

CROMO-CLINOCOLORO DE MINA SALAMANCA, PROVINCIA DE MENDOZA

PEDRO J. MAIZA, DANIEL A. GREGORI y ERNESTO A. BJERG

Resumen

Se da a conocer el hallazgo de un Cr-clinocloro en la zona de alteración de mina Salamanca, provincia de Mendoza, República Argentina. Los estudios efectuados permitieron establecer que dicho material contiene un 5,06 % de Cr_2O_3 . El catión Cr^{3+} se encuentra ubicado en las capas octaédricas.

Abstract

A Cr-clinocllore from the alteration zone of Salamanca mine in Mendoza province, Argentine, has been studied. The experimental procedures have indicated that this mineral has a 5,06 % Cr_2O_3 content. The Cr^{3+} is ubicated in the octahedral sheets.

Introducción

En un trabajo previo (Maiza *et al.*, 1982) se menciona la presencia de cromo en las cloritas pertenecientes a la zona de alteración de mina Salamanca, ubicada en el departamento de Tupungato, provincia de Mendoza.

En base a ello se efectuó un estudio detallado de un clinocloro correspondiente a la misma zona. Con ese fin fueron utilizadas las siguientes técnicas: microscopía óptica y electrónica, difracción de rayos X, espectroscopía de emisión y análisis químicos, espectroscopía de absorción atómica, análisis térmicos, espectroscopía infrarroja y visible.

Los primeros estudios sobre este tipo de minerales fueron llevados a cabo por Lapham (1958), quien sugirió los nombres kotschubeita y kämmererita, para minerales con Cr^{3+} en posiciones tetraédricas y octaédricas de la estructura, respectivamente. McCormick (1975), Damoradan y Somasekar (1976) y otros, usaron el método y los conceptos de Lapham para determinar cloritas con cromo. Burns y Burns (1975) y Bayliss (1975) sugirieron que no existen ejemplos válidos de coordinación tetraédrica de iones Cr^{3+} en las estructuras de las cloritas y que los nombres kotschubeita y kämmererita deben ser descartados. En lo que respecta a estudios realizados en nuestro país, es la primera vez que se menciona una clorita con estas características (Angelini *et al.*, 1983).

Yacencia

El área de Mina Salamanca está compuesta por un cuerpo ultrabásico serpentinizado alojado en forma subconcordante en un ambiente de esquistos, donde las asociaciones dominantes son actinolita-cuarzo-ortosa, tremolita-biotita-plagioclasa, clorita-talcoligoclasa y muscovita-biotita-granate. (Bjerg, 1981 y Maiza *et al.*, 1982).

El mineral en estudio se presenta bajo la forma de agregados cristalinos radiados, en lentes y venillas dentro de la zona de alteración. En la figura 1 se indica la ubicación geográfica del yacimiento.

Técnicas experimentales

Microscopía óptica

El mineral estudiado es de hábito laminar y presenta las siguientes propiedades ópticas:

- 1) Pleocroísmo: en las secciones perpendiculares a 001 y con un espesor de 0,02 mm. varía entre un color gris verdoso pálido (según x') a un amarillo grisáceo (según z).
- 2) Extinción: paralela al clivaje. Elongación: negativa.
- 3) El ángulo 2V es positivo y mide aproximadamente 26°.

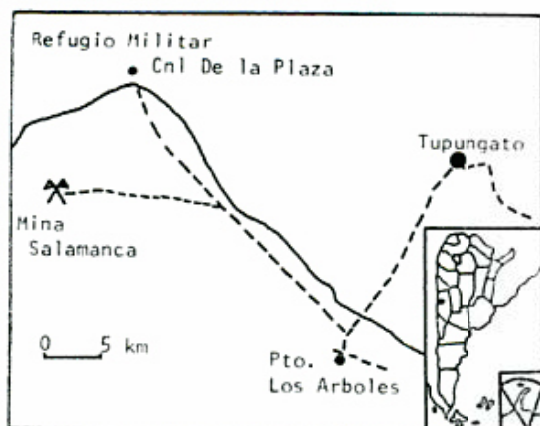


Fig. 1. — Ubicación de la mina Salamanca, provincia de Mendoza.

4) Índices

$$n_x: 1,581 \pm 0,003$$

$$n_z: 1,599 \pm 0,003$$

5) Birrefringencia: $0,018 \pm 0,003$

- 6) Se puede observar que los cristales están afectados por deformación llegando hasta la formación de pseudo "kink-bands".

Microscopía electrónica

La figura 2 corresponde a una fotografía electrónica de barrido de la muestra objeto de análisis. En la misma se puede observar el desarrollo cristalino del mineral esencialmente en cristales laminares según 001.

Difractometría de rayos X

Cálculo de índices y de celda unidad

Sobre muestras que presentaban un excelente desarrollo cristalino se efectuaron difractogramas de rayos X, con el objeto de determinar los parámetros de celda unidad y el espaciado en los planos $h k l$. Para ello se utilizó un difractor Rigaku Denki D-3F en las siguientes condiciones: Anticátodo de Cu; filtro Ni; 35 KV; 12 mA; velocidad de exploración: $0,5^\circ/\text{min}$; velocidad de carta: 20 mm/min; multiplicador: 1; constante de tiempo: 2; y las siguientes ranuras: $1^\circ-0,2 \text{ mm}^{-1}$.

Para la determinación de los parámetros de celda unidad se utilizó como standard NaCl p.a., [$d(\text{Å})$, 2,821 y 1,994].

Tomando como base la celda unidad monoclinica, de acuerdo al trabajo de Brindley



Fig. 2. — Microfotografía del Cr-clinocloro ($\times 3420$).

et al (1951), en Shirozu (1958), se determinaron los siguientes parámetros:

$$a_0 = 5,3334 \pm 0,0007 \text{ Å}$$

$$b_0 = 9,2376 \pm 0,0012 \text{ Å}$$

$$c_0 = 14,3530 \pm 0,0001 \text{ Å}$$

$$\beta = 97^\circ 06'$$

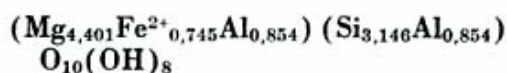
Estos valores concuerdan con los de Lister y Bailey (1967), Shannon (1920), Lapham (1958) y otros.

Los valores de $h k l$, observados y calculados, y los valores de I/I_0 se presentan en la tabla 1 donde se los compara con las tarjetas ASTM de Kotschubeita y Kämmerita.

En base al valor del espaciado 060 se determinó que se trata de una clorita trioctaédrica de acuerdo a lo especificado por Brown (1961).

Cálculo de fórmula química

De acuerdo a Bailey (1972), se calculó la probable fórmula química de este mineral teniendo como datos los espaciados 001 y el valor de b_0 . Como en este caso los análisis químicos indicaron la inexistencia de Mn, se considera que el valor obtenido para $(\text{Fe}^{2+} + \text{Mn})$ corresponde únicamente a Fe^{2+} por lo que la fórmula se puede expresar de la siguiente forma:



CUADRO I. — Valores de los espaciados planares ($h k l$) observados y calculados y sus intensidades

Cromo-clinocloro de Mina Salamanca, Prov. de Mendoza				Kotschubeita ASTM 12-185			Kämmererita ASTM 20-671		
hkl	d obs (Å)	d calc	I/L	hkl	d(Å)	I/L	hkl	d(Å)	I/L
001	14,3340	14,2420	45	001	14,1000	30	002	14,5000	90
002	7,1320	7,1210	90	002	7,1100	95	004	7,2100	100
003	4,7561	4,7474	88	003	4,7570	100	110	4,6200	80
				020	4,5890	6	020		
							112	4,4100	20
							022		
							113	4,1800	30
							023		
				—	3,9500	2	114	3,9000	20
							024		
004	3,5615	3,5605	100	004	3,5700	85	115	3,6000	90
							025		
							116	3,3300	10
							026		
							117	3,0800	5
							027		
							00.10		
005	2,8500	2,8484	60	005	2,8550	25	118	2,8780	40
							200	2,6640	30
							130		
							119	2,6260	80
				131	2,5850	4	029		
131	2,5858	2,5867	2	202 $\bar{1}$			203	2,5750	40
				132 $\bar{1}$			133		
132 $\bar{1}$	2,5520	2,5458	3	201	2,5410	8			
							204	2,5040	80
							134		
				132	2,4430	6	205	2,4240	100
132	2,4479	2,4440	4	203 $\bar{1}$			135		
				006	2,3800	4	206	2,3400	70
202	2,3840	2,3860	5				136		
133 $\bar{1}$				133 $\bar{1}$			223	2,2490	10
				204 $\bar{1}$	2,2610	4			
				133			043		
							225	2,1430	10
							045		
007	2,0346	2,0340	21	007	2,040	6	00.14	2,0500	60
				204	2,0080	8	209		
				135 $\bar{1}$			20.10	1,9580	50
							13.10		

Cromo-clinocloro de Mina Salamanca, Prov. de Mendoza				Kotschubeita ASTM 12-185			Kämmererita ASTM 20-671		
hkl	d obs (Å)	d calc	I/L	hkl	d(Å)	I/L	hkl	d(Å)	I/L
135	1,8930	1,8969	4	20 $\bar{6}$	1,8890	2			
136	1,8273	1,8288	3	135					
205				136	1,8320	4			
							20.12	1,7880	40
							13.12		
							310	1,7490	15
							240		
				20 $\bar{7}$			312	1,7380	15
				136	1,7250	2	242		
							20.13	1,7040	30
							13.13		
				206	1,6680	2			
				13 $\bar{7}$			20.14	1,6290	45
							13.14		
				20 $\bar{8}$			20.15	1,5580	30
137	1,5692	1,5690	9	137	1,5710	6	13.15		
							330	1,5410	90
060	1,5396	1,5390	3	060	1,5380	4	160		
							11.18	1,5070	45
				331	1,5030	2	02.18		
				062			22.15	1,4680	20
							04.15		
							00.20	1,4370	10
							20.17	1,4290	10
00.10	1,4230	1,4242	15	00.10	1,4280	4	13.17		
							068	1,4160	20
13 $\bar{9}$	1,3985	1,3990	9	13 $\bar{9}$	1,4020	6			
				208			338		

Usando el gráfico de Hey (1954), se clasifica a este mineral como clinocloro.

Espectroscopía de emisión-Análisis químicos

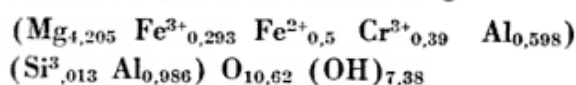
Previamente a la realización de los análisis químicos, se procedió a la identificación de los distintos cationes que integran la molécula del mineral bajo estudio. Las determinaciones se efectuaron con un espectroscopio Spectrex modelo Vreeland. Los elementos y sus longitudes de onda más

características, son los siguientes: Si (5948 Å); Fe (4383 Å, 4404 Å y 4415 Å); Mg (5180 Å, 5170 Å y 5160 Å); Cr (5210 Å); Co (5340 Å y 5352 Å); Ni (4400 Å y 5475 Å). El aluminio no fue determinado en razón de que su banda de emisión se encuentra en el límite entre la región del ultravioleta y el espectro visible.

En base a lo anterior, se procedió a la determinación cuantitativa de Si, Mg, H₂O⁺ y H₂O⁻, por gravimetría; Al y Fe (total) por titulación con MnO₄K, por diferencia

con los R_2O_3 ; Fe^{2+} por el método de Washington (1919), titulándose con MnO_4K ; el Cr determinado bajo la forma de cromato alcalino, por colorimetría según la técnica de Jeffery y Hutchinson (1979). En el caso del Cr los resultados fueron confirmados por espectroscopía de absorción atómica. Los resultados obtenidos son los siguientes: SiO_2 : 30,78 %; Al_2O_3 : 13,83 %; Fe_2O_3 : 4,15 %; Cr_2O_3 : 5,06 %; FeO : 6,24 %; MgO : 29,00 %; H_2O^- : 0,13 %; H_2O^+ : 11,20 %; (Total: 100,39 %).

El cálculo de la fórmula estructural se llevó a cabo mediante el método de Foster (1962) y el resultado es el siguiente:



De acuerdo a la fórmula y graficando los valores de un diagrama de Hey (1954), el mineral es clinocloro.

Análisis térmicos

Las curvas del análisis térmico fueron obtenidas con un equipo Rigaku Denki, Thermoflex, con una velocidad de calentamiento de $10^\circ C/min.$, condición aire, referencia Al_2O_3 peso de la muestra 150,1 mg, velocidad de carta 2,5 mm/min. Con respecto a la sensibilidad para el ATG: 50 mg.; ATD: 100 μV ; AGGD: 5 mg./min.

Como se puede observar en las curvas de ATD y ATGD (figura 3) se reconoce la presencia de tres picos endotérmicos y uno exotérmico. El primero de ellos a $99^\circ C$ representa la pérdida de agua absorbida. A $627^\circ C$ se observa el segundo pico endotérmico relacionado con modificaciones de la estructura, ya que según Brindley y Ali (1950) este pico indica la pérdida de OH de la capa de brucita y el movimiento de átomos de Mg hacia los lugares ocupados por el OH. El pico ubicado a $836^\circ C$ representa la destrucción de la capa de talco por pérdida de OH. La suma del porcentaje de agua pérdida en el segundo y tercer pico endotérmico arroja un valor de 12,82 % concordante con el valor de pérdida total obtenido a partir del análisis químico.

El pico exotérmico a $858^\circ C$ indica la transformación de la estructura, parcialmente destruida, de la clorita en olivino y enstatita. Esto fue comprobado mediante la realización de difractogramas de rayos X sobre los productos finales del análisis tér-

mico. Las curvas obtenidas se correlacionaron completamente con las de Mackenzie (1957).

Como se desprende de la curva ATGD de la figura 3, los picos endotérmicos a 627° y $836^\circ C$ son acompañados por cambios estructurales.

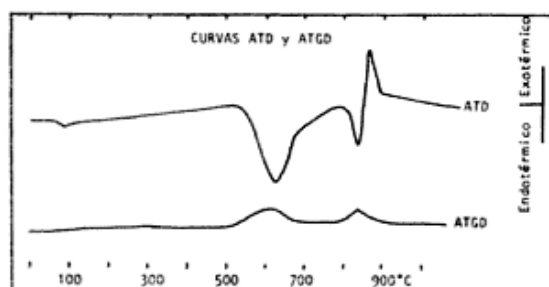


Fig. 3. — Curvas ATD y ATGD.

Los espectros fueron obtenidos con un espectrofotómetro de infrarrojos Perkin-Elmer, en la zona comprendida entre 2,5 y 50 $m\mu$ (4000 a 200 cm^{-1}). Se utilizaron 1,2 mg de muestra, mezclada con 200 mg de BrK, siendo los espectros obtenidos semejantes a los descritos por Beutelspacher y Van Der Marel.

Las bandas de absorción se muestran en el cuadro 2. Las bandas de 395, 493, 667, 1005 cm^{-1} son debidas al enlace Si-O de acuerdo a los estudios de Stubican y Roy (1961) y Tuddenam y Lyon (1958). La posición del Mg en la estructura es fácilmente reconocible por los enlaces Si-O-Mg ubicados en 467 y 444 cm^{-1} . Las bandas ubicadas en 545 cm^{-1} corresponden al enlace Si-O- Al^{VI} , mientras que las 3580, 3505 y 3450 cm^{-1} corresponden a la banda de absorción de OH según lo establecido por Hayashi y Oinuma (1967).

Si bien los espectros, en general, son concordantes con los de otras cloritas de Cr, no se puede determinar la posición y el enlace del Cr en la estructura. Debido a ello se recurrió a espectros obtenidos en la zona visible, mediante el empleo de un espectrofotómetro Beckman modelo B y se analizó la zona comprendida entre 350 y 1020 nm. Se utilizó una muestra dispersada sobre un portaobjeto de vidrio a razón de 0,122 mg/ cm^2 para evitar la absorción de la luz por parte del mineral.

En el espectro se observan las siguientes bandas: 380, 460, 510 y 800 nm (figura 4).

CUADRO 2. — Bandas de absorción infrarrojas (cm⁻¹)

Beutelspacher (1976)	Hayashi y Oinuma (1967)	Muestra de Salamanca
3682		
3600	3586 3560	3580
3460	3436-3400	3505
1086		3450
1056	1000- 970	
998		1005
958		920
815		824
650		667
624		
524		545
496		493
460		467
450		
440		444
		395

Las bandas ubicadas en 380 y 510 nm corresponden al Cr³⁺ y su enlace con un entorno octaédrico de acuerdo a los datos de Burns (1975), Bish (1977) y Burns y Burns (1975). Las bandas de absorción del Cr³⁺ en coordinación tetraédrica ubicadas en 685 y 1540 nm no fueron identificadas. El radio octaédrico del Cr³⁺ (0,615 Å) permite la sustitución del Al³⁺, Fe³⁺ y Mg²⁺ en coordinación octaédrica sin una apreciable deformación de la estructura de la clorita.

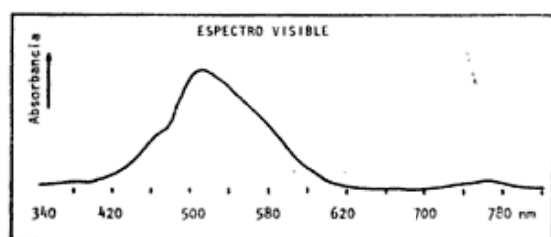


Fig. 4. — Espectro obtenido en la zona visible.

Conclusiones

De los datos de rayos X, análisis químicos, análisis térmicos y espectroscopía infra-

roja y visible, se concluye que el mineral estudiado pertenece a la familia de las cloritas y posee una composición cercana al término rico en Mg, clinocloro. Los datos de análisis químicos y espectroscopía visible permitieron reconocer la cantidad y posición estructural del catión Cr³⁺, por lo que se le asigna el nombre de cromo-clinocloro, de acuerdo a las recomendaciones de AIPEA Nomenclature Committee on Clay Minerals, Bailey (1980). Según Bish (1977) el Cr³⁺ se ubica en las capas octaédricas. La presencia de cromo en este mineral, indica que las soluciones a partir de las cuales cristalizó, transportaban al catión en solución, posiblemente lixiviado del cuerpo ultrabásico, donde Bjerg (1983, com. pers.) ha reconocido la presencia de espinelos. Además Dristas *et. al.* (1974) mencionan la cristalización de fuchcita a partir de soluciones hidrotermales en un ambiente similar, en mina La Mendocina.

El mineral estudiado cristalizó a temperaturas que oscilaron entre 265° y 310°C, valores obtenidos utilizando la técnica de inclusiones fluidas, Maiza y Gregori (1983).

El porcentaje de Cromo contenido en este mineral corresponde a valores medios de los citados en la literatura mundial, Albee (1962).

Agradecimientos

Los autores desean expresar su gratitud a los Dres. Carlos H. Labudía y Jorge A. Dristas por sus valiosas sugerencias en la discusión del trabajo.

También se desea agradecer al Dr. H. Gatica y a la Lic. S. Acebal, de la Universidad Nacional del Sur por la realización de los espectros de infrarrojos y los datos de absorción atómica, respectivamente.

Finalmente al Sr. J. Hohmann, del Instituto de Neurobiología del CONICET por la realización de las fotografías electrónicas.

Lista de trabajos citados en el texto

- Albee, A. L., 1962. *Relationships between the mineral association, chemical composition and phy-*
 Angelelli, V., M. K. Brodtkorb, C. E. Gordillo *Mineralogist*, 47: 851-870.
 Angelelli, V., M. K. Brodtkorb, C. E. Gordillo y H. D. Gay 1983. *Las especies minerales de la*
República Argentina. Servicio Minero Nacional.
 Bailey, S. W., 1972. *Determinations of chlorites compositions by X-ray spacings and intensities.*
Clays and Clay Minerals, 20: 381-388.

