,7078	0,540	0,249	2,17	
H-72-13D . . .	Granito	2	a	0,7112	0,663	0,178	3,72	116 ± 6
			b	0,7106	0,664	0,179	3,71	0,7043 ± 0,0005
H-72-13E . . .	Granito	2	a	0,7086	0,599	0,220	2,72	nivel de confiabili-
H-72-13F . . .	Granito	2	a	0,7240	0,680	0,0576	11,80	dad 95 %
			b	0,7243	0,676	0,0581	11,64	

* Normalizado para la relación $Sr^{86}/Sr^{88} = 0,1194$. En la fecha de estos análisis, la relación normalizada Sr^{87}/Sr^{88} del M.I.T. Eimer and Amend $SrCO_3$ patrón, era de $0,7079 - 0,00056 (2 \sigma)$.

** Usando $\lambda = 1,47 \times 10^{-11} a^{-1}$.

1 = material analizado ; 2 = roca total ; 3 = biotita ; 4 = disolución ; 5 = clorita.

mente más viejas o más jóvenes del Este hacia el Oeste. Aparentemente, la actividad ígnea plutónica no migró, en este sector del Orógeno Andino, por un período de al menos 150 m.a. Las rocas plutónicas, predominantemente mesozoicas, son consideradas parte de una provincia geológica-geocronológica, la cual cae al Oeste de provincias geocronológicas del Paleozoico y Precámbrico superior que ocupan las regiones Noreste, Noroeste y Norte-central de Argentina (Halpern, 1973 b).

Se considera que el basamento metamórfico de esta región del suroeste de

Argentina, tiene una relación inicial Sr^{87}/Sr^{86} de aproximadamente 0.713. Los cuerpos plutónicos posteriores al complejo del basamento, tienen relaciones iniciales de alrededor de 0.704 a 0.705 y las rocas volcánicas, del Terciario y Reciente, acusan valores próximos a 0.704. Las relaciones estratigráficas de las mayores unidades de roca, sus edades radimétricas y sus relaciones iniciales Sr^{87}/Sr^{86} , sugieren que las rocas plutónicas y volcánicas no son el producto de anatexis (o fusión parcial) del esquisto del basamento metamórfico.

APENDICE

DESCRIPCION PETROGRAFICA DE LAS MUESTRAS

POR ROBERTO TOUBES

Las descripciones petrográficas que forman este Apéndice, corresponden a las muestras individuales y no a los cuerpos ígneos aflorantes.

MUESTRA H-72-1 BASALTO OLIVÍNICO

Análisis mesoscópico: roca de color gris oscuro, compacta, con fractura irregular y aspecto fresco. Posee textura granosa fina a muy fina, lo cual dificulta la apreciación de sus componentes. Se observan numerosas pequeñas vesículas irregularmente distribuidas o alineadas en capas de tamaños gradados.

Análisis microscópico: roca de textura microporfírica, con abundantes fenocristales de olivina y escasos de plagioclasas en una pasta de cristallitos entrecruzados de plagioclasas con augita intersticial y opacos de hierro.

La olivina aparece fracturada y corroída, algo alterada en los bordes de cristales y con pasaje a magnetita, especialmente a lo largo de fracturas. Algunos cristales presentan tamaños de-

crecientes hasta confundirse con la pasta. Las plagioclasas (labradorita: An52 a An56) forman algunos fenocristales de menor tamaño que aquellos de olivina y, en general, forman una mesotaxis de tablillas entrecruzadas. La abundante augita intersticial es xenomórfica, de color castaño ligeramente verdoso muy pálido, no pleocroico. Los opacos de hierro son abundantes y están repartidos en toda la pasta. En algunos sectores se observa la presencia de carbonatos, posiblemente como rellenos de amigdalas?.

MUESTRA H-72-2 BASALTO OLIVÍNICO

Análisis mesoscópico: roca de color y aspecto general muy similar a la muestra H-72-1. Presenta una mayor cantidad de vesículas muy pequeñas.

Análisis microscópico: similar al de la muestra H-72-1. Las diferencias más notables observadas son: menor cantidad de olivina, la cual está algo más alterada con sus bordes transformados

en iddingsita ligeramente pleocroica. Las plagioclasas son algo más básicas: labradorita An64 a An68. Se observaron algunos cristales pequeños de titanita y los carbonatos parecen ausentes. El aspecto general de la roca indica un grado de alteración algo más elevado.

MUESTRA H-72-3 TONALITA

Análisis mesoscópico: roca de textura granosa, color gris claro por la presencia de cuarzo y feldespatos, con puntos oscuros debidos a minerales fémcicos. El tamaño de grano varía entre 1 y 3 mm.

Análisis microscópico: roca de textura granosa hipidiomorfa, constituida por plagioclasas, feldespato potásico, cuarzo, biotita y anfíbol. Las plagioclasas corresponden a una andesina con macla de albita y, muchas veces, crecimiento zonal. Aparecen con alteración caolínica y sericítica. El feldespato potásico tiene aspecto fresco y está dispuesto en forma intersticial. El cuarzo, abundante, tiene extinción ondulada a fragmentosa, con numerosas inclusiones muy pequeñas no identificadas y algunos cristalitas de apatita. La biotita aparece en cristales tabulares cortos con extremos algo desflecados y, más comunmente, en cristales de contorno irregular. Algunos cristales presentan incipiente alteración a clorita, raramente a epidoto y clinzoicita. El anfíbol (hornblenda verde) es escaso y bastante fresco. Los opacos de hierro aparecen distribuidos, preferentemente, en los sectores donde la biotita aparenta mayor alteración.

MUESTRA H-72-4 ESQUISTO CUARZO-MICÁCEO.

Análisis mesoscópico: roca esquistosa muy micácea, de color gris ligeramente verdoso con bandas o lentes angostos más claros constituidos, en su mayor parte, por cuarzo.

Análisis microscópico: roca de textura esquistosa por alternancia de capas de muscovita o clorita con otras de cuarzo. Las capas micáceas son onduladas y presentan gran cantidad de pequeños granos opacos distribuidos en forma lineal a lo largo de las ondulaciones, con esporádicos cristales grandes. También aparecen, intercalados, cristales chicos de biotita castaña. El cuarzo presenta extinción ondulada a fragmentosa. Algunas veces los bordes de unión son imbricados. Forma capas casi puras o aparece intercalado con muscovita o clorita o bien formando una especie de "islas" entre las capas asociado con feldespatos potásicos, muscovita, clorita y opacos de hierro. Estos últimos se ubican entre los otros minerales pero, preferentemente, lo hacen dentro de los feldespatos como numerosas inclusiones muy chicas, puntiformes, alineadas o formando remolinos, lo cual indicaría efectos de rotación de los cristales cuyos contornos, en términos generales, son redondeados. Algunas de dichas "islas", contienen abundantes laminillas pequeñas y entrecruzadas de biotita junto a cristales de granate, algunas veces muy numerosos.

MUESTRA H-72-6B ANDESITA

Descripción mesoscópica: roca de color gris oscuro, fractura irregular y grano muy fino. Dentro de la masa compacta se pueden observar algunos cristales de feldespatos, no mayores de 1 mm.

Descripción microscópica: roca de textura porfírica con cristales de plagioclasas, piroxenos y biotita incluidos en una mesostásis constituida por los dos primeros.

Las plagioclasas (andesina: An36 a An40), aparecen en fenocristales tabulares idiomorfos, alargados o cortos, algunas veces con sus extremos carcomidos por la pasta, con la típica macla de Albita en individuos gruesos o con crecimiento zonal. Las plagioclasas for-

man, también, la pasta densa, de color castaño oscuro grisáceo, formada por microlitas de hábito similar, entrecruzadas y de composición un poco más ácida. Estos feldespatos aparecen frescos, ligeramente fracturados y con numerosas inclusiones puntiformes. Ocasionalmente presentan una alteración central a carbonatos. El piroxeno es diópsido y forma abundantes cristales idiomorfos, de tamaños que varían entre los de la pasta hasta intermedios con los fenocristales de plagioclasas, siendo más numerosos los medianos y pequeños. La biotita, relativamente menos abundante, forma cristales con pleocroísmo castaño-castaño verdoso, corroídos en forma redondeada y con un borde opaco (magnetita?) el cual puede alcanzar a constituir la mayor parte del cristal. Los opacos, además de los anillos de alteración que rodean la biotita, forman cristales de tamaños variables distribuidos en toda la roca.

MUESTRA H-72-7 GRANODIORITA

Descripción mesoscópica: roca granosa de color gris claro ligeramente rosado en partes, con tamaño de grano variable entre 1 y 4 mm, constituida por cuarzo, feldespatos y mafitos.

Descripción microscópica: roca de textura granular hipidiomorfa constituida, esencialmente, por cuarzo, feldespatos y biotita. El cuarzo es abundante, xenomorfo, con extinción ligeramente fragmentosa, con gran cantidad de inclusiones, la mayoría de tamaño muy pequeño e indeterminadas, además de apatita y biotita. Los feldespatos corresponden, en su mayoría, a plagioclasas (oligoclasa) con macla de Albita o, más raramente, con crecimiento zonal. Acusan una alteración intensa con formación de caolinita, carbonatos y sericita. También existe ortosa en menor cantidad y con alteración a arcilla, casi exclusivamente. La biotita es abundante en cristales de forma irregular y apa-

rece con fuerte alteración a clorita (pennina), epidoto y óxidos opacos de hierro.

MUESTRA H-72-9 GRANITO

Descripción mesoscópica: roca granosa mediana, de color gris rosado, compuesta por cuarzo, feldespatos y escasos mafitos de color ligeramente verdoso.

Descripción microscópica: roca de textura granosa hipidiomorfa, compuesta por cuarzo, ortosa, plagioclasas, biotita y opacos. El cuarzo es xenomorfo, con leve extinción ondulada que puede llegar a fragmentosa. La ortosa es, también, xenomorfa y presenta intercrecimiento pertítico y alteración caolínica. Las plagioclasas, además de formar la pertita con ortosa, aparecen en cristales xenomorfos (oligoclasa media) su típica macla de Albita y, raramente, crecimiento zonal. La biotita es castaño verdosa y conforma escasos cristales chicos con alteración a clorita. Los óxidos de hierro opacos se ubican, preferentemente, en las zonas donde la biotita está casi totalmente cloritizada.

MUESTRA H-72-12 GRANITO

Descripción mesoscópica: roca granosa mediana, de color gris rosado a castaño claros. Está formada por cuarzo, feldespatos y biotita.

Descripción microscópica: roca de textura granosa hipidiomorfa, constituida por cuarzo, feldespatos potásicos y calcosódicos, biotita y opacos. El cuarzo es xenomorfo, con extinción ondulada a fragmentosa y contiene numerosas y pequeñas inclusiones no identificadas. Los feldespatos corresponden, en su mayor parte, a ortosa y microclino, los cuales aparecen con intercrecimiento pertítico con plagioclasas. Son xenomorfos, no están alterados y contienen pocas inclusiones de tipo similar a las indicadas para el cuarzo o bien acusan alteración caolínica en los integrantes

calco-sódicos. Las plagioclasas también están presentes como cristales xenomorfos (oligoclasa media), en escaso número. La totalidad de los feldespatos muestran un gran fracturamiento y huecos irregulares. La biotita es escasa y en individuos pequeños intersticiales. Tiene pleocroísmo castaño ligeramente verdoso a castaño muy claro, casi incoloro. Los opacos de hierro aparecen, generalmente, asociados a la biotita.

MUESTRA H-72-13 GRANITO

Descripción mesoscópica: roca granosa mediana (tamaños máximos de 4 mm), de color gris rosado y compuesta por cuarzo, feldespatos y biotita.

Descripción microscópica: roca de textura granosa hipidiomorfa a mirmequítica, constituida por cuarzo, ortosa, plagioclasas, biotita y opacos. El cuarzo aparece en cristales xenomorfos o en intercrecimiento mirmequítico, generalmente con extinción ondulada a fragmentosa. Está fracturado y contiene numerosas inclusiones pequeñas no identificadas. La ortosa es abundante en cristales xenomorfos, los cuales aparecen en intercrecimiento mirmequítico con cuarzo o formando pertitas con plagioclasas, generalmente delgadas. La ortosa no está muy alterada pero sí lo están las plagioclasas del intercrecimiento pertítico, con pasaje a arcilla. Además, las plagioclasas forman algunos cristales aislados (oligoclasa), con sus características habituales. La biotita constituye cristales de contornos irregulares y acusa una fuerte alteración a clorita y, eventualmente, a epidoto.

