

ISSN 0004 - 4822

# Asociación Geológica Argentina

## REVISTA



**Tomo XLVI - Nº 3-4  
Julio-Diciembre  
Buenos Aires, 1991**

# ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA (Miembro de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas IUGS)

## COMISION DIRECTIVA

(1991-1993)

<b>Presidente:</b>	Dr. Alberto C. Riccardi	<b>Vocales Suplentes:</b>	Lic. Jorge Gebhard
<b>Vicepresidente:</b>	Dr. Leonardo Legarreta		Dra. Corina Risso
<b>Secretaria:</b>	Dra. Milka K. de Brodtkorb		Dra. Gabriela Alonso
<b>Tesorero:</b>	Lic. Roberto Kokot		
<b>Vocales:</b>	Dr. Carlos Limarino	<b>Directora de la Revista:</b>	Dra. Susana Damborenea
	Dra. Susana Damborenea	<b>Subcomisión de Publicaciones:</b>	Dra. Susana Damborenea
	Dra. Norma Brogioni		Dra. Corina Risso
			Dra. Norma Brogioni

## COMITE EDITORIAL

Dr. Florencio G. Aceñolaza, Dr. Arturo J. Amos, Dra. Milka K. de Brodtkorb,  
Dr. Horacio H. Camacho, Dr. Roberto Caminos, Dr. Carlos Cingolani, Dr. Gualter Chebli, Dr. Luis Dalla Salda,  
Dr. Francisco Fidalgo, Dr. Félix Gonzalez Bonorino, Dr. Emilio González Díaz, Ing. Antonio Introcaso,  
Dr. Héctor A. Leanza, Dr. Enrique Linares, Dr. Eduardo J. Llambías, Dr. Norberto Malumian, Dr. Rosendo Pascual,  
Dr. Víctor A. Ramos, Dr. Carlos W. Rapela, Dr. José A. Salfity, Dr. Jorge N. Santa Cruz y Dr. Luis A. Spalletti

## DELEGADOS EN EL INTERIOR

*Bahía Blanca:* Dra. Graciela Mas, Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca.  
*Catamarca:* Dr. Gustavo A. Toselli, Facultad de Tecnología, Universidad Nacional de Catamarca, Maximó Victoria 55, 4700 Catamarca.  
*Comodoro Rivadavia:* Dr. Raúl Giacosa, Departamento de Geología, Universidad Nacional de la Patagonia, 9000 Comodoro Rivadavia.  
*Córdoba:* Lic. Zarela Herrera, Universidad Nacional de Córdoba, Av. Vélez Sársfield 299, 5000 Córdoba.  
*Corrientes:* Lic. Oscar Orfeo, CECOAL, C.C. 291, 3400 Corrientes.  
*Jujuy:* Lic. José Alcalde, Instituto de Geología y Minería, Universidad Nacional de Jujuy, Av. Bolivia 1313, 4600 S. S. de Jujuy.  
*La Rioja:* Dra. Ana Prieri de Vega, Plan La Rioja, C. C. 1538, 5300 La Rioja.  
*La Plata:* Dra. Gabriela Alonso, Centro de Investigaciones Geológicas, Calle 1 Nº 644, 1900 La Plata.  
*Mar del Plata:* Lic. Germán Bértola, Centro de Geología de Costas y Cuaternario, Funes 3350, C. C. 722, 7600 Mar del Plata.  
*Mendoza:* Lic. Juan C. Zanettini, C.C. 32, 5519 Guaymallén, Mendoza.  
*Mina Aguilar:* Lic. Fernando Flores, Departamento de Geología, El Aguilar, 4634 El Aguilar, Jujuy.  
*Neuquén:* Lic. Leonardo Salgado, Museo de Ciencias Naturales, Universidad Nacional del Comahue, Buenos Aires 1400, 8300 Neuquén.  
*Paraná:* Lic. Juan C. Bertolini, Corrientes 476, 3100 Paraná, Entre Ríos.  
*Plaza Huincul:* Lic. Fernando Bettini, Casa Nº 259 Campamento 1, Y.P.F., 8319 Plaza Huincul.  
*Puerto Madryn:* Lic. Claudia Cano, CENPAT, Boulevard Brown 3500, 9120 Puerto Madryn, Chubut.  
*Río Cuarto:* Lic. Jorge Coniglio, Ciudad Universitaria, Ruta 8 km 602, Pabellón H, 5800 Río Cuarto, Córdoba.  
*Río Gallegos:* Lic. Roberto Andreone, CC 26, sucursal 1, 9400 Río Gallegos, Santa Cruz.  
*Río Turbio:* Lic. Ramón N. Carrizo Godoy, División Geología, YCF, Casa 13, depto. 4, Barrio Las Lenguas, 9407 Río Turbio, Santa Cruz.  
*Rosario:* Dra. Pierina Pasotti, Facultad de Cs. Exactas, Ingeniería y Agrimensura, Universidad Nacional del Litoral, Av. Pellegrini 250, 2000 Rosario.  
*Salta:* Dra. R. A. Marquillas, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, Buenos Aires 177, 4400 Salta.  
*San Carlos de Bariloche:* Dr. Arturo J. Amos, Apartado 47, 8400 San Carlos de Bariloche, Río Negro.  
*San Juan:* Dra. Lucía Ruzycycki de Berenstein, Universidad Nacional de San Juan, Cereceto y Miglioli, Rivadavia, 5400 San Juan.  
*San Luis:* Dra. Graciela Sosa, Departamento de Geología y Minería, Universidad Nacional de San Luis, San Martín 895, 5700 San Luis.  
*Santa Fe:* Dra. Ofelia Tujchneider, Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas, Universidad Nacional del Litoral, C.C. 495, 3000 Santa Fe.  
*Santa Rosa:* Lic. Silvio Casadio, Facultad de Cs. Exactas y Naturales, Universidad Nac. de La Pampa, Av Uruguay 151, 6300 Santa Rosa, La Pampa.  
*Santiago del Estero:* Lic. Julia Cortés, Mitre 337, 4200 Santiago del Estero.  
*Tucumán:* Lic. Josefina Durango de Cabrera, Fundación Miguel Lillo, Miguel Lillo 205, 4000 S. M. de Tucumán.  
*Ushuaia:* Lic. Gustavo Bujalevsky, CADIC, CC 92, 9410 Ushuaia, Tierra del Fuego.  
*Zapala:* Lic. Marta Franchini, C.C. 101, 8340 Zapala, Neuquén.

## DELEGADOS INSTITUCIONALES EN BUENOS AIRES

*Agua y Energía:* Dr. Belarmino Antelo Pérez, Alem 1134, piso 5, of. 506, 1001 Buenos Aires.  
*Bridas S.A.P.I.C.:* Lic. Joaquín Oliver, Av. Leandro N. Alem 1180, 1001 Buenos Aires.  
*CIRGEO:* Dr. Juan P. Spikermann, Ramírez de Velasco 839, 1414 Buenos Aires.  
*Comisión Nacional de Energía Atómica:* Lic. Oscar Elena, Libertador 8250, 1429 Buenos Aires.  
*Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales:* Lic. Luis Humberto Ferpozzi, Mitre 3100, 1663 San Miguel, Buenos Aires.  
*Consejo Federal de Inversiones:* Lic. Claudio Trinca, San Martín 871, 1004 Buenos Aires.  
*Dirección General de Fabricaciones Militares:* Dr. Vicente Méndez, Cabildo 65, 1526 Buenos Aires.  
*Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, U.B.A.:* Lic. Ana V. Vība, Departamento de Geología, Pabellón 2, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires.  
*Servicio de Hidrografía Naval:* Lic. Roberto A. Violante, Av. Montes de Oca 2124, 1271 Buenos Aires.  
*Instituto Nacional de Ciencias y Técnicas Hídricas:* Lic. Roberto Bucich, Riglos 1169, 1424 Ezeiza, Buenos Aires.  
*INGEIS:* Dra. Claudia Armella, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires.  
*Museo Argentino de Ciencias Naturales:* Dra. Elda Di Paola, Av. Angel Gallardo 470, 1405 Buenos Aires.  
*Petrolera San Jorge:* Dr. Carlos Gulisano, Tte. Gral. Perón 925, piso 7, 1038 Buenos Aires.  
*Secretaría de Minería:* Lic. Diego Silva Nieto, Julio A. Roca 651, piso 10, 1067 Buenos Aires.  
*Yacimientos Petrolíferos Fiscales:* Dra. M. C. Vistalli de Turazzini, Diagonal Norte 777, piso 10, 1035 Buenos Aires.

## DELEGADOS EN EL EXTERIOR

*Brasil:* Dr. Oscar Rösler, Instituto de Geociencias USP, Caixa Postal 20899, 01.00 São Paulo.  
*Paraguay:* Dr. Gustavo Vera Moringo, C.C. 1662, Asunción

## ESTUDIO PALEOMAGNETICO DE UNA SECUENCIA DE SEDIMENTOS DEL "ENSENADENSE-BONAERENSE" DEL SUBSUELO DE LA CIUDAD DE BUENOS AIRES

G. Ré y M. J. Orgeira

**RESUMEN:** Se presentaron los resultados del estudio magnetoestratigráfico realizado en sedimentos del Cenozoico tardío del subsuelo de la Ciudad de Buenos Aires. El muestreo se realizó en las paredes de una excavación, 12,5 m de profundidad, ubicada en la intersección de Echeverría y Tres de Febrero, Barrancas de Belgrano. El perfil expuesto corresponde a una secuencia principalmente loésica, con niveles intercalados de tosca y nódulos posiblemente palustres y de relleno de paleocanal. A partir de las 98 muestras se determinó la susceptibilidad magnética del material que integra la secuencia; y 107 especímenes orientados fueron utilizados para el análisis de la estabilidad magnética de los sedimentos. La estabilidad del magnetismo remanente natural fue analizada a través de lavados magnéticos por altas temperaturas. A partir de los resultados obtenidos se pudieron definir los cambios de polaridad del campo magnético terrestre durante el lapso comprendido por la depositación de los sedimentos estudiados. Estos datos permitieron establecer que la transición entre las épocas magnéticas Brunhes-Matuyama (0,73 Ma; límite Pleistoceno temprano a tardío) se encuentra registrada en la secuencia estudiada a 7,5 m por debajo del nivel de vereda. Los resultados son comparados con los de otros perfiles del subsuelo de las ciudades de Buenos Aires y La Plata.

**ABSTRACT:** A magnetostratigraphic study of Late Cenozoic sediments of the subsoil of Buenos Aires City is presented. The profil 12.5 m deep, was made in an excavation at Tres de Febrero and Echeverría streets (Belgrano). It is integrated by loessic sediments with carbonate and manganese nodules intercalated. Ninety-eight samples for magnetic susceptibility measure and 107 samples for magnetic stability measure were collected. The stability of the natural remanent magnetization was analyzed by thermal demagnetization. On the basis of the results a magnetostratigraphy of the sequence was defined. This suggests that the transition between Brunhes and Matuyama Epochs (0.73 Ma; boundary between Early and Late Pleistocene) is recorded at 7.5 m of depth in the sequence. The obtained results are compared with others of the subsoil of Buenos Aires and La Plata cities.

### INTRODUCCION

El laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad de Buenos Aires "Daniel A. Valencio" está desarrollando un plan de investigación cuyo objeto es el estudio de sedimentos del Cenozoico tardío aflorantes en las regiones Pampeana y Mesopotámica. Forman parte de ese proyecto los trabajos efectuados en el subsuelo de las Ciudades de Buenos Aires (Nabel y Valencio, 1981; Valencio y Orgeira, 1983) y La Plata (Bobbio *et al.*, 1986) y el presente estudio.

Los resultados obtenidos en sedimentos asignados al "Ensenadense" y "Bonaerense" del subsuelo de las Ciudades de Buenos Aires y La Plata han permitido por una parte valorar las edades asignadas a ellos, y por la otra aportar nuevos elementos de juicio acerca de los procesos de sedimentación que forman los mencionados depósitos.

### Lugar de muestreo y geología de la secuencia

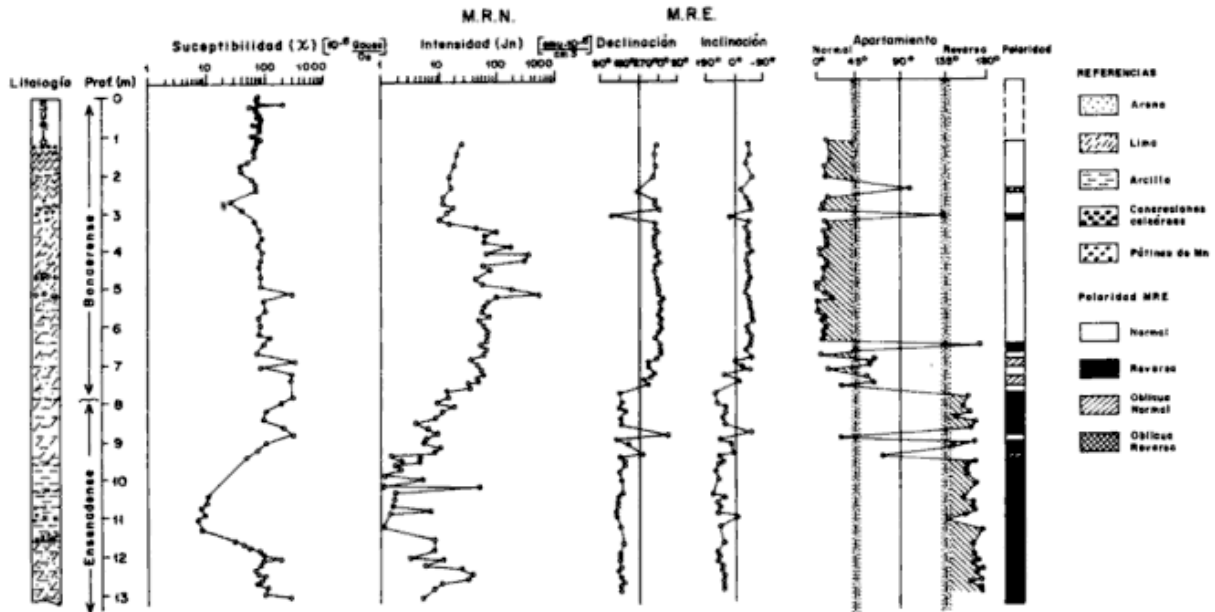
Se efectuó un muestreo sistemático en las paredes de la excavación, de 12,5 m de profundidad aproximada, sita en la intersección de las calles Echeverría y Tres de Febrero (Barrancas de Belgrano, Ciudad de Buenos Aires). La cota topográfica de la esquina mencionada es de 17,5 m s.n.m.

Se recolectaron 107 especímenes orientados *in situ* respecto al Norte magnético y el plano horizontal y 98 muestras de sedimento para la medición de la susceptibilidad magnética de los mismos. Las muestras orientadas se extrajeron con una equidistancia vertical de 25 cm entre 1,2 m y 2,0 m por debajo del nivel de vereda; y de 12,5 cm entre los 2,0 m y 12,5 m por debajo del nivel de vereda. Las muestras para susceptibilidad se extrajeron con una equidistancia vertical de 50 cm aproximadamente. La posición estra-

This One



A8LK-ONH-JBPA



**Figura 1:** Perfil litológico de la secuencia cenozoica tardía aflorante en la excavación de Echeverría y Tres de Febrero (Barrancas de Belgrano); y los correspondientes perfiles de susceptibilidad magnética, intensidad del MRN, de declinación, inclinación, apartamiento polar y polaridad (magnetoestratigrafía) del MRE.

tigráfica de todos los especímenes recolectados puede observarse en las figuras 1 y 2.

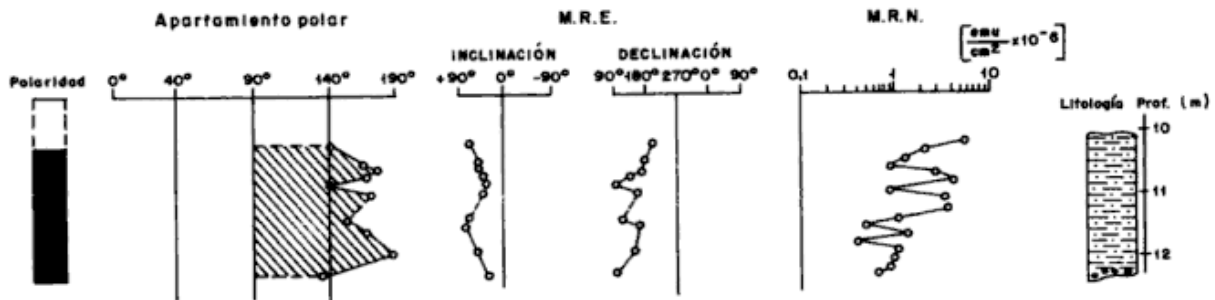
Un resumen de los antecedentes geológicos del "Ensenadense" y "Bonaerense" del subsuelo de la Ciudad de Buenos Aires ha sido presentado por Valencio y Orgeira (1983). En el presente trabajo se han seguido los lineamientos geológicos generales allí presentados.

Los autores desean dejar indicado que se empleará en el presente estudio la terminología "Ensenadense" y "Bonaerense" (de acuerdo al criterio de Frenguelli, 1957) ya que ésta ha sido la utilizada en los trabajos paleomagnéticos precedentes efectuados en el área. Sin embargo, es de su conocimiento que esta nomenclatura no se ajusta a los códigos en vigencia. Debe conside-

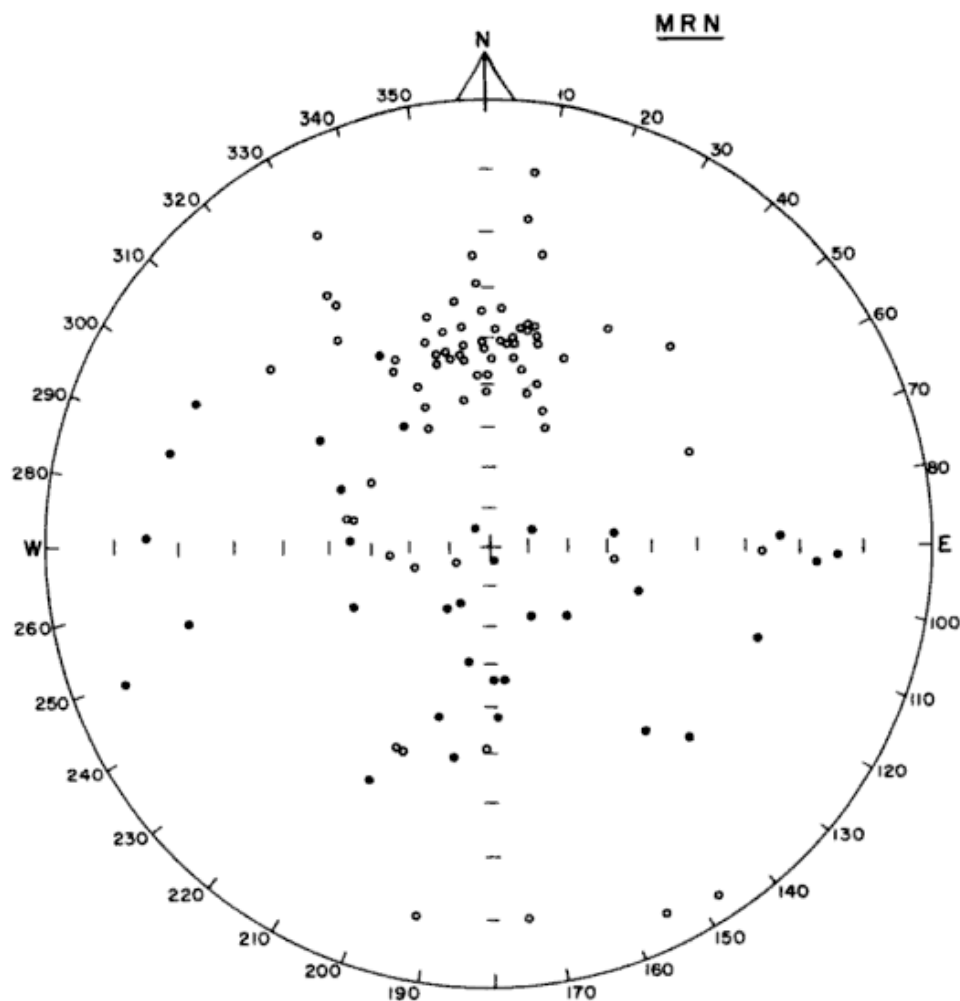
rarse al "Bonaerense" como Formación Buenos Aires, y al "Ensenadense" como Formación Ensenada, equivalencia sugerida por Fidalgo *et al.*, 1975 (pág. 105).

Se resumen a continuación las características de los sedimentos aflorantes en el lugar de muestreo (figura 1, secuencia sedimentaria completa, y figura 2, secuencia de paleocanal):

- 1,20 m a partir del nivel de vereda, correspondientes a suelo actual.
- 0,70 m de limo arcilloso, de color pardo rojizo, poco consolidado. Contactos superior e inferior transicionales.
- 0,70 m de limos arenosos de color pardo claro, muy friables.