- 1980. *Summary of recommendations of AIPEA nomenclature committee on clay minerals*. Am. Mineral., 65: 1-7.
- Bayliss, P., 1975. *Nomenclature of the Trioctahedral chlorites*. Canad. Mineral., 13: 178-180.
- Beutelspacher, H. y H. W. Van der Marel, 1976. *Atlas of infrared spectroscopy of clay minerals and their admixtures*. Elsevier Publ. Co.
- Bish, D. L., 1977. *A spectroscopic and X-ray study of the coordination of Cr³⁺ ions in chlorites*. Am. Mineral., 62: 385-389.
- Bjerg, E. A., 1981. *Estudio de las mineralizaciones metalíferas de los cuerpos ultrabásicos ubicados en el área de Mina Salamanca, Dpto. Tupungato, Prov. de Mendoza*. CONICET, (inédito), 1-20.
- Brindley, G. W. and S. Z. Ali, 1950. *X-ray study of thermal transformations of some magnesia chlorite minerals*. Acta Cryst., 3: 25-30.
- Brindley, G. W., B. M. Oughton and K. Robinson, 1951. *Polymorphism of the chlorites: Ordered structures*. Acta Cryst., 3: 408-416.
- Brown, G., 1961. *The X-ray identification and crystal structures of clay minerals*. Ed. Mineralogical Society.
- Burns, V. M. y R. G. Burns, 1975. *Mineralogy of chromium*. Geoch. and Cosmoch. Acta, 39: 903-910.
- Burns, R. G., 1975. *Crystal field effects in chromium and its partitioning in the mantle*. Geoch. and Cosmoch. Acta, 39: 857-864.
- Dristas, J. A. y K. Hayase, 1974. *Presencia de muscovita crómica (fuchsita) en la mina La Mendocina, quebrada de Santa Elena, departamento Uspallata, provincia de Mendoza, República Argentina*, AMPS, Rev. V: 35-44.
- Foster, M. D., 1962. *Interpretation of the composition and a classification of the chlorites*. U.S.G.S. Prof. Paper., 414-A, 33 p.
- Hayashi, H. y K. Oinuma, 1967. *Si-O absorption band near 1000 cm⁻¹ and OH absorption bands of chlorite*. Am. Mineral., 52: 1206-1210.
- Hey, M. H., 1954. *A new review of the chlorites*. Mineral Mag., 30: 277-292.
- Jeffery, P. G. y D. Hutchison, 1981. *Chemical Methods of Rock Analysis*. Ed. Pergamon Press.
- Joint Committee on Powder Diffraction Standards, 1974. *Powder diffraction data for minerals*. ASTM: 20-671: 7-160.
- Lapham, D. M., 1958. *Structural and chemical variations in Cr-Chlorites*. Am. Mineral., 43: 921-956.
- Lister, J. S. y S. W. Bailey, 1967. *Chlorite polytypism: IV Regular two-layers structures*. Am. Mineral., 52: 1615-1631.
- Mackenzie, R. C., 1957. *The differential Thermal investigation of clays*. Ed. Mineralogical Society.
- Maiza, P. J., E. A. Bjerg y D. A. Gregori, 1982. *Mineralogía y quimismo en la zona de alteración en un perfil de Mina Salamanca, Dpto. Tupungato, Prov. de Mendoza, Argentina*, Quinto Congreso Latinoamericano de Geología, Argentina, Actas, I: 665-674.
- Maiza, P. J. y D. A. Gregori, 1983. *Synthesis of chlorites and others associated minerals*. (Inédito). Universidad Nacional del Sur.
- McCormick, G. R., 1975. *A chemical study of Kämmererite of Day Book Body, Yansey Country, North Carolina*. Am. Mineral., 60: 924-927.
- Shannon, 1920. Proc. U.S. Nat. Museum, 58, 378-379.
- Shirozu, H., 1958. *X-ray powder patterns and cell dimensions of some chlorites in Japan, with a note of the interference colours*. Min. Journal of Japan, 2: 209-223.
- Somasekar, B y K. T. Damodaran, 1976. *Cr-chlorite (Kotschubeite) from the Nuggihalli Schist belt*. Clays and Clay Minerals, 24: 31-35.
- Stubican, V. y R. Roy, 1961. *Isomorphous substitution and infrared spectra of the layer lattice silicates*. Am. Mineral.: 46, 32-51.
- Tuddenahm, W. M. y R. J. Lyon 1958. *Relations of infrared spectra and chemical analysis for some chlorites and related minerals*. Anal. Chem., 31: 377-380.
- Washington, H. 1919. *Manual of the Chemical Analysis of rocks*. Ed. J. Wiley.

Recibido: 7 de julio de 1983.

Aceptado: 21 de mayo de 1984.

PEDRO J. MAIZA,
DANIEL A. GREGORI,
ERNESTO A. BJERG

Departamento de Geología
Universidad Nacional del Sur
Avda. Alem 1523
8000 Bahía Blanca
CONICET

PRINCIPALES ASPECTOS GEOLOGICOS DEL CUATERNARIO EN LA ISLA MARTIN GARCIA RIO DE LA PLATA SUPERIOR

GRACIELA B. RAVIZZA

Resumen

Se caracterizan estratigráficamente los sedimentos holocenos y pleistocenos de la isla Martín García (Río de la Plata), formados por secuencias marinas, continentales y fluviales que apoyan en discordancia sobre el basamento cristalino. Estas se distinguen informalmente en cuatro unidades litoestratigráficas.

Unidad "A": marina, compuesta de limos y sábulos, asignada al "Belgranense", con moluscos marinos y de aguas salobres, de los cuales se obtuvo primeramente una edad carbono-14 de 19.050 ± 500 años a.p., considerada anómala y posteriormente otra que oscila entre los 32.200 ± 1.400 y 38.500 ± 3.000 años a.p.

Unidad "B": continental, integrada por limos castaños a castaños rojizos, que se relaciona tentativamente con el "Bonaerense".

Unidad "C": marina, formada por arena y sábulos, con abundante malacofauna, datada en 5.400 ± 130 años a.p. mediante carbono-14; se la asigna a la ingresión holocena.

Unidad "D": integrada por arenas gruesas y medianas, de génesis dudosa, aparentemente vinculada a depósitos fluviales.

Abstract

Holocene and Pleistocene sediments from Martín García Island (Río de la Plata) are stratigraphically characterized. They belong to continental fluvial and marine sequences unconformably lying on crystalline rocks.

The sediments have been informally divided into four litostratigraphic units.

Unit "A": Marine, it is composed of mud and silt. It is assigned to the "Belgranense". It has marine and salty water mollusca. The first radiocarbon age obtained was 19.050 ± 500 years B.P., but it is considered anomalous. A second radiocarbon age was between 32.200 ± 1.400 and 38.500 ± 3.000 years B.P.

Unit "B": Continental, it consists of brown and reddish mud. They have been related tentatively to the "Bonaerense".

Unit "C": Marine, it is composed of sand and silt. It contains abundant malacofauna whose radiocarbon age is 5.740 ± 130 years B.P. It is assigned to the Holocene ingression.

Unit "D": It consists of coarse and middle sand. Its origin is doubtful. It is supposed to be related to fluvial deposits.

Introducción

Este trabajo es un resumen del Trabajo Final de Licenciatura presentado en el Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires (Ravizza, 1982). Este consistió en el relevamiento de las secuencias cuaternarias usando como base topográfica el mapa escala 1:7.000 realizado por Dangavs (1971).

En particular, se clasificaron los fósiles colectados y se utilizaron para realizar dataciones carbono-14. Cabe aclarar que en este estudio se presentan las primeras edades isotópicas obtenidas sobre conchillas provenientes de la isla Martín García.

El área de estudio comprende la isla Martín García, cuyas coordenadas geográficas son $34^{\circ} 11'$ de latitud S y $58^{\circ} 15'$ de longitud O. Está ubicada en la confluencia de los ríos Paraná y Uruguay (Río de la Plata superior), dista 37,5 km de la costa argentina y 3,5 km de la uruguaya. La mayor

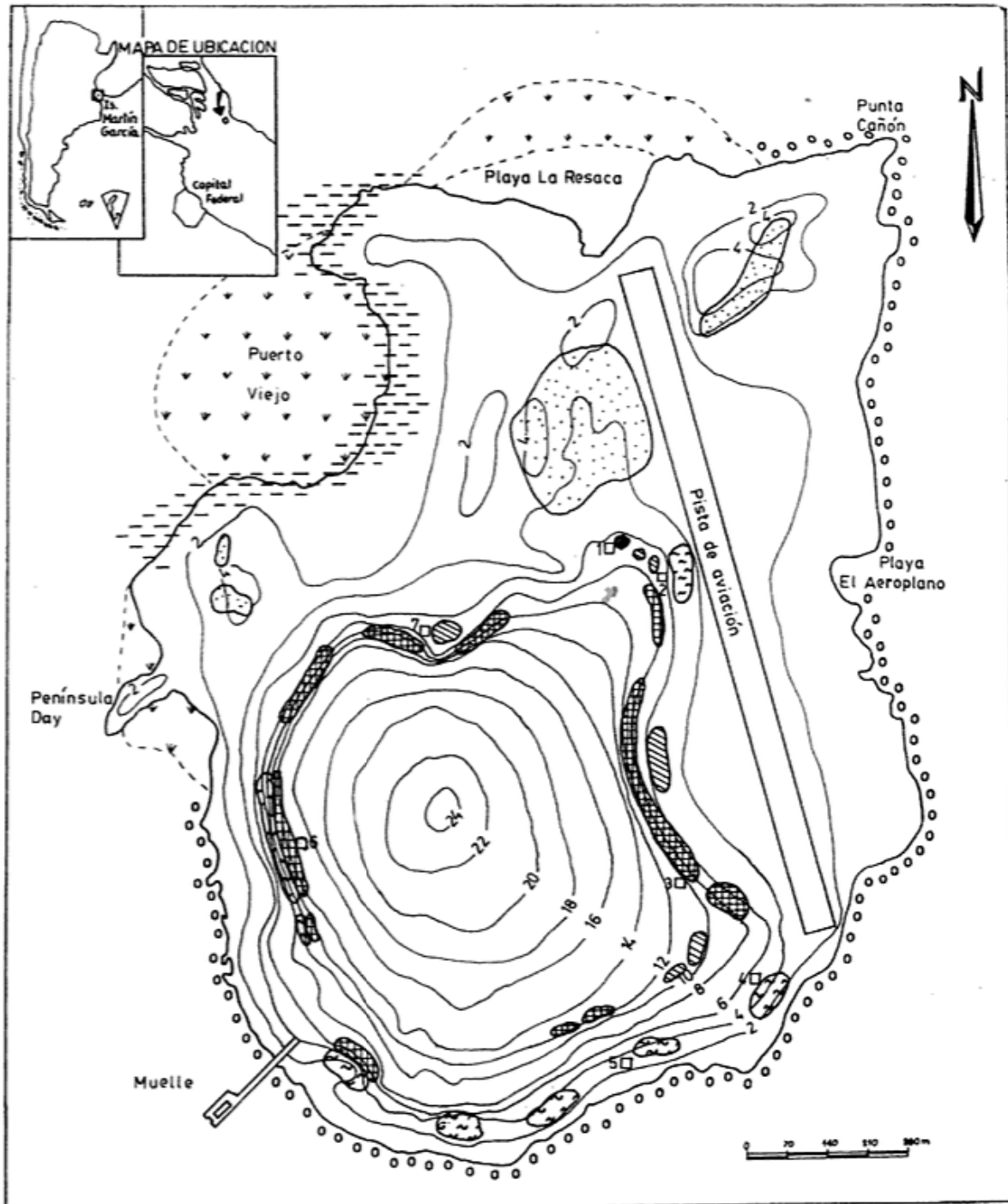
altura se encuentra en el centro sur de la isla, con cerca de 25 m s.n.m.

Antecedentes


A pesar de su cercanía con la Capital Federal (40 km) fueron pocas las investigaciones geológicas realizadas sobre la isla Martín García. Entre ellos se destacan las contribuciones efectuadas por Heusser y Claraz (1863), Francke (1875), Romberg (1894) y Stelzner (1923), los cuales se refieren principalmente a las rocas del basamento.

En un informe hidrogeológico inédito realizado por Gentile *et al* (1948) se describen algunas acumulaciones sedimentarias; pero no se las asigna a ninguna formación conocida del continente.

El trabajo más completo y detallado fue realizado por Dalla Salda (1981), y el mis-



REFERENCIAS

- | | | | | |
|---|----------------------|---|---|--------------------------------|
|  | Suelos vegetados |  | Zona de juncales | |
|  | Unidad "D" |  | Radados aluviales costeros | |
|  | Unidad "C" |  | Limos aluviales costeros | |
|  | Unidad "B" | } CUATERNARIO | 1  | Polvorín de la pista |
|  | Unidad "A" | | 2  | Galpón de la pista |
|  | Basamento Cristalino | } PRECAMBRICO | 3  | Manga del aeródromo |
| | | | 4  | Batería Chacabuco |
| | | | 5  | Casa de bombas |
| | | | 6  | Batería 9 de julio |
| | | | 7  | Monumento a los Héroes Comunes |

CUADRO I

Edad	Unid. Litoestrat.	Litología	Frenguelli (1957)
Holoceno superior	Unidad "D"	Arenas sueltas, medianas a gruesas, estériles.	Post-pampeano
Holoceno medio	Unidad "C"	Arena mediana y grava fina con abundante malacofauna marina	
Pleistoceno superior	Unidad "B"	Limos arenosos, algo calcáreos.	Bonaerense (?)
	Unidad "A"	Limos sabulíticos con abundantes invertebrados marinos.	Belgranense
Precámbrico medio a superior	Complejo ígneo-metamórfico Isla Martín García	Anfibolitas, esquistos, gneis y rocas ultrabásicas	Pampeano

mo constituye un estudio petrográfico del basamento cristalino; da a conocer nuevas edades radimétricas y un esquema evolutivo del Precámbrico allí existente; pero se hacen escasas referencias a los sedimentos cuaternarios.

Geología

La isla Martín García constituye un asomo del basamento cristalino precámbrico sobre el que se apoyan en discordancia sedimentos cuaternarios (pleistocenos y holocenos (véase cuadro I).

Precámbrico

Complejo ígneo-metamórfico Isla Martín García (Dalla Salda, 1981).

Los afloramientos se encuentran al sudoeste, sur y sudeste en la zona de las canteras y en la parte central de la isla, al oeste de la pista de aterrizaje.

Las rocas observadas comprenden anfibolitas, esquistos y rocas ultrabásicas.

Dalla Salda (1981), de acuerdo a las edades radimétricas obtenidas ubica todo el Complejo en el Precámbrico medio a superior.

Cuaternario

Unidad "A"

Esta unidad asoma en escasos afloramientos de extensión muy reducida. Se los reconoció en las cercanías del galpón y del pol-

vorín de la pista, del Monumento a los Héroes Comunes y de la Batería Chacabuco.

Uno se observa en discordancia sobre el basamento, mientras que en los restantes no se reconoció la base.

Está compuesta por limos color castaño claro con clastos sabulíticos y distintos grados de cementación carbonática. Los rodados son de cuarzo y provenientes de rocas del basamento.

El contenido fosilífero es variable, siendo abundante en la excavación realizada próxima al Monumento a los Héroes Comunes. Se constató en forma continua la presencia de valvas de moluscos enteras y fragmentadas y espículas de espongiarios de agua dulce. Entre los primeros se reconoció *Thais haemastopa* (Linné) y *Erodona mactroides* Bosc.

El material fósil aportado no permite definir su edad, debido a que la malacofauna perteneciente al Pleistoceno es similar a la actual (Camacho, 1966; Frenguelli, 1957). No obstante, por su posición altitudinal (9 a 11 m s.n.m.) y el alto grado de cementación carbonática, algunos afloramientos de la isla se asemejan al "Belgranense" de la ciudad de Buenos Aires, el cual presenta facies de verdadera tosca.

Se obtuvo una primera datación carbon-14 de 19.050 ± 500 años y 18.500 ± 500 años a.P. Respecto a esta edad, debe suponerse alguna anomalía, probablemente contaminación de las valvas de moluscos "in situ". De acuerdo a lo mundialmente conocido sobre eustatismo del Pleistoceno y, más específicamente glacieustatismo, en torno a los 18.000/19.000 años el mar mundial experimentó el máximo descenso de su nivel

como respuesta al máximo desarrollo de los hielos del último Estadal de la Glaciación Wisconsin (Würm) (Kowsmann y de Ataíde Costa, 1979; Millimian Emery, 1968 y Richards y Craig, 1963).

Atendiendo a esto último, González *et al.* (ms.) profundizaron el estudio de los sedimentos pleistocenos de la Isla Martín García, comprobando que la edad de los mismos oscila entre 32.200 ± 1.400 y 38.500 ± 3.000 años antes del presente. Esas edades concuerdan con las similares obtenidas para un episodio de nivel marino relativamente elevado que en el sur de Entre Ríos se vincula a sedimentos estuáricos (v. Guida y González, ms.) al igual que en Cañada de Arregui (v. González *et al.* ms.) y que en Bahía Blanca dejó depósitos marinos (v. González, ms.). Al respecto, González *et al.* (1983) correlacionaron este nivel marino relativamente elevado, presente desde el sudeste de Entre Ríos hasta por lo menos la actual desembocadura del río Colorado, con el último gran Interestadial ocurrido durante la glaciación Wisconsin (= Würm) para cuya ocurrencia Bloom *et al.* (1974) presentaron edades isotópicas oscilantes en 28.000 ± 5.000 años a.p.

Las relaciones de campo y las edades obtenidas de 32.000 y 38.000 años a.p. permiten asignar estos sedimentos a la última ingresión del Pleistoceno denominada "Belgranense" (Ameghino, 1908). Estas edades son coincidentes con las señaladas por Cortezzi y Lerman (1971) y por Cortezzi (1977) que oscilan en los 30.000 años a.p. para el "Belgranense" de la provincia de Buenos Aires.

Unidad "B"

Con esta denominación informal se reconoce a una serie de afloramientos que aparecen expuestos a lo largo de una barranca siguiendo el contorno de las costas de 7 y 14 m.

Su espesor es variable, siendo de escasos 30 cm al noreste y aumenta hacia el sudeste alcanzando 5 m en la cercanía de la manga del aeródromo.

Estas acumulaciones, en su mayoría, se asientan en discordancia sobre el basamento. En los afloramientos vistos en las canchales del sur y del oeste, la base comienza con un depósito conglomerádico compuesto por clastos provenientes del basamento subyacente y rodados de cuarzo con matriz li-

mosa; sigue una sucesión de materiales limosos color castaño aumentando hacia arriba la fracción pelítica y arenosa. En su parte superior se encuentran concreciones calcáreas que forman "muñecos" de tosca, infiltraciones y tubos de carbonato recubriendo raíces. Asimismo se observaron espículas de espongiarios de agua dulce.

En la manga del aeródromo el depósito se presenta bastante homogéneo, con una tonalidad castaño clara y alto contenido calcáreo en forma de concreciones radiciformes; no fue observado el conglomerado basal ni la base.

Cabría señalar que estos bancos de limo pueden no ser en su totalidad contemporáneos pues no se pudo observar su continuidad lateral (Ravizza, 1982). Al carecer de otros elementos de juicio, se ubican tentativamente dentro del "Bonaerense" (Ameghino, 1889).

Al respecto, Frenguelli (1955) caracterizó al "Bonaerense" como depósitos eólicos, de carácter loésico, formados por sedimentos limo-arenosos, castaño amarillentos a castaño rojizos, con un espesor total de 5 a 6 m, los que en su parte superior suelen contener "muñecos" de tosca.

Unidad "C"

Esta unidad se puso de manifiesto mediante una excavación realizada en las cercanías del polvorín de la pista de aterrizaje, en cota 7 m.

La sucesión estudiada, de unos 90 cm de espesor, comienza con un nivel conglomerádico compuesto por rodados provenientes del basamento en matriz arenosa, apoyando en discordancia sobre los limos de la Unidad "B" y cubierto por un depósito antrópico. Hacia arriba continúan una serie de niveles de gravas muy finas y arena entre los que se encuentran intercaladas capas de gastrópodos y bivalvos marinos: principalmente *Taggelus (Taggelus) gibbus* Sprenger, *Macra isabelleana* d'Orbigny, *Erodona mactroides* Bosc, *Brachydonte rodriguezi* d'Orbigny y *Ostrea* sp. Linneo.

Esta acumulación se asigna fehacientemente a la ingresión holocena postglacial. Esta correlación se base en las analogías litológicas, su posición estratigráfica (se encuentra sobre la unidad "B", asignada tentativamente al Pleistoceno superior: "Bonaerense").

Se fundamenta esta correlación con la

edad carbono-14 de 5.740 ± 130 años a.p. obtenida para este depósito, la cual coincide con edades carbono-14 mencionadas por diversos autores para depósitos marinos del Holoceno de la provincia de Buenos Aires (Cortelezzi y Lerman, 1971; Cortelezzi, 1977 y Fidalgo, 1979).

Unidad "D"

Esta unidad está representada por acumulaciones arenosas superficiales. La de mayor superficie se ubica en el centro de la isla.

Están constituidas por arena sin cementar, color castaño amarillento, con predominio de arenas medianas y gruesas integradas principalmente por granos de cuarzo. Los individuos de las fracciones menores son incoloros y los de mayor tamaño se hallan cubiertos por una pátina castaña (posiblemente óxido de hierro). No se hallaron fósiles. Se observó estratificación paralela determinada por cambios en la granulometría y color y, parcialmente se observó estratificación cruzada.

Su carácter bien seleccionado, granulometría, ausencia de fósiles y litología son semejantes a las depósitos del río Uruguay. Pero por caracer de otros datos, no se puede realizar una mejor interpretación de su origen.