Agradecimientos. Uno de los autores (M. H.) agradece el apoyo financiero (Grant N° GV-28757) de la National Science Foundation (EE. UU. de Norte América), que hizo posible su viaje a la Argentina.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

- Academia Nacional de Ciencias, 1972. *Geología Regional Argentina*. (Ed.: A. F. Leanza). Córdoba (Argentina).
- Clark, A. H.; Farrar, E.; Caelles, J. C.; Haynes, S. J.; Lortie, R.; McBride, S.; Quirt, S. and Zentilli, M., 1973. *The magmatic, tectonic and metallogenetic evolution of the central Andean mobile belt between latitudes 26° and 29° South: an investigation of one transect of the 'Andean-type' consuming platemargin environment*. "Metallogenesis and Plate Tectonics" session, Geodynamics Conference, IASPEI, Lima, Perú, (summary of paper).
- × Dessanti, R. N., 1972. *Andes patagónicos septentrionales*. *Geología Regional Argentina* (ed.: A. F. Leanza), Academia Nacional de Ciencias, Córdoba (Argentina), p. 655-687.
- × Digregorio, J. H., 1972. *Neuquén, en: Geología Regional Argentina* (ed.: A. F. Leanza), Academia Nacional de Ciencias, Córdoba (Argentina), p. 439-505.
- × Farrar, E.; Clark, A. H.; Haynes, S. J.; Quirt, G. S.; Conn, H. and Zentilli, M., 1970. *K-Ar evidence for the post-Paleozoic migration of granitic intrusion foci in the Andes of northern Chile*. *Earth & Planet. Sci. Letters*, 10, p. 60-66.
- González Bonorino, F., 1971. *Metamorphism of the crystalline basement of central Chile*. *J. Petrology*, 12, p. 149-175.
- González Bonorino, F. and Aguirre, L., 1970. *Metamorphic facies series of the crystalline basement of Chile*. *Geol. Rundschau*, 59, p. 979-994.
- Halpern, M., 1973. *Regional geochronology of Chile south of 50° latitude*. *Geol. Soc. America Bull.* 84, p. 2407-2422.
- × Halpern, M.; Linares, E. y Latorre, C. O., 1970. *Estudio preliminar por el método estroncio-rubidio de rocas metamórficas y graníticas de la provincia de San Luis, República Argentina*. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, XXV, p. 293-302.
- × Halpern, M. y Latorre, C. O., 1973. *Estudio geocronológico inicial de rocas del noroeste de la República Argentina*. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, XXVIII, 195-205.
- Introcaso, A. y Huerta, E., 1972. *Perfil gravimétrico transcontinental sudamericano-paralelo 32° S*. Escuela de Ing. Geográfica, Univ. Nac. Rosario.
- James, D. E., 1971. *Plate tectonic model for the evolution of the central Andes*. *Geol. Soc. America Bull.* 82, p. 3325-3346.
- Kitsler, R. W. and Peterman, Z. E., 1973. *Variations in Sr, Rb, K, Na and initial*

Sr^{87}/Sr^{86} in Mesozoic granitic rocks and intruded wallrocks in central California. Geol. Soc. America Bull., 84, p. 3489-3512.

Mapa Geológico de la República Argentina, 1964. Ministerio de Economía de la Nación, Dir. Nac. de Geología y Minería, 1:5.000.000.

Munizaga, F.; Aguirre, L. and Herve, F., 1973. Rb/Sr ages of rocks from the Chilean metamorphic basement. Earth and Planet. Sci. Letters, 18, p. 87-92.

✕ • Parker, G., 1965. Relevamiento geológico escala 1:25.000, entre el Arroyo Picún Leufú y Catan Lil, a ambos lados de la Ruta Nacional Nº 40 y Levantamiento geológico en escala 1:100.000, entre las es-

tancias de Catan Lil y Sanico, Provincia de Neuquén. Univ. Nac. de La Plata.

✕ • Toubes, R. O. y Spikermann, J. P., 1973. Algunas edades K/Ar y Rb/Sr de plutonitas de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 40° y 44° de latitud sur. Rev. Asoc. Geol. Arg. XXVIII, 4, 382-396.

✕ • Valencio, D. A.; Linares, E. and Creer, K. M., 1970. Paleomagnetism and $K-Ar$ ages of Cenozoic basalts from Argentina. Geophys. J. R. astr. Soc. 19, p. 147-164.

York, D., 1966. Least-squares fitting of a straight line. Can Journ. of Phys. 44, p. 1079-1086.

Recibido el 16 de octubre de 1974.

OROGENESIS Y EPEIROGENESIS
EN LA REGION AUSTRAL DE AMERICA DEL SUR
DURANTE EL MESOZOICO Y EL CENOZOICO

POR REYNALDO CHARRIER¹ Y NOBERTO MALUMIAN²

RESUMEN

El borde occidental de América del Sur se ha comportado durante el Mesozoico y el Cenozoico como una zona orogénica, mientras que la mayor parte del resto del continente ha presentado características cratónicas. Se evidencia una notable contemporaneidad entre las fluctuaciones de las líneas de costa en el borde oriental del continente con las fases tecto-orogénicas conocidas en los Andes Argentino-Chilenos durante el Ciclo Orogénico Andino. A partir de ésto se demuestra que estas fluctuaciones se deben a movimientos epeirogénicos ascendentes y descendentes coetáneos respectivamente con las fases comprensivas del dominio andino y con los períodos "sin compresión" o de extensión que separan estas fases. Estas fluctuaciones no se deben, por lo tanto, a eustatismo. Se deduce un origen común para ambos tipos de movimientos diastróficos y se sugiere que los posibles mecanismos que relacionan los movimientos de los dominios orogénico y cratónico son: reajustes isostáticos, una compresión transmitida de oeste a este o la combinación de ambos.

ABSTRACT

During Mesozoic and Cenozoic the western margin of Southamerica behaved as an orogenic zone, while the rest of it remained stable. A remarkable synchronism is evidenced between the coastal fluctuations along the eastern margin and the tecto-orogenic phases know in the Chilean-Argentinean Andes during the Andean Orogenic Cycle. From this evidence it is demonstrated that these coastal fluctuations were caused by up- and downward epeirogenic movements, respectively coincident with the compressive phases of the orogenic domain and the periods of "no compression" or of extension, which separate these phases. An eustatic origin for these fluctuations is thus rejected. A common origin for both types of diastrophic movements is deduced and it is suggested that the possible mechanism which related both movements are the following: isostatic readjustments, the transmission of a compressive effect from west to east or the combination of both.

¹ Departamento de Geología, Universidad de Chile, Casilla 13518 - Correo 21, Santiago, Chile.

² Dto. de Cs. Geológicas, Fac. Cs. Exactas y Naturales, Univ. de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, Nuñez.

Miembro de la Carrera del Investigador, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

INTRODUCCION

Las variaciones que han experimentado las líneas de costa en las áreas continentales se han interpretado como producto de movimientos verticales de la corteza, denominados epeirogénicos (Gilbert, 1890) o de oscilación (Belousov, 1962), o como producto de fluctuaciones eustáticas.

Estudios micropaleontológicos y sedimentológicos recientes, realizados en la parte oriental de la región austral de sudamérica demuestran la existencia de varias fluctuaciones de las costas durante el Mesozoico y el Cenozoico. Estas fluctuaciones se traducen en períodos alternados de erosión y hiatos, y en períodos de sedimentación marina.

En este artículo se intenta demostrar que estas fluctuaciones presentan una estrecha relación en el tiempo con los movimientos diastróficos que han afectado el borde occidental del continente en el Ciclo Orogénico Andino (Mesozoico-Cenozoico). Debido a la diferencia geotectónica fundamental existente entre ambos bordes del Continente Sudamericano esta relación temporal es de gran importancia para la comprensión de su evolución geotectónica.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a los profesores Giovanni Cecioni y Ricardo Thiele, del Departamento de Geología de la Universidad de Chile y al profesor Juan Carlos M. Turner, del Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires, las constructivas críticas que realizaron a este artículo.

OPOSICION OROGENICA-CRATONICA EN EL CONTINENTE SUDAMERICANO

En el Continente Sudamericano se pueden distinguir dos regiones con diferentes características geotectónicas: 1)

una franja occidental, orogénica y 2) una parte oriental, cratónica (Fig. 1):

1) La franja occidental, activa y móvil, concentró la actividad orogénica durante las épocas post proterozoicas (Harrington, 1962). A lo largo de esta franja se desarrolla la Cadena Andina, la cual forma parte del "cinturón orogénico circumpacífico". Su ancho alcanza localmente los 800 km y su orientación es esencialmente Norte-Sur, encorvándose hacia el Este en sus extremos (Colombia y Venezuela, al norte, y Patagonia, al sur). Esta cadena tiene una historia relativamente reciente (Mesozoico-Cenozoico) y su morfología abrupta es producto de las últimas deformaciones y ascensos que la afectaron y de la consecuente erosión. Su evolución tectónica está caracterizada por una gran movilidad y por cinco fases oro y tectogenéticas sucedidas por un muy intenso magmatismo.

2) La parte oriental, cratónica, que constituye el antepaís andino, comprende casi todo el resto del continente. Está conectada con la franja orogénica por las cuencas pericratónicas, que presentan características transicionales entre áreas estables y áreas móviles (Harrington, 1962). Su historia, en los núcleos cratónicos, como los Escudos Guayanés y Brasileño, se remonta por sobre los 3.000 m.a. (Osorio Ferreira, 1972; Hurley *et al.*, 1970) y su consolidación es anterior al comienzo de la evolución andina. Los cratones que conforman esta parte estable del continente están unidos entre sí por cuencas intercratónicas. Posteriormente a su consolidación se han desarrollado algunos ciclos volcánicos y subvolcánicos de composición principalmente basáltica (Almeida, 1972). El relieve general es, consecuentemente, más suave que aquel predominante en la franja orogénica, aunque existen regiones que presentan una morfología rejuvenecida.

En la parte austral del Continente Sudamericano, al sur de los 34° de la-

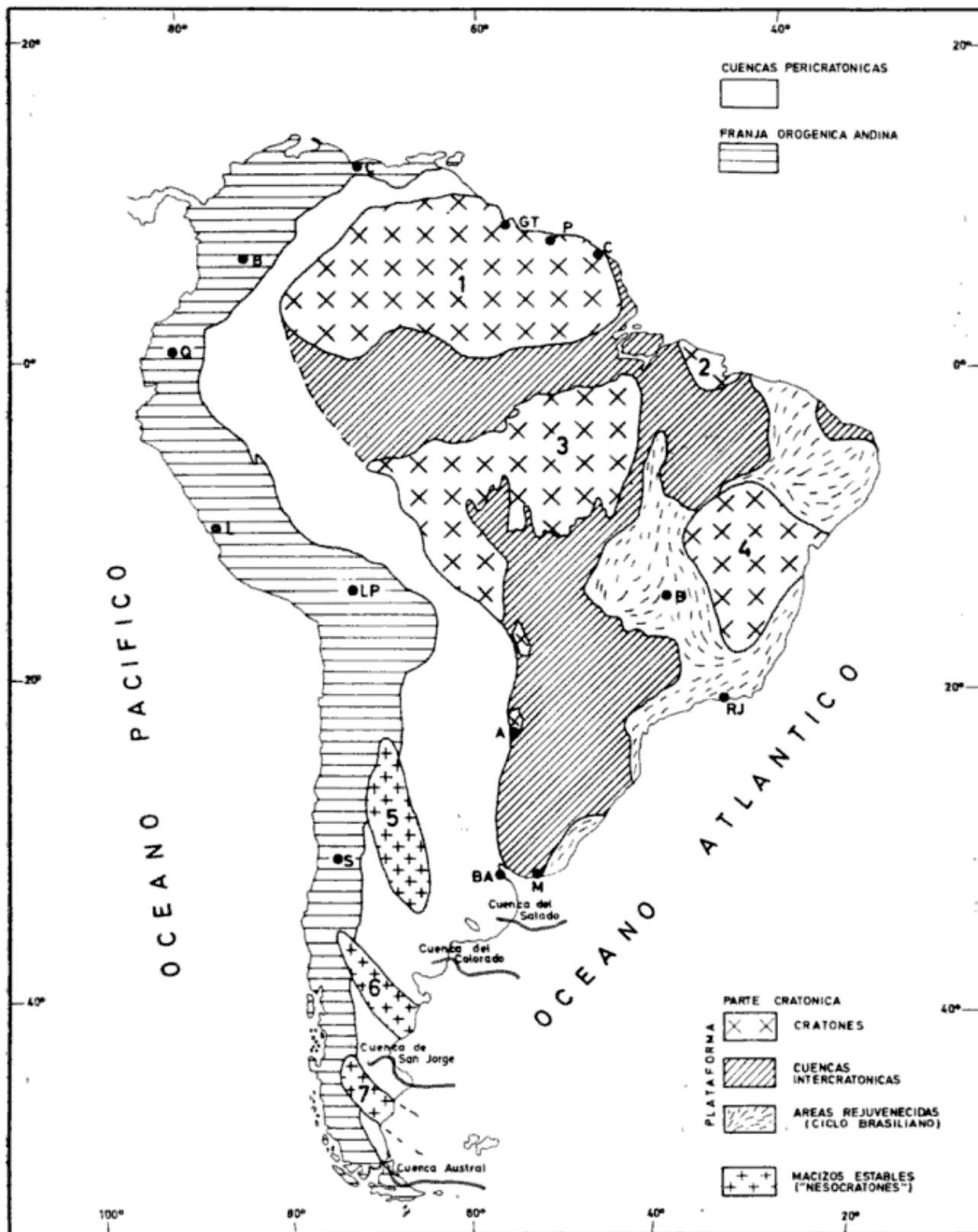


Fig. 1. — Oposición entre la franja occidental orogénica y la parte oriental estable de América del Sur, basada en Harrington (1962), De Almeida (1972) y Osorio Ferreira (1972). 1, Cratón de Guayanas; 2, Cratón de San Luis; 3, Cratón de Guaporé; 4, Cratón de San Francisco; 5, Sierras Pampeanas; 6, « Macizo » Norpatagónico; 7, « Macizo » del Deseado.

titud, la división geotectónica señalada arriba, se mantiene en sus rasgos generales. Se distinguen (fig. 1):

1) Una cadena Andina, que en esta región se denomina Andes Argentino-Chilenos o Meridionales, con una orientación rectilínea Norte-Sur. Esta cadena se encorva hacia el Este al sur de los 50° de latitud y se prolonga axialmente por el Arco de Escotia hasta Antártida. En los Andes Argentino-Chilenos se distinguen, según Aubouin y Borrello (1966), dos sectores con características geológicas diferentes: *a*) el Sector Geoliminar, ubicado al norte de los 41° de latitud sur, que es típicamente andino y que se caracteriza por estar constituido esencialmente por rocas volcánicas y continentales. En él se encuentran escasos depósitos de flysch, pero no se conocen ofiolitas, sobreescurrecimientos, ni metamorfismo regional de facies más alta que esquistos verdes, y *b*) el Sector Geosinclinal o Patagónico, ubicado al sur de los 41° de latitud sur, constituido por series sedimentarias marinas depositadas en una cuenca de tipo geosinclinal o alpina. En esta región se conocen depósitos de flysch, ofiolitas, sobreescurrecimientos y series metamórficas originadas bajo condiciones de presión intermedia a alta.