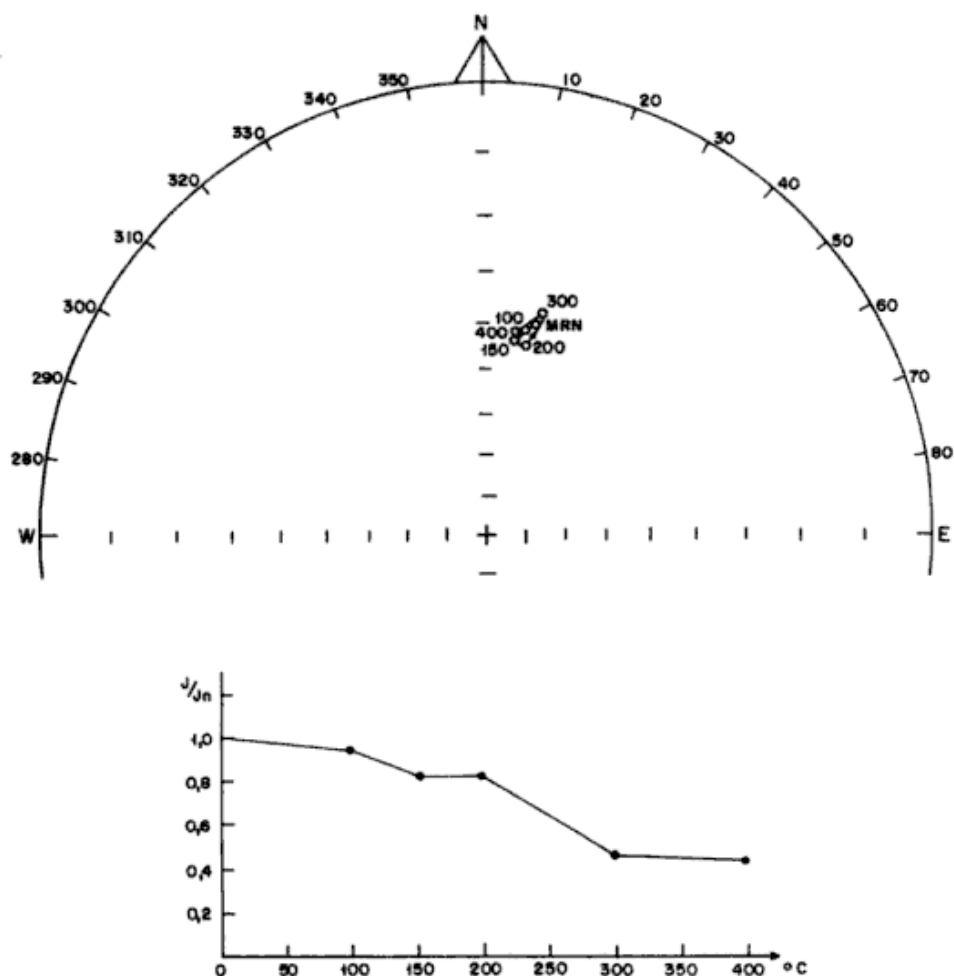
**Figura 2:** Perfil litológico correspondiente a la secuencia del paleocanal expuesto en la excavación de Echeverría y Tres de Febrero (Barrancas de Belgrano); y los correspondientes perfiles de intensidad del MRN, y de declinación, inclinación, apartamiento polar y polaridad (magnetoestratigrafía) del MRE.



**Figura 3:** Dirección del MRN de los especímenes extraídos de la excavación de Echeverría y Tres de Febrero (Barrancas de Belgrano); •, inclinación positiva; o, inclinación negativa; +, dirección del campo magnético terrestre; \*, dirección del campo dipolar axial.

- 0,80 m de limos arenosos de color pardo, con abundantes concreciones calcáreas y pátinas posiblemente de óxidos de manganeso. Contactos superior e inferior transicionales.
- 1,20 m de limos de color pardo rojizo claro.
- 0,80 m de limos de color pardo rojizo con abundantes concreciones calcáreas. Contactos superior e inferior transicionales.
- 2,50 m de limos de color pardo rojizo claro, con buena compactación. Se observa una transición gradual en la base a limos pardo oscuros (posible límite "Bonaerense"- "Ensenadense"). Contactos superior e inferior transicionales.
- 1,10 m de limos de color pardo oscuro con ligero tinte rojizo. La sección superior es menos compacta que la inferior. En la sección inferior se observan pedotúbu-

- los y numerosas pátinas de óxidos de manganeso; estos elementos sumados a la estructura del sedimento indican la presencia de un paleosuelo. El contacto de este banco con el infrayacente es neto.
- 1,150 m de limos arcillosos de color pardo verdoso, con pedotúbulos y pátinas posiblemente de óxidos de manganeso. El contacto con el banco infrayacente es en algunos sectores transicional y en otros (zona de desarrollo de paleocanal) neto. En el sector en donde se desarrolla el paleocanal (de 1,45 m de ancho y 1 m de profundidad) (figura 2) se observa, en la base del mismo, un entoscamiento laminar de 5 cm de potencia aproximada, que presenta continuidad lateral; asimismo el carbonato de este entoscamiento se in-



**Figura 4:** Variaciones en la dirección e intensidad del magnetismo remanente residual, luego de cada etapa de desmagnetización por altas temperaturas, del espécimen Ech 70; símbolos igual que en la figura 3.

filtra irregularmente en los sedimentos infrayacentes. En algunos sectores del perfil, el material carbonático infiltrado forma una segunda costra calcárea inferior separada de la suprayacente por limos intercalados; ésta presenta una potencia máxima de 10 cm.

Los sedimentos de dicho paleocanal presentan un mayor contenido de arcillas que los del resto del banco, confiriendo al sedimento una estructuración en poliedros.

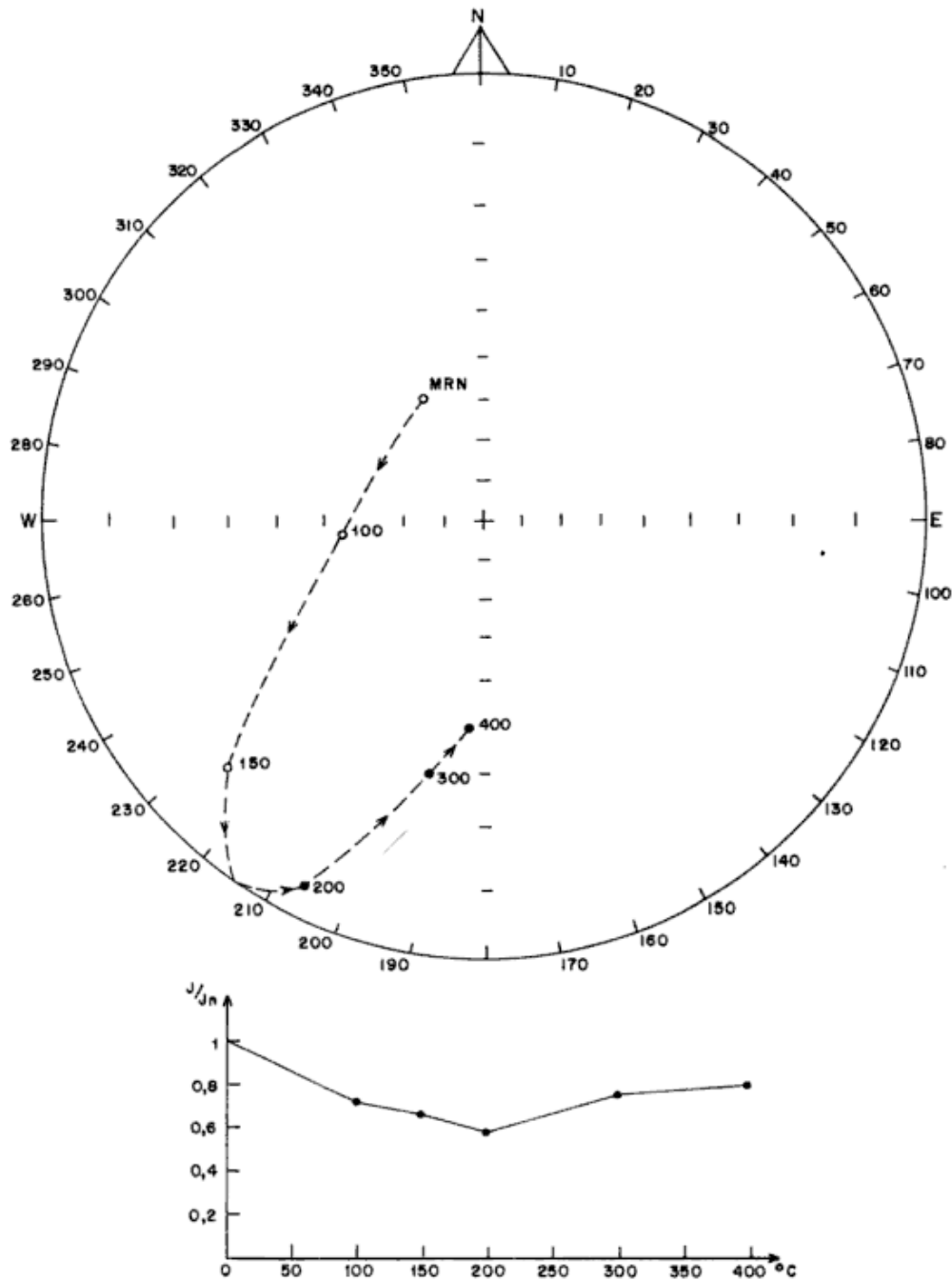
-1,50 m de limos areno-arcillosos de color pardo, con nódulos de arcilla y posiblemente de óxidos de manganeso de hasta 3 cm de tamaño.

#### ESTUDIO PALEOMAGNETICO

En gabinete se procedió a medir la susceptibilidad magnética de las muestras y su  $J_n$  [intensidad ( $J_n$ ),

declinación (D), e inclinación (I)]. En las figuras 1 y 2 se observan los valores medidos de intensidad del  $J_n$  y de susceptibilidad (X) en función de la posición estratigráfica de las muestras. En la figura 3 se presentan, en una proyección estratigráfica, las direcciones del  $J_n$  [declinación (D) e inclinación (I)] de los especímenes estudiados.

Del total de muestras obtenidas (107), se separaron 21 especímenes, los cuales fueron utilizados para el análisis de la estabilidad del magnetismo remanente. Dicho análisis se efectuó utilizando la técnica de lavados magnéticos por altas temperaturas (Valencio, 1980). Los lavados se realizaron en etapas sucesivas de temperatura pico creciente, partiendo de una temperatura inicial de 100° C, la cual fue incrementándose 100° C en cada etapa de lavado, hasta alcanzar el valor de 500° C. En algunos casos se efectuaron lavados adicionales hasta 630° C, con el fin de determinar la temperatura de Curie de los minerales ferromagnéticos presentes. Los resultados obtenidos indican que la remanencia magnética es originada por hematita.



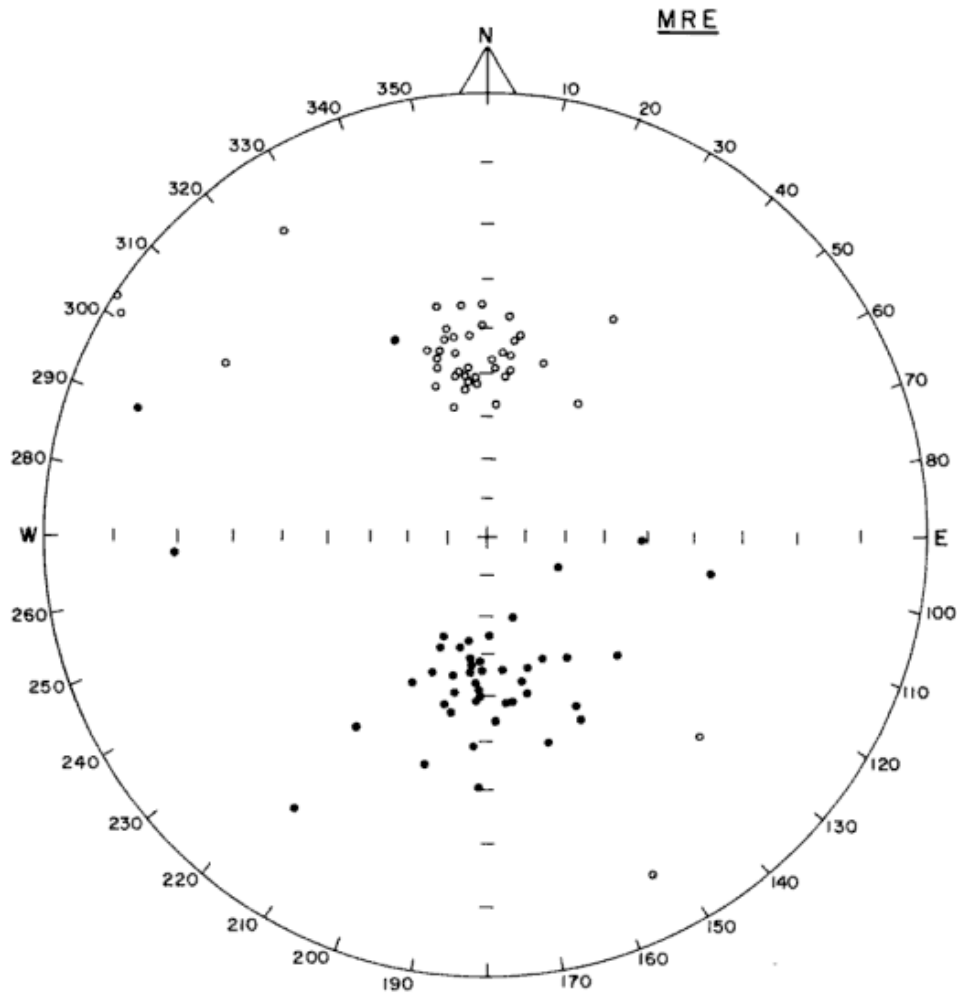
**Figura 5:** Variaciones en la dirección e intensidad del magnetismo remanente residual, luego de cada etapa de desmagnetización por altas temperaturas, del espécimen Ech 55; símbolos igual que en la figura 3.

La figura 4 representa las variaciones en la intensidad relativa y cambios de direcciones del magnetismo remanente residual luego de cada etapa de lavado, en el espécimen piloto Ech 70; en este caso el lavado óptimo seleccionado, aquél luego del cual se aísla el magnetismo remanente estable (mre), fue el de 300° C. La figura 5 muestra el comportamiento frente a los lavados del espécimen piloto Ech 55. En este caso el lavado óptimo seleccionado fue de 400° C; nótese cómo en este espécimen se aisló un mrn que estaba

enmascarado por un magnetismo remanente secundario (mrs) de polaridad normal.

Los ejemplares presentados precedentemente son representativos de los tipos de comportamiento magnético encontrados en los especímenes pilotos de la secuencia.

Los lavados óptimos seleccionados en toda la secuencia estudiada oscilaron entre 300° C y 400° C. Estas etapas de lavado fueron aplicadas al resto de los especímenes de la secuencia.



**Figura 6:** Direcciones del MRE aislado de cada uno de los especímenes extraídos de la excavación de Echeverría y Tres de Febrero (Barrancas de Belgrano); símbolos igual que en la figura 3.

La figura 6 muestra en una proyección este-reográfica las direcciones del mre aislado en la totalidad de los especímenes estudiados. Nótese en esta figura el mejor agrupamiento de las direcciones respecto del observado en la figura 3; ello indica la eficacia de la técnica de lavado magnético empleado.

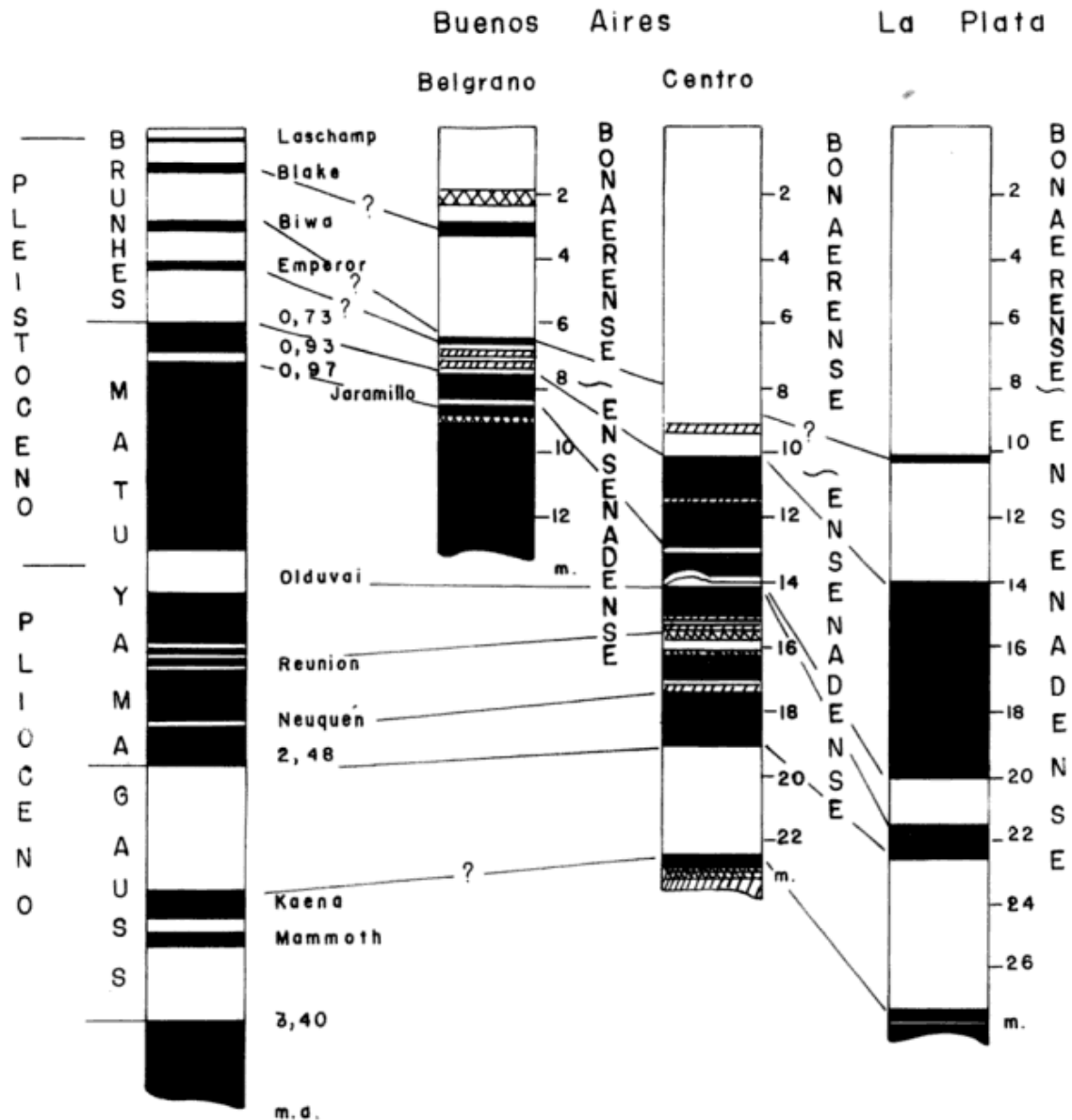
Con las direcciones del mre aislado y la posición geográfica del lugar de muestreo, fue calculado un polo geomagnético virtual (pgv) para cada posición estratigráfica muestreada (figura 1). Asimismo se calculó (cf. Valencio, 1980) el polo paleomagnético de la secuencia. El mismo está ubicado en las coordenadas geográficas:  $86^{\circ}$  S,  $116^{\circ}$  E ( $A95 = 3,5^{\circ}$ ,  $K = 28,57$  y  $N = 74$ ). Con los resultados obtenidos se calcularon los apartamientos polares de cada pgv de la secuencia. Ello determinó la polaridad del mre de cada posición estratigráfica. Sobre la base de ello se gra-

ficó la magnetoestratigrafía de la secuencia (figuras 1 y 2). Los criterios empleados son análogos a los descritos en Bobbio *et al.* (1986).

## DISCUSION E INTERPRETACION

En la figura 1 (secuencia sedimentaria completa) y en la figura 2 (secuencia de paleocanal) se observan las variaciones susceptibilidad magnética (X) e intensidad del mrn ( $J_n$ ); nótese la marcada disminución en los parámetros magnéticos mencionados en la zona correspondiente a los sedimentos de paleocanal (figura 2) y en los depósitos arcillosos laterales asociados. Estas variaciones reflejan cambios en la composición y/o tamaño de los minerales magnéticos presentes. Estos cambios se encuentran relacionados a las observaciones efectuadas en el campo, las que indican un aumento de partículas de menor granulometría.





**Figura 7:** Comparación de la magnetoestratigrafía obtenida, a partir de la secuencia sedimentaria expuesta en la excavación de Echeverría y Tres de Febrero (Barrancas de Belgrano), con la cronología de reversiones de polaridad del campo magnético terrestre para el Cenozoico tardío; y correlación cronoestratigráfica con los perfiles de las ciudades de Buenos Aires (Centro) y de La Plata.

La comparación de la magnetoestratigrafía obtenida con el cuadro de reversiones de polaridad del cmt para el Cenozoico tardío (figura 7) indica las siguientes edades magnéticas para los sedimentos estudiados: los sedimentos asignados al "Bonaerense" comprendidos entre los 0 m y los 7,5 m (por debajo del nivel de vereda) tienen una edad magnética Brunhes (menor que 0,73 Ma, Pleistoceno tardío). Se registran en estos sedimentos 2 eventos reversos; ellos fueron correlacionados tentativamente con los eventos Blake y Biwa o Emperor.