Conclusiones

De acuerdo a los sedimentos descriptos se ponen de manifiesto dos antiguos niveles marinos elevados. El más antiguo se ubica en el Pleistoceno superior y se asigna al "Belgranense". El más moderno se lo correlaciona con la ingresión holocena mundial.

Se evidenció una secuencia de depositación eólica situada entre ambos niveles marinos, durante la cual se habrían depositado los limos de la Unidad "B" asignada tentativamente al "Bonaerense" de Frenguelli (1955).

Agradecimientos

La autora agradece al Lic. Miguel González por las sugerencias aportadas y la lectura crítica del manuscrito.

Al Tte. de Navío Carlos Juárez y demás personas de la isla Martín García por la cordialidad y las facilidades ofrecidas para acceder y alojarse en la isla.

Al Lic. Juan Roust por su colaboración en las tareas de campo.

Desea además expresar su reconocimiento al Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS) por las dataciones realizadas sobre material biogénico.

Lista de trabajos citados en el texto

- Ameghino, F., 1889. *Contribución al conocimiento de mamíferos fósiles de la República Argentina*. Acad. Nac. Cienc. Act., VI: 1-1027, Córdoba.
- 1908. *Las formaciones sedimentarias de la región litoral de Mar del Plata y Chapadmalal*. Museo Nac. Hist. Nat. Buenos Aires, An., serie 3: 343-428, Buenos Aires.
- Bloom, A. L., W. S. Broecker, J.M.A. Chappel, R. K. Matthews y K. J. Mesolella, 1974. *Quaternary Sea-Level Fluctuations on a Tectonic Coast: New $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dates from the Houn Peninsula, New Guinea*. Quat. Res. 4 (2): 185-205. Washington.
- Camacho, H. H., 1966. *Paleontografía bonaerense*. Ed. A. V. Borrello. Com. Invest. Cient. Prov. Bs. As. (3). Invertebrados: 1-5, La Plata.
- Cortelezzi, C. R., 1977. *Datación de las formaciones marinas en el Cuaternario de las proximidades de La Plata-Magdalena, Provincia de Buenos Aires*, LEMIT, Anales 1, 1977, La Plata.
- Cortelezzi, C. R. y J. C. Lerman, 1971. *Estudio de las formaciones marinas de la costa Atlántica de la Provincia de Buenos Aires*. LEMIT, serie II (178): 133-164, La Plata.
- Dalla Salda, L., 1981. *El basamento de la isla Martín García, Río de la Plata superior*. Asoc. Geol. Arg. Rev., XXXVI (1): 24-93, Buenos Aires.
- Dangavs, N. V., 1971. *Mapa topográfico de la isla Martín García, escala 1: 7.000*.
- Fidalgo, F., 1979. *Upper Pleistocene-recent marine deposits in Northeastern Buenos Aires province (Argentina)*. Proceedings of International Symposium on coastal evolution in the Quaternary, pv. 384-404; Sao Paulo, Brasil.
- Francke, H., 1875. *Studien uber cordillergesteine*. Apolda, S. 25, 34.
- Frenguelli, J., 1955. *Loess y limos pampeanos*. Facultad de Ciencias y Museo de La Plata. Ser.

- Tec. y Didáct. (7): 1-88, La Plata (Reimpresión de una publicación de 1925 con apéndice de M. E. Teruggi).
- 1957. *Neozoico*. GAEA. Soc. Arg. Est. Geog. II: 1-115, Buenos Aires.
- Gentile, C. A., E. de Alba y J. Villar Sabre, 1948. *Informe hidrogeológico Isla Martín García*. S. G. N. Informe inédito, 1-31. Buenos Aires.
- González, M. A., ms. *Depósitos marinos del Pleistoceno superior de Bahía Blanca (Buenos Aires, Argentina)*. Trabajo a presentar en el IX Congreso Geológico Argentino, Bariloche, 1984.
- González, M. A., N. E. Weiller y N. Guida, ms. *Niveles marinos del Pleistoceno superior en Cañada Arregui (partido de Magdalena, Provincia de Buenos Aires)*. Trabajo a presentar en el IX Congreso Geológico Argentino, Bariloche, 1984.
- González, M. A., F. Angiolini, M. Albero y G. B. Ravizza, ms. *Sedimentos estuáricos del Pleistoceno y Holoceno en la isla Martín García (Río de la Plata, Argentina)*. Trabajo a presentar en el IX Congreso Geológico Argentino, Bariloche, 1984.
- González, M. A., N. E. Weiller, N. Guida, S. A. Valencio; H. O. Fanarello, M. Albero y F. Angiolini, 1983. *Late Pleistocene marine deposits in Argentina. ¿Latest Interstadial of Wisconsin = Würm?* Resumen aceptado en el Simposio "Desert Encroachment, Tropical Erosion, Coastal Subsidence and Submergence" Inter-Union Commission on the Lithosphere (ICL) e International Union for Quaternary Research (INQUA). Hamburgo agosto 1983.
- Heusser, J. y G. Claraz, 1863. *Ensayo de un conocimiento geognóstico físico de la provincia de Buenos Aires*. I. La cordillera entre Cabo Corrientes y Tapalqué, Buenos Aires.
- Kowsmann, R. y M. P. de Ataíde Costa, 1979. *Evidence of late Quaternary sea level stillslands on the upper Brazilian continental margin*. 1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary: 170-192.
- Millimian Emery, A., 1968. *Sea level during the past 35.000 years*. Science. vol. 162: 1121-1123.
- Ravizza, G. R. 1982. *Geología del Pleistoceno-Holoceno de la isla Martín García. Río de la Plata superior*. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, 1-58, Buenos Aires.
- Richards, H. y J. Craig, 1963. *Pleistocene mollusks from the continental shelf of Argentina*. Proc. Acad. Nat. Csi. Phila., vol. 115: 127-152.
- Romberg, J., 1984. *Petrographische untersuchungen argentinischer gesteine*. Ausgefuhrt im mineralogisch-petrographischen Institute del Universitat, Berlín. N. Jahrbunch f. Min. BB, IX: 293-392.
- Stelzner, A., 1923. *Contribución a la geología de la República Argentina en la parte limítrofe de los Andes chilenos entre los 32° y 33° sur*. Actas Acad. Nac. Cienc. Córdoba, VIII (1 y 2): 1-218, Córdoba.

Recibido: 22 diciembre, 1982.

Aceptado: 20 febrero, 1984.

GRACIELA B. RAVIZZA

CONICET - CIHRSA

C.C. 337 (5152) V. Carlos Paz
Córdoba

RELACIONES PETROLOGICAS ENTRE PEGMATITAS Y SUS CAJAS EN LA REGION DE TILISARAO-RENCA, PROVINCIA DE SAN LUIS

MONICA G. LOPEZ

Resumen

Se estudiaron doce cuerpos pegmatíticos que se ubican en la región de Tilisarao-Renca, son cuerpos tabulares o lenticulares con longitudes de hasta 200 m y espesores de hasta 60 m, son zonales y de mineralogía sencilla; la secuencia generalizada es: zona de borde: cuarzo-oligoclasa-muscovita, zona de pared: cuarzo-albita-muscovita, zona intermedia: cuarzo-microclino-albita-muscovita y núcleo: cuarzo.

Se incluyen cuadros donde se resumen las características de los cuerpos y se discute especialmente el emplazamiento de los mismos y su relación con la roca de caja.

El emplazamiento es concordante a nivel regional con líneas de debilidad existentes en el basamento y discordante a nivel local, es decir que es de tipo permisivo. El fluido era móvil en el momento del emplazamiento como se deduce de la zonalidad interna y de la existencia de xenolitos de la roca de caja dentro de la zona de pared o bien en la zona de borde, y fue introducido como puede deducirse por las modificaciones (metasomatismo) que produce en las cajas.

En lo que respecta a la interacción con las cajas es de dos tipos: venas leucocráticas y muscovitización y se discute en que momento de la cristalización de los cuerpos se produjeron estos fenómenos.

Se presenta una explicación para la ubicación del microclino en la secuencia de cristalización de los cuerpos estudiados ya que de lo observado surge que el microclino es posterior a la muscovita en su cristalización.

Introducción

El área estudiada se ubica en la región de Tilisarao-Renca (fig. 1) en el pie oriental de la sierra de San Luis, y queda limitada por los meridianos 65°71' y 65°24' de longitud oeste y los paralelos 32°42' y 32°47' de latitud sur.

Se entiende que esta aclaración sobre la zona de trabajo no tiene valor de definición temática ya que el tema es de orden investigativo y procura establecer relaciones de fenómenos concretados en rocas. Estas relaciones llevadas al nivel de

Abstract

Twelve pegmatite bodies situated in the Tilisarao-Renca region are studied; these are tabular or lenticular bodies, their lengths vary between 30 m and 200 m and with between 3 m and 60 m.

All of them are zonal and of simple mineralogy. The generalized sequence is as follows: border zone: quartz-oligoclase-muscovite, wall zone: quartz-albite-muscovite, intermediate zone: quartz, microcline-albite-muscovite and nucleus: quartz.

Tables are given showing general characteristics of these pegmatites.

Criteria that distinguish their mode of emplacement are listed and discussed together with their relation with the country rock.

The emplacement is permissive as it follows regional fracture patterns but it is discordant in minor scale.

Mobility during the emplacing process is suggested by their zoning and xenolites and pegmatite fluids have been introduced as the adjacent rock is enriched in pegmatites constituents.

Leucocratic veins and muscovitization are present in the wall rock as a consequence of pegmatite intrusion.

The stage of pegmatite crystallization in which these phenomena took place is discussed.

The position of microcline in the crystallization sequence of the studied pegmatites is explained as, from field evidences, microcline precipitates after muscovite does.

investigación genética-litológica son precisamente el objetivo de este trabajo, objetivo que para ser abordado debió necesariamente delimitar una zona de principal observación.

Referente a esta sectorización del tema se relevaron y estudiaron doce cuerpos pegmatíticos y se confeccionó una foto-interpretación preliminar a escala 1:20.000 del área en estudio. Estos cuerpos fueron seleccionados porque se consideraron representativos de las pegmatitas de la zona

y en ellos se estableció su estructura interna y su relación con la caja.

La provincia de San Luis se ubica dentro de la unidad fisiográfica conocida como Sierras Pampeanas, la que geológicamente constituye una unidad geotectónica mayor denominada Cratógeno, Macizo, Nesocratón o Arco Pampeano (Criado Roque *et al.*, 1981).

La sierra de San Luis se dispone con orientación NE-SO. Sus mayores elevaciones se hallan en el borde occidental y su continuidad está interrumpida por fracturas de rumbo NO-SE especialmente en el sector sur (Kilmurray *et al.*, 1979). El borde norte de la sierra a la altura de Quines está limitado por una dislocación este-oeste que, sin mayor expresión topográfica, podría continuar hacia el este ya en basamento cristalino hasta un poco al norte de Santa Rosa (Gordillo *et al.*, 1979).

El relieve montañoso de la sierra de San Luis se suaviza generalmente hacia el este donde la serranía está formada por lomadas suaves que marginan por el oeste la "Depresión oriental" (González Díaz, 1981) que separa la sierra de San Luis del cordón de Comechingones. La denominada "Depresión oriental" se ve interrumpida hacia el sudeste por la elevación de las sierras de Tilisarao, La Estanzuela y del Portezuelo.

Las primeras investigaciones en la sierra de San Luis fueron efectuadas por Ave Lallement (1875) y Gerth (1914) quien define los tipos litológicos existentes. Gez (1938) se refiere a la constitución petrológica de las formaciones metamórficas. Luego siguen los trabajos de Pastore y Ruiz Huidobro (1952), Pastore y González (1954), González (1957), Sosic (1964), González Bonorino (1961) y Cucchi (1964). En el período actual se tiende a la interpretación petrológica sobre un análisis estructural y en ese sentido se distinguen los trabajos de Kilmurray y Dalla Salda (1979), Kilmurray y Villar (1981) y Criado Roque *et al.* (1981). Cabe mencionar además las síntesis sobre la sierra de San Luis de Gordillo y Lencinas (1979). Con respecto a las pegmatitas se debe mencionar el trabajo de Herrera (1963), Angelelli y Rinaldi (1965) y Linares y Rinaldi (1973).

Geología general

Petrología

La sierra de San Luis presenta una distribución de formaciones metamórficas e ígneas, constituidas por gneises, micacitas, esquistos, filitas y en menor proporción mármoles y anfibolitas; como elementos ígneos se hallan cuerpos graníticos de diversas dimensiones y estructura. El cuadro litológico se completa con pegmatitas y filones aplíticos y además afloramientos de vulcanitas y algunos depósitos sedimentarios del Terciario superior. Se hallan depósitos cuaternarios aluvionales y eólicos que cubren las áreas más bajas.

El basamento cristalino se compone de las siguientes unidades litológicas: a) una unidad metamórfica de gran distribución areal, b) una unidad de propiedades intermedias equivalente a las denominadas "rocas de mezcla" (Pastore *et al.* (*op. cit.*)), c) una unidad plutónica, d) una unidad formada por los cuerpos noríticos y sus cajas (Kilmurray *et al.*, 1981).

a) *Rocas metamórficas*: Corresponden a dos zonas: una constituida por gneises y variedades de rocas esquistosas transicionales y otra zona de rocas de grado más bajo denominada "zona de filitas y esquistos".

En particular en el área restringida del presente trabajo, las rocas son micacitas gnéicas y sus caracteres petrográficos y estructurales no se ajustan a una definición clara de gneis. Son en realidad micacitas algo gnéicas (micacitas gnéicas de Pastore *et al.*, *op. cit.*) que son distinguibles claramente de otros gneises de la provincia de San Luis que corresponden a la generalización hecha por los autores arriba mencionados, mineralógicamente no superan el nivel biotita-oligoclasa, lo que induce a pensar que en la zona de estudio el metamorfismo regional es menos acentuado que en un plano de generalización de las serranías (figura 1).

b) *Rocas de mezcla*: Estas se presentan como cuerpos independientes o formando bordes de plutones graníticos.

Los cuerpos mayores presentan una forma alargada en sentido nor-noreste o nortesur.

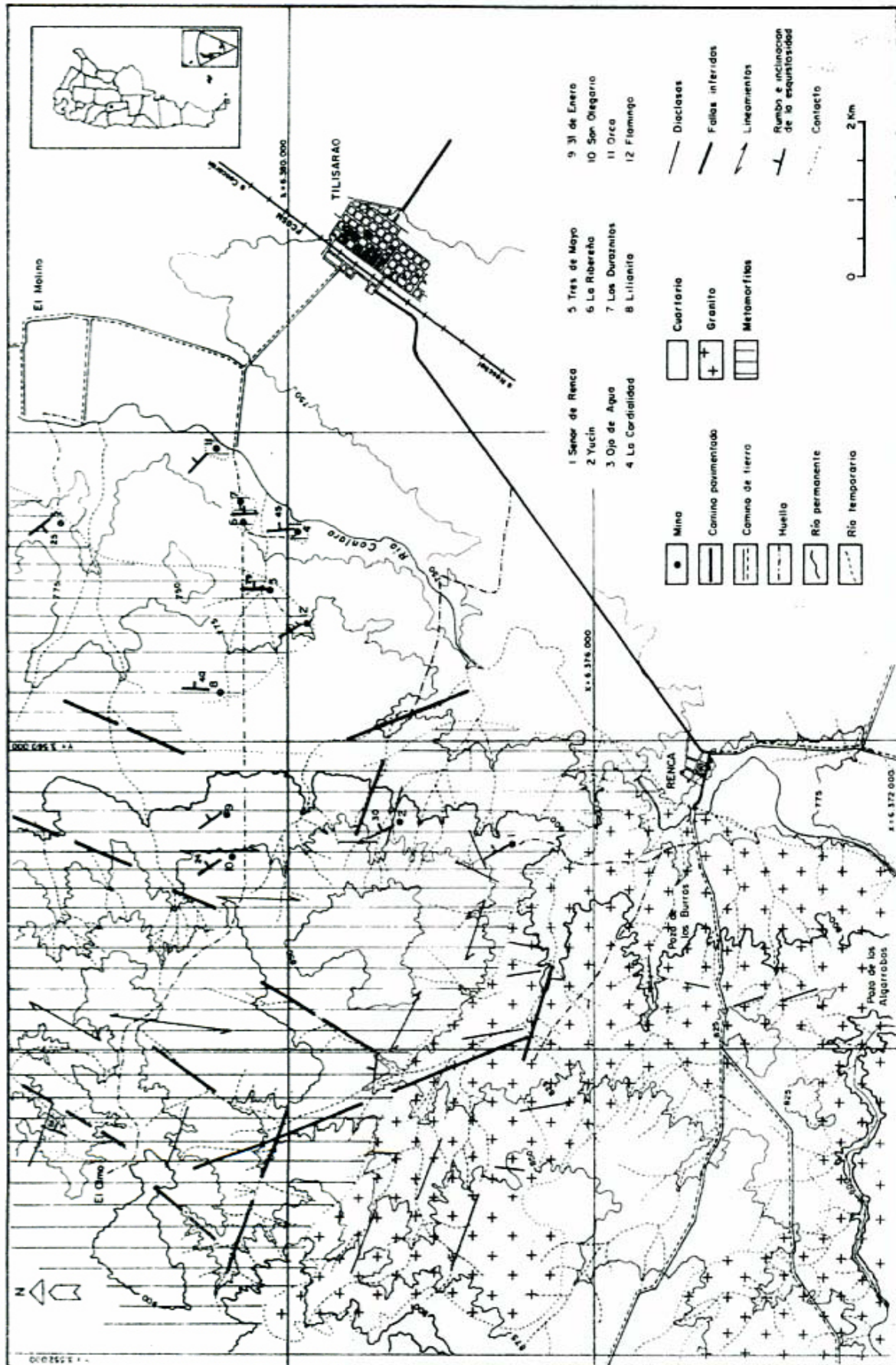


Figura 1

Estas rocas se han definido como mezcla pues se puede reconocer una transición desde gneises y esquistos a rocas granitoides por la pegmatización sintectónica o postectónica que penetró las metamorfitas por los planos de debilidad (Pastore *et al.*, *op. cit.*).

Existen, por otra parte, típicos ejemplos de migmatitas atribuibles a fenómenos de fusión parcial.

c) *Rocas graníticas o granitoides*: Los cuerpos graníticos constituyen aproximadamente el 15 % del basamento cristalino de San Luis pero afloran además numerosos cuerpos menores concordantes con las metamorfitas encajantes.

d) *Complejos básicos*: Estos cuerpos noríticos se hallan hacia el borde occidental de la sierra, alojados en cuarcitas feldespáticas y granulitas ácidas.

Estructura

El basamento de la sierra de San Luis se caracteriza por un complejo ígneo metamórfico que presenta líneas estructurales dadas por la foliación regional norte-sur a noreste. Concordantes con estos lineamientos se observan intrusivos ácidos y básicos y cuerpos filonianos.

Esta orientación constante sugiere una fase de deformación altamente penetrativa que desarrolló estructuras de debilidad a través de las que actuaron sin a postectónicamente los procesos magmáticos (Kilmurray *et al.*, *op. cit.*).

En la zona de trabajo como resultado de la fotointerpretación surge la existencia de 3 estructuras dominantes de dirección nor-noreste, oeste-noroeste y nor-noroeste (fig. 1). La primera de ellas, es decir, la estructura nor-noreste controla el emplazamiento de los cuerpos pegmatíticos y se correspondería con el dominio B. Esta estructura es cortada por las otras dos, es decir que sería la más antigua y además, no se continúa en el cuerpo granítico de Renca, lo cual podría indicar que dicha estructura es anterior al mismo, o bien también podría interpretarse que no se continúa pues es distinto el comportamiento de esta unidad litológica ante la deformación.

La estructura oeste-noroeste controla, como lo hacen todas, la red de drenaje y sería anterior a la nor-noroeste, que la corta en ciertos sectores. Ambos se continúan en el granito; la estructura nor-noroeste podría ubicarse dentro del dominio C (Kilmurray *et al.*, *op. cit.*).

Se observaron además lineamientos nort-sur, los que en algunos casos podrían haber controlado el emplazamiento de pegmatitas.

Las estructuras de rumbo oeste-noroeste en el granito constituyen el sistema de diaclasas dominante y así pueden interpretarse como diaclasas producidas cuando había solidificado la parte superior del granito y estaba consolidándose la porción más interna del cuerpo, es decir, del momento en que la caja y la cubierta exterior del granito se comportan dinámicamente en forma semejante.

En el campo se reconocieron además variaciones en el rumbo de la esquistosidad desde N 30°O con inclinación variable al este, a N 20°E también inclinando al este, lo cual hasta el momento no se puede interpretar correctamente por carecerse de mayor número de observaciones.