2) Una región estable constituida por el extremo más austral y de Plataforma Brasileña y por tres unidades menores, estables y positivas (fig. 1), todas ellas separadas por cuencas rellenas por sedimentos más recientes y atravesadas por cordones ("sierras") constituidas por depósitos hercínicos.

Las unidades estables mencionadas: la parte austral de las Sierras Pampeanas, el "Macizo" Norpatagónico o de Somuncurá y el "Macizo" del Deseado, fueron consideradas por mucho tiempo con características cratónicas, lo que les valió la denominación de cratones insulares o nesocratones (Harrington, 1962). Las dataciones radimétricas recientes, señaladas por Gordillo y Lencinas (1972).

para las Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis, y por Stipanovic y Methol (1972) para el Macizo Norpatagónico y extensivas al Macizo del Deseado, indican una consolidación de estas áreas en el Paleozoico más inferior.

Al Este del Sector Geoliminar se desarrolla la Llanura Pampeana que corresponde a una llanura de acumulación pedemontana.

MOVIMIENTOS OROGENICOS DE LOS ANDES ARGENTINO-CHILENOS DURANTE EL CICLO OROGENICO ANDINO

A lo largo de las porciones central y austral de los Andes Argentino-Chilenos (30-56° latitud sur) se han reconocido, durante el Ciclo Orogénico Andino, cinco fases compresivas mayores (Charrier y Vicente, 1972):

Araucana: Oxfordiano superior-Kimmeridgiano.

Peruana o Meso-Cretácica: Albiano-Cenomaniano.

Larámica: Paleoceno.

Incaica: Eoceno superior-Oligoceno inferior.

Quechua o Pontiana: Mioceno superior.

Los efectos de estas fases son más tempranos en el ámbito interno (occidental) de la cadena que en el externo (oriental) y, por lo tanto, el sincronismo de estas fases a lo largo de los Andes Argentino-Chilenos es válido sólo si se comparan sus edades a lo largo de los dominios internos y los dominios externos separadamente.

Algunas de ellas han sido también reconocidas en Perú (Steinmann, 1929), Ecuador (Faucher y Savoyat, 1973) y Colombia (Bürgl, 1967).

En Argentina, los efectos de estas fases han sido reconocidos desde comienzos de este siglo, tanto en la Cordillera como en las regiones extraandinas.

Las fases señaladas han sido reconocidas por Groeber (1951, p. 310; 1952) quien las ha denominado respectivamente: Movimientos Málmicos, Movimientos Intersenonianos o Peruanos o Subhercánicos, Primera Fase del Primer Movimiento, Segunda Fase del Primer Movimiento y Pre-Fase del Tercer Movimiento.

La Fase Araucana ha sido luego ampliamente documentada por Stipanovic (1969), Stipanovic y Rodrigo (1970 *a*) para la región cordillerana de las provincias de San Juan, Mendoza y Neuquén. Para la región patagónica, Stipanovic y Rodrigo (1970 *b*) definen la Fase Santa Cruz como equivalente de la Araucana.

La Fase Peruana tendría sus equivalentes en las Fases Mirano Principal y Caleta Córdoba de Stipanovic y Rodrigo (1970 *b*) para las regiones central y austral o patagónica respectivamente de los Andes Argentino-Chilenos.

Estudios recientes de Pascual y Odreman (1973) sobre la evolución de los mamíferos fósiles en Argentina demuestran la existencia en el Terciario de la Patagonia de tres grandes movimientos diastróficos: en el Paleoceno, en el límite Eoceno/Oligoceno y en el Mioceno; que se pueden correlacionar con las Fases Larámica, Incaica y Quechua respectivamente.

Todas estas fases han generado en el ámbito orogénico fuertes relieves y estructuras (oro y tectogénicas) y han sido puestas de manifiesto en algunas regiones por sus efectos en la sedimentación y en otras por marcadas discordancias angulares. Todas ellas, estuvieron acompañadas por intrusiones granodioríticas a dacíticas que han sido datadas por métodos radimétricos (Farrar *et al.*, 1970; Charrier y Vicente, 1972; Aguirre *et al.*, 1974).

A continuación de la Fase Quechua comenzó un período de actividad tectónica distensiva (extensión) que es responsable de la actual de la división de la cadena en pilares y cuencas (horst

y graben) longitudinales (Fase Geográfica de Vivente, 1972). Si efectivamente la fosa de Perú-Chile se formó por el hundimiento de una fosa tectónica (graben) debería considerársela como producto de esta fase distensiva y su edad sería, en consecuencia, pliopleistocena.

Entre cada fase se acumularon formaciones sedimentarias y/o volcánicas. En el Sector Geoliminar estas formaciones constituyen actualmente seis unidades estructurales separadas por discordancias. Estas unidades, de acuerdo con sus edades, presentan distinto grado de deformación y es posible deducir, a partir de su estilo tectónico, que es uniforme de base a techo, que se depositaron durante períodos en los cuales no hubo compresión, aunque no es posible establecer si se produjo una extensión. La extensión, que actualmente se desarrolla en las áreas orogénicas de la Tierra desde el Mioceno, a continuación de la Fase Quechua o Pontiana, sugiere que probablemente lo mismo haya sucedido en el pasado después de cada fase compresiva. Esta última posibilidad estaría además apoyada, tanto por los muy potentes depósitos volcánicos (riolíticos y andesíticos) que se acumularon en este sector después de cada fase, como por las intrusiones de granitoides, inmediatamente posteriores a las fases tectónicas. Son éstos, hechos que permiten suponer la existencia de una extensión que permitió el ascenso de material cortical fundido (anatexis?) después de cada compresión dando lugar, primero, a los granitoides y, luego, al volcanismo ácido (Charrier, 1973 *a*, p. 61; Aguirre *et al.*, 1974). El volcanismo intermedio, que generalmente sucede al volcanismo ácido en cada uno de estos períodos, podría deberse a contaminación del material cortical con aportes provenientes del manto.

En el sector Geosinclinal o Patagónico esta separación en seis unidades estructurales no es tan clara, por cuanto las discordancias angulares no están tan

TIEMPO	(joven)	EVOLUCIÓN TECTÓNICA	EVOLUCIÓN MAGMÁTICA
		período sin compresión o de posible extensión	volcanismo intermedio volcanismo ácido
	fase compresiva	intrusión	
(antiguo)		período sin compresión o de posible extensión	volcanismo intermedio volcanismo ácido

Fig. 2. — Relación generalizada entre los ritmos de las actividades tectónica y magmática en los Andes Argentino-Chilenos durante el Ciclo Orogénico Andino (Mesozoico-Cenozoico)

bien representadas como en el Sector Geoliminal. Estas discordancias están confinadas sólo a los bordes de la cuenca. El borde occidental, donde se debería encontrar fuertes discordancias angulares, se encuentra casi totalmente devastado por la erosión, mientras que el borde oriental, está cubierto por depósitos más recientes, como se ha podido comprobar en las perforaciones realizadas en la Patagonia extraandina (Malumán *et al.*, 1971). La permanente presencia de una cuenca marina al frente de las elevaciones montañosas que se formaban hacia el oeste con cada una de estas fases impidió que los sedimentos acumulados en ella fuesen afectados por la erosión y que se generaran las discordancias. Se reconoce claramente, sin embargo, que el grado de deformación disminuye hacia arriba estratigráficamente (González *et al.*, 1965), lo que demuestra que las series más antiguas sufrieron una mayor deformación

que las más jóvenes, o sea que existe una superposición de efectos tectónicos. Las fases orogénicas quedan evidenciadas además por bruscos aportes terrígenos provenientes del oeste que se tradujeron por la sedimentación de muy potentes series de flysch (Cecioni, 1957; Cortes, 1964; Scott, 1966; Borrello, 1967, 1969) y bruscos aportes arenosos y conglomerádicos perfectamente individualizables. Se manifiestan además sucesivos desplazamientos del eje de la cuenca hacia el este. En este sector las fases orogénicas fueron acompañadas por intrusiones sincinemáticas de granitoides y por fases de metamorfismo (Charrier y Vicente, 1972).

De los antecedentes presentados se puede concluir que la evolución tectónica de los Andes Argentino-Chilenos es rítmica. Cada ritmo estaría compuesto por dos períodos; una fase o período de compresión, más corto, y un período más largo de extensión (Charrier,

1973 b). La actividad magmática asociada es también rítmica (Aguirre *et al.*, 1974) y se relaciona con la evolución tectónica según se muestra en la Fig. 2.

FLUCTUACIONES
DE LAS LINEAS DE COSTA
EN LA REGION CRATONICA
AL SUR DE 34° LATITUD

En la región cratónica (estable) de América del Sur, al sur de los 34° de latitud, existen evidencias de reiteradas ingresiones y regresiones del mar.

A continuación se analizarán los antecedentes disponibles respecto a este tipo de oscilaciones provenientes de: a) borde nororiental de la Cuenca Austral en su parte austral y, b) borde oriental (atlántico) de América del Sur al sur de los 34° de latitud.

a) *Cuenca Austral o Patagónica:*

Esta cuenca marina cubrió gran parte del extremo austral de América del Sur desde el Jurásico superior hasta el Mioceno superior y se extendió desde los 42° de latitud Sur hasta Tierra del Fuego. Su forma era alargada y se estrechaba hacia el norte y se ensanchaba hacia el sur (Fig. 3).

Al oeste estuvo bordeada, desde el Jurásico superior, por arcos volcánicos primero y posteriormente por elevaciones montañosas formadas durante las sucesivas fases tectónicas que afectaron al orógeno andino. Este borde occidental fue acercándose sucesivamente hacia el Este a medida que se producía, de Norte a Sur, un lento levantamiento que obligó al desagüe de la cuenca hacia el sur (Cecioni, 1955; Lahsen y Charrier, 1972, p. 525; Cecioni y Charrier, 1974). El borde oriental lo constituía el flanco occidental y suroccidental del Macizo del Deseado.

En la parte austral de este borde, que en la actualidad se encuentra en la costa atlántica del Continente Sudamerica-

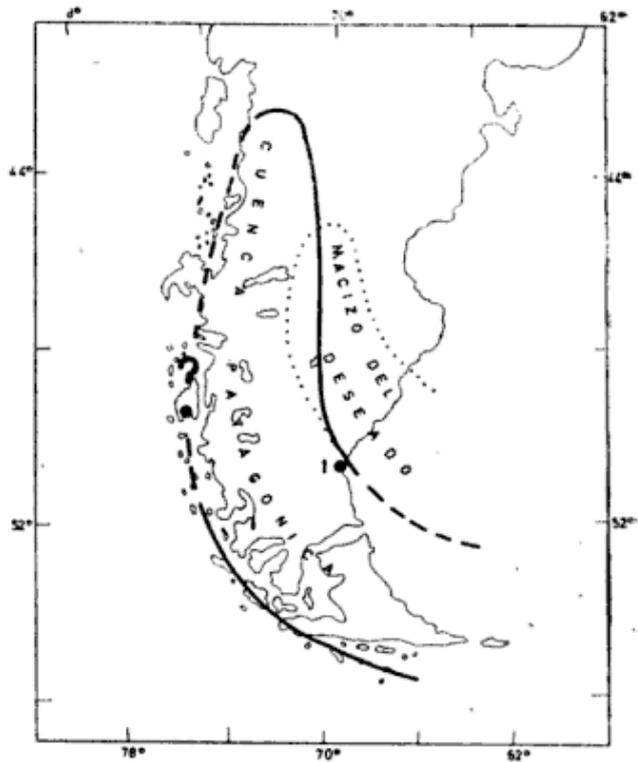


Fig. 3. — Extensión de la Cuenca Austral en el Valanginiense (basado en Cecioni y Charrier, 1974) y su relación con el Macizo del Deseado. 1, indica la ubicación del Pozo SC-1.

no, Malumián *et al.* (1971) estudiaron una perforación profunda (SC-1) destacando la existencia de cuatro hiatos faunísticos, algunos de ellos ya detectados en zonas más profundas de la cuenca por Malumián (1968). Estos hiatos faunísticos, de los cuales dos están acompañados por discordancias de erosión, marcan sucesivas oscilaciones de la línea de costa ubicada a lo largo del borde suroccidental del Macizo del Deseado. Estas líneas de costa constituían también el borde nororiental de la Cuenca Austral.

Estos hiatos y discordancias son, de abajo hacia arriba estratigráficamente, los siguientes (Fig. 4):

- I) Discordancia entre los depósitos piroclásticos de la Serie Tobífera o Complejo Porfírico de edad jurásica superior y las sedimentitas marinas del Cretácico medio.