Los sedimentos asignados tentativamente al "Bonaerense" comprendidos entre los 7,5 y los 8,0

m (por debajo del nivel de vereda) tienen una edad magnética Matuyama tardía tardía (mayor que 0,73 Ma y menor que 0,93 Ma, edad del evento Jaramillo, Pleistoceno temprano).

Los sedimentos asignados tentativamente al "Ensenadense" estudiados en esta secuencia tienen una edad Matuyama media a tardía (mayor que 0,73 Ma y posiblemente menor que 1,8 Ma, edad media del evento Olduvai, Pleistoceno temprano). Asimismo en estos sedimentos se registra un evento de polaridad normal del cmt, que ha sido correlacionado con el evento Jaramillo (0,93 a 0,97 Ma).

Los resultados obtenidos son coincidentes con los presentados por Valencio y Orgeira (1983). Las edades asignadas por estos autores al "Bonaerense" y al "Ensenadense" cuspidal son análogos a los presentados en el presente trabajo, así como también la edad tentativa asignada al límite "Bonaerense-Ensenadense" del subsuelo de la Ciudad de Buenos Aires (mayor que 0,73 Ma y menor que 0,93 Ma) (figura 6).

En la figura 7 se presenta la correlación cronoestratigráfica de los perfiles de Belgrano, Centro (Valencio y Orgeira, 1983) (Ciudad de Buenos Aires) y La Plata (Bobbio *et al.*, 1986). A partir de dicha correlación se pudo observar una coincidencia entre los perfiles realizados en la Ciudad de Buenos Aires. Sin embargo en los sedimentos del subsuelo de La Plata la transición entre los sedimentos del "Ensenadense"-"Bonaerense" tendría una edad menor que 0,73 Ma (límite entre épocas Brunhes-Matuyama). Esta discrepancia podría deberse a la no coetaneidad, en las mencionadas zonas, de los procesos sedimentarios que originaron dichos depósitos, o bien, a discrepancias en los criterios litológicos que se aplicaron, en una y otra ciudad, para diferenciar una unidad de otra.

#### AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a los licenciados Eduardo Carrano y Osvaldo Nestiero y al Sr. Gustavo Donato por la ayuda brindada durante las labores de muestreo. Asimismo se agradece al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y a la Universidad de Buenos Aires por la ayuda recibida, la cual permitió la realización del presente trabajo.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- BOBBIO, M. L., S. M. DEVINCENZI, M. J. ORGEIRA y D. A. VALENCIO**, 1986. *La magnetoestratigrafía del Ensenadense y Bonaerense de la Ciudad de La Plata (Excavación Nuevo Teatro Argentino): su significado Geológico*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 41 (1-2): 7-91. Buenos Aires.
- FIDALGO, F., F. DEFRANCESCO y R. PASCUAL**, 1975. *Geología superficial de la llanura bonaerense*. Relatorio geología de la Provincia de Buenos Aires. 6º Congr. Geol. Argent., 103-138.
- FRENGUELLI, J.**, 1957. *Neozoico*. En: *Geología de la República Argentina*. GAEA, 3: 1-218. Buenos Aires.
- NABEL, P. y D. A. VALENCIO**, 1981. *La magnetoestratigrafía del Ensenadense de la Ciudad de Buenos Aires y su significado geológico*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 36 (1): 7-18. Buenos Aires.
- VALENCIO, D. A.**, 1980. *El magnetismo de las rocas*. EUDEBA, 1-351. Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_ y **M. J. ORGEIRA**, 1983. *La magnetoestratigrafía del Ensenadense y Bonaerense de la Ciudad de Buenos Aires. Parte II*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 38 (1): 24-33.

**Recibido:** 10 de mayo, 1989.

**Aceptado:** 28 de febrero, 1992.

**G. RE  
M. J. ORGEIRA**

CONICET  
Departamento de Ciencias Geológicas  
Universidad de Buenos Aires  
Ciudad Universitaria, pabellón II  
1428 Buenos Aires, Argentina

## EVIDENCIAS SOBRE LA EDAD TRIASICA DE LA FORMACION LAPA EN LA REGION DE CHACAICO, PROVINCIA DEL NEUQUEN

Luis A. Spalletti, Oscar G. Arrondo, Eduardo M. Morel y Daniel G. Ganuza

**RESUMEN:** Se describe la Formación Lapa en su área tipo y se da a conocer el hallazgo de *Telemachus elongatus* Anderson, 1978 y *Pagiophyllum* sp. en sus niveles más altos. La flora fósil permite asignar la unidad al Triásico tardío y correlacionarla con la Formación Paso Flores. El relleno inicial de la Cuenca Neuquina está caracterizado por facies fluviales proximales sintectónicas, las que en el área de acumulación de la Formación Lapa están acompañadas por fenómenos volcánicos explosivos representados esencialmente por depósitos de flujo y de caída.

**ABSTRACT:** The general features of the Lapa Formation and a palaeoflora with *Telemachus elongatus* Anderson, 1978 and *Pagiophyllum* sp. are described. Based on the fossil record, the Lapa Formation is assigned to the Late Triassic and correlated with the Paso Flores Formation. The initial sedimentary record of the Neuquén Basin is characterized by syntectonic proximal fluvial systems, which in the Lapa area are closely related to volcanic events, mainly represented by pyroclastic flow and fall deposits.

### INTRODUCCION

Las sucesiones más antiguas de la Cuenca Neuquina en su sector austral han sido objeto de diversos estudios estratigráficos, aunque aún hoy subsisten controversias en cuanto a su edad y correlaciones.

Una de las unidades de interés, pero no muy bien conocida hasta el momento, es la Formación Lapa, cuyos afloramientos se extienden en forma irregular a lo largo de una línea norte-sur que pasa por la hoja 36b Cerro Chachil (Leanza, 1986). En esta unidad no se han citado ni descrito sistemáticamente elementos fósiles, salvo la mención de Groeber (1956) acerca de plantas de la "flora de *Dicroidium*" determinada por Stipanovic en la angostura del río Catán Lil.

Este trabajo tiene por objeto dar a conocer la presencia de nuevas plantas fósiles en la Formación Lapa y discutir su significado estratigráfico.

### ANTECEDENTES Y CARACTERES GENERALES DE LA FORMACION LAPA

En la región de Chacaico (figura 1), previamente a la transgresión del Jurásico inferior, los fenómenos depositacionales estuvieron caracterizados por el dominio de eventos volcánicos y volcanoclásticos. Desde el punto de vista estratigráfico, Lambert (1946) reconoció un conjunto de "porfiritas" que rematan con "pórfidos cuarcíferos" (inferiores) que asignó al Choiyoiitense. El mismo está cubierto por una sucesión epi-piroclástica (y volcánica) que cul-

mina también con "pórfidos cuarcíferos" (superiores) atribuida por este autor al Rético. En 1948 Lambert hizo una adecuada descripción de la "Serie Porfírica Supratriásica", destacando la presencia de intercalaciones de tobas, areniscas y conglomerados entre las "porfiritas" y brechas piroclásticas y mencionó que la sucesión finaliza con "pórfidos cuarcíferos".

Por su parte, Groeber (1958) realizó una primera discriminación de facies en todo este complejo volcánico y volcanoclástico. Atribuyó los términos volcánicos y piroclásticos al Choiyoiitense, mientras que para los depósitos sedimentarios con "flora de *Dicroidium*", introdujo la denominación de Capas de Lapa.

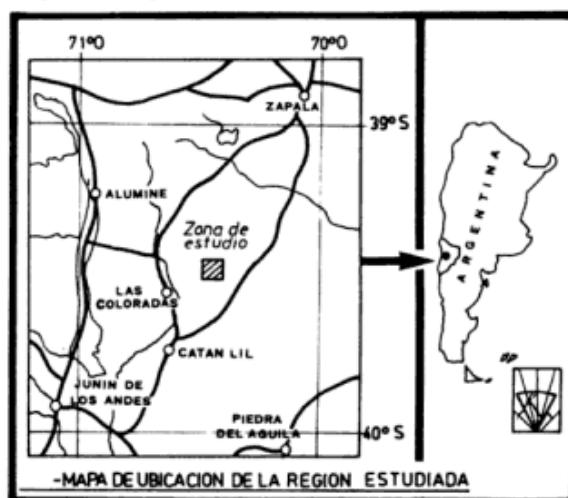


Figura 1: Ubicación del área estudiada.

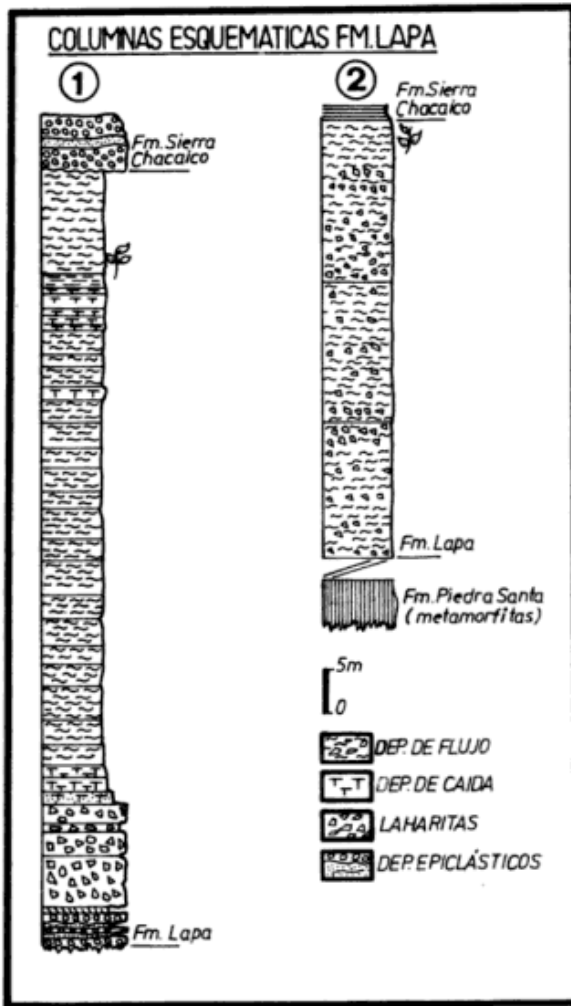


Figura 2: Perfiles columnares esquemáticos de la Formación Lapa. 1- Arroyo Lapa, margen sur. 2- Sur de Estancia de Isasi, oeste del cerro Curru Charahuilla.

La Formación Lapa, también conocida como Formación Chacaico (Parker, 1965; Digregorio, 1972; Gulisano *et al.*, 1984), ha sido asimismo descrita por Turner y Cazau (1978) y más recientemente por Leanza (1986) y Leanza y Blasco (1990). Es Leanza quien indica que esta unidad se reconoce por su carácter sedimentario-volcánico, rasgo en el que se funda su diferenciación de la subyacente Formación Choyoi que posee neta filiación volcánica (90%).

Según Leanza (1986), el espesor de la Formación Lapa es de unos 300 m a 350 m. Se inicia con depósitos psefíticos muy gruesos, con elementos del basamento plutónico-metamórfico y volcánicos pertenecientes a la subyacente Formación Choyoi. Estas rocas gruesas son sobrepuestas por una sección piroclástica y volcanoclástica (psefítica-arenosa) de tonalidad morada, dominada por depósitos de flujos piroclásticos lapillíticos y tobáceos, que

en su techo posee intercalaciones de volcanitas basálticas. La Formación Lapa culmina con depósitos ignimbríticos brechosos con variado grado de soldamiento, que corresponden a los "Pórfidos Cuarcíferos Superiores" de Lambert (1948).

En el área tipo hemos levantado dos perfiles, ambos incompletos por ausencia de los términos más bajos de la unidad (figura 2). En el flanco sur del angostamiento del arroyo Lapa al cruzar la sierra de Chacaico y el cerro Currú Charahuilla, se ha medido una sección de 85 m (figura 2.1) en la que se reconocen los siguientes sectores:

1) El inferior, de tonalidad morada, constituido por una alternancia de cuerpos lenticulares de conglomerados de variada granulometría, clasto soportados, macizos o con estratificación gradada normal y de areniscas gruesas a medianas con estructura de capa plana a inclinada de bajo ángulo. Este conjunto, de neta filiación volcanoclástica, correspondería a sectores medios a distales de un ambiente de abanico aluvial o un sistema entrelazado proximal.

2) El intermedio, también morado, está formado por cuerpos espesos y macizos de aglomerados y brechas matriz soportados con muy baja selección y que muestran grosera gradación hacia el techo de cada cuerpo. Estas psefitas se interpretan como depósitos de flujos de detritos volcanoclásticos proximales o laharitas, ligados a eventos magmáticos explosivos. La sección culmina con tobas medianas-finas macizas de color morado y verdoso que pueden atribuirse a fenómenos de caída de cenizas.

3) El superior posee depósitos piroclásticos primarios de tonalidad pálida (blanquecina, amarillenta, rosada, verdosa). Está dominado por depósitos ignimbríticos de grano fino, pobres en elementos líticos, flamas hasta 2 cm de longitud y notable silicificación, entre las que intercalan niveles brechosos; las ignimbritas constituyen cuerpos individuales de 2 m a 2,5 m que forman una sucesión amalgamada. En la parte alta de la sección los términos soldados están intercalados con depósitos tobáceos verdosos que muestran estratificación mejor definida y menor grado de consolidación, los que pueden interpretarse como depósitos de caída o de la parte superior, no soldada, de unidades de flujo. En ellos se ha encontrado el nivel que porta los restos de *Telemachus*.

De acuerdo a lo observado, en la Formación Lapa las tobas de caída se diferencian petrográficamente de las tobas de flujo por la falta de eutaxismo y de orientación de las trizas, por la ausencia de silicificación (o devitrificación) así como de elementos líticos, y por la mayor riqueza en cuarzo (en los depósitos ignimbríticos la participación del cuarzo es muy baja).

El segundo perfil se ubica en la barranca que se levanta al sur de la Estancia de Isasi, al oeste del cerro Currú Charahuilla. Aparece aquí una sección de 50 m (figura 2.2) constituida exclusivamente por depósitos ignimbríticos con fuerte silicificación, de granulometría gruesa (brechosa) dominante, hasta tobácea muy fina en especial hacia arriba. Estos niveles, generados por reiterados flujos piroclásticos, son correlacionables con la parte superior del perfil del arroyo Lapa, antes descrito. En sus términos más altos, muy cerca del contacto con la sucesión marina jurásica, se han encontrado los restos de *Pagiophyllum* sp.

### DESCRIPCION DE LA PALEOFLORA

En las secciones relevadas, que pertenecen al área tipo de la Formación Lapa, se han encontrado interesantes restos plantíferos localizados en los términos ignimbríticos (figura 2), los que se describen a continuación. El material estudiado se encuentra depositado en la División Paleobotánica del Museo de La Plata (LP-PB).

Clase Coniferopsida Taylor 1981  
 Orden Coniferales Taylor 1981  
 Familia Voltziaceae Taylor 1981  
 Género *Telemachus* Anderson 1978

*Telemachus elongatus* Anderson 1978  
 (Figura 3.a)

1978. *Telemachus elongatus* Anderson, Pl. 2, 3.  
 1991. *Telemachus elongatus*; Morel, Lám. 9, fig. c.

**Holotipo:** *Telemachus elongatus* Anderson 1978, Pl. 2 (1,2)

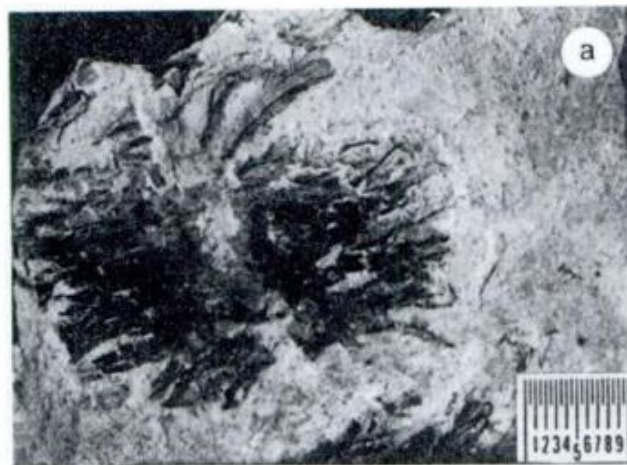
**Localidad tipo:** Molteno Formation, Karroo Basin, Sudáfrica.

**Descripción:** El ejemplar es un cono incompleto, de forma oval cuyo largo es de 30 mm; tiene seccionado el ápice y también la base. El eje central es leñoso de aproximadamente 4 mm de ancho, en el que se disponen en espiral escamas ovulíferas, también de aspecto leñoso. Estas escamas tienen un ancho variable entre los 2 y 3 mm, y 15 mm de largo; la base es expandida y apicalmente remata en lóbulos (uno o dos preservados, los dos o tres restantes han sido seccionados). Por debajo de algunas de las escamas ovulíferas se observa parte de las brácteas estériles, que son delgadas y alargadas, de 1 mm de ancho.

**Material estudiado:** LP-PB 12.252

**Localidad:** Arroyo Lapa. Extremo sur Sierra de Chacaico y ladera norte del cerro Currú-Charahuilla o Lapa, Neuquén.

**Comentarios:** El género *Telemachus* fue instituido por Anderson (1978) para designar a conos femeninos de coníferas que se caracterizan por el aspecto leñoso del eje y de las escamas ovulíferas, las que se disponen helicoidalmente y desarrollan en el sector distal cuatro a cinco lóbulos de forma triangular y ápice agudo. Las brácteas estériles son delgadas, de 15 a 20 mm de largo. Otros géneros similares son *Tricanolepis* Roselt, 1958, *Cycadocarpidium* Nathorst, 1886, *Borysthenia* Stanislavsky, 1976 y *Swedenborgia*, Nathorst, 1876. Los tres primeros se diferencian de *Telemachus* por presentar



**Figura 3:** Escala en milímetros. a.- *Telemachus elongatus* Anderson LP-PB 12.252; b.- *Pagiophyllum* sp. LP-PB 12.291

escamas ovulíferas bi-trilobadas. *Swedenborgia* es el género más afín ya que posee una escama ovulífera pentalobada, pero se diferencia de *Telemachus* porque aparentemente no tiene bráctea estéril. Hasta el momento se reconocen dos especies de *Telemachus*, *T. elongatus* Anderson, 1978 y *T. lignosus* Retallack, 1981. Se diferencian porque en *T. lignosus* se observan brácteas estériles cortas, una disposición más compacta de todos sus elementos y además la escama ovulífera lleva adaxialmente un par de óvulos elipsoidales.

Incertae-sedis

Género *Pagiophyllum* Heer emend. Harris 1979

*Pagiophyllum* sp.

(Figura 3.b)

**Descripción:** Fragmentos de ramas rectas, la mayor de 40 mm de largo y 5 mm de ancho, ramas laterales saliendo de la principal con un ángulo de unos 45°, hojas dispuestas helicoidalmente, cuneiformes, alargadas, con ápice agudo, decurrentes, con una base foliar pequeña de forma romboidal. Miden 2,5 a 3 mm de largo por 0,8 a 1 mm de ancho máximo (relación largo:ancho de 2,5:1 a 3:1).

**Material estudiado:** LP-PB 12.291, 12.292, 12.293.

**Localidad:** Arroyo Lapa. Extremo sur Sierra de Chacaico y ladera norte del cerro Currú-Charahuilla o Lapa, Neuquén.

**Comentarios:** *Pagiophyllum* es un género que involucra a una serie de ramas de coníferas de ubicación sistemática incierta. Se diferencia del género *Brachyphyllum* Lindl. and Hutt. ex Brongn. emend. Harris, 1979, en que en este último el largo de las hojas es casi igual al ancho, mientras que en *Pagiophyllum* el largo es por lo menos dos veces el ancho.

En la Argentina se ha descripto *Pagiophyllum* sp. (Herbst, 1965) para el Jurásico temprano a medio en la Formación Roca Blanca, Provincia de Santa Cruz; pero difiere por su mayor tamaño y una relación largo:ancho de 4:1, que en nuestros ejemplares es menor. *Pagiophyllum feismanteli* Halle, 1913, del Jurásico superior-Cretácico inferior de la Formación Monte Flora, Península Antártica, y registrado también por Bonetti (1963) en el Jurásico medio de la Formación Taquetrén, provincia de Chubut, tiene hojas gruesas, de forma rómbica y casi tan largas como anchas. *Pagiophyllum* sp. (Herbst, 1964) del Jurásico inferior del Cerro Meschío, se caracteriza por presentar pequeñas hojas romboidales de aproximadamente 2 mm de largo.

En comparación, los ejemplares hallados en la Formación Lapa se diferencian por su pequeño tamaño, y hojas que tienen una relación largo:ancho de 2,5:1 a 3:1. Estos ejemplares son similares a *Pagiophyllum simpsonii* Ash, 1970 y *P. newberryi* Ash, 1974 del Triásico tardío de Arizona y Nuevo Méjico (USA), respectivamente. No obstante, nuestro material carece de cutícula, elemento fundamental desde el punto de vista sistemático, por lo que no es posible efectuar una asignación específica confiable.