Ciclos graníticos y pegmatíticos

De acuerdo a investigaciones geocronológicas efectuadas por Linares y Latorre (1969), Halpern y Linares (1970), Rinaldi y Linares (1973), Linares y Latorre (1973) y González y Toselli (1974) se propuso una división en ciclos de actividad magmática granítica para las Sierras Pampeanas que son los siguientes:

	<i>Linares y Latorre (1973)</i>	<i>Halpern y Linares (1970)</i>	<i>González y Toselli (1974)</i>
ciclo joven	330-300	338	345-300
ciclo medio	330-350	415	395-360
ciclo antiguo	520-450	500	540-400

Se postularon también ciclos de actividad pegmatítica: uno antiguo 480-450 m.a. y uno joven 360-340 m.a. (Rinaldi *et al.*, 1973).

En la región en estudio hasta el presente se cuenta con edades K-Ar sobre muscovita para las pegmatitas de las minas El Flamingo y Los Durazos que indican 466 ± 20 m.a. Es decir que se asociarían con el ciclo pegmatítico más antiguo que podría corresponder a eventos póstumos del ciclo granítico más antiguo. Se enviaron nuevas muestras de muscovita para su datación pero hasta el presente no se cuenta con dichas determinaciones.

Descripción de los cuerpos pegmatíticos y sus cajas

Roca encajante

La metamorfita "regional" es de color gris oscuro con esquistosidad marcada salvo en los casos donde la recristalización de los minerales leucocráticos es mayor y con bandeamiento composicional, dado por la alternancia de bandas micáceas de 0,5 mm de espesor y bandas leucocráticas de 2 mm de espesor. En la observación microscópica se reconoce textura granoblástica en parte lepidoblástica o bien principalmente lepidoblástica; está compuesta por bandas biotíticas o a veces biotítico muscovíticas que alternan con bandas cuarzo feldespáticas de textura granoblástica. Los minerales de alteración: ziosita, epidoto, material arcilloso, sericita y titanita; los accesorios: apatita y zircón.

El cuarzo se presenta en cristales anhedrales con extinción variable entre relámpago y fragmentosa; los límites entre los granos varían de rectos a suturados.

El feldespato varía de oligoclasa a andesina ácida, se presenta en cristales anhedrales carentes de maclado o en algunos casos con maclado polisintético incipiente, difuso e irregular. Su grado de alteración a sericita o a material arcilloso es variable.

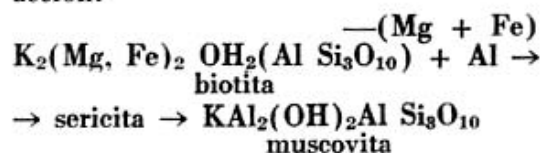
La biotita se presenta en láminas con pleocroísmo de castaño verdoso oscuro a castaño rojizo a castaño claro. Su disposición confiere textura lepidoblástica a la roca, aunque estas bandas son, a veces, discontinuas. Cuando hay venas leucocráticas se produce una disminución de la birrefringencia de la biotita en el entorno

de las venas y el color del mineral es más verdoso, cuando la birrefringencia es mayor es de color castaño rojizo. Estos cambios de coloración se podrían corresponder con cambios en la composición, siendo las variedades más rojizas más ricas en titanio.

Los cristales de biotita presentan en la mayor parte de los casos inclusiones de zircón y halos pleocroicos. La alteración les confiere color más claro o bien color verde intenso en el caso de ser clorita. También aparecen óxidos de hierro y grumos de titanita como producto de la alteración; éstos se concentran a lo largo de las trazas de clivaje o bien forman grumos asociados a la biotita.

Algunos cristales de biotita se disponen en continuidad óptica con cristales de muscovita y se puede explicar como:

- crecimiento en continuidad óptica ante un cambio de las condiciones del medio, en condiciones metamórficas;
- pérdida de hierro de la biotita y conversión a muscovita;
- relicto de un grado metamórfico menor;
- por alteración de la biotita, lo que podría ejemplificarse con la siguiente reacción:



La muscovita además de la localización ya mencionada se presenta en grandes láminas que cortan a las bandas biotíticas en la mayoría de los casos y que seguramente son producto de metasomatismo potásico. Algunos de estos cristales presentan inclusiones de hematita a lo largo de las trazas de clivaje. Las inclusiones de hematita podrían deberse:

- inclusiones verdaderas;
- exsoluciones ya que la muscovita puede alojar en su estructura mayor contenido de hierro al cristalizar, el cual se exsuelve durante el enfriamiento.

En la mayor parte del área en estudio, el rumbo general de la metamorfita es N 10° O a norte-sur salvo en un caso donde donde

varía a N 45° O. Hacia el oeste de esta zona los rumbos son N 15° E a N 20° E en forma bastante constante.

La metamorfita está en algunos casos atravesada por venas cuarzosas o cuarzo feldespáticas discordantes, algunas de textura pegmatítica, cuyo rumbo es N 20° E ó N 30° O. Estas bandas a veces se bifurcan encerrando fragmentos de la metamorfita o bien cambian su dirección hasta hacerse paralelas a la esquistosidad.

Esta roca se ajusta a la definición de micacita gnéica de Pastore *et al.* (*op. cit.*). En las zonas inmediatas a los cuerpos pegmatíticos cambia el aspecto de dichas micacitas con gran abundancia de láminas de muscovita y venas leucocráticas concordantes o no con la esquistosidad.

En este trabajo se considera como ya se dijo anteriormente que las rocas son micacitas gnéicas y no gneises pues carecen de facies mineralógica y características estructurales para ubicarse en ese grupo, su granometría es menor y son mucho más ricas en mica que los gneises biotíticos es-

quistosos de la sierra Chica de Córdoba. Todas las modificaciones apreciadas en las vecindades de los cuerpos pegmatíticos si bien cambian el aspecto no le hacen perder el carácter de micacitas pues éstas modificaciones, inyección y metasomatismo fueron producidas por acción de líquidos pegmatíticos cuyo volumen y temperatura sólo provoca cambios localizados.

Posición, dimensiones, formas y orientación

Se consideraron 12 cuerpos pegmatíticos: Señor de Renca, Yucín, 3 de Mayo, Flamingo, Ojo de Agua, La Cordialidad, San Olegario, La Ribereña, La Lilianita, Orca, 31 de Enero y Los Duraznos, cuyas características se dan en el cuadro 1.

Puede observarse que el rumbo de los cuerpos es, en general, variable entre nort-sur a nor-noreste en la mayor parte de los casos, lo cual se correspondería con la ubicación de los mismos en fracturas de ciza

CUADRO 1. — Características generales de los cuerpos pegmatíticos

NOMBRE	RUMBO	LONGITUD (m)		ESPESOR (m)		FORMA	RUMBO DE LA CAJA
SEÑOR DE RENCA	NS - NNE	80		40		Lenticular	N 30° O
YUCIN	N 10° E	200		12		Tabular	N 30° O
3 DE MAYO	NNE	200					N - S
FLAMINGO	N - S a N 30° E	120		60		Lenticular	N - S a N 30° O
OJO DE AGUA	NNE	180		20		Lenticular	N 35° O
LA CORDIALIDAD	N - S	150		40		Lenticular	N - S
SAN OLEGARIO	N 5° E y N 30° E	80	70	8	6	Tabular	N 30° O a N - S
LA RIBEREÑA	N 15° E	100		50		Lenticular	N - S
LA LILIANITA	NNÉ - SSO	40		3 a 6		Tabular	N - S a NNE - SSO
ORCA	N 15° O	100	60	10	5	Tabular	N 45° O
31 DE ENERO	N 15° E	40		5		Tabular	N 30° O
LOS DURAZNOS	N 15° E	80		40		Lenticular	N - S

CUADRO 2. — Composición mineralógica promedio de las unidades pegmatíticas.

	10%	20%	30%	40%	50%		10%	20%	30%	40%	50%		10%	20%	30%	40%	50%
CUARZO	[Barra]						[Barra]						[Barra]				
OLIGOCLASA	[Barra]						[Barra]						[Barra]				
ALBITA	[Barra]						[Barra]						[Barra]				
MICROCLINO	[Barra]						[Barra]						[Barra]				
MUSCOVITA	[Barra]						[Barra]						[Barra]				
BIOTITA	[Barra]						[Barra]						[Barra]				
APATITA	[Barra]						[Barra]						[Barra]				
BERILO	[Barra]						[Barra]						[Barra]				
GRANATE	[Barra]						[Barra]						[Barra]				
TURMALINA	[Barra]						[Barra]						[Barra]				
	Zona de Borde ⁽¹⁾						Zona de Pared ⁽²⁾						Zona intermedia ⁽³⁾				

y de alivio pudiendo ser entonces los primeros, es decir, los ubicados en fracturas de ciza algo anteriores a los ubicados en fracturas de alivio lo cual hasta el momento, no se comprobó por dataciones isotópicas y quizás tampoco esté en el orden para poder comprobarlo, sino que se postula en base a la evolución estructural del conjunto litológico.

Los cuerpos son lenticulares o tabulares y discordantes o algunos concordantes con respecto a la esquistosidad de la caja. No se observó que los cambios en la forma de los cuerpos o en su relación con la caja estén acompañados por cambios en las características composicionales de los cuerpos pero sí se observó que cuanto mayor es el cuerpo, mayor es la aureola de impregnación o de metasomatismo de la caja.

Estructura interna

Se resume en el cuadro 2 la composición de las zonas de los cuerpos pegmatíticos estudiados.

Con respecto a la estructura interna puede verse que los cuerpos son, en general, zonales observándose la mayor concentración de mica en la zona externa o de pared y de microclino, cuando está presente, en la zona intermedia.

Se registra un aumento del tamaño de grano desde los bordes hacia la parte interior de los cuerpos, aumento asociado a cambios progresivos en la composición de las unidades.

Si se analiza la composición de la plagioclasa, se registra un aumento del contenido de sodio hacia el interior del cuerpo.

Considerando los feldespatos, el microclino es netamente abundante en la zona intermedia, lo cual por sí sugeriría su posterioridad con respecto a la muscovita.

Mecanismo de emplazamiento

La esquistosidad regional en casi la totalidad del área varía desde N 30° O a nortesur y el ángulo noroccidental de la misma es en promedio N 15° E; en la observación de fotografías aéreas se reconocen lineamientos de rumbo norte-sur y posibles fallas de rumbo N 10° E a N 20° E. Las pegmatitas se emplazan siguiendo estos lineamientos regionales predominando los cuerpos con orientación hacia el este.

El emplazamiento de los cuerpos tuvo como característica dominante el desplazamiento de la roca de caja (Chadwick, 1958), ya que:

- las paredes de las pegmatitas son concordantes;
- la foliación de la roca de caja está deformada en las inmediaciones del contacto cuerpo-caja y no existen evidencias que indiquen que esta deformación es posterior.

Dentro de un emplazamiento con desplazamiento de la roca de caja se distinguen además dos tipos forzado y permisivo y en el caso de las pegmatitas estudiadas se reconoce que:

- las pegmatitas siguen esquemas de fracturamiento regional, podrían corresponder a esquemas de fracturas de ciza o de alivio regionales.

Se observó compresión a ambos lados de los cuerpos pegmatíticos indicada por la mayor frecuencia de planos de esquistosidad y deformación de la esquistosidad en dirección opuesta a ambos lados de los cuerpos pegmatíticos criterios estos que no permiten separar entre permisivo o forzado.

Resulta así que con las evidencias halladas el emplazamiento es de tipo permisivo con desplazamiento de la caja.

Siguiendo con la caracterización del emplazamiento se puede analizar si fue o no móvil. En los casos analizados se comprueba que hubo movilidad del fluido pues:

—las pegmatitas poseen zonalidad interna. La zonalidad interna se considera el resultado de la cristalización hacia adentro desde las paredes de una cámara llena con fluido lo cual de acuerdo a Chadwick (*op. cit.*) es una forma de emplazamiento móvil del material presente;

—existen xenolitos de la caja rotados en el interior de las pegmatitas;

—en general, los minerales de los cuerpos pegmatíticos se orientan perpendicularmente a los contactos y aumentan de tamaño hacia el interior del cuerpo;

—hay evidencias de aporte a la roca de caja bajo la forma de venas leucocráticas. Además se puede claramente evidenciar que el fluido que originó los cuerpos pegmatíticos fue introducido y no es producto de derivación local pues:

—la roca de caja tiene una composición diferente a la de los cuerpos;

—la caja está enriquecida en constituyentes pegmatíticos (muscovitización de la caja y venas leucocráticas).

En el cuadro 3 se resumen las características individuales de los cuerpos.

En resumen, entonces, en esta porción de la sierra de San Luis los cuerpos pegmatíticos se emplazaron mediando desplazamiento de la roca de caja con carácter permisivo y movilidad del fluido.

Síntesis general

—Fueron estudiados 12 cuerpos pegmatíticos en un sector que cubre una superficie de aproximadamente 140 km², lo cual brinda una densidad de estudio que

permite avanzar sobre la interpretación de los cuerpos pegmatíticos.

—Este distrito pegmatítico se caracteriza por no tener vinculación detectable con una masa de granito o plutón granítico con el que se puedan establecer relaciones genéticas. En base a las dataciones existentes el granito de Renca es más joven que las pegmatitas. De acuerdo a Halpern *et al.* (*op. cit.*) el granito de Renca tiene una edad Rb-Sr de 415 ± 25 m.a. y las pegmatitas, de acuerdo a Rinaldi *et al.* (*op. cit.*), tienen una edad K-Ar de 466 ± 20 m.a.

La datación del granito de Renca se hizo sobre un tipo litológico que en opinión de la autora, no es el dominante en dicho granito por lo cual surge el interés de volver sobre la cuestión geocronológica con mayor información.

—La roca de caja del conjunto pegmatítico no guarda relación genética alguna con los cuerpos debido a la ausencia de gneises. A priori surge así la idea de emplazamiento independiente del proceso metamórfico responsable de las cajas. De ello surge que la relación pegmatita-caja es susceptible de ser estudiada enfocando la acción de la primera sobre la segunda.

—El sistema de pegmatitas sugiere ser uno solo, siendo la leve variación de orientación de los cuerpos atribuible a que el mismo conjunto de esfuerzos ha determinado dos líneas de debilidad para el emplazamiento. Estas líneas podrían corresponder a fracturas de ciza y de alivio del conjunto deformado. Esto da un esquema simplista pero que se ajusta a la evidencia obtenida en el campo y en la fotointerpretación.

—Las pegmatitas son de mineralogía simple, teniendo sólo algunos berilo y turmalina de acuerdo a lo observado y a lo que se deduce de la semiperdida tradición minera de la región. La búsqueda de litio, como posible catión complicante del quimismo simple resultó prácticamente negativa. Por lo antedicho, los únicos minerales valiables son muscovita y en segundo lugar cuarzo y feldespato.

—De acuerdo a lo establecido en el punto anterior, las variaciones mineralógicas esperables entre las distintas pegmatitas son menores así es que todas llegan a albíta

CUADRO 3. — Caracteres del emplazamiento de las pegmatitas estudiadas

CRITERIOS	SEÑOR DE RENCA	YUCIN	3 DE MAYO	FLAMINGO	OJO DE AGUA	LA CORDIALIDAD	SAN OLEGARIO	LA RIBERENA	LA LILIANITA	ORCA	31 DE ENERO	LOS DURAZNOS
DESPLAZAMIENTO												
a) Ausencia de unidades de roca de caja	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
b) Deformación de la caja hasta hacerse paralela al contacto	—	—	—	—	Δ	Δ	—	—	—	—	—	—
c) Fracturación, curvamiento o plegamiento en la caja en el contacto	—	X	—	Δ	X	X	X	Δ	—	Δ	—	—
SIN DESPLAZAMIENTO												
a) Reemplazo en la caja	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
b) Contacto irregular sin disturbar la caja	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
c) La composición de la pegmatita se relaciona con la de la caja	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FORZADO												
a) Forma irregular	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
b) Igual dirección de la curvatura de foliación	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
c) Empuje de la caja por parte de la pegmatita	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
PERMISIVO												
a) Los pegmatitas siguen esquemas de fracturación regionales	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
b) Forma irregular	Δ	X	X	Δ	X	X	X	X	X	X	Δ	Δ
MOVILIDAD												
a) Xenolitos rotados	Δ	—	—	Δ	X	X	X	—	—	Δ	Δ	—
b) Zonación interna	X	X	X	X	X	X	X	X	Δ	X	Δ	Δ
SIN MOVILIDAD												
a) Relictos de roca preexistentes	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
b) Foliación en la pegmatita es paralela a la caja a través de contactos discordantes	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
INTRODUCCION												
a) La composición de la caja no explica la del cuerpo	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
b) La roca adyacente está enriquecida en constituyentes pegmatíticos	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X

X Presente

Δ En parte observado

— No observado

en su plagioclasa. En cuanto al microclino, constituye un tópico de interés ya que algunos lo tienen y otros no, planteando una cuestión que podrá o no ser resuelta en el futuro.

—La forma de los cuerpos responde al arri-

ba expresado criterio de un solo sistema, dado que las formas tabulares sólo varían a lenticulares sin que ello responda a relaciones de tamaño, no pudiendo juzgarse la idea de variaciones de forma a mayor profundidad por falta de condiciones de observación.

—Las relaciones de contacto con las cajas son simples en el sentido de que el contacto es definido, no habiendo en el detalle más que interacciones por tramos de espesor no superior a 50 cm que definen zonas de mezcla. El efecto de mayor interés con respecto a las cajas radica en la transferencia de agua y potasio, a juzgar por la muscovitización de las mismas. La muscovita, claramente manifiesta, no se halla presente en la roca regional como tal, y por lo tanto la relación pegmatita-caja es de intrusión usando un término que escapa a la metodología de nomenclatura de pegmatitas. En acuerdo con esto se encuentran xenolitos en el interior de los cuerpos, que han sido movidos a juzgar por la orientación de la esquistosidad y cuyos tamaños varían desde pocos centímetros hasta 1 metro. Estos xenolitos están en la zona de pared de las pegmatitas y a lo sumo a dos metros del borde, lo cual hace pensar que se trata de xenolitos incorporados de la pared y no del techo. Litológicamente, la comparación con la caja explica lo expuesto. Se registra una disminución de tamaño de grano de la zona en las inmediaciones del xenolito lo cual podría corresponderse a una disminución local de la temperatura homologable al desarrollo de un borde frío en el cuerpo. Estos xenolitos están metasomatizados, pudiendo existir una gama de procesos que van desde la incorporación mecánica con metasomatización a la dispersión o diseminación mecánica, que se evidencia en los grupos de cristales xenolíticos de biotita dispersos en las inmediaciones de los xenolitos, o en la zona de borde y por último a la asimilación difícil de detectar por ser las cajas y los cuerpos de composición química homologable. Al no haber anfibolitas en las proximidades de los cuerpos la interacción entre la caja y los cuerpos no puede ser detectada por variación mineralógica en los mismos.

—Con respecto al emplazamiento sólo cabe a modo de resumen decir que es concordante a nivel regional, con líneas de debilidad existentes y discordante a nivel local, es decir que sería permisivo de acuerdo al esquema de Chadwick (*op. cit.*). El fluido era móvil en el momento de su emplazamiento como se deduce de la zonalidad interna, xenolitos y permeación de la caja y fue introducido como

también puede deducirse de las relaciones de los cuerpos con las cajas.

Discusión

- A) Con respecto a la interacción con las cajas se reconocen dos tipos de aporte.
—aporte de venas leucocráticas;
—muscovitización.

Las venas leucocráticas inyectadas en las cajas en la vecindad de los cuerpos contienen en la mayoría de los casos plagioclasa y no microclino. De acuerdo a Jahns *et al.* (1969) en un determinado momento durante la cristalización de un fluido pegmatítico se produce una separación de fases, un fluido saturado en agua y otro no saturado, concomitantemente se registra una separación de constituyentes existiendo una tendencia al desarrollo preferencial de minerales potásicos vía la fase acuosa, y de minerales sódicos del fluido no saturado.

En el caso de los cuerpos estudiados las venas son ricas en plagioclasa pudiendo en consecuencia, suponerse que son producto de emanaciones del fluido pegmatítico anteriores a su separación en fases ya que sería más factible que una vez separadas las dos fases migrara la fase acuosa rica en potasio. En síntesis las venas serían anteriores a la cristalización de minerales vía la fase acuosa.

La muscovita existente en las cajas resultaría, como puede deducirse de lo expresado, de la migración de la fase acuosa rica en potasio controlado por gradientes de temperatura; como producto de esta migración no cristalizaría microclino por ser acuosa la fase. Ahora bien, parte de la muscovita observada en las cajas, en particular, la que está directamente asociada a biotita puede provenir de la alteración a muscovita de la biotita, que se haría inestable en presencia del fluido acuoso.

Una idea alternativa podría ser explicar la muscovita como resultado de emanaciones ricas en sodio y sílice y agua que actuando sobre un medio rico en potasio provocarían la muscovitización de la biotita y el enriquecimiento en sodio de la plagioclasa.