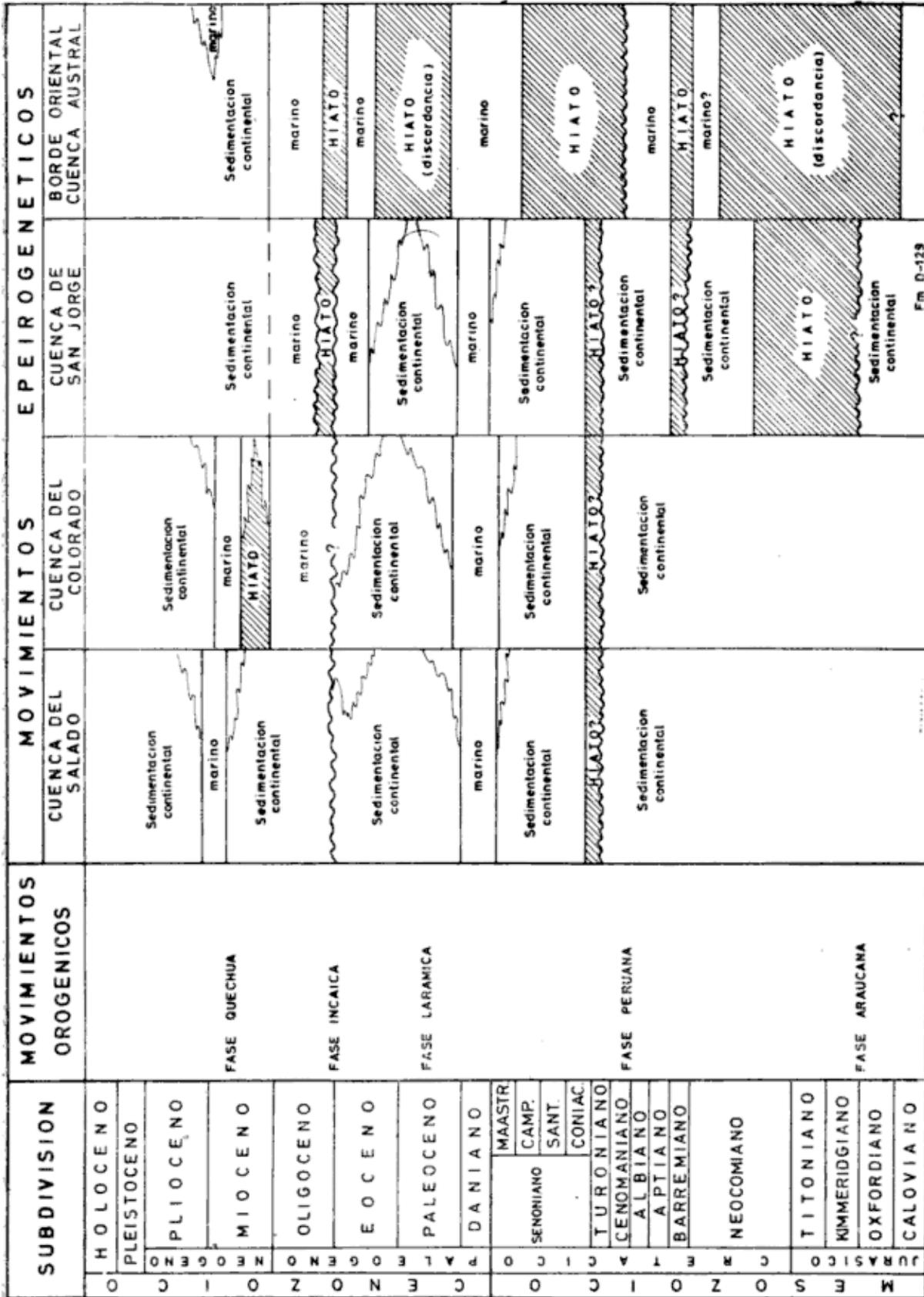


Fig. 4. — Correlación entre los movimientos oro y epirogenéticos de la región austral de Sudamérica. Se observa una clara coincidencia entre las fases orogénicas y los hiatos en la sedimentación marina de los bordes de la región estable. Realizada considerando los antecedentes de: Bertels (1970 b), Camacho (1967), Kaasschieter (1968), Lesta (1968, 1970), Malumán (1970, 1972), Malumán *et al.* (1971), Zambrano (1971) y Zambrano y Urien (1970).

- II) Hiato entre los depósitos marinos del Aptiano-Albiano y los del Campaniano superior.
- III) Discordancia de erosión y hiato entre los depósitos marinos del Daniano y los del Eoceno medio.
- IV) Hiato entre los depósitos marinos del Eoceno (posiblemente medio) y los del Oligoceno.

Los antecedentes micropaleontológicos demuestran que entre cada uno de estos hiatos y discordancias de erosión el mar volvió a transgredir sobre el borde del Macizo del Deseado.

La discordancia angular señalada en el borde oriental de la cuenca por Furque y Camacho (1949) fue también encontrada, pero con un carácter más leve, por Yrigoyen (1969, p. 321) en el subsuelo de la porción central de Tierra del Fuego, entre capas marinas asignadas al Maastrichtiano y al Paleoceno. Este hiato coincide con el detectado por Malumián *et al.* (1971) entre el Daniano y el Eoceno (Grupo Arenoso-Arcilloso inferior).

Yrigoyen (1969, p. 324) señala que a partir del Mioceno inferior se suspende el régimen marino y transicional, correspondiente a la ingresión patagónica, reemplazándose por uno netamente continental (Formación Santa Cruz). Este antecedente revela un nuevo retiro del mar, el cual, sin embargo, no parece ser definitivo para esta cuenca, ya que Malumián y Masiuk (1973, p. 44) señalan la existencia de algunas formas bentónicas, que, a pesar de no ser diagnósticas, son muy semejantes a las actuales. Por este motivo los mencionados autores han considerado a estos elementos faunísticos de edad miocena superior e incluso pliocena.

Flores *et al.* (1973) en un estudio de las secuencias marinas mesozoicas de la parte argentina de Tierra del Fuego han reconocido tres discordancias y hiatos coincidentes con los tres inferiores detectados por Malumián *et al.* (1971) y

detallados más arriba. Estos hiatos se encuentran entre unidades de edades 1) jurásica superior/valanginiana-hauteriviana; 2) albiana-cenomaniana inferior/cenomaniana-maastrichtiana inferior? y 3) maastrichtiana superior/paquete glauconítico sedimentario denominado "Senoniano".

La existencia de hiatos acompañados de discordancias leves incluso en las regiones axiales de la cuenca demuestra la importancia y significado de las fluctuaciones de las líneas de costa que son consideradas en este artículo.

b) Borde oriental del Continente Sudamericano:

El borde oriental o atlántico de América del Sur al sur de los 34° de latitud ha sido también testigo de algunas ingresiones y regresiones marinas. Estas fluctuaciones se realizaron a lo largo de cuencas denominadas: del Salado, del Colorado y de San Jorge. Se conoce también una importante invasión marina iniciada durante el Cretácico superior y que cubrió grandes extensiones de la parte austral del continente y que llegó hasta los primeros contrafuertes de las elevaciones andinas de aquella época (Paleocordillera volcánica de Abanico, Aubouin *et al.*, 1973, p. 35) en la región de Neuquén y Mendoza. Esta transgresión se ha datado del Maastrichtiano-Daniano sobre la base de foraminíferos planctónicos (Bertels, 1964, 1970 a; Mailhe *et al.*, 1967; Camacho, 1972). Los depósitos correspondientes cubren discordantemente a las formaciones anteriores y están cubiertos por depósitos continentales de edad terciaria.

Los antecedentes relacionados con estas fluctuaciones de la línea de costa muestran, de acuerdo con los últimos datos micropaleontológicos, y pese a que se trata de ingresiones en diferentes cuencas, un notable sincronismo.

Se esbozan brevemente a continuación y se representan en la fig. 4, donde se sigue el esquema presentado por

Zambrano (1971) levemente modificado, tratando de resaltar la situación de los sedimentos marinos en las porciones marginales de las cuencas y que están ubicadas sobre tierra emergida.

En la cuenca del Salado, desde hace tiempo, se conoce una ingresión marina equivalente a la Formación Roca (Criado Roque *et al.*, 1960), representada por la Formación Pedro Luro en cuenca del Colorado y por la Formación Salamanca en la de San Jorge. Esta ingresión iniciada en el Maastrichtiano se continua hasta el Paleoceno inferior con muy leves variantes en las diferentes cuencas. La supuesta discordancia contenida en la misma, ha sido puesta en duda (Yrigoyen, 1969; Pascual y Odreman, 1972). En lo que respecta a cuenca del Colorado, los estudios de nannoplancton calcáreo realizados con testigos de perforación, indicaron muestras "limpias" para el Paleoceno inferior; como es sabido el nannoplancton calcáreo es fácilmente retrabajable, y la menor perturbación sobre los terrenos cretácicos, en gran parte cretas, muy probablemente hubiera contaminado los sedimentos danianos (Malumián, 1969). Por otra parte, la existencia de un hiato micropaleontológico correspondiente al Maastrichtiano superior (Bertels, 1970) puede explicarse sobre la base de la hipótesis desarrollada por Tappan (1968) la que interpreta estos hiatos o discontinuidades en secuencias marinas, que se encuentran mundialmente difundidas, como resultado de la variación del pH en el límite cretácico-terciario y la consecuente disolución parcial de las cretas. O, sencillamente, en razón de que las formas guías típicas del Maastrichtiano superior están restringidas a ambientes tropicales.

La siguiente ingresión se registra a partir del Oligoceno inferior en cuenca del Colorado (Malumián, 1970, 1972), en el Oligoceno superior en la costa atlántica sur (Bertels, 1970 *b*) y se retira para fines del Oligoceno, pasando en transición a capas continentales en la

costa atlántica sur; con un hiato en cuenca del Colorado, y según Zambrano (1971) probablemente con sus depósitos superiores erosionados en la parte central de la cuenca del golfo de San Jorge.

La siguiente ingresión del Mioceno medio superior a Plioceno inferior, interpretada por Yrigoyen (1969) como el resultado de un pivotamiento en la región del Colorado, produce una emergencia en Patagonia y hundimiento en el norte, efecto que puede verificarse por la mayor edad que presenta la ingresión en la cuenca del Colorado que en la cuenca del Salado.

CORRELACION ENTRE LOS MOVIMIENTOS OROGENETICOS Y LAS FLUCTUACIONES DE LINEAS DE COSTA

Los antecedentes cronológicos disponibles permiten establecer una buena correlación entre las fases orogénicas del borde occidental y móvil del continente con los hiatos y discordancias de su parte cratónica (Fig. 4).

El amplio hiato del Jurásico superior y Cretácico inferior, conocido en el borde oriental de la Cuenca Austral, corresponde al período que sucedió a la deposición del Complejo Porfírico, durante el cual se produjo la inundación de la cuenca. Esta inundación comenzó, en la región más deprimida o eje, por lo menos, en el Oxfordiano superior (Sigal *et al.*, 1970; Cecioni y Charrier, 1974) y fue cubriendo gradualmente las regiones adyacentes. La región que se mantendría en lo sucesivo como costa oriental de la cuenca fue alcanzada por el mar recién a fines del Cretácico inferior, como lo demuestra la edad de los primeros depósitos marinos del Pozo SC-1 estudiado por Malumián *et al.* (1971). Durante el comienzo del proceso de profundización de la cuenca se acumularon en su eje potentes series de flysch (Formación Erezcano) que atestiguan una intensa

actividad tectónica en su borde occidental (Cecioni y Charrier, 1974).

El hiato del Cretácico medio y de parte del Cretácico superior es coincidente con la edad de la Fase Peruana o Meso-Cretácica y fue precedido y sucedido por períodos de sedimentación marina.

El hiato reconocido durante el Paleoceno y la parte más inferior del Eoceno coincide con la edad asignada en los Andes Argentino-Chilenos a la Fase Larámica, mientras que el hiato determinado por Malumián *et al.* (1971) en el límite eoceno-oligoceno coincide con la edad de la Fase Incaica. Estos dos hiatos fueron también precedidos y sucedidos por períodos de sedimentación marina.

El hiato que abarca el Mioceno, coincidente con la Fase Quechua, es precedido por un período de sedimentación marina y sucedido por un período de sedimentación continental. En el Mioceno superior y el Plioceno se conoce una nueva ingresión marina que coincide con la extensión que sigue a la fase compresiva.

La evolución de las demás cuencas (Salado, Colorado y San Jorge) permite establecer también una buena correlación entre las fluctuaciones de la línea de costa y la evolución tectónica del borde orogénico del continente.

En estas cuencas la presencia del mar es mucho más restringida que en la cuenca Austral. La correlación entre su historia y la del borde orogénico queda destacada por el avance hacia el Este de la cuña de sedimentos continentales durante los períodos compresivos y por el avance hacia el Oeste de los depósitos marinos al terminarse la fase, o sea, al comenzar el período "sin compresión" o de posible extensión. Esto se observa muy bien en las tres cuencas a partir del Cretácico medio.

El hiato dudoso representado en el Turoniano para estas cuencas coincide aproximadamente con la edad asignada a la Fase Peruana. Es también proba-

ble una correlación entre el hiato jurásico superior-cretácico inferior de la cuenca de San Jorge, entre las Formaciones Pozo D-129 y Mina del Carmen, con la Fase Araucana.