## CONSIDERACIONES ESTRATIGRAFICAS

*Telemachus elongatus* ha sido reconocido al presente sólo en sucesiones gondwánicas de comprobada edad triásica: Molteno Formation, Karroo Basin (Sudáfrica), Neotriásico temprano (Anderson y Anderson, 1983); Formación Potrerillos, localidad Cacheuta, Provincia de Mendoza (Argentina), Neotriásico (Morel, 1991).

*Pagiophyllum* es un elemento de amplia distribución durante el Mesozoico. Sin embargo, nuestros ejemplares son similares a especies netamente triásicas de los Estados Unidos de Norteamérica, como *P. simpsonii* (Ash, 1970) y *P. newberryi* (Ash, 1974).

De acuerdo a la distribución temporal de *Telemachus* en Sudáfrica y la Argentina y a las similitudes encontradas entre *Pagiophyllum* con *P. simpsonii* y *P. newberryi* de Norteamérica, la edad de la Formación Lapa sería Neotriásica.

Debe destacarse que hasta el momento, la edad de la Formación Lapa ha sido establecida principalmente sobre la base de su posición en secuencia. Originariamente Lambert (1946) la ubicó en el Rético, por encima del denominado Choiyolitense, mientras que Groeber (1956) presenta un cuadro en el que aparece por debajo de dicho complejo volcánico, y consigna que su edad sería Ladinienense-Carnense inferior.

La totalidad de los autores modernos considera que las rocas epi y piroclásticas de Lapa se intercalan entre el Grupo o Formación Choiyoi y el Grupo Cuyo. Gulisano *et al.* (1984) la asimilan al Ciclo Precuyano que se encuentra limitado por las discordancias supatriásica e intraliásica; aunque emplean una escala de tiempos absolutos actualmente abandonada, señalan en su cuadro estratigráfico que abarca la parte baja del Jurásico temprano (Hettangiano-Sinemuriano). Con ello concuerda Leanza (1986), aunque agrega que la Formación Lapa puede extenderse hasta el Triásico tardío alto. Más recientemente, Leanza y Blasco (1990) sugieren que la unidad estaría restringida al Hettangiano-Eosine-

muriano. Por su parte, Legarreta y Gulisano (1989) corrigen la asignación de Gulisano *et al.* (1984) e incluyen a la Formación Lapa en la Mesosecuencia Precuyo (PC 1), con techo en 208 Ma (prácticamente en el límite Triásico-Jurásico) y base en 215 Ma, por lo que la ubican enteramente en el Neotriásico tardío. Esta asignación es entonces confirmada por el registro fosilífero aquí descripto.

### CORRELACIONES

Aparte de su edad, un aspecto de sumo interés con respecto a la Formación Lapa es la correlación con otras unidades de la Cuenca Neuquina austral y de la Patagonia septentrional. A partir de la información paleontológica dada a conocer aquí, es viable equiparar, por su edad, a la Formación Lapa con la Formación Paso Flores, la que según Spalletti *et al.* (1988b) corresponde al Neotriásico tardío, tal como lo sugirieron en 1978 Turner y Cazau.

Sin embargo, Gulisano *et al.* (1984) y Legarreta y Gulisano (1989), siguiendo a Stipanovic *et al.* (1968), la vinculan con las formaciones Piedra del Aguila y Sañicó, reconocidas por Ferello (1947) y Galli (1953) en la región del río Limay. Al respecto, cabe agregar que -por su flora fósil- la Formación Piedra del Aguila es de edad jurásica temprana (Ferello, 1947; Galli, 1953; 1969; Lambert y Galli, 1950; Stipanovic *et al.*, 1968; Stipanovic y Bonetti, 1970). Más aún, por el contenido paleoflorístico, la Formación Piedra del Aguila resulta sincrónica con la Formación Nestares que aparece por encima de la Formación Paso Flores en Alicurá (Arrondo *et al.*, 1988). Nótese que la Formación Nestares es considerada de edad eojurásica (liásica) por Arrondo y Petriella (1980) y Arrondo *et al.* (1988).

Por ende, sobre la base de la información ahora disponible, entendemos que la Formación Lapa es más antigua que las formaciones Piedra del Aguila-Nestares y sus equivalentes. Asimismo, la coetaneidad entre las formaciones Lapa y Paso Flores así como la destacable participación de elementos pefíticos generados en condiciones de alta energía en ambas entidades, reflejan para el sector sur y oeste del Neuquén la generalización de los fenómenos de fracturación y apertura de la cubeta sedimentaria en el Triásico tardío. Estos eventos estuvieron acompañados por desarrollo de ambientes fluviales proximales en las primeras etapas de la evolución de la cuenca (*cf.* Spalletti *et al.*, 1988a y b). Las mayores diferencias entre una y otra unidad radican en que hacia el sector occidental (Formación Lapa) los fenómenos volcánicos póstumos del Triásico se ex-

tendieron a los tiempos en que se producía la acumulación de los depósitos clásticos. En cambio hacia el este y sudeste (Formación Paso Flores) el volcanismo tuvo muy escasa o nula manifestación concomitante a la sedimentación.

A partir de la edad propuesta para la Formación Lapa y teniendo en cuenta el esquema de fases diastóricas propuesto por Stipanovic *et al.* (1968), se infiere que la generación de la cuenca habría ocurrido durante la orogenia Akiyoshi (Triásico medio-tardío), representada en Neuquén por el contacto de la Formación Choiyoi con las Formaciones Paso Flores y Lapa. Por su parte, la discontinuidad entre la Formación Lapa y el Grupo Cuyo puede atribuirse -por el momento- tanto a la Fase Río Atuel, del límite Triásico-Jurásico como a la Charahuilla previa o intraliásica.

### CONCLUSIONES

El hallazgo de *Telemachus elongatus* y *Pagiophyllum* sp. en la Formación Lapa permite sugerir que la unidad tiene edad neotriásica.

La Formación Lapa sería sincrónica con la Formación Paso Flores de la región del río Limay.

La cuenca sedimentaria de la cual estas unidades constituyen el relleno inicial se generó hacia el límite Triásico medio-Triásico tardío.

Las facies sedimentarias reflejan sedimentación fluvial proximal sintectónica.

En el área de acumulación de la Formación Lapa, los fenómenos volcánicos póstumos del Triásico se prolongaron hasta hacerse sincrónicos con la sedimentación.

### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ANDERSON, H. M., 1978. *Podocamites and associated cones and scales from the upper Triassic Molteno Formation, Karroo Basin, South Africa*. Paleontol. Afr., 21: 57-77.
- ANDERSON, M. J. y H. M. ANDERSON, 1983. *Palaeoflora of southern Africa, Molteno Formation (Triassic)*. Bot. Res. Inst., Publ., 1 (1-2): 1-187.
- ARRONDO, O. G. y B. PETRIELLA, 1980. *Alicurá, nueva localidad plantífera liásica de la Provincia de Neuquén, Argentina*. Ameghiniana, 17 (3): 200-215, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, L. SPALLETTI, E. MOREL y D. GANUZA, 1988. *The sedimentological and paleobotanical characteristics of an upper Triassic-lower Liassic basin in northwestern Patagonia (Argentina)*. Gondwana 7 Symp. (Brasil), resumen: 42.
- ASH, S., 1970. *Pagiophyllum simpsonii, a new conifer from the Chinle Formation (Upper Triassic) of Arizona*. J. Paleontol., 44 (5): 945-952.
- \_\_\_\_\_, 1974. *Upper Triassic plant of Cañon del Cobre, New Mexico*. New Mexico Geol. Soc. Guidebook, 25 Field Conf., Ghost Ranch: 179-184.

- BONETTI, M., 1963. *Flórula mesojurásica de la zona de Taquetrén (Cañadón del Zaino) Chubut*. Rev. Mus. Argent. Cienc. Nat. "B. Rivadavia", Pal., 1 (2): 23-43. Buenos Aires.
- DIGREGORIO, J. H., 1972. Neuquén. En: Leanza, A. F. (Ed.) *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc., 439-505, Córdoba.
- FERELLO, R., 1947. *Los depósitos plantíferos de Piedra del Aguila (Neuquén) y sus relaciones*. Bol. Inf. Petrol., 278: 248-261, Buenos Aires.
- GALLI, C. A., 1953. *Acerca de una nueva interpretación de las formaciones rético-liásicas de la Patagonia Septentrional*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 8 (4): 220-235, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1969. *Descripción geológica de la hoja 39c, Piedra del Aguila (Neuquén) y sus relaciones de Río Negro*. Dir. Nac. Geol. Min., Bol., 111: 1-67, Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1958. *Acerca de la edad del Sañicolitense*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 11 (4): 281-292, Buenos Aires.
- GULISANO, C. A., A. R. GUTIERREZ PLEIMLING y R. E. DIGREGORIO, 1984. *Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la Provincia del Neuquén*. 9º Congr. Geol. Argent., Actas, 1: 236-259.
- HALLE, T., 1913. *The Mesozoic flora of Graham Land*. Wiss. Ergeb. Schwed. Sudpol. Exp. 1901-1903, 3 (14): 1-123.
- HARRIS, T. M., 1979. *The Yorkshire Jurassic flora. V. Coniferales*. British Museum Nat. Hist. Publ. 803: 1-166, Londres.
- HERBST, R., 1964. *La flora liásica del Cerro Meschío, provincia de Chubut, Patagonia*. Ameghiniana, 3 (8): 227-234, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1965. *La flora fósil de la Formación Roca Blanca*. Opera Lilloana, 2: 7-103, Tucumán.
- LAMBERT, L. R., 1946. *Contribución al conocimiento de la Sierra de Chacaico (Neuquén)*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 1 (4): 231-252, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1948. *Geología de la zona de las cabecezas del río Catón Lil, Territorio del Neuquén*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 3 (4): 245-257, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, y C. A. GALLI, 1950. *Observaciones geológicas en la región situada entre Piedra del Aguila y Paso Flores (Neuquén)*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 5 (4): 227-232, Buenos Aires.
- LEANZA, H., 1986. *Descripción geológica de la hoja 36b, Cerro Chachil, Provincia del Neuquén*. Secret. Estado Miner. (inédito).
- \_\_\_\_\_, y G. BLASCO, 1990. *Estratigrafía y amonites pliensbachianos del área del Arroyo Ñireco, Neuquén, Argentina, con la descripción de Austromorphites gen. nov.* Asoc. Geol. Argent., Rev., 45 (1-2): 159-174, Buenos Aires.
- LEGARRETA, L. y C. A. GULISANO, 1989. *Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior)*. Argentina. En Chebli, G. y L. Spalletti (Eds.): *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Ser. Correlac. Geol. 6, Univ. Nac. Tucumán: 221-243, Tucumán.
- MOREL, E. M., 1991. *Estudio paleoflorístico y paleoambiental de la secuencia triásica en el área de Cacheuta (provincia de Mendoza)*. Tesis Doct. Fac. Cienc. Nat. y Museo, La Plata: 368 p. (inédito).
- NATHORST, A. G., 1876. *Bidrag till sveriges fossila flora*. Kgl. Svenska vetenskap. handl., 14: 1-82.
- \_\_\_\_\_, 1886. *Om floran skanes Kolforande Bildning*. Sveriges Geol. Underskoning, C, 85: 85-131.
- PARKER, G., 1965. *Levantamiento geológico en escala 1:100.000 entre las estancias Catón Lil y Sañicó, Provincia del Neuquén*. YPF (informe inédito).
- RETALLACK, G., 1981. *Middle Triassic megafossil plants from Long Gully, near Otematata, north Otago, New Zealand*. J. Royal Soc. N. Zealand, 11 (3): 167-200.
- ROSELT, G., 1958. *Neue Coniferen aus dem Unteren Keuper und ihre Beziehungen zu verwandten fossilen und rezenten*. Wiss. F. Schiller, Univ. Jena, Math. Naturw. Reihe, 7 (4/5): 387-397.
- SPALLETTI, L., O. ARRONDO, E. MOREL y D. GANUZA, 1988a. *Los depósitos fluviales de la cuenca triásica superior en el noroeste del Macizo Norpatagónico*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 43 (4): 544-557.
- \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_ y \_\_\_\_\_, 1988b. *Estudio sedimentológico y paleoflorístico de la Formación Paso Flores (Triásico superior) en el sector occidental del Macizo Norpatagónico*. Argentina. 5º Congr. Geol. Chileno, 2: C395-C413.
- STANISLAVSKY, F. A., 1976. *Middle Keuper flora of the Donetz Basin*. Acad. Sci. Ukrain USSR, Geol. Sci., 1-168.
- STIPANICIC, P. N., 1979. *El Triásico del valle del río de los Patos, provincia de San Juan*. En: Turner, J. C. M. (Ed.): *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc., 1: 695-744, Córdoba.
- \_\_\_\_\_, y M. I. BONETTI, 1970. *Posiciones estratigráficas y edades de las principales floras jurásicas argentinas. I. Floras liásicas*. Ameghiniana, 7 (1): 57-78, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, F. RODRIGO, O. BAULIES y C. MARTINEZ, 1968. *Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 23 (2): 67-98, Buenos Aires.
- TAYLOR, T., 1981. *Paleobotany. An introduction to fossil plant biology*. McGraw Hill Inc., 1-589, New York.
- TURNER, J. C. M. y L. B. CAZAU, 1978. *Estratigrafía del Prejurásico*. En: Relatorio 8º Congr. Geol. Argent. (Neuquén): 25-36.

Recibido: 7 de junio, 1989.

Aceptado: 19 de marzo, 1992.

L. A. SPALLETTI

CONICET  
Centro de Investigaciones Geológicas, Facultad de  
Ciencias Naturales y Museo La Plata  
Calle 1 N° 644, 1900 La Plata, Argentina

O. ARRONDO

E. MOREL

CIC Provincia de Buenos Aires  
División Paleobotánica, Facultad de Ciencias Naturales  
y Museo La Plata  
1900 La Plata, Argentina

D. GANUZA

División Paleobotánica, Facultad de Ciencias Naturales  
y Museo La Plata  
1900 La Plata, Argentina



## ALGUNAS CARACTERISTICAS DEL BASAMENTO EN LA DESEMBOCADURA DEL RIO NEGRO A PARTIR DE DATOS GRAVIMAGNETOMETRICOS

Jose Kostadinoff y Carlos H. Labudia

**RESUMEN:** La desembocadura del río Negro es una de las áreas de la cuenca del Colorado donde las características litológicas y estructurales del basamento son pobremente conocidas. En este trabajo los datos de las perforaciones son complementados con prospecciones gravimétricas y magnetométricas. De acuerdo a las investigaciones geofísicas es posible inferir en el basamento: a) una pendiente regional suave hacia el sudeste, b) rocas que aumentan el metamorfismo también hacia el sudeste y c) dos sistemas de fracturas regionales noreste-sudoeste y noroeste-sudeste, en la parte continental, como continuación de las ya detectadas en el litoral marino. Los espesores de los sedimentos cretácicos de la Formación Colorado han sido evaluados por medio de modelos gravimétricos en el sector sur de la margen derecha del río Negro y en los alrededores del pozo La Blanqueada en el noroeste. Finalmente no se descarta la posibilidad de manifestaciones de rocas provenientes del manto superior en la corteza de la región. Las mismas serían propuestas considerando las anomalías positivas de gravedad, de gran longitud de onda, medidas en el litoral sur de la provincia de Buenos Aires.

**ABSTRACT:** The mouth of the Rio Negro is an area of the Colorado Basin where the lithological and structural characteristics of its basement are poorly known. Data from wells are complemented with gravimetric and magnetometric surveys. According to the geophysical research the basement has: a) a gentle regional slope towards the southeast, b) rocks with a metamorphic degree increasing also towards the southeast, and c) two main fault systems, in the continent, already detected in coastal areas. The thickness of the Cretaceous sediments of Colorado Formation has been calculated by means of gravimetric models southwards of the right bank of the rio Negro and the La Blanqueada well zone. Finally the possibility of the presence of rocks coming from the upper mantle in the crust was considered by means of positive gravity anomalies, of long wavelength, measured in the South shore of the Buenos Aires province.

### INTRODUCCION

La desembocadura del río Negro es una de las zonas de la cuenca del Colorado donde por medio de perforaciones se ha logrado, parcialmente, conocer las características litológicas del basamento. Según Zambrano (1980) estas rocas serían del tipo metamórfico.

Para lograr un reconocimiento areal y tridimensional de este basamento se emplean aquí mediciones del campo gravitatorio y magnético que se complementan con los resultados puntuales de las perforaciones.

También es posible inferir con estas mediciones detalles referentes a la estructura del basamento, como la existencia de fracturas y cuencas, además de modelar la existencia y espesores de sedimentitas de la Formación Colorado.

### ANTECEDENTES

La información sobre la composición, morfología y estructura del basamento se tomó de los trabajos de Kaasschieter (1965) y Zambrano (1980).

De acuerdo a estos autores en el área existe un basamento de rocas metamórficas que fué alumbrado, en la parte continental, por los pozos Elvira-1 y Oyola-1. Más tarde en el sector marino, al este de la desembocadura del río Negro, en el fondo del pozo Delfin-1 también se encontraron rocas del mismo tipo pero con un grado mayor de metamorfismo (Zambrano, 1980). Este mismo autor aporta un dato de considerable importancia para la interpretación del presente trabajo, cual es la existencia de 85 m de sedimentos cretácicos de la Formación Colorado en el pozo La Blanqueada-1 y, 10 y 24 m de la Formación Pedro Luro en los pozos Oyola-1 y Elvira-1 respectivamente.

En el sector norte del área, Kostadinoff y Font (1984) realizan la descripción geológica y geofísica planteando varias interpretaciones alternativas sobre el tipo de basamento en la zona de los bajos y arroyos. Las mismas son: a) cambio litológico del basamento b) reflejo del alto estructural del río Negro y c) fracturas de pequeño resalto en el comienzo de la cuenca del Colorado.



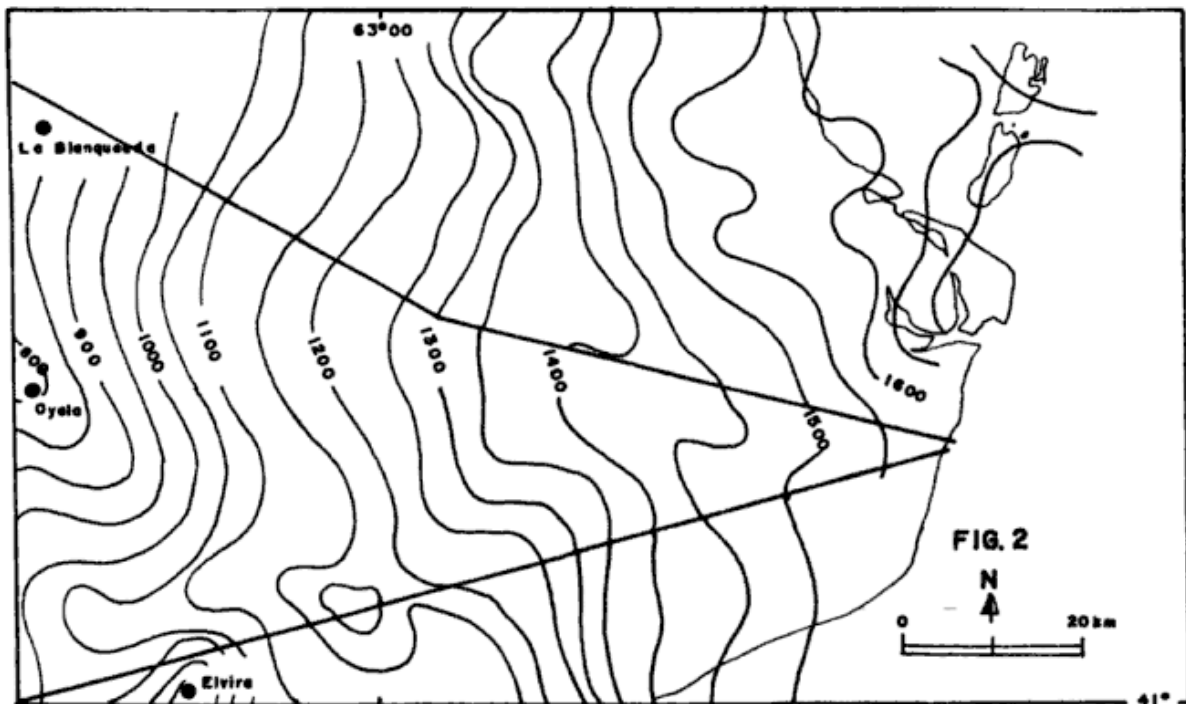


Figura 2: Profundidad del basamento en metros, según Kaasschieter (1965).

irregular con máximos y mínimos que se describirán. En el mapa gravimétrico podemos identificar:

1.- En el sector norte una anomalía de - 19 miligales como final de una secuencia de valores denominada anomalía de la bahía Anegada descrita por Kostadinoff y Font (1984).

2.- Al noreste del río Negro una alineación de núcleos de + 5 miligales se encuentra en la continuación de la fractura marcada en el mar por Zambrano (1980). Por lo tanto podemos inferir que la misma penetra en el continente hasta llegar a la margen izquierda del río disponiéndose paralela a la costa con un desarrollo de 60 km.

3.- Altos gravimétricos que se desarrollan en la parte central de este estudio, hacia el este-sudeste culminando con + 12 miligales sobre la costa.