- B) La presentación de los datos del estudio de los cuerpos siguiendo las normas clásicas del estudio de pegmatitas no alcanza a clarificar por qué algunos cuerpos tienen microclino y otros no en las condiciones de observación:

- no se encontró relación entre el tamaño del cuerpo y la presencia o ausencia de microclino entendiéndose que cuanto mayor fuera el cuerpo la evolución de la cristalización sería más lenta;
- no se halla relación entre la cantidad de muscovita y la de microclino lo que indicaría competencia por el catión, es decir, no se pudo establecer que al haber mayor cantidad de microclino las pegmatitas contuvieron menos muscovita;
- no se encontró relación entre la existencia de microclino y la importancia de la muscovitización de la caja.
- en cuanto a la relación entre la presencia de xenolitos y la existencia de microclino, debe tenerse en cuenta que los xenolitos son elementos de observación relictica de comprobación limitada quedando entonces pendiente esta cuestión. Las cajas carecen de feldespato potásico pero tienen biotita y de haber existido mucha asimilación podría disminuir el sodio en proporciones relativas y entonces haber disponibilidad de potasio como para que cristalice como microclino.

C) Un tema que surge de lo observado en los cuerpos es que el microclino es posterior en lo que respecta a la cristalización, a la muscovita; lo cual está de acuerdo con Cameron *et al.* (1949) quienes mencionan que antes del estadio de feldespato potásico se forman zonas de plagioclasa y de plagioclasa-muscovita y que luego de la deposición de microclino sigue la de minerales litíferos.

En la serie de reacción la cristalización de muscovita sucede a la de microclino, así que sería anómalo su orden de cristalización en los cuerpos pegmatíticos.

Si se analizan las composiciones químicas de cada uno de estos minerales se comprueba que la muscovita posee alrededor de 34 % de Al_2O_3 , 45 % de Si_2O de 4 % de H_2O mientras que el microclino tiene 19 % de Al_2O_3 , 64 % de SiO_2 y sólo 0,5 % de H_2O . Resulta entonces que para que cristalice mi-

croclino se debe alcanzar mayor concentración de SiO_2 y una reducción relativa de Al_2O_3 .

En la evolución de un líquido pegmatítico se sabe que a medida que progresa la cristalización se produce una separación en fases, una acuosa y otra con menor contenido de agua (Jahns *et al.*, 1969) y que los minerales potásicos cristalizan vía la fase acuosa. En la cristalización de la zona de pared a la intermedia hay un aumento de la presión parcial de H_2O y una variación hacia el potasio ya que en proporción relativa disminuye el contenido de Na_2O por ser plagioclasas sódicas el mayor volumen de cristalización en la zona de pared, junto con esto debe haber una disminución de la concentración de Al_2O_3 y un aumento de SiO_2 lo que explicaría la presencia de microclino.

En la zona de pared el porcentaje global de agua es bajo pero se debe pensar que en ese estadio de cristalización coexisten dos fases: el fundido, a partir del cual cristalizan los minerales sódicos y la fase acuosa saturada ya que para que precipite muscovita se necesita un contenido de H_2O es mayor pero la Al_2O_3 debe haber disminuido y la SiO_2 aumentado.

Un factor que podría explicar la disminución de Al_2O_3 sería la gran migración de muscovita hacia las cajas y solo al cabo de una gran cristalización de microclino se alcanzan concentraciones de Al_2O_3 como para que nuevamente precipite muscovita que serían los cristales de muscovita que rodean el núcleo o se hallan en la zona intermedia.

D) Al no vincularse en base a lo observado, con ningún cuerpo eruptivo hay falta de información ya que evidentemente puede haber existido diferenciación geoquímica en profundidad resultando que sólo se observa una porción de composición simple carente de litio u otros cationes no comunes.

Alternativamente puede pensarse que estas pegmatitas cristalizaron a partir de un fluido pero en condiciones de que no permitieron la formación de una fase gaseosa densa donde se concentren los elementos menores y que pueda efectuar los reemplazos esperables sino que los elementos raros se eliminaron en un gas diluido o en soluciones acuosas.

E) El emplazamiento de los cuerpos es postectónico con respecto a la deformación de las metamorfitas y debe corresponder a un episodio granítico posterior al metamorfismo regional de las cajas, emplazándose los líquidos en las zonas de menor presión.

Agradecimientos

La autora expresa su agradecimiento a los Dres. Bernabé J. Quartino y Carlos A. Rinaldi por sus valiosos aportes para la realización de este trabajo y al resto del personal del CIRGEO por la colaboración prestada.

Lista de trabajos citados en el texto

- Angelelli, V. y C. A. Rinaldi, 1965. *Reseña acerca de la estructura, mineralización y aprovechamiento de nuestras pegmatitas portadoras de minerales de litio*. Act. Geol. Lilloana, V: 1-18. Tucumán.
- Ave-Lallement, D. G., 1875. *Apuntes sobre la geología de la Sierra de San Luis*. Ac. Acad. Nac. Cienc. Exact. Córdoba: 103-158.
- Cameron, N. E., R. H. Jahns, A. A. H. Mc Nair, and L. R. Page, 1949. *Internal structure of granitic pegmatites*. Econ. Geol. Mon. 2.
- Criado Roque, P., C. Mombro y V. A. Ramos, 1981. *Estructura e interpretación tectónica. Geología de la Prov. de San Luis*, VIII. Cong. Geol. Arg. Rel: 155-192, San Luis.
- Cucchi, R. J. 1964. *Análisis estructural de cuarcitas y granulitas bandeadas miloníticas de la Sierra de San Luis*. Asoc. Geol. Arg. Rev. XIX (3): 115-150. Buenos Aires.
- Chadwick, R. A. *Mechanism of Pegmatite Emplacement*. Geol. Soc. Am. Bull. 69: 803-836.
- Gerth, E., 1914. *Constitución hidrogeológica y minerales de aplicación de la provincia de San Luis*. An. Min. Agric. Sec. Geol. Min. y Min., X, 2: 1-61. Buenos Aires.
- Gez, J. W. 1938. *Geografía de la Provincia de San Luis I, Cap. IV. (Geología)*: 344-418. Ed. Peuser. Buenos Aires.
- González, R. R. L., 1957. *Descripción de la Hoja 22g. Quines, Prov. de San Luis*. Dir. Nac. Min. Bol. 87., Buenos Aires.
- González Bonorino, F. 1961. *Petrología de algunos cuerpos básicos de San Luis y granulitas asociadas*. Asoc. Geol. Arg. Rev. V. (3): 81-110. Buenos Aires.
- González Díaz, E. 1981. *Geomorfología. Geología de la Prov. de San Luis*. VIII Cong. Geol. Arg. Rel.: 193-236. San Luis.
- González, R. R. y A. Toselli, 1973. *Redimetric dating of igneous rocks from Sierras Pampeanas, Argentina*. Rev. Geo-ciencias, 4 (3): 137-141. San Pablo.
- Gordillo, C. E. y A. N. Lencinas, 1979. *Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis*. Seg. Simp. Geol. Reg. Arg. I: 577-650. Acad. Nac. de Ciencias, Córdoba.
- Halpern, M. E., E. Linares y C. Latorre, 1970. *Estudio preliminar por el método Sr/Rb de rocas metamórficas y graníticas de San Luis, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg. Rev. XVII: 293-302, Buenos Aires.
- Herrera, A. C., 1964. *Las pegmatitas de San Luis, Estructura interna, mineralogía y génesis*. Asoc. Geol. Arg. Rev. XVIII (1-2-): 43-72, Buenos Aires.
- Jahns, R. H. y C. W. Burnham, 1969. *Experimental Studies of Pegmatite Genesis: A model for the derivation and crystallization of Granitic Pegmatites*. Econ. Geol. 64, (8): 843-863.
- Kilmurray, J. O. y L. Dalla Salda, 1979. *Caracteres estructurales y petrológicos de la Región Central y Sur de la Sierra de San Luis*. Obra del Centenario del Museo de La Plata. IV, 167-178. La Plata.
- Kilmurray, J. O. y L. M. Villar, 1981. *El Basamento de la Sierra de San Luis y su Petrología. Geología de la Prov. de San Luis*. VIII Cong. Geol. Arg. Rel.: 33-54, San Luis.
- Linares, E. y C. O. Latorre, 1970. *Edades K-Ar y Pb de rocas graníticas de las Provincias de Córdoba y San Luis*. IV. Jorn. Geol. Arg. Ac. II. Buenos Aires.
- 1973. *Nuevas edades radimétricas por el método K/Ar de rocas graníticas de Córdoba y San Luis*. V. Cong. Geol. Arg. Ac. II. Buenos Aires.
- Merodio, J. C., L. Dalla Salda y C. W. Rapela, 1978. *Estudio petrológico y geoquímico preliminar del cuerpo básico de la región de San Francisco del Monte de Oro, Prov. de San Luis*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIII (2): 122-138. Buenos Aires.

- Pastore, F. y O. J. Ruíz Huidobro, 1952. *Descripción geológica de la Hoja 24g. Saladillo (San Luis)* D.N.G.M. Bol. 78, Buenos Aires.
- Pastore, F. y R. L. González, 1954. *Descripción geológica de la Hoja 23g. San Francisco (San Luis)* D.N.G.M. Bol. 80., Buenos Aires.
- Rinaldi, C. A. y E. Linares, 1973. *Edades potasio argón de pegmatitas de la provincia de San Luis.* V Cong. Geol. Arg., Ac. I: 411-418. Buenos Aires.
- Sosic, M. V. J., 1964. *Descripción geológica de la Hoja 24h., Sierra del Morro, Prov. de San Luis, Córdoba.* D.N.G.M. Bol. 95, Buenos Aires.

Reoibido: 30 de mayo, 1983.

Aceptado: 29 de junio, 1984.

MONICA G. LOPEZ

CONICET

Centro de Investigaciones en
Recursos Geológicos - CIRGEO
Ramírez de Velazco 847
1414 Buenos Aires

**PALEOZOICO SUPERIOR DE SUDAMERICA
PROYECTO DEL PICG Nº 211**

En la última sesión del Comité del Programa Internacional de Correlación Geológica (PICG), realizada en París en febrero de 1984 se aprobó el lanzamiento de este Proyecto.

La primera reunión del mismo se realizará durante las sesiones del IX Congreso Geológico Argentino a realizarse en San Carlos de Bariloche (Río Negro) del 5 al 9 de noviembre de 1984.

PALEOMAGNETISMO DE ROCAS SEDIMENTARIAS DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES ASIGNADAS AL PRECAMBRICO TARDIO Y PALEOZOICO TEMPRANO

ANA MARIA SINTO

Resumen

Se presentan los resultados del estudio paleomagnético de una secuencia sedimentaria, integrada con tres muestreos realizados en las cercanías de la localidad de Barker (Prov. de Buenos Aires). Dicha secuencia corresponde a la Formación La Tinta (Precámbrico tardío) según algunos autores, y a las Formaciones Sierras Bayas y Balcarce (Precámbrico tardío y Paleozoico temprano respectivamente) según otros. Después de haber sometido las muestras a tratamiento de demagnetización por altas temperaturas y por inmersión en ácido clorhídrico caliente, las mismas mostraron polaridades normal y reversa y las posiciones de los paleopolos son A: 125.8°E, 75.7°S ($\alpha_{95} = 11^\circ$) y B: 288.9°E, 86.7°S ($\alpha_{95} = 7.7^\circ$) para las partes de la secuencia asignadas a la Formación Sierras Bayas y a la Formación Balcarce, respectivamente. La posición del primer paleopolo es coherente con las posiciones de otros polos de los continentes gondwánicos de edad precámbrica y con el correspondiente tramo de curva de desplazamiento polar aparente. En cuanto al paleopolo B, su ubicación no permite dilucidar la edad más probable para la parte de la secuencia que es asignada al Precámbrico tardío o al Paleozoico temprano según distintos autores. Los datos utilizados para el cálculo del paleopolo A fueron promediados con los obtenidos en un estudio anterior sobre rocas asignadas a la misma Formación aflorantes en la zona de Olavarría; siendo la posición del paleopolo promedio SAPre: 97.2°E, 83.2°S ($\alpha_{95} = 5.4^\circ$).

La curva de desplazamiento polar aparente presentada apoya la interpretación de que el Supercontinente Gondwana fue una unidad en el Precámbrico tardío.

Introducción

Con el objeto de realizar aportes al conocimiento de los procesos geodinámicos que afectaron la litosfera en el período Precámbrico tardío-Paleozoico temprano, el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Buenos Aires ha encarado el estudio de secuencias de rocas de Sud América asignadas a dichos períodos. Ya han sido publicados resultados paleomagnéticos de rocas de Argentina de edades ordovícica tardía (Vilas y Valencio, 1978 a), ordovícica temprana (Valencio y otros, 1980 b) y precámbrica tardía (Valencio y otros, 1980 a).

Abstract

Palaeomagnetic data from a sedimentary sequence, integrated with three sampling carried out near Barker (Province of Buenos Aires), are given. The sequence belongs to the La Tinta Formation (late Precambrian) for some authors, and to the Sierras Bayas and Balcarce Formations (late Precambrian and early Palaeozoic, respectively) for others. After thermal cleaning and chemical hot leaching, the samples show normal and reversed polarity and the positions of the palaeomagnetic poles are A: 125.8°E, 75.7°S ($\alpha_{95} = 11^\circ$) and B: 288.9°E, 86.7°S ($\alpha_{95} = 7.7^\circ$) for the sections of the sequence assigned to the Sierras Bayas Formation and to the Balcarce Formation, respectively. The position of pole A is consistent with the positions of other Precambrian poles of gondwanic continents and with the apparent polar wander path. The position of the pole B does not allow to define the age of the section of the sequence that is assigned to the late Precambrian or early Palaeozoic by different authors. The data used to calculate pole A were averaged with those obtained in outcrops of the same Formation at Olavarría; the mean pole is SAPre: 97.2°E, 83.2°S ($\alpha_{95} = 5.4^\circ$).

The plotted apparent polar wander path supports the interpretation that Gondwana was an unit in late Precambrian.

En este trabajo se presentan los datos del estudio paleomagnético de una secuencia de rocas sedimentarias, expuesta en la localidad de Barker (Prov. de Bs. As.). La sección estudiada ha sido considerada como integrante de una única formación y asignada al Precámbrico tardío por algunos autores (Di Paola y Marchese, 1974; Marchese y Di Paola, 1975), mientras que otros la han subdividido en dos formaciones, asignándolas al Precámbrico tardío y Paleozoico, respectivamente (Dalla Salda e Iñiguez, 1978; Zalba, 1979). Por tal motivo

el presente trabajo no sólo tiene objetivos geodinámicos, como ya ha sido mencionado, sino que intenta dar el aporte del paleomagnetismo a la definición de la edad de estas rocas sedimentarias.

Antecedentes geológicos y muestreo

Las sedimentitas que afloran en las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires, que incluyen cuarcitas, pelitas, dolomitas, calizas y margas, han sido interpretadas como una unidad continua de sedimentación por diversos autores (Teruggi, 1951, 1964; Teruggi y otros, 1962, 1968, 1973; Teruggi y Kilmurray, 1975, Di Paola y Marchese, 1974) e identificadas como Estratos de la Tinta o Formación La Tinta. Esta formación había sido referida al Paleozoico hasta el trabajo de Amos y otros (1972) en el que se le asignó una edad precámbrica, para los afloramientos de las regiones de Sierras Bayas y Olavarría, y se la comparó con el Grupo Bambuí (Brasil) (edad entre 640 y 600 m.a.; Amaral y Kawashita, 1968). La edad precámbrica de los Estratos de la Tinta ha sido corroborada por dataciones realizadas sobre arcillas detríticas en diferentes canteras cercanas a Olavarría por Bonhomme y Cingolani, 1978.

Otros autores (Dalla Salda e Iñiguez, 1978) reinterpretaron la estratigrafía sobre la base de las ideas preliminares de Amos y otros (1972) y dividieron la secuencia sedimentaria en dos formaciones que denominaron: Formación Sierras Bayas y Formación Balcarce, la más antigua y la más joven respectivamente. La primera de ellas está constituida por los elementos litológicos que conformaban la antigua Formación La Tinta en las localidades típicas de Olavarría y por lo tanto se le asignó también una edad precámbrica tardía. En cuanto a la Formación Balcarce está constituida por cuarcitas y delgadas intercalaciones pelíticas arcillosas siendo sus típicos perfiles los que se observan en Sierras de Balcarce y Mar del Plata. Los autores han asignado al sector de afloramientos de esta Formación desde Barker hacia Mar del Plata, una edad ordovícica por la presencia de trazas, cuerpos fósiles problemáticos y restos tubiformes (Borrello, 1966). Otros autores (Rapella y otros, 1974) sobre la base de los resultados radiométricos (490 m.a.) obtenidos en una diabasa intrusiva en estos sedi-

mentos en la sierra de Barrientos, le adjudicaron edad cambro-ordovícica. Sobre el particular es de mencionar que Amos y otros (1972), al separar las cuarcitas de Balcarce de la Formación La Tinta, indicaron que la presencia de fósiles problemáticos en esas rocas es sugestiva de una edad paleozoica inferior.

El muestreo paleomagnético se llevó a cabo en la zona de Barker y sus alrededores (37.5°S, 59.5°O). Allí, según Marchese y Di Paola (1975), el perfil es litológicamente semejante al de Olavarría Sierras Bayas pero estratigráfica y tectónicamente más complejo, estando constituido, de abajo hacia arriba, por varios bancos cuarcíticos con un nivel lenticular de dolomías, dos o más niveles arcillosos, calizas negras y nuevamente cuarcitas, todos estos correspondientes a la Formación La Tinta. Según Dalla Salda e Iñiguez (1978), al sureste de Barker (cantera Loma Negra) se puede distinguir la Formación Sierras Bayas y en discordancia, sobre las calizas de ésta, iniciando la secuencia de la Formación Balcarce, una brecha de matriz cuarcítica y clastos de calizas y pelitas continuada por un conjunto de estratos cuarcíticos. Según Zalba (1979) en Barker mismo (Sierra de Las Águilas) la Formación Balcarce aparece en paraconcordancia sobre las cuarcitas superiores de la Formación Sierras Bayas iniciándose su secuencia con brechas de ftanita, niveles arcillosos caoliniticos, conglomerados con clastos de ftanita y cuarcita, cuarcitas conglomerádicas y cuarcitas con estructuras entrecruzadas.