INTERPRETACION

La notable contemporaneidad que se destaca entre las fases tectónicas compresivas del borde orogénico occidental de América del Sur y los hiatos y discordancias de su borde oriental permite descartar un origen eustático para las fluctuaciones de las líneas de costa y proponer, para ellas, un origen tectónico.

Estas fluctuaciones traducen, por lo tanto, oscilaciones verticales del tipo epeirogénico del borde cratónico del continente. Estos movimientos ascendentes y descendentes obligaron al mar "Atlántico" a respectivas regresiones y transgresiones, las cuales han sido perfectamente detectadas en las cuencas sedimentarias aquí analizadas.

La coincidencia entre los movimientos epeirogénicos ascendentes y las fases tectónicas compresivas y entre los movimientos epeirogénicos descendentes y los períodos "sin compresión" que separan a las fases sugiere además un origen común para estos fenómenos diastróficos de la parte sur del continente.

Las sollicitaciones tectónicas correspondientes a cada fase tecto-orogénica provocaron en el ámbito orogénico un plegamiento y un levantamiento, mientras que en la región cratónica se tradujeron por un ascenso, sin deformación aparente, de la última.

Una vez terminada la actividad tecto-orogénica, se produjo en el ámbito andino un relajamiento o una posible extensión (tensión) que permitió, en el Sector Geoliminar, el ascenso de magmas hasta la superficie, mientras que en el Sector Geosinclinal éstos sólo ascendieron hasta niveles hipabisales. Du-

rante estos períodos tuvo lugar en ambos sectores un intenso proceso de erosión en las áreas montañosas elevadas durante la fase precedente y la consiguiente sedimentación de estos materiales en fosas molásicas continentales, en el Sector Geoliminar, y marinas, en el Sector Geosinclinal. En la región cratónica este relajamiento se tradujo en un descenso de los macizos “nesocratónicos” que aparentemente regresaron a su posición de equilibrio y fueron, en consecuencia, parcial o totalmente cubiertos por el mar.

Una vez finalizada la compresión correspondiente a la última fase tectoro-génica (Fase Quechua) se produjo en la franja orogénica una clara extensión con fallamiento normal, lo cual permitió la formación de pilares y cuencas (horst y graben), y probablemente también permitió el ascenso de los magmas andesítico-basálticos que caracterizan el volcanismo plioceno-reciente de la Cordillera. En la parte cratónica se conoce también alguna actividad volcánica basáltica, que se manifiesta por la presencia de conos aislados, generalmente muy disecados, y en partes notablemente alineados (Altevogt, 1969). Evidencias directas de un proceso de extensión estarían dadas por las numerosas fallas normales (gravitacionales) existentes en la provincia de Río Negro, que explican la formación de los “bajos sin salida” (Volkheimer, 1972).

Si bien la causa para uno u otro tipo de movimiento diastrófico (tectoro-génico y epeirogénico) es la misma, es necesario buscar un mecanismo que los asocie. De una manera clásica se puede invocar una respuesta a reajustes isostáticos, sugiriendo que, mediante el ascenso de los bloques cratónicos, se equilibre un descenso del nivel de compensación isostática cada vez que una fase compresiva produce el ascenso de montañas en el borde occidental del continente. De una manera menos clásica se puede también sugerir que el efecto compresivo que actuó sobre el

borde pacífico se haya transmitido elásticamente hacia el este forzando a los bloques cratónicos a ascender. Finalmente es también posible pensar en una combinación de ambos mecanismos. Faltan evidentemente antecedentes que permitan zanjar esta indeterminación.

CONCLUSIONES

1) El borde oriental cratónico de la porción austral del continente registra, mediante hiatos y/o discordancias, y períodos de deposición, movimientos ascendentes y descendentes contemporáneos con las fases compresivas y los períodos “sin compresión” respectivamente.

2) La notable coincidencia temporal de ambos tipos de fenómenos diastróficos (tectoro-génicos y epeirogénicos) sugiere una causa común. El mecanismo asociativo podría ser isostático o la transmisión de una compresión de oeste a este o la combinación de ambos.

3) Las características geológicas más recientes (Plioceno-Reciente) de los dominios orogénico y cratónico sugieren que actualmente se desarrolla un proceso de extensión generalizado para la parte austral del continente.

Consideraciones adicionales

Mientras el presente trabajo se hallaba en prensa, y poco antes de ser librado, se dieron a conocer los resultados preliminares de las perforaciones realizadas por el DSDP en la plataforma de las Islas Malvinas (Geotimes, Nov. 1974, p. 16-18).

En las mismas se reconocieron tres hiatos que se corresponden cronológicamente con hiatos conocidos en algunas de las cuencas del borde atlántico de América del Sur (ver fig. 4), estos son:

- a) Hiato en el Mioceno inferior.
- b) hiato en el Eoceno medio y superior, ambos detectados en todos los puntos perforados, y

c) un hiato mayor en el Kimmeridgiano-Neocomiano.

Por otra parte, los depósitos que sobreyacen directamente el basamento gnésico se depositaron en llanuras costaneras pantanosas durante o antes del Jurásico medio.

De estas conclusiones se pueden realizar los siguientes comentarios:

1) Si las opiniones vertidas, en el presente trabajo, respecto a la relación entre las fases compresivas de los Andes Argentino-Chilenos y los movimientos epeirogénicos del borde cratónico oriental de América del Sur son correctas, se podría suponer que algunos de estos fenómenos tuvieron su repercusión hasta regiones actualmente ubicadas en el interior del Océano Atlántico.

2) Que, probablemente, los movimientos diastroficados conocidos en el continente tengan un equivalente, e incluso su causa, en mecanismos mayores relacionados con la deriva continental y la expansión oceánica como lo propuso Charrier (1973).

3) La existencia del hiato Kimmeridgiano-Neocomiano podría tener además un valor paleogeográfico para demostrar que la localidad correspondiente a la perforación 330, estaba probablemente elevada en el momento del inicio de la transgresión masiva y que el nivel del como se ha interpretado ese mismo hiato alcanzó ese punto con retraso, tal to en la cuenca Austral para la localidad del Pozo SC-1.

4) Si la correlación que se intenta hacer con las cuencas sedimentarias del borde atlántico es válida, nuevas perforaciones en el océano ubicadas más hacia el Este deberían cortar sucesiones sin interrupción a partir del Kimmeridgiano, momento en que debe haberse vés del canal o "Graben" que inició el iniciado el paso de agua andina a través del membramiento del Gondwana (Canal de Mozambique y "Proto"-Atlántico, Cecioni y Charrier, 1974, p. 22, fig. 5). La continuidad estratigráfica que

parece existir en la sucesión de la perforación 328, la más oriental del Leg. 36, podría ser una demostración de esta inferencia. Esta perforación, lamentablemente, no llegó hasta el basamento.

5) El "Plateau" o Plataforma de las Malvinas correspondería, en consecuencia, a una cuña de corteza continental conservada entre las depresiones tectónicas tipo "graben" que generaron el "Proto"-Atlántico y aquéllas que iniciaron la subsidencia de la Cuenca Austral.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aguirre, L.; Charrier, R.; Davidson, J.; Mpodozis, A. C.; Rivano, S.; Thiele, R.; Tidy, E.; Vergara, M. y Vicente, J. C. *Andean Magmatism: its paleogeographic and structural setting in the central part (30-35° S) of the Southern Andes*. Pacific Geology, Tokyo (en prensa).
- Almeida, F. F. M. de, 1972. *Structural evolution of the Brazilian platform*. Solid Earth Probl. Conf., Upper Mantle Project (1970), v. 2, p. 431-442, Buenos Aires.
- Altevogt, G., 1969. *Der postglaziale Vulkanismus südlich von Rio Gallegos, Provinz Santa Cruz, Süd-Argentinien*. Münster. Forsch. Geol. Paläont., n° 12, p. 3-15, Münster.
- Aubouin, J. y Borello, A. V., 1966. *Chaines andines et chaines alpines: regard sur la geologie de la Cordillere des Andes au parallele de l'Argentine moyenne*. Bull. Soc. Geol. France, (7), T. 8, p. 1050-1070, Paris.
- Aubouin, J.; Borello, A. V.; Cecioni, G.; Charrier, R.; Chotin, P.; Frutos, J.; Thiele, R. y Vicente, J. C., 1973. *Esquisse paleogeographique et structurale des Andes Meridionales*. Rev. Geographie Phys. Geologie Dyn., v. 15, n° 1-2, p. 11-72, Paris.
- Belousov, V. V., 1962. *Basic problems in Geotectonics*. Mc. Graw Hill Book Co., 816 p., Nueva York.
- Bertels, Alwine, 1964. *Micropaleontologia del Paleoceno de General Roca (Prov. de Rio Negro)*. Rev. Mus. La Plata (n.s.) Paleontologia T. 4 n° 23 p. 125-185, 6 lám.
- 1970 a. *Los foraminíferos planctónicos de la Cuenca Cretácico-Terciaria en Patagonia Septentrional (Arg.), con consideraciones sobre la estratigrafía de Fortín Gral. Roca*. Ameghiniana, T. 7, n° 1, p. 1-56, 9 lám. 10 fig.
- 1970 b. *Sobre el Piso Patagoniano y la representación de la época del Oligoceno en*

- Patagonia Austral (Rep. Argentina)*. Rev. Asoc. Geol. Argentina, T. 25, n° 4, p. 495-501. Buenos Aires.
- Borello, A. V., 1967. *Estado actual del conocimiento geológico del Flysch en la Argentina*. Rev. Museo de La Plata (N.S.), Sección Geología, T. VI, p. 125-153, Buenos Aires.
- 1969. *Los Geosinclinales de la Argentina*. Buenos Aires, Dir. Nac. Geol. Min., Anales 14, 188 p.
- Bürgl, H., 1967. *The orogenesis in the Andean System of Colombia*. Tectonophysics, v. 4, n° 4-6, p. 429-443, Amsterdam.
- Camacho, H. H., 1967. *Las transgresiones del Cretácico superior y Terciario en la Argentina*. Rev. Asoc. Geol. Argentina, T. 22, n° 4, p. 253-280, Buenos Aires.
- 1972. *The Cretaceous-Tertiary boundary in Argentina*. 24 Intl. Geol. Congress, Montreal, Canada, Section 7, p. 490-494.
- Cecioni, G., 1955. *Distribuzione verticale di alcune Kossmaticeratidae della Patagonia chilena*. Bol. Soc. Geol. Italiana, v. 74, p. 141-148, Roma.
- 1957. *Cretaceous Flysch and Molasse in Departamento Ultima Esperanza, Magallanes Province, Chile*. Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol., v. 41, n° 3, p. 538-564, Tulsa.
- Cecioni, G. y Charrier R., 1974. *Relaciones entre la Cuenca Patagónica, la Cuenca Andina y el Canal de Mozambique*. Ameghiniana, T. 11, n° 1, p. 1-38, Buenos Aires.
- Charrier, R., 1973 a. *Geología Regional de las Provincias O'Higgins y Colchagua*. Inst. Invest. Recursos Nat., Publ. 7, p. 1-69, Santiago, Chile.
- 1973 b. *Interruptions of spreading and the compressive tectonic phases of the Meridional Andes*. Earth and Planetary Sc. Letters, v. 20, n° 2, p. 242-249, Amsterdam.
- Charrier, R. y Vicente, J. C., 1972. *Liminary and Geosynclinal Andes: major orogenic phases and synchronical evolution of the Central and Austral Sectors of the Southern Andes*. Solid Earth Probl. Conf., Upper Mantle Project, (1970), v. 2, p. 451-470, Buenos Aires.
- Cortes, R., 1964. *Estratigrafía y un estudio de paleocorrientes del Flysch cretáceo del Departamento Ultima Esperanza, Provincia de Magallanes*. Tesis Ing. Industr. Minas, Univ. Técnica del Estado, 124 p., Santiago.
- Criado Roque, P.; Ferrariis, C. de; Mingramm, A.; Roller, E.; Simonato, I. B. y Suero, T., 1960. *Cuencas sedimentarias de la Argentina*. Bol. Inf. Petroleras, n° 320, p. 21, 11 fig.
- Farrar, E.; Clark, A. H.; Haynes, S. J.; Quirt, G. S.; Conn, H. y Zentilli, M., 1970. *K-Ar evidence for the post paleozoic migration of granitic intrusion foci in the Andes of northern Chile*. Earth and Planet. Sc. Letters, v. 10, p. 60-66, Amsterdam.
- Faucher, B. y Savoyat, E., 1973. *Esquisse géologique des Andes de l'Equateur*. Rev. Géographie Phys. Géologie Dyn., v. 15, n° 1-2, p. 115-142, Paris.
- Flores, M. A.; Malumián, N.; Masiuk, V. y Riggi, J. C., 1973. *Estratigrafía cretácica del subsuelo de Tierra del Fuego*. Rev. Asoc. Geológica Argentina, T. 28, n° 4, p. 407-437, 5 figs., Buenos Aires.
- Furque, G. y Camacho, H. H., 1949. *El Cretácico Superior de la costa atlántica de Tierra del Fuego*. Rev. Asoc. Geol. Arg. T. 4, n° 4, p. 263-297.
- Gilbert, G. K., 1890. *Lake Bonneville*. U. S. Geol. Survey, Monograph 1.
- González, Eduardo y colaboradores, 1965. *La cuenca petrolífera de Magallanes*. Minerales, n° 91, p. 42-57, 8 mapas, Santiago, Chile.
- Gordillo, C. E. y Lencinas, A. N., 1972. *Siererras Pampeanas de Córdoba y San Luis*. Acad. Nac. Ciencias Córdoba, 1er. Simp. Geol. Regional Argentina (Sept. 1969), p. 1-39, Córdoba, Argentina.
- Groeber, P., 1951. *La Alta Cordillera, entre las latitudes 34° y 29° 30'*. Museo Arg. Cs. Nat. "Bernardino Rivadavia". Rev. Geol. T. 1, n° 5, p. 235-351, 20 lám., 1 mapa.
- 1952. *Mesozoico - Geografía de la República Argentina*. Soc. Arg. Est. Geográficos, T. 2, 2da. parte, p. 355-510. Buenos Aires.
- Harrington, H., 1962. *Paleogeographic development of South America*. Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol., v. 46, n° 10, p. 1773-1814, Tulsa.
- Hurley, P. M.; Kalliokowski, J.; Fairbairn, H. W. and Pinson, W. H., 1970. *Further work on the Katarchean Imataca Series, Venezuela*. MIT-1831-18, 18th Ann. Progr. Rpt. for 1970 to U.S. Atomic Energy Comm., Contract AT (30-1)- 1381.
- Kaasschieter, J. P. H., 1965. *Geología de la Cuenca del Colorado*. Actas II Jornadas Geológicas Argentinas, T. 3, p. 251-271, Tucumán 1963, Buenos Aires.
- Lahsen, A. y Charrier, R., 1972. *Late Cretaceous Ammonites from Seno Skyring Strait of Magellan area, Magallanes Province, Chile*. Jour. Paleontology, v. 46, n° 4, p. 520-532.
- Lesta, P., 1968. *Estratigrafía de la Cuenca del Golfo San Jorge*. Actas III Jornadas Geológicas Argentinas, t. 1, p. 251-289, figs., Buenos Aires.
- 1970. *Algunas nuevas comprobaciones en la geología de la Patagonia*. Actas IV Jornadas Geológicas Argentinas, T. 2, p. 187-194, Abril 1969, Mendoza, Argentina.
- Mailhe, A. R.; Malumián, N. y Riccardi, A. C., 1967. *Contribución al conocimiento de los foraminíferos de la cuenca de Añelo*