4.- Dos anomalías de -12 miligales una en la margen derecha de la desembocadura del río Negro y la otra en el noroeste del área prospectada, en este último lugar se ubica la perforación Blanqueada-1. En la base de este pozo se mencionan sedimentos de la Formación Colorado, Kaasschieter (1965), que según Zambrano (1980) tienen un espesor de 85 m. Estas formaciones se encuentran a profundidades mayores de 800 m y en las cercanías donde las pendientes son altas, por lo tanto es probable que el basamento haya sido exhondado por acción hidráulica o eólica para luego ser cubierto por sedi-

mentos de la formación anteriormente mencionada (figura 2).

Perfiles: se confeccionaron dos perfiles, trazando los mismos sobre las anomalías más representativas del campo gravitatorio y magnético (figura 5), además se le adicionó las profundidades sísmicas halladas por Kaasschieter (1965) y la ubicación de los pozos perforados en la región, esto nos permitió obtener los modelos litológicos del basamento.

Los gradientes regionales del área prospectada indican que si aumenta la profundidad de las rocas del basamento disminuye el valor del campo magnético total, esto es explicable considerando que la fuerza magnética es inversamente proporcional a la profundidad, en el caso de una simetría plana, debiendo sumarse además el efecto de la disminución del campo cuando nos acercamos al ecuador magnético.

En este trabajo ocurre lo opuesto con las anomalías de Bouguer. Una posible interpretación es que las anomalías de gran longitud de onda, alrededor de 20 km, son producidas por variaciones de litología en profundidad; así podemos suponer que al encontrarnos en el borde occidental de la cuenca del Colorado se manifiesten dentro de la corteza materiales provenientes del manto superior, como lo proponen Introcaso y Ramos (1984) en la cuenca del Salado. La ausencia de variaciones en el

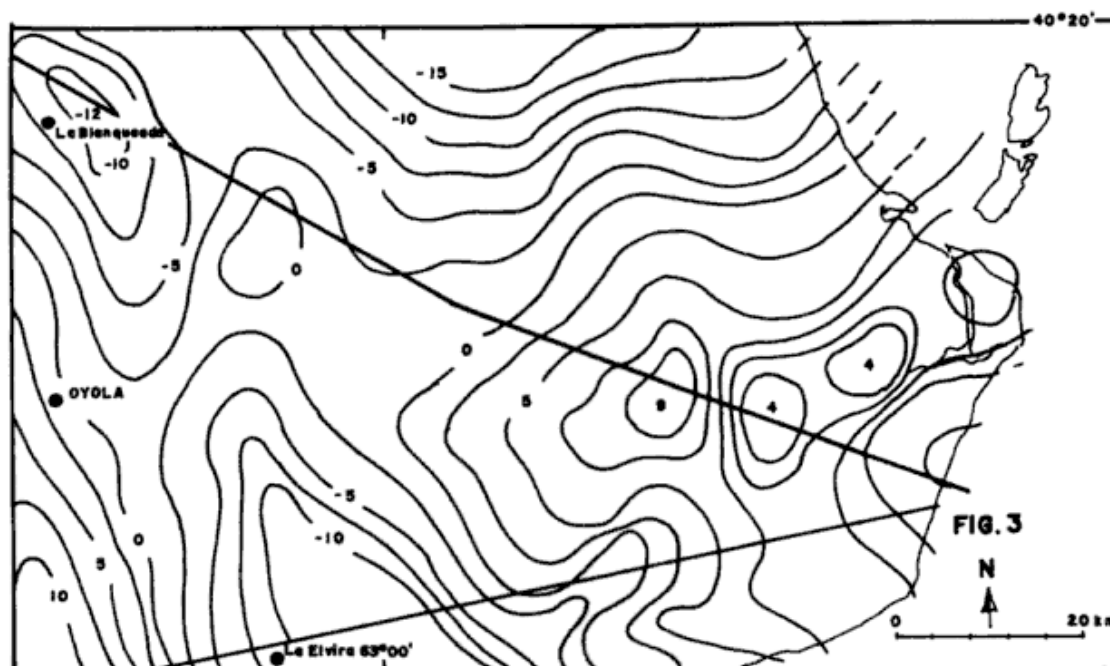


Figura 3: Gravimetría: mapa de anomalías de Bouguer, isoanómalas cada 2,5 miligales.

campo magnético total, de igual longitud de onda se puede atribuir a que estas rocas del manto están a una profundidad superior a 20 km, por lo tanto su temperatura sería mayor de  $640^{\circ}\text{C}$  (punto de Curie) lo que disminuiría apreciablemente toda manifestación de tipo magnético.

El estudio de las anomalías de pequeña longitud de onda, menores de 20 km, se ve invaluablemen-

te ayudado por los resultados de las perforaciones La Elvira-1 y Oyola-1, que de acuerdo con Zambrano (1980) han tocado metamorfitas, posiblemente de edad precámbrica superior.

En los dos perfiles es posible ver las siguientes características:

a.- Máximo de gravedad compatible con un máximo de magnetismo.

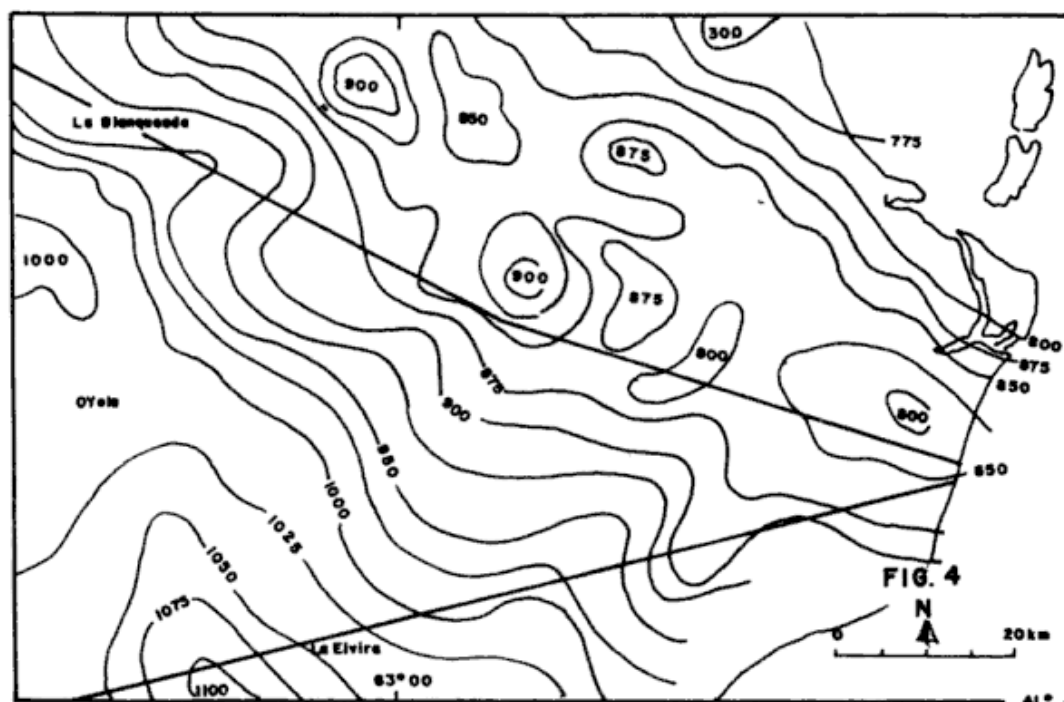


Figura 4: Magnetometría: mapa de anomalías del campo magnético terrestre, componente total. Epoca 1988,9166. Isoanómalas cada 25 nanoTeslas.

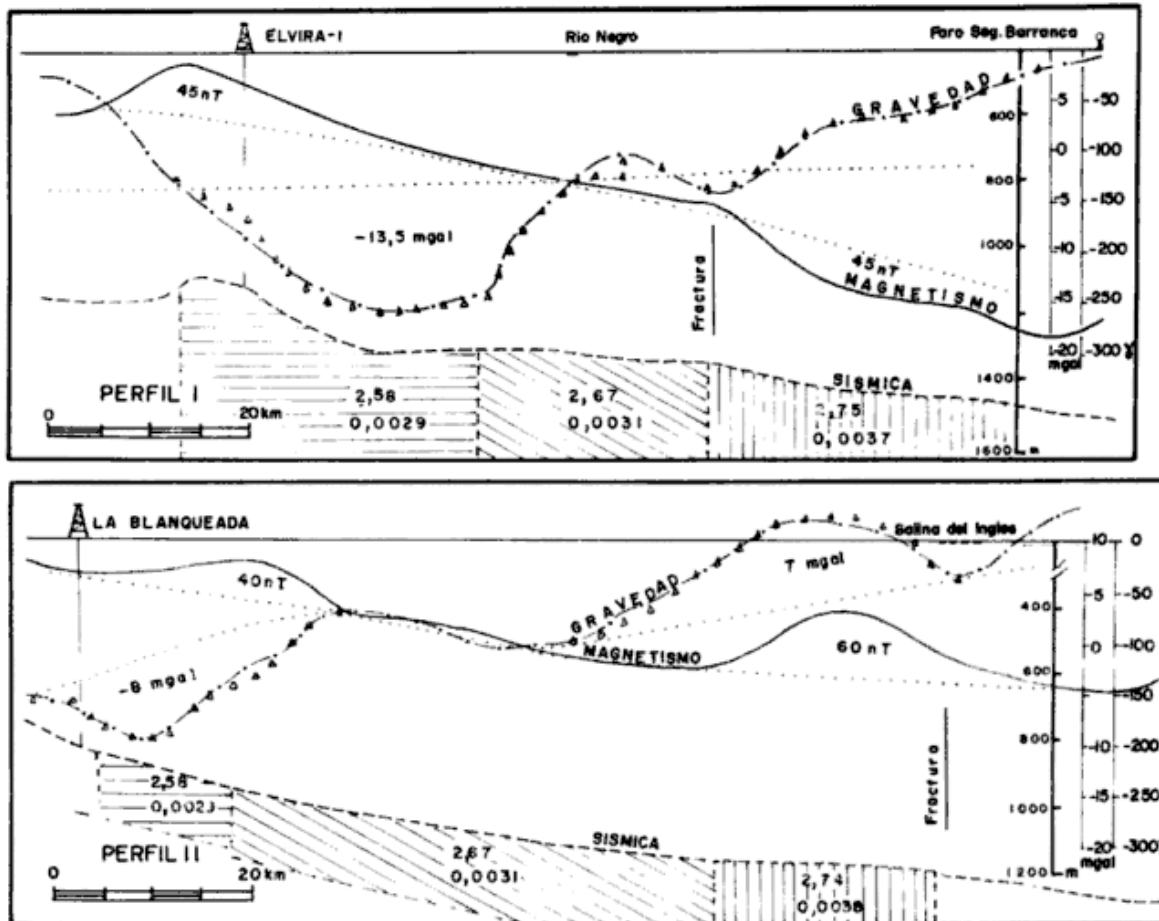


Figura 5: Perfiles de profundidad de basamento, anomalías gravimétricas de Bouguer y del campo magnético total. ....gradiente regional, valores calculados mediante modelos geofísicos. Los valores de densidad (2,58, 2,67 y 2,75) están dados en gr/cm<sup>3</sup>. Los valores de susceptibilidad magnética (0,0029; 0,0031 y 0,0037) en uem/gr.

b.- Una respuesta plana sin anomalías de los campos gravitatorio y magnético.

c.- Anomalías de máximo de gravedad coincidentes con mínimos del campo magnético terrestre.

El análisis de los perfiles con fórmulas matemáticas permite inferir las geoformas y la litología de las rocas del basamento. La metodología consiste en calcular prismas geométricos con densidad, profundidad, espesor y susceptibilidad magnética variable hasta ajustar la respuesta teórica a las mediciones realizadas en el campo.

En nuestro país esto se ha aplicado en el estudio de las cuencas sedimentarias y en las sierras Pampeanas por Introcaso (1979), Introcaso y Ramos (1984) e Introcaso *et al.* (1987), y en el sector oriental de la Patagonia y el mar epicontinental Argentino por Kostadinoff (1983 y 1985) y Kostadinoff y Schillizzi (1988).

Aplicando las metodologías mencionadas y considerando el perfil I (figura 5), podemos proponer la existencia de tres bloques de rocas metamórficas parcialmente cubiertas por un pequeño espesor de

sedimentos cretácicos (más de 85 m de sedimentos amagnéticos cuya densidad asumida es de 2,3 gr/cm<sup>3</sup>); a esa profundidad éstos producirían una anomalía de - 0,77 miligales. De acuerdo con ello y teniendo en cuenta la suave pendiente del basamento, el resto de las anomalías negativas se atribuirá a problemas de composición litológica de esas rocas.

De la evaluación de los trabajos de Kaasschieter (1965) y Zambrano (1980) podemos extraer que la cobertura sedimentaria desde superficie hasta los 800 m sería de edad terciaria y cuaternaria.

Es necesario aclarar que la susceptibilidad magnética de las rocas fué fácilmente calculada a partir del alto del basamento que se encuentra en los alrededores del pozo Elvira-1, pues para un desnivel de 100 m se produce una anomalía de + 45 nT. Por lo tanto aplicando las fórmulas de Nettleton (1976), se identifica una roca con una susceptibilidad de 0,0029 uem/gr. A partir de allí sólo se calculó el contraste de susceptibilidades de acuerdo a las anomalías magnéticas halladas en los perfiles.

Así fué posible distinguir el aumento de este parámetro físico desde el continente hacia el mar. Esto fue interpretado como el incremento del grado de metamorfismo debido a la cercanía de intrusiones graníticas.

Los valores obtenidos por los modelos gravimagnéticos y que identifican a cada prisma en el perfil I, son los siguientes:

	Profundidad	Espesor	Ancho	Densidad	Suscept.
	km	km	km	gr/cm <sup>3</sup>	uem/gr
Prisma La Elvira	1,4	5,7	24	2,58	0,0029
Prisma Río Negro	1,45	5,7	23	2,67	0,0031
Prisma 2 Barranca	1,5	5,6	26	2,75	0,0035

Es de destacar que en el extremo oriental las anomalías de los campos potenciales están parcialmente representadas debido a la imposibilidad de medir en el sector marino. Igualmente, hasta donde fué posible, se ajustaron las curvas.

En el perfil II de la figura 5, parte inferior, se observa que el basamento desciende 800 m desde el pozo La Blanqueada-1 al faro Segunda Barranca. El gradiente es suave y sólo en su extremo este es mínimamente perturbado por una fractura (Kaaschieter, 1965).

Las curvas de anomalías de Bouguer y del campo magnético terrestre obtenidas descontando sus

respectivos gradientes regionales indican, en analogía con el perfil I, tres zonas singulares.

La primera en el extremo oeste se caracteriza por un mínimo gravimétrico de - 8,4 miligales junto a un máximo desplazado de magnetometría de + 40 nT, la segunda en el tercio central del perfil está formada por un máximo de gravedad y magnetismo de + 7 miligales y + 60 nT, finalmente en el extremo este (sobre el litoral Atlántico) se insinúa un máximo gravimétrico y un mínimo magnético.

Sobre el perfil I se ha detectado una cobertura cretácica de aproximadamente de 100 m (Zambrano, 1980), este espesor de acuerdo a los cálculos

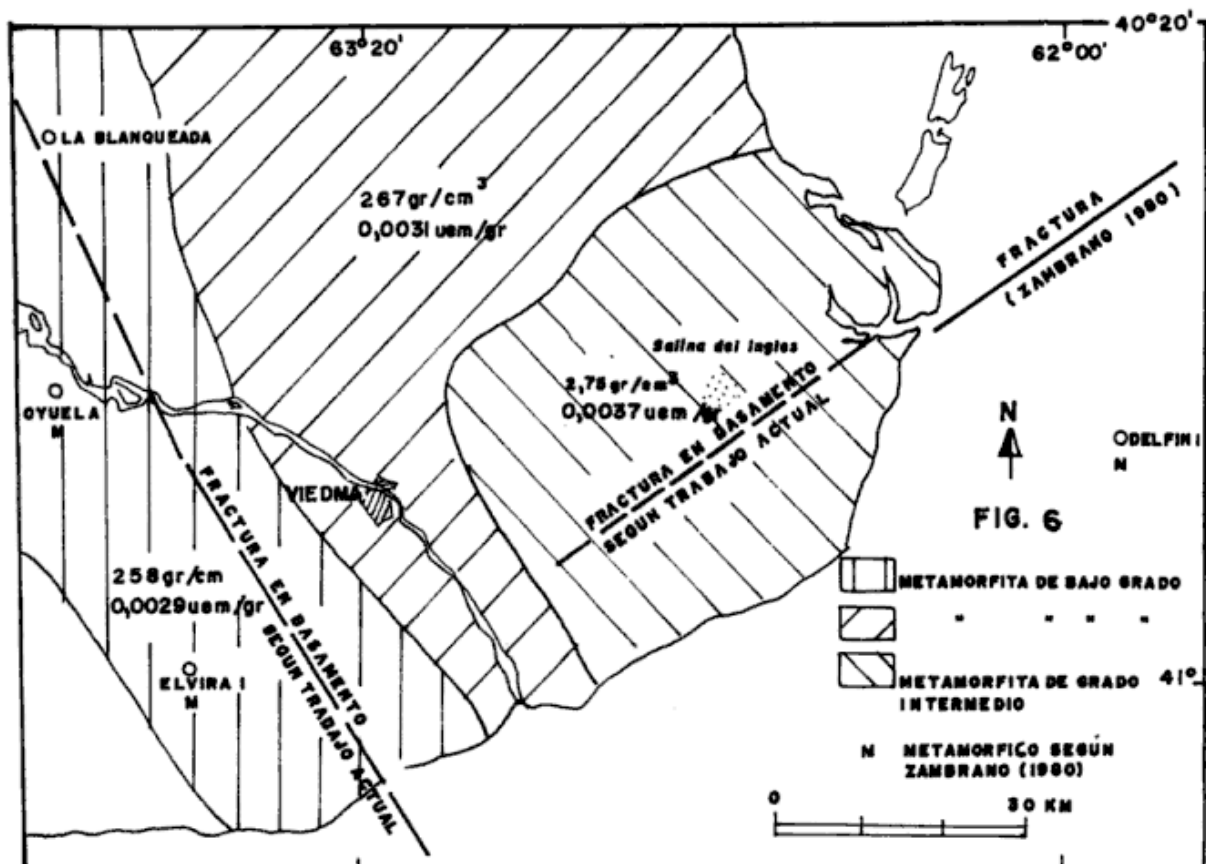


Figura 6: Disposición areal de las rocas metamórficas y fracturas propuestas.

daría una anomalía de - 1,2 miligales. Como en el extremo oeste se encuentra una anomalía de -8,4 miligales no existen dudas que los - 7,2 miligales restantes son producto de un déficit de masa generado por un basamento con rocas de baja densidad. Los cálculos indican que el mismo debería tener un valor de densidad de  $2,5 \text{ gr/cm}^3$ .

Asimismo el desplazamiento de la curva de magnetismo respecto de la gravimétrica sugiere una anomalía de contacto de dos rocas de diferente susceptibilidad. En la zona del pozo La Blanqueada-I tendríamos  $0,0029 \text{ uem/gr}$  en contacto con una roca de  $0,003150 \text{ uem/gr}$ . La densidad de esta última metamorfita sería de  $2,67 \text{ gr/cm}^3$ .

Siguiendo hacia el este se infiere por medio de los modelos un nuevo tipo de roca de mayor densidad,  $2,74 \text{ gr/cm}^3$ , y una susceptibilidad magnética de  $0,0038 \text{ uem/gr}$ . Esta deja de manifestarse al llegar a la zona de la salina del Inglés donde se detecta una fractura de acuerdo a la interpretación del mapa de anomalías de Bouguer (figura 3). Por lo tanto en esta área se propone la existencia de una roca con alto contenido de minerales paramagnéticos (magnetita, hornblenda, piroxenos, etc.) en función de las anomalías detectadas.

Podemos agregar que ambos perfiles, el I y II de la figura 5, son congruentes entre sí al dar los cálculos resultados idénticos.

Finalmente sobre el tema de los sedimentos cretácicos propuestos al sureste de la margen austral del río Negro podría deberse a la erosión diferencial sobre el basamento localizado sobre una fractura regional de dirección noroeste-sureste cuya continuidad se encuentra en el mar de acuerdo con Zambrano (1980), figura 6.

Las dos zonas de fracturación supuestas, noreste-suroeste y noroeste-sureste son coincidentes con los rumbos de los fallamientos regionales de la cuenca del Colorado. La intersección de los dos sistemas de fracturas, localizada al sur del río Negro, asociada a la acción de procesos erosivos permitiría explicar la aparición de sedimentos cretácicos sobre la exondación de las rocas de basamento.

## CONCLUSIONES

Los resultados geofísicos fueron interpretados en relación con un basamento que presenta una gradación metamórfica que va de bajo grado en el oeste llegando a medio en el este. Esta hipótesis es deducible de los datos aportados por las perforaciones La Elvira-I y Oyola-I que tocan en profundidad esquistos cloríticos, llegando en el pozo Delfín-I en

las cercanías del litoral marítimo, a gneises y migmatitas.

De acuerdo a los cálculos realizados en los perfiles el espesor de las rocas metamórficas que mejor se ajusta, considerando las ambigüedades de los modelos de los campos potenciales, sería de 4,3 km.