La secuencia estudiada paleomagnéticamente se integró con tres muestreos realizados en: el cerro Sombrerito (sitio 1), la cantera Loma Negra (sitio 2) y frente a Barker (sitio 3) (fig. 1). En el sitio 1 se extrajeron 43 muestras de la Formación La Tinta, comenzando unos dos metros por encima de la base de las cuarcitas inferiores de esta Formación, siendo la secuencia sedimentaria: cuarcitas, arcillas deleznable, cuarcitas y arcilitas. Del sitio 2 se obtuvieron 11 muestras de la Formación La Tinta o Formación Balcarce, según las opiniones de los distintos autores, comenzando el muestreo en la brecha que se encuentra por encima de las calizas de la Formación La Tinta y continuando con las margas por encima de ellas. Por último, del sitio 3 se obtuvieron 27 muestras de la Formación La Tinta o Formación Balcarce correspondiendo,

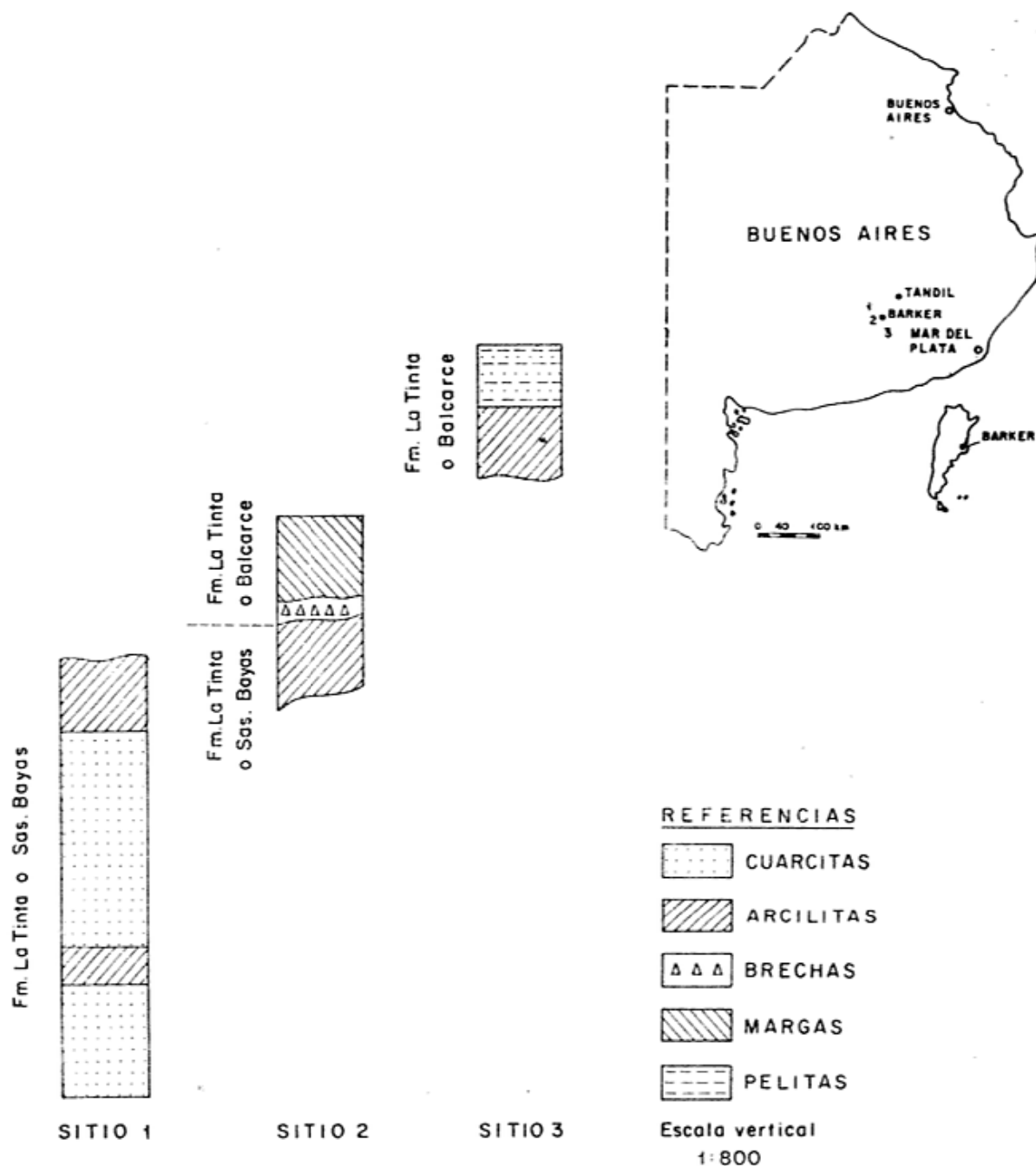


Fig. 1.— Mapa de ubicación (1, 2, 3 indican los sitios de muestreo) y perfil litológico de los tres sitios muestreados.

de abajo hacia arriba, a arcilitas y cuarcitas, estas últimas con intercalaciones de pelitas (el perfil litológico integrado de la secuencia se observa en la fig. 1). Las muestras de mano obtenidas fueron orientadas con brújula Brunton.

El sitio 1 correspondería de acuerdo a Dalla Salda e Iñiguez (1978) a la Formación Sierras Bayas, mientras que los sitios 2 y 3 corresponden a la Formación Balcarce.

Estudio Paleomagnético

Se cortó de cada muestra de mano un cilindro de 2,5 cm de diámetro, y de cada uno de ellos se obtuvieron a su vez 2 discos de 2,5 cm de altura, obteniéndose un total de 162 especímenes. Se optó por esta técnica de corte dada la extrema dureza de las muestras particularmente las cuarcitas.

Se midió el magnetismo remanente natural (mrn) de cada espécimen, eligiéndose

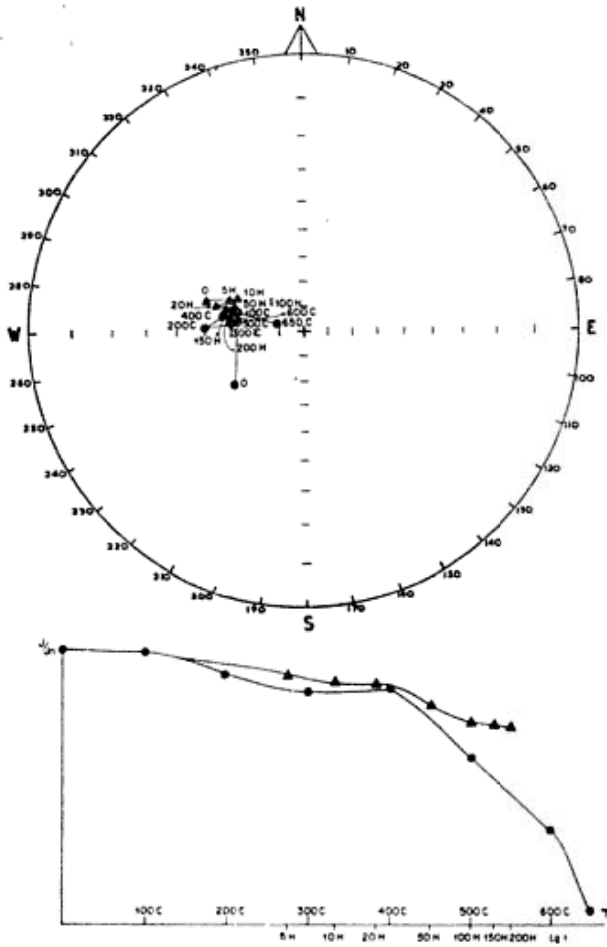


Fig. 2. — Cambios en dirección e intensidad de mrn de un espécimen piloto en respuesta a la desmagnetización térmica (O) y química (Δ).

luego muestras piloto (aproximadamente una cada cuatro). Se realizó un tratamiento de desmagnetización térmica en uno de los especímenes y química en el otro de cada muestra piloto, con el objeto de aislar su magnetismo remanente estable (mre). El proceso de desmagnetización o "lavado" térmico consistió en someter a las muestras a temperaturas crecientes (en pasos de 100°C hasta 600°C) y luego enfriarlas en campo magnético nulo. En el proceso químico se sumergieron las muestras en HCl 7N, mantenido a una temperatura de unos 70°C durante un determinado intervalo, en etapas de diferente duración (5, 10, 20, 50, 100, 160 y 230 horas). Cabe mencionar que la intensidad del mrn fue en general débil, lo que en muchos casos no permitió completar todas las etapas de desmagnetización tanto en uno como en otro proceso, por lo que algunas muestras debieron ser descartadas para la interpretación final. Una débil componente de magnetización secundaria está

presente en gran cantidad de muestras, pero la misma fue eliminada en las primeras etapas de lavado térmico y químico.

Las etapas óptimas de desmagnetización elegidas fueron entre 200°C y 400°C para el lavado térmico y entre 50 y 100 H para el químico. Para estos valores se conserva aún el 80 % del magnetismo natural en las cuarcitas y arcilitas y alrededor del 60 % en las margas.

En la figura 2 se observan los cambios de dirección e intensidad del magnetismo remanente residual de un espécimen piloto sometido a tratamiento térmico y químico. En general no se observan diferencias importantes en el comportamiento de las muestras frente a ambos tratamientos.

Una vez elegidas las etapas de lavado óptimo para cada tratamiento se sometió al resto de las muestras no elegidas como piloto, a valores de temperatura o inmersión en ácido similares a dichas etapas, obteniéndose así la dirección del mre.

Se utilizó el método de Fisher (1953) para calcular las direcciones medias de mrn y mre de cada muestra. Se refirieron dichas direcciones a la paleohorizontal. En la figura 3 se ha representado en un estereograma las direcciones medias del mre de 40 muestras correspondientes al sitio 1 (O) del presente trabajo y de 25 muestras (Δ) perte-

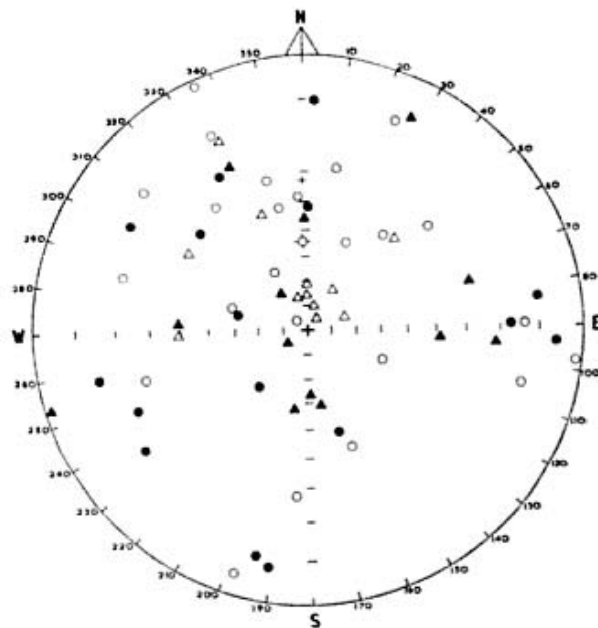


Fig. 3. — Direcciones de mre, referidas a la paleohorizontal, de muestras de mano de sitio 1 (O) del presente trabajo y de los sitios F, G y H de Barker presentados por Valencio y otros, 1980a (Formación La Tinta o Sierras Bayas) (Δ).

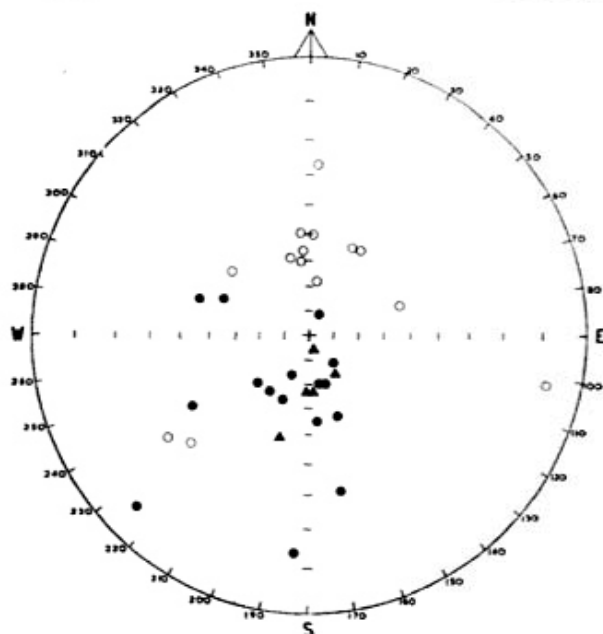


Fig. 4. — Direcciones de mre, referidas a la paleohorizontal, de muestras de mano de los sitios 2 y 3 (O) del presente trabajo y del sitio I, también de la localidad de Barker, presentados por Valencio y otros, 1980 a (Formación La Tinta o Balcarce) (Δ).

recientes a una secuencia equivalente, recogidas en diferentes canteras de Barker, que fueron estudiadas con anterioridad y sus resultados ya han sido presentados (Valencio y otros, 1980 a, sitios F, G y H). Análogamente en la figura 4 se han representado las direcciones de mre de 30 muestras provenientes de los sitios 2 y 3 (O) y de 5 muestras de otra secuencia equivalente recogidas en otra cantera (Δ) de Barker ya estudiadas con anterioridad, (Valencio y otros, 1980 a, sitio I) en ambos casos se definen muestras con mre de polaridad opuesta.

Se calcularon polos geomagnéticos virtuales (PGV) para cada muestra y a partir de las mismas se calcularon dos paleopolos promedio, uno con los PGV de las muestras representadas en la figura 3, polo A (sitio I de este trabajo y sitios F, G y H de Valencio y otros, 1980 a) y otro con los PGV de aquellas representadas en la figura 4, polo B (sitios 2 y 3 de este trabajo y sitio I de Valencio y otros, 1980 a). Luego fueron eliminados aquellos PGV situados a más de 40° del polo promedio correspondiente y nuevos promedios fueron calculados. Así se obtuvieron dos conjuntos de PGV los que se hallan comprendidos dentro de un cono de semiángulo de 40° alrededor del polo promedio respectivo. Los resultados obtenidos

fueron: polo A, $125.8^\circ\text{E } 75.7^\circ\text{S}$ ($N = 26$, $K = 7.6$, $\alpha_{95} = 11^\circ$) y polo B, $288.9^\circ\text{E } 86.7^\circ\text{S}$ ($N = 24$, $K = 16$, $\alpha_{95} = 7.7^\circ$).

Interpretación de los resultados

Al observar la figura 3 se hace evidente que existe una alta dispersión en las direcciones del mre de las muestras allí representadas (Formación La Tinta o Sierras Bayas). A pesar de ello se pueden notar dos concentraciones menores en las proximidades de los valores de declinación 0° y 180° e inclinación cercana a -80° y 80° respectivamente. A esa alta dispersión se debe que de un total de 65 muestras estudiadas sólo 26 hayan sido empleadas en el cálculo del paleopolo promedio (A) y el bajo valor del parámetro de precisión k. Cabe mencionar que en el estudio hecho anteriormente sobre muestras de la misma formación recogidas en los alrededores de la localidad de Olavarría (Valencio y otros, 1980 a, fig. 2a) se observó una menor dispersión.

Las direcciones de mre de las muestras representadas en la figura 4 (Formación Balcarce o La Tinta) presentan un mejor agrupamiento; así de un total de 35 muestras estudiadas fueron utilizadas 24 para el cálculo del paleopolo promedio B y el parámetro estadístico resultó mucho mayor que en el caso anterior.

En la figura 5 sobre la reconstrucción del supercontinente Gondwana presentada por Vilas y Valencio (1978b) se han representado los paleopolos A y B. Es de mencionar aquí que al determinar una posición polar dentro de este período, como sólo se conoce la dirección del cmt y no se puede determinar la polaridad del mismo; esta última es elegida de acuerdo a su consistencia con el resto de los datos coetáneos existentes. Hecha esta salvedad, observemos que en la figura 5 se encuentran volcadas las posiciones de los polos A y B; la primera de ellas para una sola y determinada polaridad del cmt mientras que para la segunda se han dibujado las dos posibles posiciones del paleopolo B y B', (una antípoda de la otra) puesto que como se verá, la indeterminación de la edad geológica de las muestras con que fue calculada no permite conocer la polaridad del cmt que originó el mre aislado en las mismas. En la figura 5 se hallan también representadas las posiciones de los polos paleo-

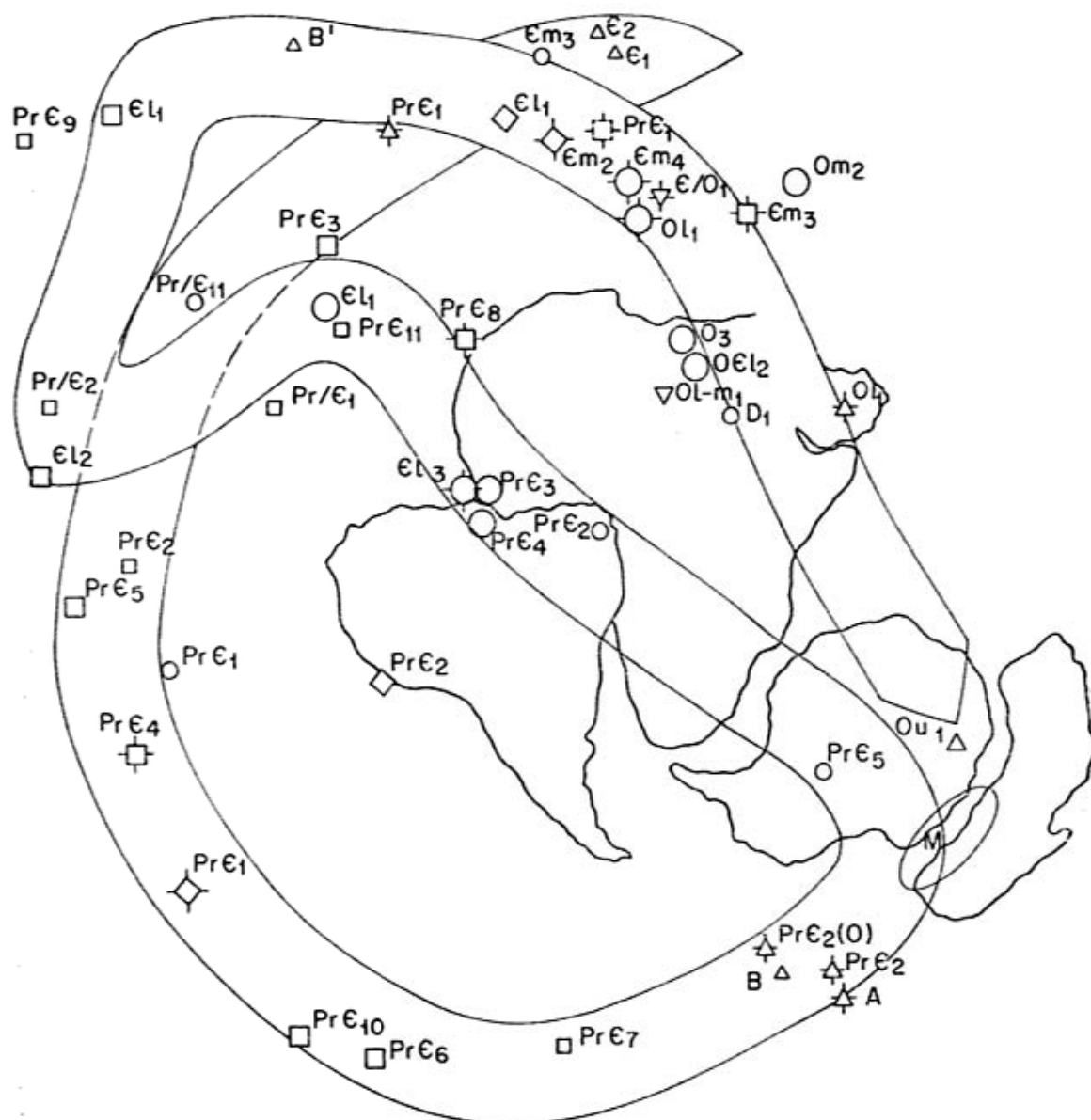


Fig. 5. — Posiciones polares para las Formaciones La Tinta o Sierras Bayas, aflorante en la localidad de Olavarría (SAPre₂ (O)) y en las proximidades de Barker (A), y para la Formación Balcarce aflorante en las inmediaciones de Barker (B y B') graficadas en la reconstrucción del Gondwana de Vilas y Valencio, 1978b. También se muestra la posición polar para la Formación La Tinta o Sierras Bayas (SAPre₂). Los otros polos representados son los utilizados por Valencio, 1979, y aquellos incluidos en la Tabla 1.

magnéticos para los continentes gondwánicos empleados para trazar una curva de desplazamiento polar aparente (cdpa) para el período 1000-400 m.a. por Valencio (1979), y se han agregado las posiciones de los PP enumerados en el cuadro 1. Sobre la base de todos estos paleópolos se ha trazado una cdpa que modifica ligeramente la presentada por Vilas y Valencio (1978a). Cabe mencionar que se han incluido aquellos polos a los que se le han adjudicado 3 o más puntos de acuerdo al criterio de clasificación utilizado en dicho trabajo.

La posición del paleópolo A, calculada con muestras asignadas sin discrepancias al Precámbrico tardío, es altamente consistente con la sección de la cdpa correspondiente al Precámbrico tardío. En particular se halla muy cercana a la posición del paleópolo SAPre₂ (O) obtenida para una secuencia de la Formación La Tinta aflorante en la localidad de Olavarría - Sierras Bayas (303.7°E, 81.6°S, N = 37, $\alpha_{95} = 5.1^\circ$, K = 22, Valencio y otro, 1980a) cuya edad radiométrica es de 709 ± 24 m.a. (Bonhomme y Cingolani, 1978). Además es

CUADRO 1. — *Paleopolos agregados a aquellos utilizados por Valencio, 1979, para el trazado de la curva de desplazamiento polar aparente.*

Nombre	Unidad	Edad Posible (m.a.)	Clasif.	Referencias
AfPre ₁₁	Grupo Nosib, Namibia	827-1010 ?	4	Mc Williams y Kröner, 1981.
AuPre ₅	Wooltana Volcanics	850-900 ?	4	Mc Williams y Mc Elhinny, 1980.
AfPre ₁₀	Grupo Nama, Schwarzrand y Kuibis	540-718	5	Kröner y otros, 1980.
Afe ₁₂	Grupo Nama, Fish River	< AfPre ₁₀ (ε1?)	5	Kröner y otros, 1980.
AfPr/ε ₂	Grupo Mulden, Namibia	430-550	3	Mc Williams y Kröner, 1981.

consistente con las posiciones de otros polos paleomagnéticos de edad precámbrica tardía, del Africa y Australia así como con la ubicación (M) de la posición polar posible para los sedimentos glaciales Marinoan de Australia asignadas al Precámbrico tardío (unos 700 m.a.) (McElhinny y Embleton, 1976). Todo esto es coherente con la edad precámbrica tardía asignada a la secuencia sedimentaria estudiada aflorante en Barker, sitio 1 (Formación La Tinta o Sierras Bayas).