- (Provincia de Neuquén). Ameghiniana, T. 5, n° 1, p. 21-33, 3 láms. Buenos Aires.
- Malumián, N., 1968. *Foraminíferos del Cretácico Superior y Terciario del Subsuelo de la Provincia de Santa Cruz, Arg.* Ameghiniana, T. 5, n° 6, p. 191-227, 8 lám., 1 fig.
1970. *Bioestratigrafía del Terciario marino del subsuelo de la provincia de Buenos Aires (Argentina)*. Ameghiniana, T. 7, n° 2, p. 173-204, Buenos Aires.
1972. *Foraminíferos del Oligoceno y Mioceno del subsuelo de la Provincia de Buenos Aires*. Ameghiniana, T. 9, n° 2, p. 97-137, 8 láms., Buenos Aires.
- Malumián, N. y Masiuk, V., 1973. *Asociaciones Foraminíferológicas Fósiles de la República Argentina*. Actas 5º Congreso Geol. Argentino, T. 3, p. 433-453.
- Malumián, N.; Masiuk, V. y Riggi, J. C., 1971. *Micropaleontología y sedimentología de la perforación SC-1, Provincia de Santa Cruz, República Argentina*. Rev. Asoc. Geol. Argentina, T. 26, n° 2, p. 175-208, Buenos Aires.
- Pascual, R. y Odreman Rivas, O., 1973. *Las unidades estratigráficas del Terciario portadoras de mamíferos: su distribución y sus relaciones con los acontecimientos diastroficos*. Actas 5º Congreso Geol. Argentino, T. 3, p. 293-338, Buenos Aires.
- Osorio Ferreira, E., 1972. *Carta tectónica do Brasil, noticia explicativa*. Depto. Nac. Prod. Mineral, Bol. 1, 19 p., Rio de Janeiro.
- Scott, K. M., 1966. *Sedimentology and dispersal patterns of a Gtaceous Flysch sequence, Patagonian Andes, Southern Chile*. Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol., v. 50, n° 1, p. 72-107, Tulsa.
- Sigal, J.; Grekoff, N.; Singh, N. P.; Cañon, A. y Ernst, M., 1970. *Sur l'age et les affinités "gondwaniennes" de microfaunes (Foraminifères et Ostracodes) malgaches, indiennes et chiliennes au sommet du Jurassique et a la base du Crétacé*. C. R. Acad. Sci. Paris, T. 271, p. 24-27, (6 Juillet), Paris.
- Steinmann, G., 1929. *Geologie von Perú*. Carl Winters, 448 p., Heidelberg.
- Stipanovic, P. N., 1969. *El avance en los conocimientos del Jurásico argentino a partir del esquema de Groeber*. Rev. Asoc. Arg., T. 24, n° 4, p. 367-388, 2 láms., Buenos Aires.
- Stipanovic, P. N. y Rodrigo, F., 1970 a. *El diastrofismo Jurásico en Argentina y Chile*. Actas IV Jornadas Geológicas Argentinas, T. 2, p. 353-368.
- 1970 b. *El diastrofismo Jurásico y mesocretácico en Argentina y Chile, con referencias a los movimientos jurásicos de Patagonia*. Idem, p. 337-352.
- Stipanovic, P. N. y Methol, E. J., 1972. *Macizo de Somun Cura*. Acad. Nac. Ciencias, Córdoba, 1er. Simp. Geol. Reg. Argentina, p. 581-600, 1 fig., Córdoba, Argentina.
- Tappan, Helen, 1968. *Primary production, isotopes, extinctions and the atmosphere*. Palaeogeogr., Palaeoclimatol. Palaeoecol., T. 4, p. 187-210.
- Vicente, J. C., 1972. *Aperçu sur l'organisation e l'évolution des Andes argentino-chiliennes centrales ou parallèle de l'Aconcagua*. Congr. Geol. Intern., 24 Ses., Montreal, Sección 3, p. 423-436, Canadá.
- Volkheimer, V., 1972. *Sobre el origen de los bajos sin salida en la Patagonia extraandina septentrional*. Rev. Asoc. Geol. Argentina, T. 27, n° 4, p. 410-412, Buenos Aires.
- Yrigoyen, M. S., 1969. *Problemas estratigráficos del Terciario de Argentina*. Ameghiniana, T. 6, n° 4, p. 314-329, Buenos Aires.
- Zambrano, J. J., 1971. *Las cuencas sedimentarias en la plataforma continental argentina*. Petrotecnia, N° 4, p. 26-37, 14 fig. Buenos Aires.
- Zambrano, J. J. y Urien, C. M., 1970. *Geological outline of the basins in southern Argentina and their offshore extension*. Jour. Geophys. Res., v. 75, n° 8, p.

Recibido el 10 de octubre de 1974.

NOTAS BREVES

PRESENCIA DE SEDIMENTITAS DEL GRUPO SALTA EN LA CANTERA EL SAUCE, PROVINCIA DE SALTA, REPUBLICA ARGENTINA

POR JOAQUIN OLIVER GASCON

Durante el mes de junio próximo pasado, mientras efectuaba un reconocimiento geológico en apoyo de tareas exploratorias de la Comisión Sismográfica N° 33 de Yacimientos Petrolíferos Fiscales en el departamento de Güemes, provincia de Salta, pude comprobar la presencia de sedimentitas de edad Cretácica y Terciaria.

El descubrimiento se realizó en asomos de la Cantera El Sauce, en las proximidades del pueblo Campo Santo y la ciudad de Güemes (ubicación 1). La ubicación geográfica aproximada de los afloramientos está dada por las coordenadas 24° 35' de latitud sur y 65° 09' de longitud oeste.

Hasta la fecha no se conocían afloramientos más antiguos que el Subgrupo Santa Bárbara, para este lugar (Ruíz Huidobro, 1968).

I. GEOLOGIA

I-1. ESTRATIGRAFÍA

La pila sedimentaria presente se encuentra englobada en su gran mayoría dentro del Grupo Salta y en mucha menor proporción en el Grupo Orán (ubicación 2).

* Comisión Geológica N° 6, Gerencia de Exploración, Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Publicación efectuada con el consentimiento de las autoridades de la Empresa.

A) *Grupo Salta* (Backkebusch, 1891, en mend. Turner, 1958) Cretácico superior-Terciario inferior (ubicación 3).

a) SUBGRUPO BALBUENA (Moreno, 1970) Cretácico superior.

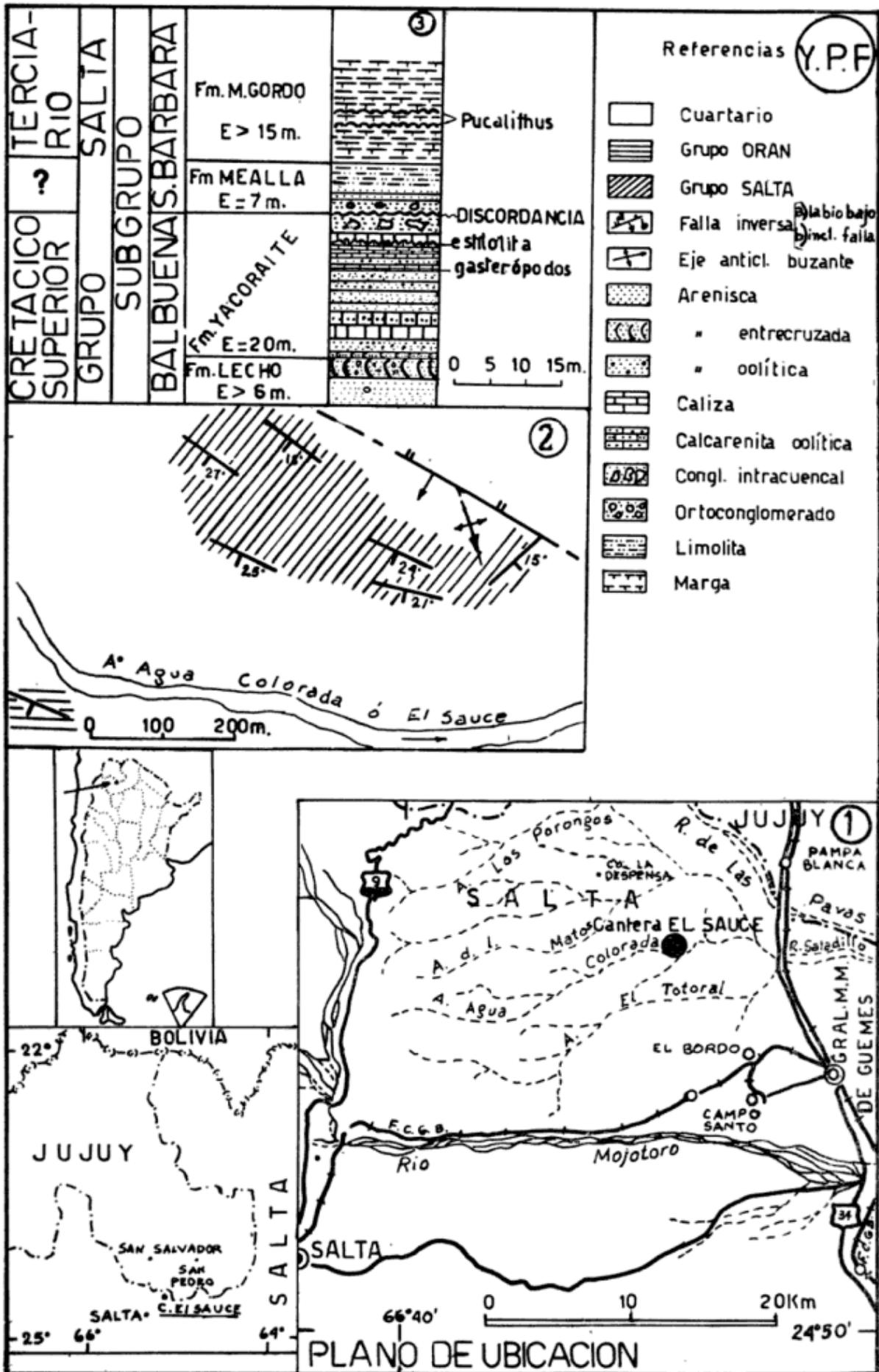
La *Formación Lecho* (Turner, 1958) está formada por arenitas naranja amarillento, finas y calcáreas. Muy eventualmente con rodados aislados de cuarcitas en su base, que pueden llegar a constituir lentes conglomerádicos oligomícticos en el techo. Sus bancos son tabulares, masivos en la parte inferior y entrecruzados tangencial simple hacia el tope.

No se observó su base, por no estar expuesta, teniendo un espesor de 6 m.

Los parámetros descriptos indican un ambiente de deposición de alta energía.

La *Formación Yacoraite* (Turner, 1958) se encuentra completamente expuesta, totalizando 20 m de espesor. Integrada por areniscas, calizas y calcarenitas oolíticas naranja amarillento y rojo pálido en su tercio inferior; areniscas rojo naranja, en niveles oolíticas, en el tercio medio y calizas, calcarenitas oolíticas morado y naranja amarillento en su tercio superior. Esta última sección contiene en su base un banco de 0.65 m de caliza fosilífera con abundantes gasterópodos (*Melania potosiensis d'Orbygny*).

Presenta en su tope bancos conglomerádicos intracuencales, con clastos de



caliza angulosos y prolados, que en el techo son redondeados y equidimensionales, con matriz arenosa muy calcárea.