Se infiere que en la margen derecha del río Negro suprayacente al basamento existirían sedimentos de la Formación Colorado. Esto quedaría evidenciado a través de una anomalía gravimétrica negativa en concordancia con otra similar medida sobre la perforación La Blanqueada-I.

La anomalía anteriormente citada podría evidenciar un aumento del espesor de los sedimentos mesozoicos debido a una posible exondación de un basamento fracturado con poca resistencia a los procesos erosivos.

Existe la posibilidad que dos de las fracturas detectadas por sismica de reflexión en la plataforma marina continúen en la parte continental. Los rumbos dominantes serían noreste-suroeste, paralela al litoral marítimo y noroeste-sureste, paralelo al río Negro.

A través de los gradientes regionales gravimétricos de gran longitud de onda podría inferirse que dentro de la corteza podrían encontrarse rocas provenientes del manto superior.

## AGRADECIMIENTOS

Al personal del Instituto Argentino de Oceanografía que colaboró con este trabajo. A los Licenciados René Albouy y Jorge Spagnuolo de la Cátedra de Geofísica de la Universidad Nacional del Sur por su dedicación en la tareas de computación. Esta investigación fué realizada con subsidios del CONICET, PID N° 3923608.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

INTROCASO, A., 1979. *Modelo para el estudio de cuencas sedimentarias que exhiben respuestas gravimétricas positivas*. Publ. Inst. Fís. de Rosario.

\_\_\_\_\_ y V. RAMOS, 1984. *La cuenca del Salado: un modelo de evolución aulacogénica*. 9° Congr. Geol. Argent., Actas 3: 27-48, Buenos Aires.

\_\_\_\_\_, A. LION y V. RAMOS, 1987. *La estructura profunda de las sierras de Córdoba*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 42 (1-2): 177-187, Buenos Aires.

- KAASSCHIETER, J.P.H.**, 1965. *Geología de la cuenca del Colorado*. Acta Geol. Lilloana, 7: 151-169, Tucumán.
- KOSTADINOFF, J.**, 1983. *Interpretación de los resultados geofísicos en la prolongación Este de Tandilia*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 38 (1): 4-16, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1985. *Investigaciones sísmicas en la prolongación marina del sistema de Tandilia*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 40 (1-2): 202-210, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_ y **G. FONT**, 1984. *La cuenca del Colorado en el litoral sur de la provincia de Buenos Aires*. 9º Cong. Geol. Argent., Actas 3: 7-26, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_ y **R.A. SCHILLIZZI**, 1988. *Anomalías gravimagnéticas del litoral patagónico entre arroyo Verde y el río Chubut*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 43 (1): 80-90, Buenos Aires.
- MATEO J., E. LEVIN, A.L. CABRERA, G.F. DE AFFOLTER y A.J. MATEO**, 1976. *Catálogo general de estaciones gravimétricas*. Serie Geod., 9, Obs. Ast.: 1-118, La Plata.
- NETTLETON, L. L.**, 1976. *Gravity and Magnetics in oil prospecting*. McGraw Hill Book Company. Chapter 14: 383-386, New York.
- ZAMBRANO, J. J.**, 1980. *Comarca de la cuenca cretácica del Colorado*. En: *Geología Regional Argentina*, Acad. Nac. Cienc., 2: 1033-1070. Córdoba.

Recibido: 22 de junio, 1989.

Aceptado: 28 de abril, 1992.

**J. KOSTADINOFF**

**C. H. LABUDIA**

CONICET  
Universidad Nacional del Sur  
San Juan 670  
8000, Bahía Blanca  
Argentina



## LAS PLUTONITAS DE PILAHUE: INTRUSIVOS JURASICOS DEL SECTOR OCCIDENTAL DEL MACIZO NORDPATAGONICO

Rubén J. Cucchi

**RESUMEN:** En el sector occidental del Macizo Nordpatagónico, en la hoja geológica 39d, Anecón Chico, provincia de Río Negro, afloran cuerpos intrusivos de composición intermedia, variable aún dentro de un mismo cuerpo como lo revela la existencia de dioritas cuarcíferas, dioritas y gabros. La geoquímica indica que las rocas son calcoalcalinas, metaluminosas y sobresaturadas en sílice con cuarzo e hipersteno normativos. Estos cuerpos se alinean según un rumbo nomoreste-sudsudoeste sugiriendo un posible control estructural. Una datación del cuerpo de Palenque de Piedra con el método K/Ar en roca total realizada en el INGEIS proporcionó una edad de  $170 \pm 10$  Ma.

**ABSTRACT:** At a north-western sector of the Northpatagonian Massif, Río Negro province, approx.  $69^{\circ}30' W$  and  $40^{\circ}30' S$ , three stocks of intermediate chemical composition crop out. They have a NNE-strike and their maximum length is 7.5 km and a 1-2 km width. The petrographic features are not homogeneous: the main types are quartz diorites, diorites and gabbros. Micrographic intergrowths can be considered characteristic of a lower level of emplacement. The geochemistry shows that the rocks belong to the calc-alkaline field and they are metaluminous and  $SiO_2$  undersaturated, with normative quartz and hyperstene. The Palenque de Piedra stock was dated by K-Ar method in  $170 \pm 10$  Ma.

### INTRODUCCION

Durante el relevamiento de la hoja geológica 39d Anecón Chico, que por cuenta de la Dirección Nacional de Geología y Minería se efectúa en la porción occidental del Macizo Nordpatagónico o de Somuncurá, provincia de Río Negro, a la latitud de  $40^{\circ}30' S$  y longitud  $69^{\circ}30' O$ , entre Laguna Blanca y Mengué, se tuvo la oportunidad de ubicar varios cuerpos intrusivos de composición intermedia. Estos fueron dados a conocer en el aún inédito Mapa Geológico de la provincia de Río Negro, que el Servicio Geológico Nacional presentara como contribución al IX Congreso Geológico Argentino realizado en San Carlos de Bariloche en el año 1984.

El objetivo de este trabajo es presentar una descripción de las principales características de los cuerpos, su ubicación, su petrografía y geoquímica, habida cuenta de la falta de referencias bibliográficas acerca de su existencia en aquél momento.

Estos cuerpos, de 4 a 4,5 km de largo por 1-2 km de ancho, se encuentran emplazados siguiendo un rumbo aproximado NNE-SSO lo que sugiere un posible control estructural.

A juzgar por la edad radimétrica de uno de los stocks, el de Palenque de Piedra, de  $170 \pm 10$  Ma, se

ubicaría en el ciclo magmático del Jurásico inferior a medio.

### ANTECEDENTES

En regiones cercanas a Pilahue no se encuentran referencias acerca de cuerpos intrusivos "mesosilícicos" de mayor volumen que diques. Wichmann (1934: 6) hizo alusión a rocas filonianas de tipo diorítico en Pilahue; estos diques intruyen los granitos de color gris que constituyen el Basamento Antiguo del citado autor.

Nullo (1978) en la descripción de la Hoja 41d, Lipetrén, en la provincia de Río Negro, cita la presencia -como parte de la Formación Taquetrén- de una facies hipabisal de composición andesítica que forma diques de 2-3 m de potencia que atraviesan a las restantes facies de la Formación Taquetrén. Otro tanto indica Proserpio (1978) en la Hoja 42d, Gastre, en la provincia del Chubut.

Más al sur, Franchi y Page (1980, cuadro II) citan granodioritas y gabros de la Formación General San Martín y cercana del puesto Garrido, respectivamente, del Jurásico inferior.

Recientemente, en Pilcaniyeu (Río Negro), Alonso (1987: 28) identifica un evento plutónico Jurásico, si bien de composición granítica, que Rappela y Kay (1988) asignan a los granitos gondwánicos del Batolito Central Patagónico.

## DESCRIPCION DE LOS CUERPOS INTRUSIVOS

A continuación, comenzando con el stock ubicado más al noreste, se dan las principales características de cada uno de los cuerpos intrusivos; en el bosquejo geológico (figura 1) se ubican las muestras y los puestos de los pobladores que han servido para su localización.

### El cuerpo de Loncomán

El cuerpo de Loncomán está constituido por dioritas y dioritas cuarcíferas a tonalitas, tiene unos 4,5 km de largo por 2 km de ancho, con su eje mayor de rumbo aproximado N20°E. El camino entre Mencué y Comallo, que pasa por Laguna Blanca, lo atraviesa en su flanco occidental, próximo al puesto de Loncomán. Donde se puede observar el contacto con la caja granitoidea, éste es neto; dicha caja es de composición leuco-granitoidea con fábricas de intercrecimiento micropegmatítico.

El grano del cuerpo es fino a mediano; en este último se pueden ver cristales tabulares de plagioclasa de 4-5 mm por 1-2 mm en una base fina. El color de la roca fresca es gris oscuro que pasa a gris rosado al alterarse.

La textura es granular alotriomórfica; se estima que la roca consiste de 15 a 30 % de minerales oscuros y 70 a 85 % de componentes claros. La plagioclasa es andesina (An 35-42 %) en cristales zonales cuyo índice de refracción disminuye de la periferia al centro. El otro componente claro, el cuarzo, es límpido y su presencia intersticial entre los otros minerales puede, por los bordes rectos y angulosos de ellos, proporcionarle un aspecto gráfico; asociado a plagioclasa se resuelve en una textura mirmequítica.

Los componentes melanocráticos están representados por piroxeno, anfíbol -no en todas las muestras- clorita, algo de biotita y minerales opacos. En la muestra 16a, al norte del cuerpo, el piroxeno es augita, con suave pleocroismo verde; se presenta en secciones con maclas simples y rara vez polisintéticas. Clorita y anfíbol pueden estar asociados quizás como productos de alteración. En las muestras donde se presenta el anfíbol, se trata de hornblenda, la que suele estar reemplazada por clorita y calcita.

En las variedades más silíceas se aprecia una base de feldespato y cuarzo con un intercrecimiento en parte micrográfico.

Hacia los bordes norte y sudoeste del stock de Loncomán el análisis microscópico revela mayor



Figura 1: Mapa geológico del área estudiada

**Tabla 1. Modas de los cuerpos intrusivos de Pilahue. Loncomán: 16 a. Palenque de Piedra: 21 y 23 a. Cañumil: 38, 38 a' y 38 b dy. 1.000 mediciones por muestra.**

Nº muestra	Plag.	Cuarzo	F.K.	Pirox.	Anfib.	Biot.	Clor.	Opac.	acc.	IC
16 a	64	13	-	7	-	0,6	14	1	0,4	23
21	70	16	5	-	1	-	7	0,5	0,5	9
23 a	72	8	-	6	-	9	-	5	-	20
38	66	8	6	3	2	-	13	2	-	20
38 a'	66	13	6	10	-	3	-	2	-	15
38 b dy	63	1,5	-	-	26	-	6	3	0,5	35

contenido de cuarzo, en tanto que hacia el centro es menos silíceo; junto a éstas las variedades en la composición de los mafitos marcan la poca homogeneidad del cuerpo.

El stock de Loncomán está cortado por diques de composición granítica, gris rosados, de 1 a 50 cm de potencia, que también atraviesan a la caja. Tienen intercrecimiento micrográfico de cuarzo cu-neiforme y feldespato potásico, en parte argilizado; se ve escasa biotita, clorita (penninita) y un mineral opaco primario. Hay también turmalina con pleocroísmo verde oliva, que se presenta en haces fibroso-radiados o en cristales aislados.

En el sector sudoeste del cuerpo, muestra 16e, se han visto inclusiones ovaladas de 2 por 3 cm de color gris y composición más básica.

#### El cuerpo de Palenque de Piedra

Al sur del paraje conocido como Palenque de Piedra y al oeste del puesto de don Hipólito Ruiz, aflora otro cuerpo intrusivo de composición diorítica a gábrica, de forma alargada, límites irregulares y de unos 7,5 km de largo. El grano de la roca es fino a mediano y su color es gris con tonalidades rosadas por la alteración de los feldespatos; éstos de 1 por 2 a 3 mm de largo resaltan por su color más claro lo mismo que motas verdosas, cloríticas, resultado de la alteración de los minerales ferromagnesianos. Por efectos de la meteorización se forman bloques de 20-30-40 cm por 60-80-100 cm de largo, de aristas más o menos redondeadas.

La roca tiene una textura granular hipidiomórfica; la plagioclasa alcanza un 60-70 %, es labradorita (An 54 %) en el caso de la muestra más gábrica, la 23a; se presenta en tablas algo gruesas y cortas y en secciones cuadrangulares. Predominan los cristales zonales cuyos índices de refracción aumentan hacia la periferia. De las dos generaciones de plagioclasa que se observan, en la segunda predominan los cristales de hábito tabular sobre el cuadrangular.

El piroxeno, que se estima entre el 5-10 %, es augita; a veces se presenta con maclas (100). Se asocia a biotita y puede presentar muchas inclusiones de un mineral opaco, tipo Schiller.

La biotita, 5 al 10 %, se presenta en pequeñas escamas asociadas por lo general a un mineral opaco; puede ser intersticial entre plagioclasa y en algunos casos reemplaza al piroxeno asociado a gránulos de un mineral opaco; también altera a clorita.

Alguna muestra de este stock puede tener suficiente cuarzo como para ubicarse en el campo de las dioritas cuarcíferas (tabla 1, muestra 21) y en este caso el cuarzo es límpido, intersticial, a veces formando pequeños mosaicos con hojitas de clorita intergranular; también se aprecia un crecimiento vermicular entre cuarzo y feldespato.

En el borde norte del cuerpo aumenta el porcentaje de cuarzo (la muestra 21 es un ejemplo de ello) y allí se presenta con textura micrográfica y en asociación mirmequítica con la plagioclasa. Esta es andesina (An 38 %) y el mafito - 15 al 20 %- es hornblenda que altera a clorita; hay también escasa cantidad de epidoto, calcita, apatita y turmalina.

La caja de este cuerpo es igualmente leucocrática, con algo de turmalina y granate. Presenta una fábrica cataclástica con formación de mortero entre los granos de los minerales claros y planos de cizalla cortando los granos: sería una protomilonita granítica.

En el borde norte una microtonalita corta tanto el cuerpo como la caja; este dique presenta megacristales de anfíbol, en parte cloritizados, en una base fina, densa, con abundante cuarzo, feldespato, laminillas de sericita y/o clorita y gránulos de un mineral opaco.

#### El stock de Cañumil

El stock más meridional es el que aflora cerca del puesto de don Pedro Cañumil; tiene unos 7,5 km

**Tabla 2. Análisis químicos y normas de las Plutonitas de Pilahue. Lincopán: 15, 16 b' y 16 b. Palenque de Piedra: 21, 22 dy, 23 b, 23 a y 21 a. Cañumil: 38 a' y 38 d. 638 b es del Complejo Navarrete y 156 e y 157 e son de La Esperanza (Rapela, C.). Laboratorio de S. Minería: 16 b, 21 a, 23 a, 23 b y 38 a'. LAQUIGE: 15, 16 b', 21, 22 dy y 38 d.**

	15	16 b'	16 b	21	22 dy	23 b	23 a	21 a	38 a'	38 d	156 e	157 e	638 b
SiO <sub>2</sub>	63,89	61,81	68,20	63,03	66,10	57,64	61,60	60,02	63,23	55,29	52,50	53,78	60,12
TiO <sub>2</sub>	0,60	0,64	0,20	0,58	0,61	0,90	0,20	0,80	0,40	0,93	1,55	1,78	0,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,40	15,78	11,61	15,97	14,95	9,85	13,55	7,55	14,00	17,71	15,99	15,01	15,57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,78	1,80	3,67	1,55	1,82	8,26	4,69	9,49	1,82	1,52	4,31	4,92	2,46
FeO	2,18	3,10	0,72	2,56	1,60	1,62	4,06	1,86	4,49	6,00	5,13	4,74	3,06
MnO	0,06	0,03	0,02	0,08	0,03	0,15	0,04	0,20	0,06	0,13	0,13	0,18	0,09
MgO	2,17	3,00	2,32	2,48	1,66	5,03	4,17	3,01	5,56	5,13	4,50	3,65	3,69
CaO	3,95	3,59	1,30	3,94	2,06	5,82	4,22	5,17	3,57	7,98	6,60	6,15	5,58
Na <sub>2</sub> O	3,72	3,10	4,79	3,40	2,08	4,00	2,95	4,54	2,86	2,99	3,66	3,20	2,54
Na <sub>2</sub> O	2,99	3,11	5,95	3,44	5,96	3,47	3,16	3,89	3,41	1,65	0,81	1,15	2,34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,12	0,15	0,12	0,12	0,20	0,20	0,20	0,30	0,15	0,72	1,18	0,08
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,21	2,39	0	1,43	1,87	0	0,75	0	0,30	0,65	3,90	3,37	3,07
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0	0	0,20	0	0	0,18	0,10	0,15	0,15	0	0,35	0,28	0,37
Total	98,07	98,47	99,13	98,58	98,86	97,12	99,69	96,88	100,15	100,13	100,15	99,39	99,55
An	34,38	39,36	0	38,69	34,90	0	36,58	0	54,27	38,72	44,48	45,71	52,94
Q	19,20	18,59	16,30	17,23	24,42	8,21	17,27	13,85	15,73	5,26	8,38	14,55	18,53
Or	17,67	18,38	35,10	20,33	35,22	20,51	18,67	22,99	20,15	9,75	4,79	6,80	13,83
ab	31,48	26,23	26,59	28,77	17,60	31,35	24,96	17,18	24,20	25,30	30,97	27,08	21,49
an	16,49	17,03	0	18,16	9,44	0	14,40	0	15,29	30,03	24,81	22,80	24,17
C	0	1,07	0	0	1,62	0	0	0	0	0	0	0,15	0
di	1,86	0	4,33	0,49	0	21,46	4,19	16,17	0,37	7,00	2,58	0	2,39
hy	6,17	10,68	4,76	8,55	4,62	2,58	11,71	0	19,86	17,82	13,51	11,12	10,84
Wo	0	0	0	0	0	0	0	1,49	0	0	0	0	0
ac	0	0	10,62	0	0	2,20	0	18,71	0	0	0	0	0
mt	2,58	2,61	0	2,25	2,64	3,10	6,80	4,33	2,64	2,20	6,25	7,13	3,57
il	1,14	1,22	0,38	1,10	1,16	1,71	0,38	1,52	0,76	1,77	2,94	3,38	1,10
hem	0	0	0	0	0	5,36	0	0,04	0	0	0	0	0
ap	0,28	0,28	0,35	0,28	0,28	0,46	0,46	0,46	0,70	0,35	1,67	2,73	0,19
NMS	0	0	0,44	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO*	3,78	4,72	4,02	3,96	3,24	9,05	8,28	10,40	6,13	7,37	9,01	9,17	5,27
F/F+M	0,639	0,613	0,635	0,619	0,663	0,647	0,666	0,779	0,527	0,594	0,670	0,719	0,592
den	2,41	2,44	2,35	2,42	2,37	2,48	2,47	2,45	2,47	2,56	2,56	2,54	2,47

de largo, su contorno es irregular y su ancho medio es alrededor de 1 km. Ocupa un área baja respecto de la caja y el camino Mengué-Comallo lo recorre en buena parte de su extensión; la superficie del cuerpo está cubierta por arena residual gris oscura y apenas se ven algunos bloques de aristas redondeadas sobresaliendo en el bajo.

En general el cuerpo posee grano fino a mediano, el color es gris a gris verdoso oscuro, a veces algo rosado al alterarse, y con motas oscuras debidas a los fémos de 1-2 mm de largo por 0,5 a 1 mm de ancho.

El intrusivo presenta en el borde meridional de su sector sudoeste un resalto debido a un filón -de donde procede la muestra 38d- cuyo rumbo es no-

reste y tiene grano mediano a grueso, color verde oscuro, con bloques de 5 a 10 m de altura.

El cuerpo de Cañumil emite a su vez diques gris oscuro, de grano fino, como la muestra 38 b dy, que penetran la roca de caja. Esta caja es de composición leucogranítica, compuesta casi exclusivamente por feldespato potásico y cuarzo con escasa moscovita; el feldespato tiene mucha alteración arcillosa.