En cuanto al paleopolo B es de recordar que no hay consenso respecto a la edad de las muestras empleadas para su cálculo; es por eso que se deben analizar las posibilidades que al respecto han propuesto diferentes autores y que fueron resumidas en un ítem anterior. Si se acepta la posición B de este paleopolo (ella es coherente con la posición de los polos SAPre₂ (O), Formación La Tinta, Olavarría y A (Formación La Tinta o Formación Sierras Bayas, Barker), lo que confirmaría la hipótesis de que en Barker la secuencia aflorante pertenece totalmente a la Formación La Tinta de edad Precámbrica tardía y es equivalente a los afloramientos de dicha formación en la localidad de Olavarría - Sierras Bayas (Di Paola y Marchese, 1974 y Marchese y Di Paola, 1975). Si por el contrario se acepta la posición B', ésta es coherente con el tramo de cdpa correspondiente al Cámbrico temprano del Gondwana, lo que se acercaría más a la edad asignada a la Formación por Amos y otros, 1972 (Paleozoico inferior) y Rapela y otros, 1974 (Cambro-ordovícico) y en menor grado a la tesis de Dalla Salda e Iñiguez (1978), Zalba (1979) que consideran que esta parte de la secuencia integra la Formación Balcarce de edad Ordovícica.

Si bien no existen elementos contundentes en favor de una u otra hipótesis, lo que

podría decirse a favor de la primera es que es difícil admitir que la cercanía de las posiciones polares A y B es debida a mera casualidad. Cabe mencionar que la aceptación de la segunda hipótesis (ubicación del paleopolo en B') implica que hubo un desplazamiento polar de 180° en el período comprendido entre la depositación de las Formaciones Sierras Bayas y Balcarce. Además, en ese caso, de acuerdo al trazado de la cdpa, en la zona de muestreo debió haber un clima polar en dicho período. El registro geológico de ese clima podría estar o no presente, de acuerdo a las características de la discordancia que separa ambas formaciones.

Finalmente se calculó un polo promedio con los PGV que integran el paleopolo A (Formación La Tinta o Sierras Bayas de Barker) y con los correspondientes a la Formación La Tinta aflorante en Olavarría - Sierras Bayas (sitios A, B, C, D y E, de Valencio y otros, 1980 a). De esta forma se define una nueva posición para el polo paleomagnético de edad precámbrica tardía de América del Sur SAPre₂, ya que al polo calculado anteriormente bajo ese nombre se le han agregado los nuevos datos presentados en este trabajo. La nueva posición de SAPre₂ es 97,2°E, 83,2°S (N = 61, K = 12, α₉₅ = 5,4°). Faltaría discutir aquí la cdpa trazada. Esta sustenta la idea que Sud América y Africa estuvieron unidos por sus litorales atlánticos en el Precámbrico. La aparente inconsistencia entre las posiciones del paleopolo correspondiente a los diques pre-Nama (AfPre₇) y uno de los del grupo Nama (AfPre₁₀) puede justificarse debido a que las elipses de error de dichos paleopolos se tocan y además ambas elipses intersecan la correspondiente al paleopolo AfPre₆ (complejo Mbozi).

Se debe comentar acá la posibilidad, discutida por algunos autores, entre ellos Krö-

ner (1980) y Mc Williams (1981), de la existencia de un Gondwana este (Australia, India y Antártida) y un Gondwana oeste (Africa y Sud América) separados hasta el Precámbrico tardío o Paleozoico temprano, que recién a partir de ese momento habrían colisionado y constituido un único Supercontinente. Si bien dicha posibilidad no puede ser descartada, a la luz de los datos paleomagnéticos con los que se cuenta en este momento no parece indispensable dicha suposición, ya que las posiciones de los paleopolos de Australia e India con clasificación mayor que 3 son consistentes con la edpa propuesta, siguiendo la idea de la existencia de un gondwana unido en el Precámbrico tardío (Mc Elhinny y Embleton, 1976).

Agradecimientos

La autora desea agradecer a la Universidad de Buenos Aires y al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas la posibilidad de llevar a cabo este trabajo. También desea expresar su más reconocido agradecimiento al Ing. D. A. Valencio y al Dr. J. F. Vilas por las fructíferas discusiones y los útiles consejos recibidos. Asimismo hace extensivo su agradecimiento a los Lic. D. Tetzlaff y R. Scasso por haber realizado la labor de campo y a la Dra. P. Zalba por su asesoramiento durante la misma.

Lista de trabajos citados en el texto

- Amaral, G. y K. Kawashita, 1968. *Determinação de idade do Grupo Bambuí pelo método Rb/Sr*. Bol. Paranaense de Geol., 26: 39-40.
- Amos, A. J., B. Quartino y R. Zardini, 1972. *El Grupo "La Tinta" (Provincia de Buenos Aires, Argentina) Paleozoico o Precámbrico?* Anais XXV Congr. Bras. Geol., San Pablo: 211-221.
- Bonhomme, M. G. y C. A. Cingolani, 1978. *First isotopic dating of Upper Precambrian sediments in the Provinces of Buenos Aires, Argentina*. Short Papers on the Fourth International Conference: Geochronology, Cosmochronology, Isotope Geology, Colorado, U.S.A., Geolog. Survey Open File Report 78-101, 45 pp.
- Borrello, A. V., 1966. *Trazas, restos tubiformes y cuerpos fósiles problemáticos de la Formación La Tinta, Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires*. En *Paleontología bonaerense*. Fasc. V, 42 p. Com. Inv. Cient. Prov. Buenos Aires.
- Dalla Salda, L. y A. M. Iñiguez, 1978. *"La Tinta", Precámbrico y Paleozoico de Buenos Aires*. VII Congr. Geol. Actas. I, 539-550 Neuquén.
- Di Paola, E. y H. G. Marchese, 1974. *Relación entre la tectosedimentación, litología y mineralogía de arcillas del Complejo Buenos Aires y la Formación La Tinta (Provincia de Buenos Aires)*. Asoc. Arg. Mineralog., Petrol. y Sediment., Rev. 5: 45-57.
- Fisher, R. A., 1953. *Dispersion on a sphere*. Proc. R. Soc. London A, 217, 295-305.
- Kröner, A., M. O. McWilliams, G. J. B. Germs, A. B. Reid y K. E. L. Schalk, 1980. *Paleomagnetism of late Precambrian to early Paleozoic magnetite-bearing Formations in Namibia (South west Africa): The Nama Group and Blaubecker Formation*. Am. J. Sci., 280: 942-968.
- Marchese, H. G. y E. C. Di Paola, 1975. *Miogeosinclinal Tandil*. Asoc. Geol. Arg. Rev. XXX: 161-179.
- Mc Elhinny, M. W. y B. J. F. Embleton, 1976. *Precambrian and Early Paleozoic paleomagnetism in Australia*. Phil. Trans. R. Soc. London A, 280: 417-431.
- Mc Williams, M. O. y A. Kröner, 1981. *Paleomagnetism and Tectonic Evolution of the Pan-African Damara Belt Southern Africa*. Jour. Geoph. Res., 86, (36): 5147-5162.
- Mc Williams, M. O. y M. W. Mc Elhinny, 1980. *Late Precambrian paleomagnetism of Australia: the Adelaide Geosyncline*. Jour. Geol., 88 (1).
- Rapella, C., L. Dalla Salda y C. Cingolani, 1976. *Un intrusivo básico ordovícico en la Formación La Tinta (Sierra de los Barrientos, Pcia. de Buenos Aires)*. Asoc. Geol. Arg. Rev. XXIX, (3): 319-331.
- Teruggi, M. E., 1951. *Contribución a la petrología del Partido de Tandil, el cerro Noceti, Prov. de Buenos Aires*. Mus. Arg. Bernardino Rivadavia, IV Geol., 1: 1-53.
- 1964. *Paleocorrientes y paleogeografía de la Serie La Tinta (Provincia de Buenos Aires)*. Com. Invest. Cient. An. S: 1-27.
- Teruggi, M. E. y J. D. Kilmurray, 1975. *Tandilia*. En: *Relatorio geología de la Provincia de Buenos Aires*. VI Congr. Geol. Arg. Bahía Blanca: 55-77.
- Teruggi, M. E., J. D. Kilmurray y L. Dalla Salda, 1973. *Los dominios tectónicos de la región Tandil*. An. Soc. Cient. Arg., 195: 81-94.

- Teruggi, M. E. V. E. Mauriño y T. Limousin, 1962. *Geología de la porción oriental de las Sierras de Tandil*. 1as. Jorn. Geol. Arg. An. II: 359-373. San Juan.
- Teruggi, M. E., V. E. Mauriño, T. Limousin y O. Schauer, 1968. *Geología de las Sierras de Tandil*. Asoc. Geol. Arg. Rev., (13): 185-204.
- Valencio, D. A., 1979. *Palaeomagnetism of Lower Ordovician and Upper Precambrian rocks from Argentina*. Symposium Global reconstruction and the Geomagnetic field during the Paleozoic, XVII General Assembly IUGG, Camberra.
- Valencio, D. A., A. M. Sinito y J. F. A. Vilas, 1980 a. *Palaeomagnetism of Upper Precambrian rocks of the La Tinta Formation, Argentina* Geophys. J. R. astr. Soc., 62: 563-575.
- Valencio, D. A., J. F. A. Vilas y J. E. Mendía, 1980 b. *Paleomagnetism and K-Ar ages of Lower Ordovician and Upper Silurian Lower Devonian rocks from north-western Argentina*. Geophys. J. R. astr. Soc., 62: 27-44.
- Vilas, J. F. A. y D. A. Valencio, 1978 a. *Palaeomagnetism and K-Ar ages of the Upper Ordovician Alcaparrosa Formation, Argentina*, Geophys. J. R. astr. Soc., 55: 143-154.
- 1978 b. *Paleomagnetism of South American rocks and the Gondwana Continent*. Fourth Int. Gondwana Symp., Calcutta, Pap. II: 923-930.
- Zalba, P. E., 1979. *Clay deposits of Las Aguilas Formation, Barker, Buenos Aires Province, Argentina*. Clays and Clay Minerals, 27 (6): 433-439.

Recibido: 9 de diciembre, 1983.

Aceptado: 24 de abril, 1984.

ANA MARIA SINITO

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas
y Técnicas
Ciudad Universitaria. Pabellón II
1428 Buenos Aires

NOTAS BREVES

AFLORAMIENTOS CALCAREOS EN EL BORDE ORIENTAL DEL VALLE DEL BERMEJO, PROVINCIA DE SAN JUAN

HUGO BASTIAS, JUAN A. BARALDO y LUIS H. PINA

Introducción

La provincia geológica de la precordillera es considerada como una región morfoestructural bien definida y ubicada como elemento intermedio entre una unidad de basamento, correspondiente al Cratógeno Central y el Macizo Andino.

Esta última unidad ha sido dividida en subprovincias definidas por asociaciones litológicas y rasgos tectónicos propios. Dentro de la megaforma principal, se distinguen como subformas primarias, la Precordillera Oriental (Ortiz y Zambrano, 1981) y una unidad mayor que forma el conjunto central de la megaforma de Precordillera. Esta última ha sido dividida en Protocordillera o Precordillera Occidental (Amos y Roller, 1964) y Precordillera Central (Baldis, 1970). Por su parte Braccacini (1964) definió a las formas australes como Precordillera Mendocina.

Dichas subdivisiones se basan principalmente en razones morfológicas y asociaciones litológicas, ya que la estructura en todos los casos se considera de bloques sobrecorridos.

Desde las ideas geosinclinales de Borello (1969), la historia evolutiva de Precordillera no presentó grandes modificaciones, siendo los trabajos de Baldis (1982) los que recientemente se ocuparon de esbozar una síntesis paleogeográfica.

Una de las principales dificultades en la reconstrucción de paleocuenas paleozoicas es el hecho que la secuencia cambro-ordovícica, no presenta afloramientos en relación con el basamento de las Sierras Pampeanas.

Se ha supuesto para la cuenca cámbrica (Baldis, *op. cit.*) una transgresión somera sobre el actual valle del Tulum y la participación activa de elementos estructurales como la zona de fracturación Bermejo-Desaguadero.

En estudios recientes sobre el fallamiento cuaternario en la provincia de San Juan

(Bastias, 1982), se encontraron en las cercanías de la localidad de Las Chacras una serie de afloramientos de calizas, macroscópicamente con poco metamorfismo, relacionados íntimamente a rocas metamórficas. Estos calcáreos muestran aspectos litológicos en un todo coincidentes a los cambro-ordovícicos, aflorantes sobre el margen oriental de la Precordillera; de manera que el objeto principal de esta comunicación se refiere a proponer una hipótesis de posible conexión entre ellos, relación que podrá quedar evidenciada en los trabajos que se desarrollarán en el futuro.

Dichos afloramientos, se reconocieron posteriormente, en imágenes satelitarias y en fotografías aéreas verticales. Los trabajos iniciales de reconocimiento y muestreo, se realizaron en noviembre de 1982; estos se incluyen en un programa de estudios más detallados durante el año 1983 del I.D.I.G. de la U.N.S.J.

En la figura 1 se ubican los sectores, que en base a análisis de fotos aéreas y un reconocimiento aéreo, fueron seleccionados para estudios más detallados.

En el sector 1 se realizaron los primeros trabajos de levantamiento y muestreo para trabajos petrográficos, paleontológicos, análisis químicos y residuo insoluble, que en estos momentos se encuentra en proceso de evaluación.

Geología

Los afloramientos calcáreos reconocidos, constituyen asomos discontinuos que no exceden los cinco metros y yacen interpuestos con metamorfitas, siendo esquistos micáceos los más abundantes.

Las relaciones de campo entre estas dos unidades rocosas son complejas y de interpretación problemática, esto ayudado por lo exiguo de los afloramientos.

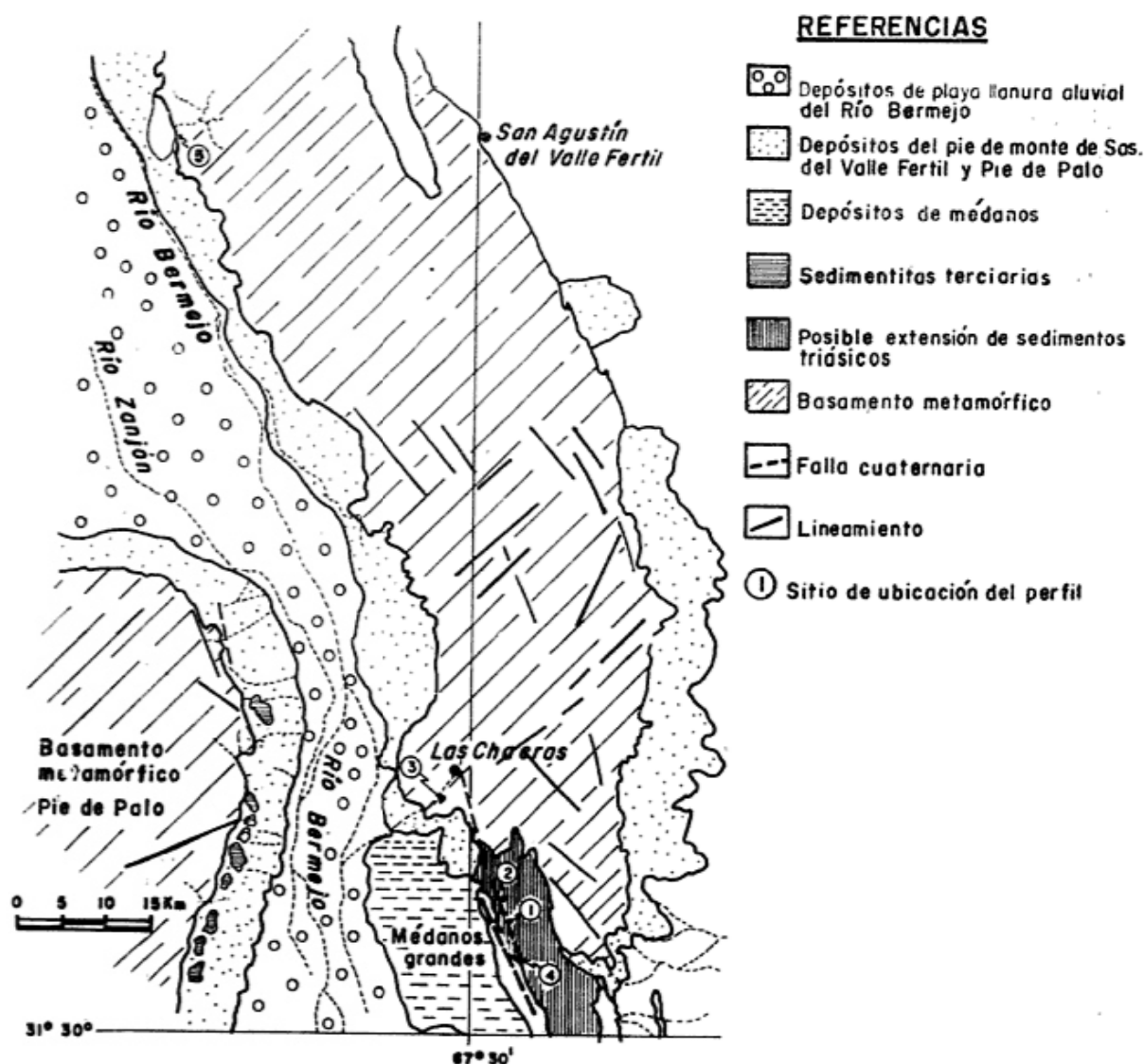


Fig. 1. — Croquis de ubicación de la zona de estudio, provincia de San Juan.

El perfil esquemático de la figura 2, sintetiza una de las posibles soluciones, la cual, según los autores, se ajusta más a las observaciones de campo. La interpretación a través de escamas tectónicas se fundamenta en los siguientes hechos:

- a) Los afloramientos calcáreos se presentan en forma de cordones alineados meridionalmente emergiendo apenas unos metros por encima del complejo metamórfico.
- b) El grado de brechamiento observado en el techo de los calcáreos es muy notorio reconociéndose verdaderos compuestos cataclásticos, lo que indicaría una situación de fallamiento inverso con imbricación en pequeños bloques.
- c) El contacto a la base de los niveles calcáreos se insinúa como una discordancia entre un basamento plegado y una cubierta sedimentaria tabular sin indicios macroscópicos de metamorfismo. De manera que la complejidad estructural de las metamorfitas contrasta notablemente con la cubierta calcárea que presenta únicamente un intenso brechamiento y diaclasamiento.

La zona señalada en la figura 1 como "posibles sedimentos Triásicos", se componen de una alternancia de bancos conglomerádicos y potentes secuencias de areniscas que posiblemente estén repetidos por fallamiento inverso.

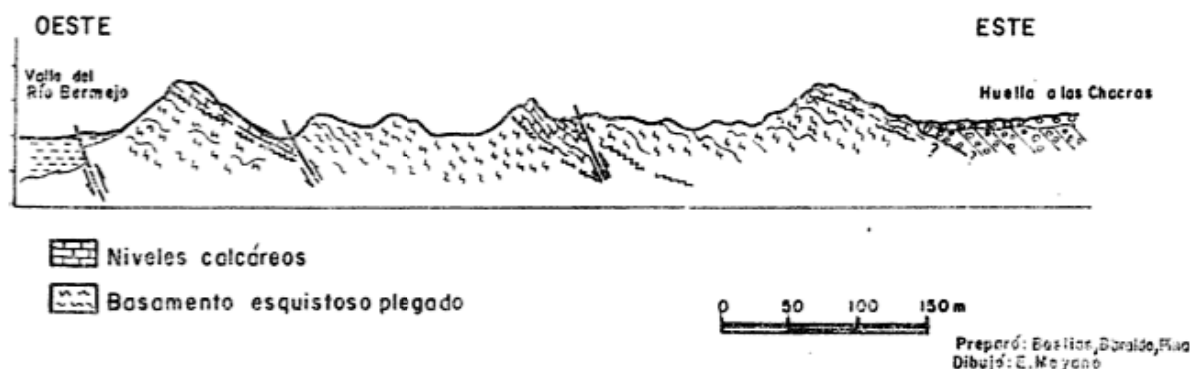


Figura 2. — Perfil geológico esquemático.

En los sitios señalados con los números 4 y 5 se supone la existencia de afloramientos calcáreos por evidencias fotogeológicas.

En el sitio 2 existen pequeños afloramientos, los cuales también fueron muestreados y donde aparentemente la secuencia es intruida por filones de una roca ígnea que presenta una gran alteración.

El punto señalado como 3 corresponde a las terrazas superiores del río Las Chacras, donde se encontraron rodados calcáreos angulosos que presentan litología similar a los

afloramientos del perfil de la figura 2. Dichos rodados podrían indicar presencia de pequeños afloramientos, los cuales son de difícil identificación por lo escarpado de la topografía.