La estratificación es tabular muy fina a gruesa, interna masiva y en la base entrecruzada torrencial. En su desarrollo se observaron algunos niveles ondulíticos y uno estilolítico.

Su relación con la entidad infrastante es de concordancia por medio de un fino banco de caliza; mediando en esta localidad discordancia erosiva con el Subgrupo Santa Bárbara suprayacente.

No se encuentra presente la *Formación Olmedo* (Moreno, 1970).

Tomando en cuenta la composición litológica, las estructuras presentes y ubicación en la cuenca, se puede hablar de un ambiente marino litoral.

La Formación Yacoraite es de probada edad Cretácica (Russo y Rodrigo, 1965; Leanza, 1969).

b) SUBGRUPO SANTA BÁRBARA (Vilela, 1956; *nom. transl.* Moreno, 1970). Cretácico superior (?) - Terciario inferior.

La *Formación Mealla* (Moreno, 1970) está muy poco desarrollada teniendo un espesor de 7 m. Comienza con un banco ortoconglomerádico oligomictico morado rojizo, con elastos cuarcíticos, esféroidales a discoidales y redondeados, con matriz arenosa calcárea, de 2 m de espesor. En su tercio medio hay samitas y pelitas verde azulado pálido, semiafloradas; teniendo hacia su tope arcilitas rojo claro algo arenosas y muscovíticas, con muy escasas intercalaciones en el techo de banquitos de arcilitas verde pálido.

La estratificación es tabular gruesa a muy fina.

Su base está definida por una discordancia y su techo es concordante con la unidad suprayacente.

La *Formación Maíz Gordo* (Moreno, 1970) muestra margas y arcilitas verde pálido, fragmentosas, fractura concoide; con casuales intercalaciones de limolitas laminares del mismo color. Alternan bancos de *Pucalithus* naranja gri-

sáceos, aproximadamente en su parte media, de hasta 0,60 m de potencia.

Son bancos tabulares medianos a muy finos, eventualmente laminares.

Los depósitos del Subgrupo Santa Bárbara indican un ambiente de moderada a baja energía, preponderantemente reductor.

En la actualidad no habría dudas sobre la edad Paleocena de Maíz Gordo (Pascual *et al.*, 1973), pero sí con respecto a la Formación Mealla, que podría corresponder a ésta última o al Cretácico superior.

No aflora la Formación Lumbrera (Moreno, 1970), posiblemente por estar cubierta por depósitos modernos.

B) *Grupo Orán* (Schlagintweit en Fosa Mancini, 1939; *nom. subst.* Russo, 1972) Terciario.

a) SUBGRUPO METÁN (Russo, 1972).

Las escasas sedimentitas que aparecen, corresponden a este Subgrupo (ubicación 3) y son asignadas tentativamente a la *Formación Río Seco* (Gebhard *et al.*, 1974) tratándose de areniscas rojo claro, gruesas a medianas, friables y matriz arenosa muy fina, con una potencia aproximada de 4 m.

I-2. ESTRUCTURA

Representada por un anticlinal buzante (ubicación 2) con rumbo NW-SE, que se encuentra bisectado en gran parte por una falla de empuje de similar arrumbamiento, que eleva a las sedimentitas descriptas.

I-3. PALEOGEOGRAFÍA

La importancia de este encuentro radica fundamentalmente en la ampliación parcial del área de sedimentación de las Subcuencas de Metán y/o Lomas de Olmedo (Reyes, 1972). Con la consecuente restricción del borde oriental de la dorsal Salto-Jujeña (Reyes, 1972).

I-4. RECURSOS MINERALES

En la cantera El Sauce actualmente se explotan calizas de Yacoraite y posiblemente se deba a estos destapes la aparición de la secuencia del Grupo Salta.

Anteriormente la extracción del CO₃Ca se efectuaba de depósitos travertínicos y aragoníticos modernos que coronaban y coronan sectores de dichas sedimentitas.

La materia prima se la utiliza en la fabricación de cemento.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Brackebusch, L., 1891. *Mapa geológico del interior de la República Argentina. Escala 1:1.000.000*, Gotha, publicado por Acad. Nac. Cienc. Córdoba. (Córdoba).
- Fossa Mancini, E., 1938. *Una reunión de geólogos de Y.P.F. y el problema de la terminología estratigráfica*. Bol. Inf. Petrol., 171, 31-95, Bs. Aires.
- Gebhard, J. A.; Giudici, A. R. y Oliver Gascón, J., 1974. *Geología de la comarca entre el río Juramento y arroyo Las Tortugas, Provincias de Salta y Jujuy, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., en prensa, Bs. Aires. *RA. GA. N. 3.*
- Leanza, A. F., 1969. *Sistema de Salta. Su edad, sus peces voladores, su asincronismo con el Horizonte calcáreo-dolomítico y con las Calizas de Miraflores y la hibridez del Sistema Subandino*. Asoc. Geol. Arg., XXIV, 4, 393-407, Bs. Aires.
- Moreno, J. A., 1970. *Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico superior en la Cuenca del Noroeste Argentino. Con especial mención de los subgrupos Balbuena y Santa Bárbara*. Asoc. Geol. Arg., XXV, 1, 9-44, Bs. Aires.
- Pascual, R. y Odreman Rivas, O., 1973. *Las unidades estratigráficas del erciario portadoras de mamíferos. Su distribución y sus relaciones con los acontecimientos diastroficos*. Actas Quinto Cong. Geol. Arg., III, 293-338. Bs. Aires.
- Ruiz Huidobro, O., 1968. *Descripción geológica de la hoja 7a, Salta*. Inst. Nac. de Geol. y Minería, Bol. 109, Bs. Aires.
- Reyes, C. P., 1972. *Correlaciones en el Cretácico de la cuenca Andina de Bolivia, Perú y Chile*. Tec. Y.P.F. Bolivianos, Vol. I, Nos. 2-3; 101-104, La Paz, Bolivia.
- Russo, A., 1972. *La estratigrafía terciaria del Noroeste argentino*. Resúmenes de los trabajos presentados al V Congreso Geológico Argentino. Bs. Aires.
- Russo, A. y Rodrigo, L., 1965. *Estratigrafía y Paleogeografía del Grupo Puca en Bolivia*. Boletín Inst. Boliviano del Petróleo, Vol. V, Nos. 3-4, 5-51. La Paz, Bolivia.
- Turner, J. C. M., 1958. *Estratigrafía del cordón de Escaya y de la Sierra de Rinconada (Jujuy)*. Asoc. Geol. Arg. XIII, 1, 15-39, Bs. Aires.
- Vilela, C. R., 1956. *Descripción geológica de la Hoja 7d Rosario de Lerma (Prov. de Salta)*. Dir. Nac. Geol. Min., Bol. 84, Bs. Aires.

Recibido el 18 de octubre de 1974.

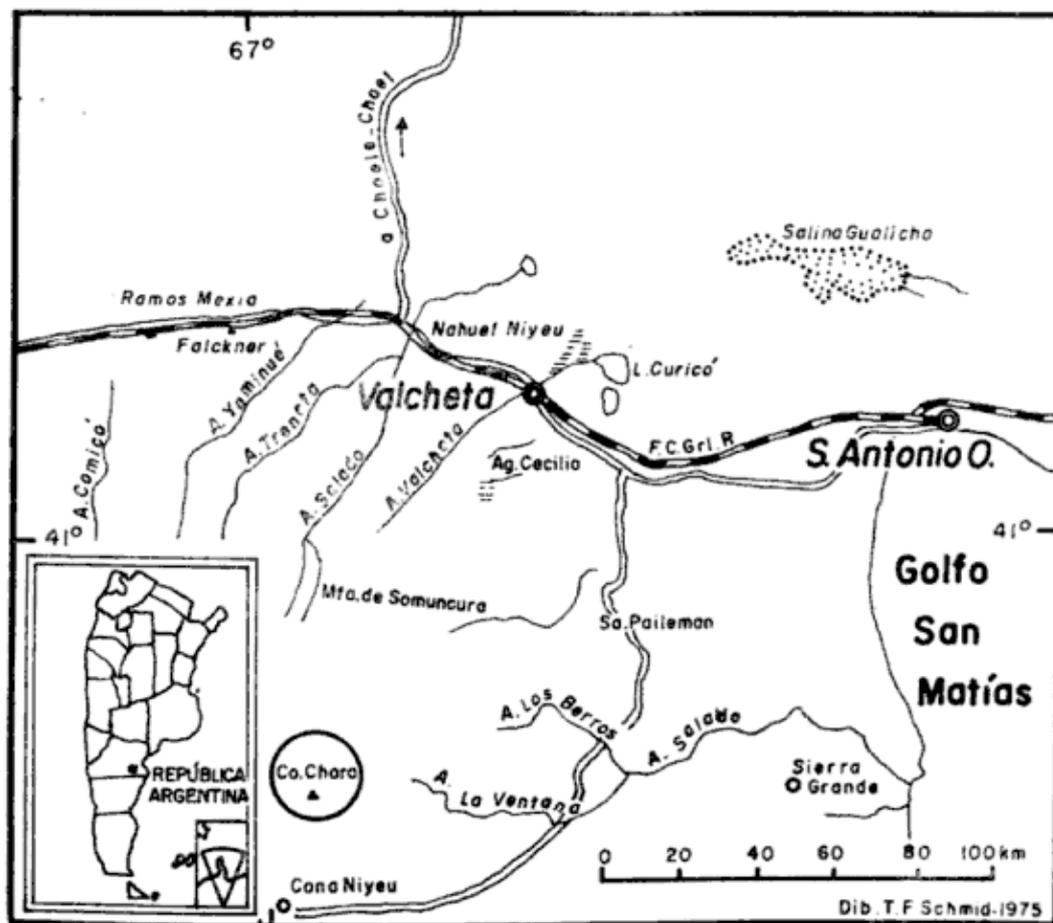
SOBRE LA PRESENCIA DE SEDIMENTITAS MARINAS EN LA ALTA SIERRA DE SOMUNCURA, PROVINCIA DE RIO NEGRO

Por MARIO R. FRANCHI y ELISEO G. SEPULVEDA ¹

Durante el levantamiento geológico de la Hoja 41 h "Cona Niyeu", provincia

de Río Negro, por encargo del Servicio Nacional Minero Geológico, realizado en los primeros meses del año 1974, se hallaron en la Alta Sierra del Somuncura, situada sobre la meseta homónima, sedimentitas de origen marino.

¹ Servicio Nacional Minero Geológico. Trabajo publicado con la anuencia de sus autoridades.



Mapa de ubicación del afloramiento

El afloramiento, está ubicado en el faldeo sudeste del cerro Chara, a unos 40 Km al nor-nordeste de la localidad de Cona Niyeu. Es de extensión reducida, midiendo unos 20 m de largo por 4 m de potencia en la parte mejor expuesta, pudiéndose observar también semicubierto por el derrubio a lo largo de aproximadamente 250 metros.

Las sedimentitas, originariamente cubiertas por el basalto de meseta, quedaron expuestas debido a la deformación producida por la intrusión de un cuerpo de naturaleza traquítica (cerro Chara), que dislocó la cubierta basáltica y las sedimentitas mismas, inclinándolas y elevándolas.

Litológicamente los estratos, homologables a la Formación Roca, están constituidos por arcilitas tobáceas y margas conchilíferas de tonalidades pardo ama-

rillento a verde claro, que contienen restos fósiles en estudio, tales como: colonias de briozoarios, dientes de peces, gastrópodos y bivalvos, de los cuales se han determinado "prima facie" *Gryphaea sp* y *Turritella sp*.

La edad de estas capas fosilíferas puede referirse al Maestrichtiano. La importancia del hallazgo radica en el hecho de aportar un dato nuevo acerca de la dispersión sudoriental de la ingresión rocanense.

En trabajos posteriores serán expuestas las relaciones de dicho afloramiento y las observaciones realizadas en el borde oriental de la meseta, como así también se describirá la geología de la región circundante.

Recibido el 27 de septiembre de 1974.

COMENTARIO

PETROLOGIA DE LAS FACIES CARBONOSAS EN LA CUENCA DE ISCHIGUALASTO-ISCHICHUCA (PROVINCIAS DE SAN JUAN Y LA RIOJA, REPUBLICA ARGENTINA) POR GERARDO E. BOSSI Y ARTURO VILLANUEVA GARCIA

Por GUSTAVO GONZALEZ BONORINO

La Estadística es una valiosa herramienta para los geólogos, y es realmente lamentable que tan pocos la utilicen. Una importante ventaja es que obliga a planear el trabajo de una manera ordenada y rigurosa, y a obtener datos cuantitativos. En las carreras de Geología de las principales universidades del país no se dicta ningún curso obligatorio de Estadística. Esto ha hecho que muchos geólogos mantengan hacia ella un temor atávico y consideren que cualquier análisis estadístico con más de una variable, está totalmente fuera de sus posibilidades mentales. Esto es erróneo y espero que artículos como el de Bossi y García (1973) difundan el uso de Estadística en Geología.

Sin embargo, deseo hacer algunos comentarios sobre la presentación de los datos y la metodología empleada.