La textura del stock es granular no bien definida entre porfiroide y seriada; tanto los componentes claros como los oscuros se presentan en cristales de 1-2 mm de largo por 0,5-1 mm de ancho, coexistiendo con otra generación de menor tamaño. Los de plagioclasa consisten en tabla cortas, subhedra-

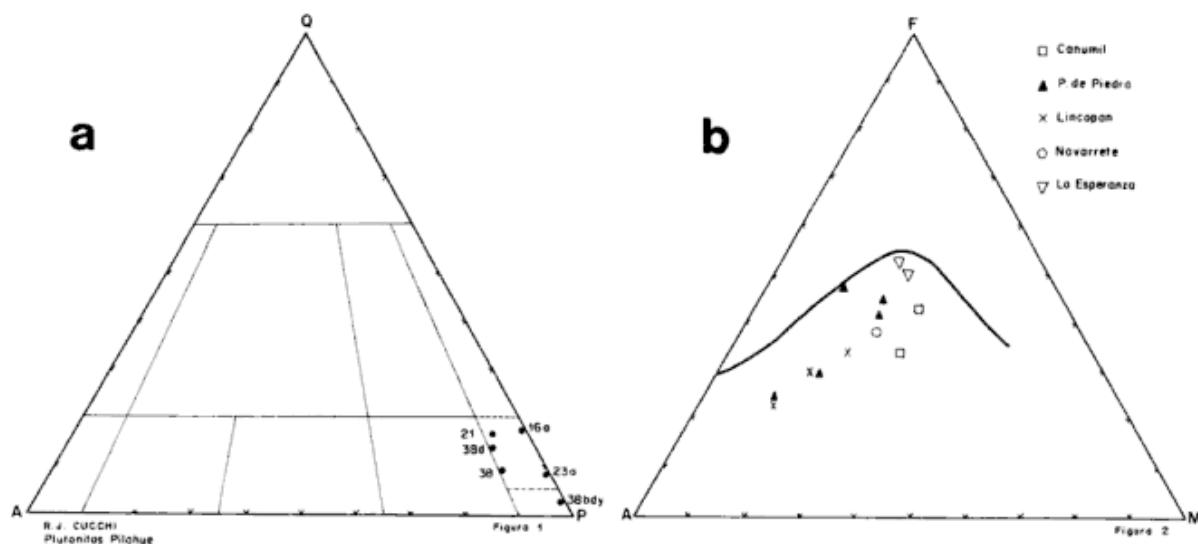


Figura 2: Diagramas QAP y AFM de las rocas estudiadas.

les, con bordes zonales; los de piroxeno en secciones preferentemente prismáticas.

La plagioclasa que presenta zonalidad posee mayor índice de refracción en la periferia que en el núcleo; con frecuencia se observa en los cristales de mayor tamaño un reborde de sobrecorrimiento con el núcleo más alterado y con inclusiones de piroxeno. En algunas muestras la composición de la plagioclasa puede llegar al 62 % de An, por lo que en estos casos se trata de gabros.

El piroxeno es augita con maclas (100); algunos cristales están uralitizados a un anfibol verde oliva además de un anfibol primario reemplazado por clorita.

Un par de cristales de olivina completa la nómina de los minerales melanocráticos, la que se estima alcanza un 25-30 % como valor máximo.

El cuerpo revela que no es homogéneo y hacia el sur -muestra 38a- la plagioclasa es más andesítica (An 42-50 %), desaparece el anfibol y la escasa olivina, mientras que hay biotita castaña asociada al piroxeno de pleocroísmo rosado suave. Petrográficamente esta muestra sería una leucodiorita cuarcífera piroxénica. En otros casos, además de cuarzo intersticial, se observa algo de feldespato perfitico lo que indicaría una tendencia monzodiorítica.

Igualmente ha sido posible observar cuarzo intersticial con texturas micrográficas o mirmequíticas según su asociación con feldespato potásico o plagioclasas.

### MODA Y ASPECTOS QUIMICOS

En la tabla 1 se presentan los datos obtenidos del recuento de minerales de las muestras selecciona-

das de los cuerpos de Pilahue, preparada de acuerdo a la metodología habitual usada en el cálculo modal; para cada muestra se realizaron 1.000 mediciones utilizando un contador de puntos Swift.

La figura 2a corresponde a un diagrama de QAP (Streckeisen, 1976) construido con los valores modales de la tabla 1; como se ve las Plutonitas de Pilahue caen en el campo de las dioritas cuarcíferas excepto la 38bdy que lo hace en el campo 10 de las dioritas/gabros en coincidencia, en este caso, con la observación microscópica pues la plagioclasa es una labradorita con un contenido de anortita del 54 %.

Se dispone también de varios análisis químicos (tabla 2) de las rocas de Pilahue y con sus datos se ha preparado el diagrama AFM de la figura 2b que muestra que las rocas caen en el campo calco-alcalino. Los análisis indican que las rocas son metaluminosas, sobresaturadas en sílice, con cuarzo e hipersteno en la norma.

Si ubicamos algunos de los análisis en los diagramas Q'-ANOR (Streckeisen y Le Maitre, 1979) en el caso de las dioritas (*op. cit.*, figura 17) se ve que caen en áreas de curvas de baja a mediana densidad (campos 4 y 9). Por otra parte en el banco de datos CLAIR del grupo de las dioritas cuarcíferas alrededor de 1/3 corresponden al campo 9+ y los 2/3 restantes pertenecen al campo 10+. A su vez las dioritas por lo común caen en los campos 10 y 10+ y aún en el campo 5 de las tonalitas (a causa del cuarzo libre que queda si se forma biotita). Las dioritas generalmente contienen biotita y hornblenda y parte de la ortoclasa normativa está contenida en la biotita, de manera que el feldespato potásico modal es mucho menor que el contenido en la norma

(como si en un caso u otro se desplazaran hacia campos opuestos).

### ASPECTOS TEXTURALES

En los intrusivos de Pilahue es frecuente observar texturas de intercrecimiento entre cuarzo y feldespato potásico y entre cuarzo y plagioclasa, es decir micrográficas y mirmequíticas, respectivamente, que corresponden a fenómenos póstumos de los últimos episodios de la cristalización. Según Fenn (1986: 330) resultan del crecimiento simultáneo de cuarzo y feldespato en una situación de desequilibrio cinemático.

Algunos autores llaman a estos intercrecimientos con el nombre de simplectitas y las relacionan con eutectoides; otros con fenómenos de reemplazo. La mayoría de las simplectitas, según Spry (1969), ocurren por simultánea co-nucleación y crecimiento independiente de dos fases; a su vez Augusthitis (*cf.* Spry, 1969) señala que fábricas similares pueden resultar de reemplazo parcial.

Intercrecimientos micropegmatíticos son conocidos en las diabasas tholeíticas de Karroo (Carmichael *et al.*, 1974) donde se ha notado que hacia niveles corticales altos la plagioclasa es más sódica y en los diferenciados granofíricos asociados es menos cálcica que An 50 %, al mismo tiempo que el volumen de intercrecimiento micrográfico se incrementa.

Cox *et al.* (1980) también hacen mención que en intrusiones superficiales, en especial en rocas tholeíticas, los productos de cristalización tardía son fácilmente reconocibles y es probable que tengan intercrecimientos micrográficos intersticiales.

En ciertos filones capa -como los de Mount Wellington (Turner y Verhoogen, 1960)- se conocen mesostasis micrográficas que indican la composición granofírica de los líquidos finales del proceso de cristalización fraccionada. En los de Karroo, arriba citados, los productos granofíricos resultan de la reacción entre un magma diabásico y una caja constituida por "siltstones". Es decir que en los dos ejemplos citados las texturas de intercrecimiento serían el resultado de una diferenciación o de la interacción entre magma y caja. En este último caso la interacción del magma con una caja sálica modificaría la composición del líquido residual de tal manera que permita el intercrecimiento micrográfico de cuarzo y feldespato.

Turner y Verhoogen (1960), Carmichael *et al.* (1974) y Bowen (1956) admiten que en cuerpos básicos es frecuente que aparezcan intersticialmente intercrecimientos granofíricos, los que atribuyen

a líquidos residuales dejados por la diferenciación mediante el mecanismo de la cristalización fraccionada.

En el caso de las Plutonitas de Pilahue, además de la fábrica de intercrecimiento habría que explicar la falta de homogeneidad de la composición interna de los cuerpos, mineralógica y química. ¿Ambas se deben a contaminación con la caja, se trata de una mezcla de magmas o estamos sólo ante una diferenciación? Quizás la respuesta a estos interrogantes esté en la aplicación de técnicas analíticas para determinar elementos traza. Hasta tanto no se disponga de otros argumentos se prefiere la última alternativa propuesta, en cuanto a interpretación de la textura y la contaminación en lo concerniente a la heterogeneidad composicional.

En síntesis, no se descarta que en los cuerpos de Pilahue la falta de homogeneidad sea el resultado de la interacción de magma y roca de caja, la que a su vez daría lugar a la modificación de la composición del líquido residual y por diferenciación la formación de intercrecimientos micrográficos.

### EDAD DE LOS INTRUSIVOS DE PILAHUE

Se dispone de una datación radimétrica de una muestra proveniente del cuerpo de Palenque de Piedra; fue analizada en el INGEIS sobre roca total con el método K-Ar y proporcionó una edad de  $170 \pm 10$  Ma.

Los datos analíticos son los siguientes:

Muestra INGEIS 2522

K: 1,62 %

$K^{40}$ :  $4,840 \times 10^{-8}$  mol/g

$Ar^{40}_{rad}$ :  $4,970 \times 10^{-10}$  mol/g

$Ar^{40}_{atm}$ : 25,8 %

La edad jurásica obtenida con la muestra disponible del cuerpo de Palenque de Piedra concuerda con la del evento plutónico jurásico identificado por Alonso (1987) en el área de Pilcaniyeu.

Trabajos realizados con posterioridad al presente arrojan edades triásicas y jurásicas en el área de Gastre (Rapela *et al.* 1991) y en Chasico-Mencué (Dalla Salda *et al.*, en prensa), que abren la necesidad de ubicar estos eventos ígneos sea en los del Batolito Central Patagónico propuesto por Rapela y Kay en 1988 o en los que anteriormente se consideraron eopaleozoicos del Macizo de Somuncura y

que nuevas dataciones reubicarían en ciclos magmáticos eomesozoicos (Rapela, com. pers.).

### AGRADECIMIENTOS

Parte de los análisis químicos de este trabajo fueron realizados en el LAQUIGE, con fondos provistos por el CONICET a través de un PIA, parte en el Laboratorio Químico de la actual Dirección Nacional de Geología y Minería. A los responsables de los análisis, Lic. M. Keller y Dr. S. Tibaldi, el reconocimiento del autor.

Se agradece también a los Dres. Caminos y Llambías por la lectura crítica del manuscrito y a la Sra. L. Dubourg por la preparación de las ilustraciones. Se agradece también la revisión crítica del Dr. Rapela que contribuyó a mejorar este trabajo.

### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ALONSO, G. B., 1987. *Resultados geoquímicos y geocronológicos de los cuerpos graníticos de Pilcaniyeu, provincia de Río Negro*. 10<sup>o</sup> Congr. Geol. Argent., 4: 27-29.
- BOWEN, N. L., 1956. *The evolution of igneous rocks*. Dover Public.: 1-332, New York.
- CARMICHAEL, I. E., F. J. TURNER y J. VERHOOGEN, 1974. *Igneous Petrology*. McGraw-Hill Book Co.: 1-567, New York.
- COX, K. G., J. D. BELL y R. J. PANKHURST, 1980. *The interpretation of igneous rocks*. Allen & Unwin: 1-450, Londres.
- DALLA SALDA, L., R. VARELA y C. A. CINGOLANI, en prensa. *Los granitoides de Chasicó-Mencué, Macizo Nordpatagónico, Río Negro. Su implicancia geotectónica*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 46 (3-4).
- FRANCHI, M. R. y R. F. PAGE, 1980. *Los basaltos cretácicos y la evolución magmática del Chubut occidental*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 35 (2): 208-229. Buenos Aires.
- FENN, P. M., 1986. *On the origin of graphic granite*. Amer. Mineral., 71: 325-330.
- NULLO, F. E., 1978. *Descripción geológica de la Hoja 41d, Lipetrén*. Bol. Serv. Geol. Nac., 158: 1-88, Buenos Aires.
- PROSERPIO, C. A., 1978. *Descripción geológica de la Hoja 42d, Gastre, provincia de Chubut*. Bol. Serv. Geol. Nac., 159: 1-75, Buenos Aires.
- RAPELA, C. W. y S. M. KAY, 1988. *Late Paleozoic to Recent Magmatic Evolution of Northern Patagonia*. Episodes, 11 (3): 175-182.
- \_\_\_\_\_, G. F. DIAS, J. R. FRANZESE, G. ALONSO y A. R. BENVENUTO, 1991. *El batolito de la Patagonia central: evidencias de un magmatismo triásico-jurásico asociado a fallas transcurrentes*. Rev. Geol. Chile, 18 (2): 121-138, Santiago.
- SPRY, A., 1969. *Metamorphic Textures*. Pergamon Press: 1-350, Oxford.
- STRECKEISEN, A., 1976. *To each plutonic rock its proper name*. Earth Sci. Rev., 12: 1-33.
- \_\_\_\_\_, y R. W. LE MAITRE, 1979. *A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks*. N. Jb. Miner. Abh., 136: 169-206.
- TURNER, F. J. y J. VERHOOGEN, 1960. *Igneous and metamorphic petrology*. McGraw-Hill Book Co.: 1-694, New York.
- WICHMANN, R., 1934. *Contribución al conocimiento geológico de los territorios del Neuquén y del Río Negro*. Min. Agr., Dir. Minas y Geología, Bol., 39: 1-27, Buenos Aires.

Recibido: 23 de junio, 1989.

Aceptado: 7 de abril, 1992.

R. J. CUCCHI

Dirección Nacional de Geología y Minería  
Departamento de Geología  
Av. Julio A. Roca 651, piso 10  
Buenos Aires

## XII CONGRESO GEOLOGICO ARGENTINO II CONGRESO DE EXPLORACION DE HIDROCARBUROS

La Asociación Geológica Argentina, la Asociación Geológica de Mendoza y el Instituto Argentino del Petróleo han asumido la responsabilidad de la organización conjunta del XII Congreso Geológico Argentino y del II Congreso de Exploración de Hidrocarburos.

La celebración del XII Congreso Geológico Argentino en la ciudad de Mendoza fue aprobada en la Asamblea de Clausura del XI Congreso que tuvo lugar en San Juan en setiembre de 1990. Por su parte, la Comisión Directiva del Instituto Argentino del Petróleo aprobó en agosto de 1991 la organización del II Congreso de Exploración de Hidrocarburos.

La coincidencia de estos dos eventos ha desembocado en el acuerdo entre las Instituciones organizadoras en unificar las actividades realzando el carácter de afinidad temática de muchas de sus disciplinas comunes, tratando además, de internacionalizar ambas celebraciones e intentando que sirvan de foco de encuentro y de discusiones científicas a los cultores de ambas actividades.

De tal manera, se acordó concretar la simultaneidad de los dos Congresos manteniendo la individualidad de cada uno de ellos.

Se realizarán ambos encuentros en Mendoza, del 10 al 15 de octubre de 1993 en las adecuadas instalaciones del "Centro de Congresos y Exposiciones Gobernador Emilio Civit", en el Centro Cívico de dicha ciudad, funcionando en salas independientes aunque organizados ambos por la misma Junta Ejecutiva, Comisión Organizadora y Comisión Científica.

### JUNTA EJECUTIVA

Presidente:	<b>Dr. Gualter A. CHEBLI</b> (UBA - IAP)
Vicepresidente 1º:	<b>Geól. Eddy LAVANDAIO</b> (Asoc. Geológica de Mendoza - Dir. Nac. Minería)
Vicepresidente 2º:	<b>Dr. Jorge O. CODIGNOTTO</b> (UBA - CONICET)
Secretario:	<b>Dr. Carlos A. DEVIZIA</b> (Cía. Naviera Pérez Companc - I.A.P.)
Tesorero:	<b>Dr. Federico GUERRERO</b> (Consejo Superior Profesional de Geología)
Vocales:	<b>Lic. Daniel KOKOGIAN</b> (Occidental Exploration of Argentina) <b>Dr. Francisco NULLO</b> (UBA - CONICET) <b>Dr. Apolo ORTIZ</b> (Occidental Exploration of Argentina) <b>Dr. Juan A. ROBBIANO</b> (Total Austral) <b>Dr. Luis A. SPALLETTI</b> (UNLP - CONICET) <b>Dr. Miguel A. ULIANA</b> (Astra C.A.P.S.A.)

### SECRETARIA OFICIAL DE LOS CONGRESOS

Maipú 645 - 3º piso - 1006 Buenos Aires - Argentina  
Teléfonos: (54-1) 322-2820 - 322-3244/3652 - 393-5494 - 325-8006 - Fax: (54-1) 325-8009

Toda correspondencia, incluyendo inscripciones, trabajos, consultas, etc., debe dirigirse al Secretario de la Junta Ejecutiva, a la dirección arriba consignada.

La Junta Ejecutiva invita cordialmente a las Instituciones Provinciales, Nacionales e Internacionales, así como a las Empresas y Organismos dedicados a cualquiera de los aspectos de la Geología y de la exploración de hidrocarburos, y a los colegas en particular a colaborar en la organización y aportar ayudas técnicas y/o económicas para el mejor logro de los objetivos de ambos Congresos.

### SEDE DE LA COMISION LOCAL

Asociación Geológica de Mendoza  
Mitre 617 - 6º piso  
Casilla de Correo 40 - 5500 Mendoza - Argentina  
Teléfonos: (54-61) 25-6442 - 23-2934 - Fax: (54-61) 22-0796 ó 31-1455



## LOS GRANITOIDES DE CHASICO-MENCUE, MACIZO NORPATAGONICO, RIO NEGRO. SU IMPLICANCIA GEOTECTONICA

Luis H. Dalla Salda, Ricardo Varela y Carlos A. Cingolani

**RESUMEN:** Se presenta el análisis petrológico-geoquímico de una asociación granítica metaaluminosa potásica con frecuentes leucogranitos de una y dos micas, datada como triásica. La vinculación de ésta con volcanitas y piroclastitas principalmente ácidas de la misma región y edad, permite establecer un origen común para ellas, a través de una extensión cortical con palingénesis de la corteza continental pre-triásica y contaminación mantélica, en un modelo similar al de las calderas con subsidencia. Según el modelo utilizado existiría una clara separación entre este importante evento magmático y aquellos procesos ocurridos en el basamento pre-triásico, surgiendo por lo tanto dudas sobre la continuidad de este modelo evolutivo desde el Carbonífero hasta el Jurásico, como ha sido postulado previamente.

**ABSTRACT:** The petrology-geochemistry of a Triassic granitic association bearing one and two mica leucogranites is presented. Its relationship with lavas and pyroclastic deposits of the same region and similar age, suggests a common origin for them as a result of a cortical extension with a lower crustal palingenesis and mantle partial replenishment, in a caldera type model. This model strongly indicates an important discontinuity between this regional extended magmatic event and the basement rocks which include Palaeozoic plutons, and so the idea of a continuous activity of the model from the Carboniferous till the Jurassic as has been postulated before seems unsuitable.

### INTRODUCCION

Este trabajo trata sobre la caracterización petrológica, geoquímica y geocronológica de una importante asociación granítica compuesta, de edad triásica, vinculada a los depósitos piroclásticos y lavas de la misma región, localizada en el centro-norte del Macizo Norpatagónico (MN), provincia de Río Negro (véase figura 1). Constituye parte importante del denominado "Batolito de Somuncurá" de Rapela y Kay (1988), del que debe segregarse, ya que estos autores lo relacionan en su totalidad con el Paleozoico superior (Carbonífero a Pérmico). Fueron también asignadas tradicionalmente a esta edad por Wichmann (1927, 1934) y Pastore (1926), siendo importante destacar que fue Groeber (1929) quien reunió en una provincia magmática de edad permo-triásica a todas las rocas de ese evento geológico de las provincias de Río Negro y La Pampa, criterio que continúa aplicando Stipanovic (1976). Este último y específicamente para las rocas intrusivas de Chasicó del Cuy, introdujo la denominación de Formación Michihuau, caracterizándolas como granitos rosados a rojizos (así son realmente los de la sierra de Chasicó), y comparándolos con los de Gastre, que recientemente fueron determinados también como de edad triásica por Rapela *et al.* (1988). Posteriormente Stipa-

nic *et al.* (1968) y Stipanovic y Methol (1980) siguieron con esta idea, apoyados en las primeras dataciones K-Ar y Rb-Sr.