La confirmación de una edad paleozoica inferior para esta secuencia calcárea, permitiría reconocer nuevos hechos geológicos, principalmente en lo que hace a la paleogeografía para el Cámbrico-Ordovícico, deduciendo de ello el posible comportamiento tectónico del sistema de fracturación Bermejo-Desaguadero.

Lista de trabajos citados en el texto

- Baldis, B., M. Beresi, O. Bordonaro y A. Vaca, 1982. *Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina*. V Congreso Latinoamericano de Geología. Actas, IV: 399-445, Buenos Aires.
- Bastias, H., 1982. *Mapa Neotectónico de la Provincia de San Juan* (en impresión). INPRES, San Juan.
- Borrello, A. V., 1969. *Los Geosinclinales en la Argentina*. Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales XIV, Buenos Aires.
- Braccini, O., 1964. *Geología Estructural de la Zona Cordillerana de las Provincias de Mendoza y Neuquén*. Dir. Gral. Fabricaciones Militares (inédito), Buenos Aires.
- Ortiz, A. y J. Zambrano, 1981. *La Provincia Geológica Precordillera Oriental*. VIII Congreso Geológico Argentino, Actas III: 59-74, Buenos Aires.

Recibido: 20 de julio, 1983
Aceptado: 30 de enero, 1984.

HUGO BASTIAS
JUAN A. BARALDO
LUIS H. PINA
Instituto de Investigaciones Geológicas
Facultad de Ciencias Exactas, Físicas
y Naturales
Universidad Nacional de San Juan
Av. Libertador San Martín 1109 - Oeste
5400 San Juan.

RELACION DE LA FORMACION PUNCOVISCANA CON EL BASAMENTO METAMORFICO DE LA SIERRA DE QUILMES

ALEJANDRO TOSELLI y FELIX OYARZABAL

Introducción

La importancia de la Formación Puncoviscana en el noroeste argentino es ampliamente conocida, pero las relaciones que guarda con las unidades de mayor grado metamórfico es tema de grandes discusiones y amplias discrepancias. Desde que Aceñolaza (1973) encontró icnofósiles en dicha Formación y gran número de dataciones radiométricas confirmaron edades paleozoicas para el basamento metamórfico, en contraposición a las ideas precambrias, las discusiones se intensificaron.

El estudio de las metamorfitas de la sierra de Quilmes y la continuidad hacia el norte del Complejo Agua del Sapo (Toselli *et al.* 1978) permitió establecer una variación continua del grado metamórfico entre el mencionado complejo y la Formación Puncoviscana, que es de excepcional claridad y de gran valor para establecer la edad de las unidades metamórficas aflorantes en esta comarca.

La zona en cuestión se ubica al sur de la provincia de Salta y los perfiles más representativos se pueden observar a lo largo de las quebradas de los ríos San Lucas y San Antonio. Los accesos a las localidades que se encuentran en la boca de las respectivas quebradas se llevan a cabo desde Cafayate hacia el norte por la ruta nacional n° 40 hasta Animaná y luego por un camino secundario, hacia el oeste hasta San Antonio. Para arribar al paraje La Puerta-San Lucas, es necesario llegar por la ruta nacional n° 40 hasta San Carlos y desde allí por un camino vecinal hasta el paraje de referencia.

Las secuencias de metamorfismo regional progresivo pueden observarse a lo largo de la quebrada de San Lucas, desde el villorio hasta el portezuelo homónimo a 3.040 m. s.n.m. en una extensión de 14 km; y a lo

largo de la quebrada de San Antonio, desde la boca de la misma hasta el Granito Cafayate, a lo largo de 3 km, aunque aquí la sucesión metamórfica observable no contiene a la Formación Puncoviscana y presenta modificaciones inducidas por el Granito Cafayate.

La importancia que tiene este hallazgo, para establecer la cronología del basamento metamórfico, nos ha movido a adelantar su noticia, mientras se continúan con trabajos más detallados en la zona, por cuanto, para este complejo metamórfico, por lo menos, tenemos una edad máxima de sedimentación Cámbrico inferior y los eventos metamórficos se desarrollaron hasta el Carbónico (Rapela, 1976), al igual que el magmatismo (González y Toselli, 1974).

Dejamos constancia que estas investigaciones se llevan a cabo gracias a un subsidio del CONICET y al inestimable apoyo de la Volkswagenwerk-Stiftung, de la Universidad Nacional de Tucumán y de la Fundación Miguel Lillo. A ellos nuestro agradecimiento.

Geología

En la localidad de La Puerta-San Lucas, en la boca de la quebrada de San Lucas, los afloramientos son los típicos de la Formación Puncoviscana y están constituidos por pizarras y metagrauvas de colores verdes, grisáceos y rojizos en bancos de espesores variables, con escaso metamorfismo y marcada deformación tectónica. La mineralogía de estas rocas está caracterizada por la presencia de sericita-cuarzo-albita-opacos (clorita variable), apreciándose en algunos lugares un incipiente desarrollo de biotita que gradualmente se va haciendo más notable, hasta llegar a las cercanías del puesto Las

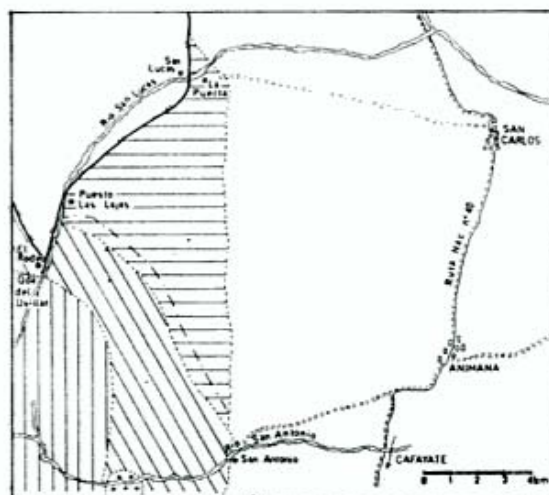
Lajas, donde ya encontramos filitas y metagrauvascas de colores grises y verdes, que presentan motas de biotita bien desarrolladas, junto a los minerales ya citados. Esta zona, donde se hace notable la biotita, se ha considerado como el límite entre la Formación Puncoviscana y el Complejo Agua del Savo.

La transición a esquistos, por aumento del tamaño del grano de los filosilicatos (biotita-muscovita) de las filitas, tiene lugar en las proximidades del puesto El Rodeo donde comienzan a aparecer pequeñas motas de cordierita, que van ganando tamaño a medida que crece la granulometría de la roca.

Al sur de la desembocadura de la quebrada del Uvillar en la de San Lucas, se hace evidente la transición de esquistos a gneises, con desarrollo de los tectosilicatos cuarzo y plagioclasa. Asimismo comienza a insinuarse la foliación gneisica. Estos gneises de cuarzo-biotita-muscovita-plagioclasa-cordierita casi no muestran cambios cualitativos respecto a las fábricas anteriores, siendo posible mencionar la coexistencia de biotita y muscovita con clorita magnesiánica que hasta aquí, era escasa. Estos afloramientos fueron reconocidos sin cambios apreciables hasta el portezuelo de San Lucas.

En la localidad de San Antonio, las metamorfitas presentan un grado más alto que el de San Lucas, aflorando metagrauvascas y filitas grises y verdes que están constituidas por sericita-cuarzo-albita-opacos con motas de biotita bien desarrolladas.

A pocos metros de la población de San Antonio, y ya en la quebrada homónima, se puede observar la transición de filitas y metagrauvascas a esquistos con cuarzo-bioti-



REFERENCIAS:

- CENOZOICO
- ▨ ZONA DE PIZARRAS, METAGRAUASCAS Y FILITA CON BIOTITAS
- ▩ ZONA DE ESQUISTOS CON CORDIERITA
- ▧ ZONA DE GNEISES
- ⊠ GRANITO CAFAYATE
- ▤ CONTACTOS TRANSICIONALES
- ▥ FALLAS
- Ruta Nacional
- Camino Secundario
- Límite de la Formación PUNCOVISCANA y el Complejo AGUA del SAPO

Mapa de ubicación.

ta-muscovita-clorita-opacos y motas de cordierita en las capas metapelíticas. Hacia el oeste se puede apreciar el aumento del tamaño de las motas de cordierita y el crecimiento estático de laminillas de muscovita, debido probablemente al efecto térmico ocasionado por el intrusivo granítico de Cafayate.

Lista de trabajos citados en el texto

- Aceñolaza, F. G., 1973. *Sobre la Presencia de Oldhamia Sp. en la Formación Puncoviscana de Cuesta Muñano, Provincia de Salta, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg. Rev. XXVIII (1): 58-60.
- González, R. y A. Toselli, 1974. *Radiometric dating of igneous rocks from Sierras Pampeanas, Argentina*. Rev. Brasileira de Geociencias. 4: 137-141, Sao Paulo.
- Rapela, C. W., 1976. *El basamento metamórfico de la región de Cafayate, prov. de Salta*. Asoc. Geol. Arg. Rev. XXXI (3): 203-222, Buenos Aires.
- Toselli, A.; J. N. Rossi de Toselli y C. Rapela, 1978. *El basamento metamórfico de la Sierra de Quilmes, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg. Rev., XXXIII (2): 105-121, Buenos Aires.

Recibido: 1º de agosto de 1983

Aceptado: 14 de diciembre de 1983

ALEJANDRO TOSELLI

FELIX OYARZABAL

Universidad Nacional de Tucumán - Facultad de Ciencias Naturales - Cátedra de Petrología Miguel Lillo 205 - 4000 Tucumán, Argentina

PRESENCIA DE ERUPTIVAS BASALTICAS EN AFLORAMIENTOS DE LA FORMACION PUNCOVISCANA, EN CORAYA, DEPARTAMENTO HUMAHUACA, JUJUY

ALEJANDRO J. TOSELLI y FLORENCIO G. ACEÑOLAZA

Una de las mayores incógnitas entre quienes han desarrollado investigaciones geológicas en la Formación Puncoviscana s.l. sin dudas ha sido la aparente ausencia de rocas eruptivas que podrían interpretarse como pertenecientes al mencionado ciclo tecto-sedimentario. Las investigaciones regionales que de alguna manera se han ocupado de determinados aspectos de esta importante unidad leptometamórfica han señalado que la secuencia está básicamente compuesta por rocas clásticas (Formaciones Puncoviscana s.str.; Corralito y Sancha, sensu Salfity *et al.*, 1975) y químicas (Formaciones Volcán y Las Tienditas, Salfity *et al.*, 1975). En determinados sectores la mayor abundancia de rocas clásticas medianas y gruesas permitieron interpretar la existencia de condiciones de plataforma marina; mientras que en otros la abundancia de ritmitas sugieren condiciones ambientales de mayor profundidad e inestabilidad tectónica de la cuenca. Estos aspectos sedimentológicos sumados a una muy particular icnofauna permitió postular un modelo paleogeográfico-ambiental que involucra prácticamente a todo el noroeste argentino (Aceñolaza y Toselli, 1981).

El plan de investigaciones que venimos desarrollando sobre distintos aspectos de esta unidad nos llevó a indagar una serie de afloramientos presentes en el departamento Humahuaca, en la provincia de Jujuy. Precisamente al oeste de la localidad homónima, antes de llegar al pueblo de Coraya afloran rocas pelítico-arenosas dispuestas rítmicamente y configurando un bloque determinado por una serie de fracturas meridionales.

Las pelitas se definen como pizarras estratificadas en bancos de unos 10 a 50 cm de espesor a los que se le intercalan bancos de areniscas finas. El conjunto tiene un co-

lor variable entre morado y verdoso y se dispone constituyendo una serie de pliegues apretados y volcados al este.

Interestratificadas, principalmente a niveles pelíticos, se encuentran cuerpos tabulares, de espesor variable entre 20 y 90 cm, de grano fino de basaltos de color verde grisáceo a negro.

Estas rocas son predominantemente basaltos olivínicos y en menor proporción basaltos piroxénicos. Los primeros son microporfíricos, en su mayor parte muy alterados, en los que se reconocen contornos euhedrales pseudohexagonales de olivino con los bordes de óxidos de hierro y el interior con calcita y clorita. En la pasta se encuentran prismas totalmente oxidados, probablemente pertenecientes a piroxenos, y calcita rellenando los intersticios. Hay sericita y los feldespatos están totalmente alterados en una masa caolinitica.

Este tipo de roca fue mencionado anteriormente por Turner y Salfity (1977) quienes efectuaron consideraciones sobre su posible valor económico. Si bien las incluyeron en el contexto "Precámbrico" no las evaluaron claramente como pertenecientes al mismo ciclo (Ciclo Pampeano) que dió lugar a la sedimentación de la Formación Puncoviscana s.l.

Las tareas que estamos ejecutando nos inclinan a pensar de que estas rocas pertenecen a un evento eruptivo desarrollado simultáneamente con el acontecimiento sedimentario de la Formación Puncoviscana. Esta circunstancia no solo tiene implicaciones petrológicas sino también tectónicas y paleogeográficas, puesto que nos estaría dando pautas sobre la evolución tectomagmática de la cuenca.

Luego de haber realizado un relevamiento de campo, en este momento nos encontra-

mos procesando petrográfica y químicamente a las mencionadas rocas, especialmente con miras a lograr una mejor definición del problema.

Lista de trabajos citados en el texto

- Aceñolaza, F. y A. Toselli (1981). *Geología del Noroeste Argentino*. Publ. Esp. Fac. Cienc. Nat. UNT. 1-212, Tucumán.
- Salfity, J., R. Omarini, B. Baldis y W. Gutierrez, 1975. *Consideraciones sobre la evolución geológica del Precámbrico-Paleozoico del norte argentino*. II Congr. Ibero-Americano Geol. Econom. Actas 4: 341-361, Buenos Aires.
- Turner, J. y J. Salfity, 1977. *Perfil geológico Humahuaca-Pueblo Abra Laite (Jujuy, República Argentina)* Asoc. Geol. Arg. Rev. 32 (2): 111-121, Buenos Aires.

Recibido: 1º de Noviembre, 1983
Aceptado: 1º de Marzo, 1984

ALEJANDRO J. TOSELLI
FLORENCIO G. ACEÑOLAZA
CONICET
Facultad de Ciencias Naturales
Miguel Lillo 205
4000 Tucumán - Argentina

**EL NUMERO 1-2 DE ESTE TOMO
SE TERMINO DE IMPRIMIR EL 27 DE
AGOSTO DE 1984 EN LOS TALLERES
GRAFICOS ZLOTOPIORO S.A.C.I.F.,
SARMIENTO 3149, BUENOS AIRES,
REPUBLICA ARGENTINA**

El presente número ha sido financiado en parte con subsidios del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y de la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires, que no se hacen responsables del contenido del mismo.

FERNANDO GARCIA CAMBEIRO

Distribuidor Exclusivo de la
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Cochabamba 244 - Tel. 361-0473 - 1150 Buenos Aires, República Argentina

PUBLICACIONES DE LA ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Serie A

Monografía N° 1

ESTUDIO Y EXPLORACION GEOLOGICA DE LA REGION BARREAL-CALINGASTA
Provincia de San Juan, República Argentina. B. J. Quartino, R. A. Zardini y A. J. Amos (agotado).

Serie B (Didáctica y Complementaria)

- N° 1 DICCIONARIO GEOLOGICO INGLES-ESPAÑOL, ESPAÑOL-INGLES, J. C. M. Turner (agotado).
- N° 2 CODIGO DE NOMENCLATURA ESTRATIGRAFICA DEL COMITE ARGENTINO DE NOMENCLATURA ESTRATIGRAFICA (agotado).
- N° 3 CATALOGO DE EDADES RADIMETRICAS DETERMINADAS PARA LA REPUBLICA ARGENTINA. I. Años 1960-1974. P. N. Stipanovic y E. Linares.
- N° 4 CATALOGO DE EDADES RADIMETRICAS DETERMINADAS PARA LA REPUBLICA ARGENTINA. II. Años 1974-1976 y CATALOGO DE EDADES RADIMETRICAS REALIZADAS POR INGEIS SIN PUBLICAR. E. Linares.
- N° 5 ROCAS PIROCLASTICAS, INTERPRETACION Y SISTEMATICA, M. Teruggi, M. M. Mazzoni, L. A. Spalletti y R. R. Andreis (agotado).
- N° 6 CATALOGO DE EDADES RADIMETRICAS DETERMINADAS PARA LA REPUBLICA ARGENTINA. III. Años 1977-1978 y CATALOGO DE EDADES RADIMETRICAS REALIZADAS POR INGEIS Y SIN PUBLICAR. II. Años 1975-1976. E. Linares.
- N° 7 ORDOVICICO ARGENTINO. Guillermo Furque y Alfredo J. Cuerda.
- N° 8 PALEOAMBIENTES SEDIMENTARIOS EN SECUENCIAS SILICOCLASTICAS, Luis A. Spalletti.
- N° 9 CATALOGOS DE LOS TRABAJOS PUBLICADOS. I Revista (1946-1978). II Congresos Geológicos Argentinos (1960-1978).
- N° 10 CATALOGOS DE EDADES RADIMETRICAS DETERMINADAS PARA LA REPUBLICA ARGENTINA. IV. Años 1979-1980 y CATALOGO DE EDADES RADIMETRICAS REALIZADAS POR INGEIS Y SIN PUBLICAR. III. Años 1977-1978. E. Linares.
- N° 11 MODELOS DEPOSICIONALES CARBONATICOS, Albert V. Carozzi.

Serie C - Reimpresiones

- N° 1 OBSERVACIONES GEOLOGICAS A LO LARGO DEL MERIDIANO 70. P. Groeber.

Revistas

Toda correspondencia para la Asociación Geológica Argentina, deberá ser dirigida a:

MAIPU 645, piso 1°, 1006 Buenos Aires, República Argentina

Asoc. Geol. Arg. Rev.

TOMO XXXIX - N° 1-2

CONSEJO ARGENTINO GEOLOGICO Comité N° 1	LABORA REDIGIDA Comité N° 113
	FRANQUED MAGADO Comité N° 140

CONTENIDO

Orígenes del magma en hidrogeología y hidrología. Primeros valores en aguas de Sierra de Buenos Aires RODRIGO O. FERRARELLI Y CLAUDIO A. PARDO	3
Aspectos geológicos y geotécnicos del granito prealpinico de Loma Pelada, Talih del Valle, Tucuman JULIO MARTINEZ ARCEVO, ALEJANDRO J. TORRES Y JORGE W. GONZALEZ	12
Análisis cuantitativo de poliflutos en la cuenca superior del río Uruguay, provincia de Buenos Aires JOSÉ ANTONIO TORRES	28
La intrusión ígnea de las vetas de Córdoba JOSE M. BARRA SERRA	38
Emisión de gases en las vetas de la Puna Argentina RODRIGO ARCEVO Y JULIO MARTINEZ	52
Actividad ígnea en la Formación La Cumbre (Flequeños superior), provincia de La Puna CARLOS D. LIZASOLA	78
El metamorfismo en el fondo sur de la zona Tio de Palo, San Juan JOSE M. BARRA SERRA Y CARLOS TORRES	88
La Formación Chacabuco: su correspondencia con las Formaciones Collas Cera y Rio Negro, en el sur del Neuquén MARTIN F. GONZALEZ Y RAFAEL V. DE LA ROSA	94
Isótopos estables del oxígeno en el agua subterránea del acuífero profundo de Bahía Blanca CARLOS D. LIZASOLA Y MARCELO W. MARQUELLO	107
Cuadro sísmico de zona Salomón, provincia de Mendoza CARLOS J. GONZALEZ, DANIEL A. GONZALEZ Y ROBERTO A. GONZALEZ	118
Principales aspectos geológicos del Cuaternario en la isla Martín García, Rio de la Plata superior GRACIELA B. RIVERA	128
Relaciones geológicas entre pignattitas y sur-cristal en la región de Tilcara, Buenos Aires, provincia de San Luis GRACIELA B. RIVERA	133
Falsomagmatismo de rocas sedimentarias de la provincia de Buenos Aires asociadas al Proterozoico medio y Paleozoico temprano ANA MARÍA BENTON	144
Notas breves	
Ahorramiento calcáreo en el fondo oriental del valle del Bermejo, provincia de San Juan JOSÉ MARTÍN, JUAN A. BORDALO Y LUIS ROSA	153
Relación de la Formación Puncotricera con el basamento metamórfico de la zona de Córdoba ALEJANDRO J. TORRES Y VÍCTOR GONZALEZ	158
Presencia de eruptivos basálticos en afloramientos de la Formación Puncotricera, en Córdoba, departamento de Hornos Azules, Jujuy ALEJANDRO J. TORRES Y FLORENCIO W. GONZALEZ	158

La Asociación Geológica Argentina no se hace responsable de las opiniones y/o conclusiones vertidas por los autores de los trabajos.