Siempre que se utilicen técnicas estadísticas, es necesario hacer una presentación clara y detallada de: *a)* el objetivo del trabajo; *b)* los métodos usados para recolectar los datos; *c)* todos los parámetros estadísticos obtenidos de las poblaciones muestreadas y, si el espacio lo permitiera, todos los datos originales; *d)* las hipótesis que se desean probar, cuando se hagan inferencias estadísticas, teniendo mucho cuidado de separarlas de las conclusiones subjetivas; *e)* los resultados de las pruebas

estadísticas; y *f)* las conclusiones derivadas de las pruebas estadísticas, teniendo cuidado de separarlas también de las conclusiones subjetivas.

Bossi y García no explican cómo obtuvieron las muestras de mano, pero el texto parece indicar que el muestreo no fue aleatorio. Esto es consecuente con el empleo del Modelo I (presumiblemente con dos variables de clasificación) de Dixon y Massey (1969, p. 152). Así planteado, las inferencias estadísticas que se hagan valdrán sólo para los estratos muestreados. O sea, si la familia litológica A está representada por 10 cortes delgados de sendos estratos, las inferencias estadísticas que se hagan sobre A valdrán sólo para esos 10 estratos. (Suponemos que los estratos son homogéneos). Por consiguiente, se comete un error conceptual al querer extrapolar las inferencias estadísticas a todos los estratos y a toda la cuenca. Si deseamos hacer la extrapolación, debe seguirse el Modelo II de Dixon y Massey (1969, p. 154) y el muestreo inicial debe ser aleatorio puro o aleatorio estratificado (Dixon y Massey, 1969, p. 42). Este error no invalida los resultados pero sí condiciona las conclusiones.

El análisis granulométrico en cortes delgados es conveniente hacerlo con cortes paralelos a la estratificación, y que el intervalo entre puntos sea mayor

que el grano mayor. Middleton (1962) y Griffiths (1967) discuten estos y otros problemas conexos.

Algunos de los resultados estadísticos llaman la atención por lo inesperado. Por ejemplo, en el Cuadro 1, Categoría 2, *me parece que se comparan las medias totales de cada componente. O sea, la media de todos los granos de cuarzo con la de todos los granos de plagioclasa, etc.* Es común observar que los fragmentos líticos son consistentemente mayores que el cuarzo, de modo que esperaría diferencias significativas en todas las secciones. Sin embargo, la mayoría de las secciones no muestran diferencias significativas en las medias. Esto podría deberse a que se contaron muy pocos granos de cada componente.

En el Cuadro 2, los componentes *c* y *e* muestran diferencias significativas de medias en la matriz IIc, Categoría 1, pero no en la matriz IIb, Categoría 1, a pesar de que todas las secciones de la matriz IIc están incluídas en la IIb.

Finalmente, creo que hubiera sido necesario diferenciar mejor las influencias relativas que sobre las medias de

cada componente, tienen la litología y la ubicación del área de aporte, y el transporte.

El texto contiene varios errores de imprenta que deberían ser corregidos en las separatas. Especialmente hago notar que en la p. 53, renglón 19, dice que la fracción fina decrece con el transporte, pero en la p. 61, renglón 15, dice lo contrario.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bossi, G. E. y Villanueva García, Arturo, 1973. *Petrología de las facies carbonosas de Ischigualasto-Ischichuca (provincias de San Juan y La Rioja, República Argentina)*. Actas V Congr. Geol. Argentino, T. I, p. 43-62.
- Dixon, W. J. y Massey, F. J. (Jr.), 1969. *Introduction to statistical analysis*. 3a. ed., Nueva York, McGraw-Hill, 638 p.
- Griffiths, J. C., 1967. *Scientific method in analysis of sediments*. Nueva York, McGraw-Hill, 508 p.
- Middleton, G. V., 1962. *Size and sphericity of quartz grains in two turbidite formations*. Jour. Sed. Petrology, v. 32, p. 725-742.

Recibido el 30 de noviembre de 1974.

RESPUESTA AL COMENTARIO DE GUSTAVO GONZALEZ BONORINO SOBRE LA PETROLOGIA DE LAS FACIES CARBONOSAS EN LA CUENCA DE ISCHIGUALASTO-ISCHICHUCA

Por GERARDO E. BOSSI y ARTURO VILLANUEVA GARCIA

Las técnicas estadísticas utilizadas en el trabajo comentado (Bossi y Villanueva García, 1973) se refieren solamente a un análisis de variación de las medias de los minerales y de las rocas. Desde el punto de vista estadístico es posible que no se hayan cumplido todos los requisitos que puntualiza, pero los objetivos petrológicos han sido cumplidos.

a) La finalidad del trabajo es clara en sus lineamientos: estudiar la petrología de las facies carbonosas, variaciones, sus causas e interpretación.

- b) En lo que se refiere a los datos procesados estadísticamente, se describe con suficiente detalle el procedimiento microscópico seguido (pág. 45-46).
- c) Lamentablemente por razones de espacio se han omitido los datos originales, que se encuentran archivados en nuestro laboratorio.
- d) La hipótesis a demostrar queda implícita en el texto, o sea $H_0 = u_1 = u_2 = \dots u_k$ en las columnas y en las líneas.
- e) El resultado de las pruebas se resu-

a) DATOS Y COMPUTOS

⊗	A	B	C	D	T _{+j}	X̄ _{.j}	
a	2,96	3,03	2,77	2,23	10,99	2,75	r=5 c=4
b	2,68	2,78	3,05	2,50	11,01	2,75	
c	2,82	2,67	2,46	2,31	10,26	2,56	
d	2,83	2,67	2,38	2,63	10,51	2,63	
e	2,77	2,62	2,55	1,84	9,78	2,45	
T _h	14,06	13,77	13,21	11,51	T ₊₊ = 52,55	GRAN TOTAL	
X̄ _h	2,81	2,75	2,64	2,30	X̄ _{..} = 2,63	GRAN MEDIA	

b) ANALISIS Y SINTESIS

$$S_c = \frac{\sum T_{+j}^2}{r} - \frac{T_{++}^2}{rc} = 138,856 - 138,07 = 0,786$$

$$S_r = \frac{\sum T_{h+}^2}{c} - \frac{T_{++}^2}{rc} = 138,344 - 138,07 = 0,274$$

$$S_T = \sum X_{ij}^2 - \frac{T_{++}^2}{rc} = 139,6651 - 138,07 = 1,595$$

$$S_R = S_T - S_c - S_r = 0,535$$

⊗	suma de los cuadrados	g.l. *	cuadrado medio	razon F'	significacion a nivel 5%
media cuadrada de las columnas	S _c = 0,786	3	0,262	5,954	3,49 SI
media cuadrada de las lineas	S _r = 0,274	4	0,068	1,545	3,26 NO
media cuadrada residual	S _R = 0,535	12	0,044	⊗	
media cuadrada total	S _T = 1,595	19			

* grados de libertad

Fig. 1. — Análisis de variación de las medias clasificadas según dos categorías: 1. tipos rocosos y 2. componentes, basados sobre 11 cortes delgados provenientes de las lomas Blancas y de El Chiflón (Sección XIII: La Torre).

men en los cuadros 1 y 2 donde se han omitido los valores numéricos.

f) Como se trata de ensayos de igualdad de las medias, la interpretación que sigue en el texto está claramente separada del resultado de la prueba estadística.

g) El muestreo fue diseñado sobre la base de las áreas aflorantes en las distintas secciones de la cuenca, utilizando el procedimiento de efectuar itinerarios no planeados y asistemáticos. El punto de muestreo se define así como el primer afloramiento donde se podía discernir la

presencia de depósitos de canal fluvial, que fueron los utilizados preferentemente para este estudio. En cada itinerario se fijó la distancia entre punto y punto de muestreo, por medio de una tabla de números aleatorios.

h) De ninguna manera podemos aceptar que el corte paralelo a la estratificación es el más representativo para establecer la textura; por las siguientes razones: el plano de deposición contiene los fragmentos achatados (plano AB) paralelos al mismo, de manera que los cristales de mica

(que son numerosos) aparecerían como inapropiadamente abundantes. Además, en ese corte no se puede observar ningún detalle de estructura (imbricación de fábrica) ni es apropiado para establecer grados de condensación, y distribución del cemento en areniscas muy condensadas.

En cuanto a los resultados resumidos en el cuadro 1, categoría 2, la situación no es tan inesperada como parece. Efectivamente, se comparan las medias de distintos componentes en diferentes tipos de roca. El hecho es real y no se debe a que se consideraron pocos granos, pues en todos los cortes se contaron suficientes puntos hasta totalizar 200 granos de la fábrica (lo que significó en algunos casos recontar más de 400 puntos). Se ha comprobado (figura 1) que la media de los fragmentos líticos no es sistemáticamente mayor que la de los feldespatos o cuarzo en todos los tipos rocosos, sino que todos los componentes son consistentemente más gruesos en las litarenitas y felitarenitas (familia D) que en las subarcosas-sublitarenitas (familia A). Debido a esto que la diferencia entre las medias de las columnas (categoría 1 de variación, o sea tipos rocosos) es significativa, mientras que no lo es en las líneas (ca-

tegoría 2 de variación, o sea componentes) (figura 1 b: Análisis y Síntesis).

En cuanto al cuadro 2, la diferencia de significación apuntada se debe a la inclusión de las secciones I y IV en la matriz (II b) que pertenecen a la parte norte de la cuenca.

Respecto a la observación de la existencia de una contradicción entre lo dicho en página 53, renglón 19 y página 61, renglón 15, existe en realidad un error tipográfico; debe leerse en el primer caso *madurez mineralógica*. En otras palabras, el porcentaje de matriz aumenta en todos los tipos rocosos en dirección "aguas abajo", pero siempre las subarcosas y sublitarenitas son las mejor seleccionadas (menos "colas" finas y gruesas).

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bossi, G. E. y Villanueva García, A., 1973. *Petrología de las facies carbonosas en la cuenca de Ischigualasto-Ischichuca (provincias de aSn Juan y La Rioja, República Argentina)*. Actas 5to. Congreso Geol. Arg., I: 43-62.
- González Bonorino, G., 1975. *Comentario de: Petrología de las facies carbonosas en la cuenca de Ischigualasto-Ischichuca (provincias de San Juan y La Rioja, República Argentina)*. Asoc. Geol. Arg. 2, XXX.

Recibido el 27 de marzo de 1975.

ESTE NUMERO

SE TERMINO DE IMPRIMIR EL 27 DE OCTUBRE DE 1975

EN LA IMPRENTA CONI S. A. C. I. F. I., PERU 684

BUENOS AIRES, REPUBLICA ARGENTINA

El presente número se ha financiado en parte con un subsidio del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, que no se hace responsable del contenido del mismo

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

COMISION DIRECTIVA: *Presidente:* DR. 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.

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.

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:

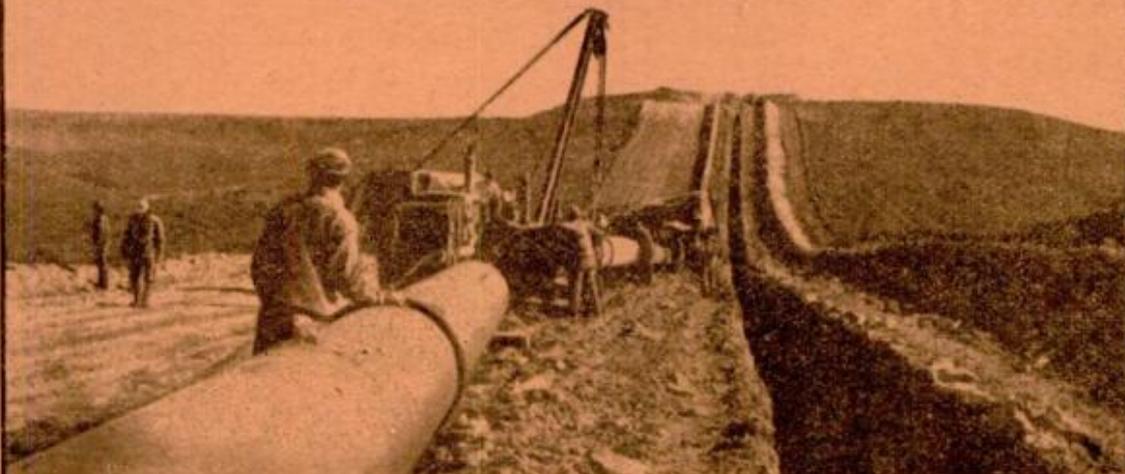
LIBRART S. R. L.

CORRIENTES 127
(EDIFICIO BOLSA DE CERALES)
BUENOS AIRES

T. E. 31 - 4368
Dirección Postal:
Casilla de Correo 5047

Toda la correspondencia referente a suscripciones, colecciones o números sueltos de esta Revista, deberá dirigirse a LIBRART S. R. L., Corrientes 127, Buenos Aires, República Argentina, representantes y distribuidores para toda la República Argentina y el exterior.

nuestra obra no se ve



Miles de kilómetros de gasoductos atraviesan el país de sur a norte y de este a oeste. Miles de kilómetros de redes domiciliarias cubren importantes ciudades y localidades.

Pero usted no las ve... están bajo tierra.

Y así, cumplen la función de llevar hasta su casa el fluido que, extraído de las entrañas de nuestro suelo, satisface sus necesidades de calor.

Nuestra obra no se ve.

No podemos sentir el orgullo de mostrarla.

Pero si sentimos el orgullo de brindar un servicio eficiente a la comunidad y permitir la permanente disponibilidad de una fuente de energía que impulsa la industria nacional.

ADHESION AL DIA DE LA INDUSTRIA

GAS DEL ESTADO

MINISTERIO DE ECONOMIA
CORPORACION DE EMPRESAS NACIONALES