Trabajos más modernos en la región norte del MN, permitieron conocer con mayor detalle las características de este importante evento, que complejamente fue denominado Magmatismo Gondwánico. Los estudios de Caminos (1983) para el área de Nahuel Niyeu-Comicó y de Llambías y Rapela (1984) y Rapela y Llambías (1985) para la zona de La Esperanza, fueron sucedidos por las síntesis preparadas por Llambías *et al.* (1984) y Rapela y Caminos (1987). El estudio petrológico integral comparativo entre las dos áreas antes citadas y las consiguientes dataciones radimétricas (Caminos y Parica, 1985; y Llambías *et al.*, 1985) permitieron postular que en esta región dicho ciclo magmático se extendería desde el Carbonífero inferior-medio (334 Ma) hasta el Jurásico (180 Ma) mostrando inicialmente plutonitas, sucedidas por asociaciones plutónico-volcánicas, para finalizar con rocas volcánicas en un plateau ignimbrítico. Las plutonitas estudiadas son granitoides variables en composición y en tendencias evolutivas que comprenden desde tonalitas anfibólicas hasta leucogranitos y revelaron ser calco-alcalinas, predominantemente metaaluminosas y muy silíceas, con valores isotópicos iniciales  $Sr^{87}/Sr^{86}$  variables entre 0,7055 a 0,7079. Es oportuno destacar que Llambías *et al.* (1984) no encuentran

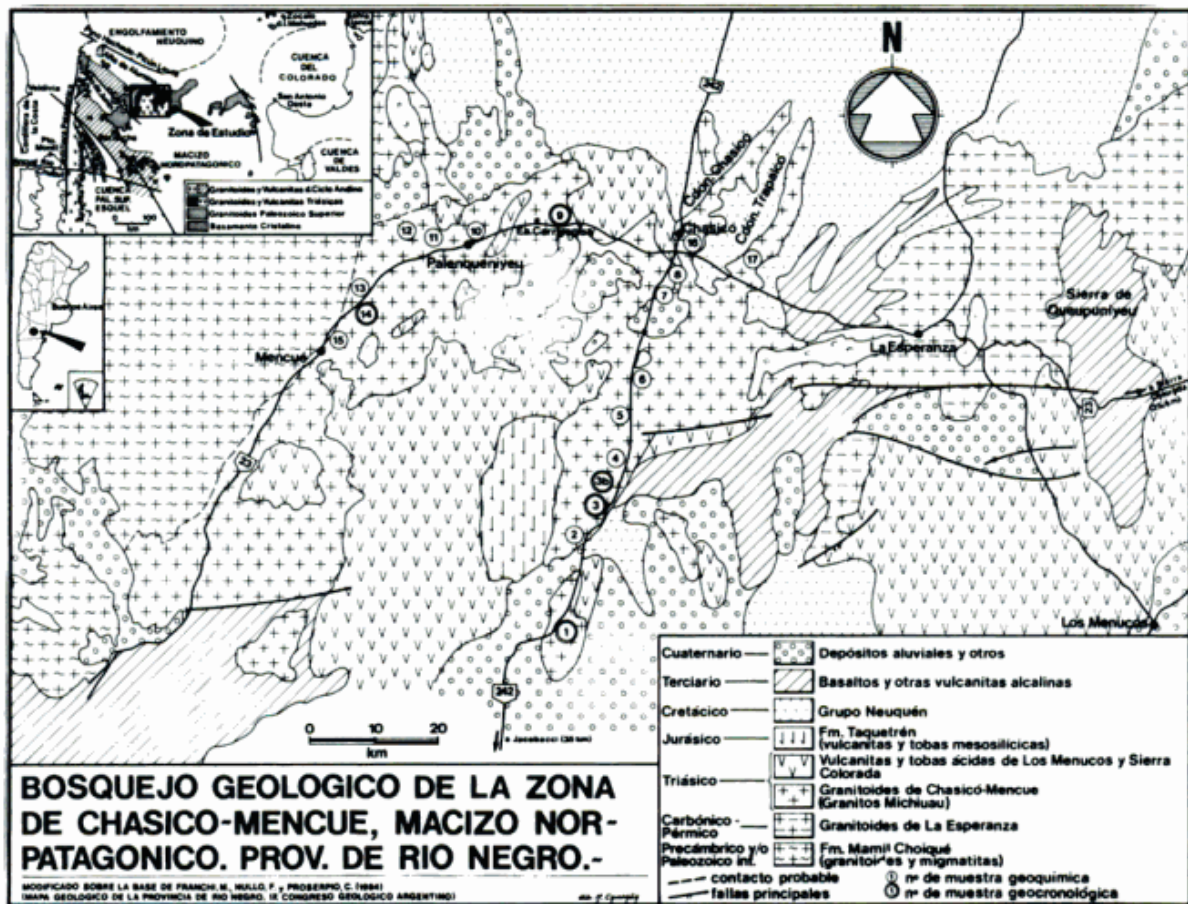


Figura 1: Bosquejo geológico de la zona de Chasicó-Mencúe y ubicación de las muestras analizadas.

evidencias para vincular este magmatismo con un arco magmático subductivo, interpretando que se relacionaría con una zona de corteza continental de escasa movilidad durante el desarrollo de una compresión o domamiento causado por un gradiente geotérmico anómalo.

También desde un punto de vista interpretativo Uliana *et al.* (1985), basados en Hervé *et al.* (1981), Forsythe (1982) y Ramos (1983), establecieron que las rocas plutónicas y volcánicas del Pérmico y Triásico inferior reconocidas en distintas áreas de Patagonia representan la porción austral del arco magmático que durante el Paleozoico superior ocupaba el centro y oeste de Argentina y parte de Chile. Posteriormente Ramos (1984, 1988) hipotetizó este arco magmático patagónico como producido por la convergencia y posterior colisión continental de un terreno alóctono (Patagonia centro-sur) con la placa Sudamericana.

Cabe además señalar que Rapela y Llambías (1985) establecieron un modelo evolutivo para las rocas magmáticas neopaleozoicas y mesozoicas del centro y sur argentino, reuniendo en una provincia las rocas de edad similar de la Cordillera Fron-

tal y Macizo Norpatagónico. Por último indicamos que procedente de una contribución reciente de Cingolani *et al.* (1991) se cuenta para granitoides de las adyacencias de Mencúe con una edad por isocrona Rb/Sr de 206 Ma (Triásico superior-Jurásico inferior).

### LA ASOCIACION PLUTONICA DE CHASICO-MENCUE

En la región central y norte del MN se destaca una importante asociación de rocas graníticas y de vulcanitas (muchas de ellas con alto porcentaje de sílice) que, bajo un primer análisis parecen corresponder a rocas derivadas de un mismo proceso ígneo, tal como ya fue interpretado por Llambías *et al.* (1984). Las plutonitas graníticas constituyen parte de un complejo batolítico gregario diferenciado, que aflora en forma de media corona expuesta por debajo (y localmente intruyendo) a una asociación volcánica ácida mesozoica temprana y es parcialmente cubierto por otras vulcanitas, terciarias y alcalinas como las de la Sierra de Queupuniyeu (que por su parte y debido a su composición, también

serían extensionales y pudieron haber sobreelevado en forma dómica a la comarca).

En la región sur de El Cuy (figura 1) se estudiaron las plutonitas aflorantes desde el nornoroeste de Ingeniero Jacobacci hasta algo al este de Chasicó (Cañadón Trapalcó) y desde allí hasta la localidad de Mengué, desde donde hacia el oeste se desarrollan los granitoides, migmatitas y metamorfitas del basamento tipo "Mamil Choique" de edad más antigua (Paleozoico inferior a medio, en parte Precámbrico) y en las cuales están emplazadas.

Cabe señalar que en esta región los afloramientos son muy discontinuos, mas bien pequeños y aislados, excepto a lo largo de la sierra de Chasicó y en el área al norte de la línea Palenqueniyeu-Mengué, por lo que el mapeo de las distintas facies es difícil. En este trabajo se tomaron las rocas como parte de un mismo cuerpo compuesto, debido a los resultados petrológicos y radiométricos obtenidos, no descartando que futuros trabajos de detalle puedan mostrar variaciones, contactos y otros elementos que colaboren a completar este análisis de conjunto o regional.

De las rocas estudiadas una minoría corresponde a tonalitas de dos variedades: hornbléndico-biotíticas y biotíticas. Otras corresponden a granodioritas y granitos calco-alcalinos ricos en plagioclasa también portando hornblenda y biotita o biotita solamente. Las rocas más ácidas corresponden a granitos con escasa biotita y hornblenda y a leucogranitos principalmente biotíticos con variedades moscovíticas.

En general estos granitoides son de grano mediano a grueso y de colores grises (las tonalitas y algunas granodioritas) a rojizos (los granitos y leucogranitos), existiendo pocas variedades porfiroides.

Las tonalitas (CH6 y CH11) son rocas grises de tamaño de grano uniforme que varía entre 2 y 4 mm. La variedad biotítica tiene abundante cuarzo como cristales mayores e intersticialmente como agregados de cristales menores. La plagioclasa, profusamente reemplazada en sericita es subedral y de composición An 40 %; la biotita, que es castaño verdosa, se encuentra asociada a escaso epidoto pistacítico. La variedad con hornblenda del área sur de Chasicó tiene menos cuarzo que la biotítica y la plagioclasa, que se encuentra zonada, tiene una composición de alrededor de An 35 %; la hornblenda es de forma acicular; acompaña escasa biotita cloritizada y epidoto.

Las granodioritas de hornblenda y biotita del área de Carriyegua (CH9) son rocas grises a rosadas con un grano que varía entre 3 y 7 mm; a unos 5 km al oeste de Palenqueniyeu muestran una franca textura porfiroide. La plagioclasa, que es dominante, en todos los casos se encuentra zonada mostrando zonas centrales de composición An 32 % y bordes más ácidos. El cuarzo se presenta tanto en

cristales aislados como intersticialmente entre la plagioclasa y la micropertita. La hornblenda y una biotita casi totalmente reemplazada en pennina son los mafitos dominantes. En Palenqueniyeu (CH14) el feldespatos potásico es más abundante mostrándose como fenocristales de 1 a 2 cm de tamaño y la biotita se encuentra totalmente reemplazada por clorita.

Los granitos, rosados, tienen una alta proporción de plagioclasa ácida y un tamaño de grano que varía entre 2 y 5 mm. Hay dos variedades, una biotítica en la zona de Curalafquen (CH12) y otra biotítico-hornbléndica de la zona sur de Chasicó y del cordón de Trapalcó. Las biotitas tienen abundante cuarzo, plagioclasas zonadas de composición variable (generalmente con oligoclasa básica en el centro) y microclino en cristales mayores o intersticialmente. En estas rocas se destaca una fase sódica de albita final intersticial que, en pocos casos, rodea al microclino como un agregado de finos cristales mostrando una tendencia a texturas tipo rapakiwi. Las variedades biotítico-hornbléndicas del sur de Chasicó (CH8) y de Trapalcó (CH17) son similares, con plagioclasas zonadas de bordes sódicos, pero muestran una mayor cantidad de biotita acompañada por hornblenda, así como texturas mirmequíticas. Los mafitos se encuentran aislados o agrupados asociados a opacos y titanita. La variedad del sur de Chasicó (CH8) es de grano algo más grueso, tendiendo a ser porfiroide, con cristales mayores de microclino micropertítico de hasta 1 cm de tamaño.

Los leucogranitos, que son rocas rojizas oscuras o rosadas de grano medio a grueso, contienen como mafitos sólo biotita, biotita junto a muy escasa hornblenda y en otros casos biotita y moscovita. Se los encontró desarrollados preferentemente en el sector sur del complejo plutónico (CH1, CH3, CH5) y son el componente principal del cordón de Chasicó (CH16).

Los leucogranitos rojizos de los afloramientos inmediatamente al nornoroeste de Ingeniero Jacobacci (CH1) muestran texturas granudas gruesas con francas tendencias micropegmatoides y runíticas, donde algunos cristales de micropertita pueden alcanzar el centímetro de tamaño. El cuarzo tiene formas poliédricas y la micropertita es dominante sobre la plagioclasa (oligoclasa). Acompaña escasa biotita desferrizada asociada a epidoto y muy poca hornblenda. Una variedad de estas rocas, que muestra una menor proporción de oligoclasa, sólo presenta muy escasa biotita y sus feldespatos parcialmente reemplazados por calcita y epidoto que también se encuentran en finas venillas.

Algo más al norte afloran leucogranitos rojizos alcalinos y biotíticos (CH3) que presentan una textura granuda fina con plagioclasa sódica (An 16 %), abundante micropertita, cuarzo y muy poca biotita castaña.

**Tabla 1. Análisis químicos representativos de los granitoides del complejo plutónico de Chasicó-Mencué.**

% N°	CH1	CH2	CH3	CH3b	CH5	CH7	CH8	CH9	CH10	CH11	CH12	CH14	CH15	CH16	CH17
SiO <sub>2</sub>	66,64	66,68	77,19	66,42	76,18	69,73	68,23	65,69	77,94	67,93	73,43	77,43	67,93	77,44	69,43
TiO <sub>2</sub>	0,62	0,46	0,14	0,32	0,14	0,32	0,32	0,73	0,12	0,32	0,32	0,12	0,32	0,12	0,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,35	15,00	12,30	16,80	13,00	14,80	15,50	16,55	12,90	15,90	13,90	13,50	15,50	13,30	14,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,54	1,59	0,31	1,10	0,28	1,13	1,22	1,43	0,02	1,63	0,54	0,02	1,50	0,44	1,34
Fe <sub>2</sub> O	1,86	1,81	0,55	1,61	0,83	1,33	1,25	2,29	0,32	1,50	1,17	0,31	1,57	0,24	1,78
MnO	0,04	0,07	0,02	0,14	0,03	0,06	0,07	0,07	0,03	0,08	0,04	0,01	0,08	0,02	0,06
MgO	1,06	1,54	0,01	1,03	0,14	1,41	1,26	1,35	0,01	1,41	0,39	0,05	1,28	0,01	1,67
CaO	2,27	3,14	0,38	2,44	1,08	2,83	2,90	3,28	0,11	3,41	1,55	0,01	2,98	0,01	3,53
Na <sub>2</sub> O	3,86	4,40	3,22	5,28	3,52	4,69	4,84	3,79	3,96	4,47	3,52	3,52	4,98	4,03	3,30
K <sub>2</sub> O	4,49	4,18	4,89	1,48	3,30	2,42	2,68	3,15	3,65	3,13	3,65	4,18	3,83	4,00	3,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,15	0,03	0,24	0,12	0,14	0,13	0,18	0,03	0,15	0,08	0,07	0,10	0,01	0,17
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,33	0,03	0,30	0,95	0,42	0,58	0,11	0,70	0,15	0,19	0,10	0,50	0,23	0,10	0,60
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,50	0,98	0,25	1,05	0,70	0,35	1,15	0,29	0,32	0,15	0,77	0,08	0,08	0,12	0,10
Total %	99,72	100,03	99,59	99,36	99,74	99,79	99,66	99,50	99,56	100,27	99,46	99,80	100,33	99,84	100,31

Los leucogranitos rojizos con biotita y moscovita (CH5) muestran una textura granuda fina con algunos cristales mayores de plagioclasa ácida y micropertita de unos 4 mm de tamaño. Están compuestos por micropertita, plagioclasa (An 30 %), esta última en mayor proporción y más básica que lo observado en los leucogranitos biotíticos, a la que se agrega escasa biotita y moscovita.

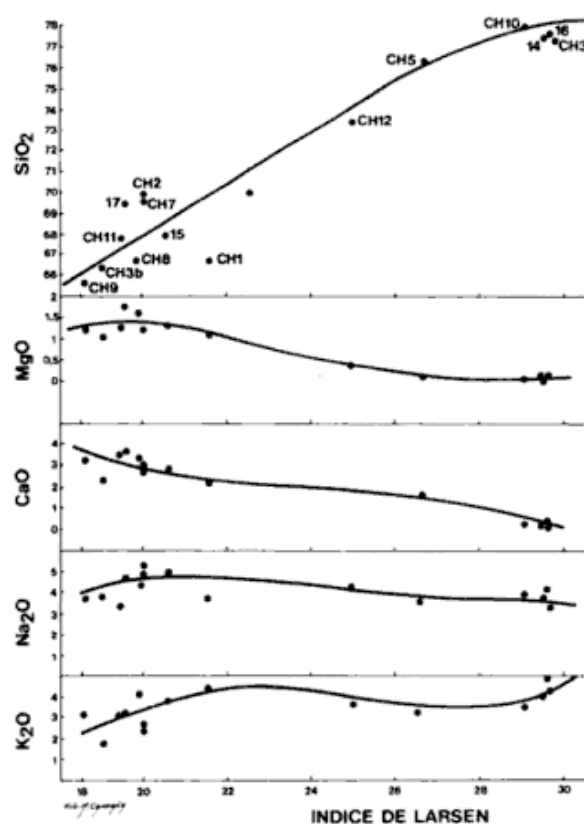
Por su parte los leucogranitos rojos de la sierra de Chasicó, alcalinos y biotíticos, tienen un tamaño de grano de alrededor de 3 mm. Se encuentran compuestos casi exclusivamente por micropertita y cuarzo con albita intersticial y en pequeña proporción biotita castaño-rojiza. Cabe mencionar que existe una segunda fase de pertita y cuarzo intersticial entre los cristales mayores.

### GEOQUIMICA

En la tabla 1 se presentan análisis químicos de elementos mayoritarios de las rocas más representativas del complejo plutónico de Chasicó-Mencué. De los mismos, y del diagrama índice de Larsen vs. K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O, CaO, MgO y SiO<sub>2</sub> (figura 2) es posible indicar que existen tres tipos distintos, orientados en un posible tren evolutivo, constituidos por las tonalitas y granodioritas, los granitos (muy pobremente representados) y los leucogranitos; no obstante se observa un hiatus entre las rocas tonalítico-granodioríticas con las más alcalinas y silíceas que se encuentra ubicado en el intervalo 70-73 % SiO<sub>2</sub> y 21,5-25 valores de índice de Larsen.

Los granitoides analizados (15) son, en general metaaluminosos con dos rocas de tendencia peralcalina y de alto contenido en potasio, muy similares en este sentido a los descriptos en La Esperanza por Llambías *et al.* (1984), ver figura 3.

La clasificación, de acuerdo con su composición modal (figura 4) según la norma de Streckeisen y Le Maitre (1979) corresponde a aquella de las granodioritas (campo 4), de los granitos (campos 3a y 3b) y de los granitos alcali-feldespáticos (campo 2).



**Figura 2:** Diagrama Índice de Larsen vs. K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O, CaO, MgO y SiO<sub>2</sub>, mostrando los posibles trenes evolutivos de las rocas de Chasicó-Mencué.

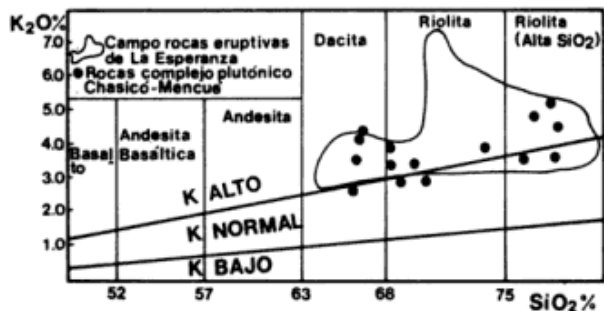


Figura 3: Ubicación de las muestras del complejo Chasicó-Mencúe en relación a su contenido de  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{K}_2\text{O}$  en el diagrama presentado para La Esperanza por Llambías *et al.* (1984).

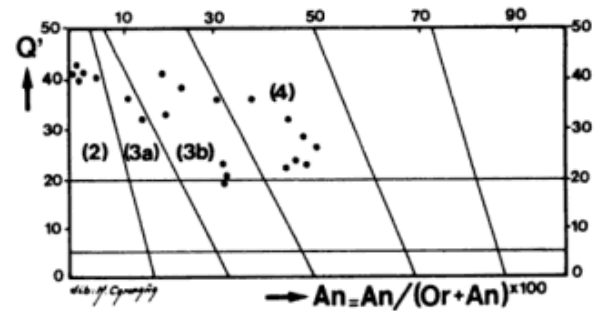


Figura 4: Composición modal (según la norma: Streckeisen y Le Maitre, 1979) de los granitoides de Chasicó-Mencúe.

Considerando su distribución en un diagrama AFM (figura 5) ellos se ubican en un corto tren cercano al que caracterizan a las rocas que derivan en extremos alcalinos, diferenciándose con bastante claridad de los trenes de los granitoides de la Cordillera Norpatagónica y de rocas más antiguas del basamento del Macizo Norpatagónico.

El contenido de Rb y Sr marca también un hiatus en las rocas estudiadas que van entre los 70 y 73 % de  $\text{SiO}_2$ , sin dejar de observar la franca disminución de Sr de los granitos leucocráticos así como del enriquecimiento de Rb en los mismos (véase figura 6).

Una corriente actual en el estudio de granitoides es tratar de clasificarlos de acuerdo con el origen de sus materiales y así establecer un modelo geotectónico. Por ejemplo Chapell y White (1974) utilizando parámetros químicos, mostraron que los granitoides del este de Australia podrían ser clasificados como de tipo I (o ígneos) o de tipo S (o sedimentarios por anatexis). Loyselle y Wones (1979) introdujeron un tercer tipo A (o anorogénico) producto de fusión posttectónica de una corteza inferior relativamente anhidra. De acuerdo con estas conclusiones, se presenta un gráfico mostrando las relaciones  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$  de las rocas estudiadas en el que se observa que buena parte de ellas pertenece al campo de las rocas tipo I, con tendencia a las de tipo A (seguramente porque la asociación muestra una inclinación a la peralcalinidad) mostrándose alejadas de las del tipo S (figura 7). Por otra parte, de acuerdo con la relación  $\text{K}/\text{Na}$  de los granitoides estudiados que, en general varían alrededor de 1 (media de 15 análisis = 0,92), los granitoides de Chasicó-Mencúe también podrían ser clasificados como "granitos palingénicos", según el criterio utilizado por Tawson y Koslov (1973).

Otro intento de sistemática vinculada a la geotectónica fue realizado por Batchelor y Bowden (1985), quienes utilizaron "parámetros multiplicativos" para establecer distintos tipos de ambientes generadores de magmas graníticos. En el diagra-

ma de la figura 8 se presentan los datos de Chasicó-Mencúe, que se reúnen en un campo y se los compara con otros granitoides del Macizo (basamento) y con los granitoides cordilleranos (de su basamento y de los generados durante la tectónica andina). En él es posible advertir que las rocas de esta región serían clasificadas como sintectónicas o sincolisionales y, en parte, como posorogénicas.

## GEOCROLOGIA

A los fines de aportar evidencias sobre la edad de las rocas plutónicas de la comarca Chasicó-Mencúe, fueron seleccionados granitoides de composición variable entre tonalitas granodioríticas, granitos y leucogranitos para datar por el método Rubidio-Estroncio sobre roca total e isocrona. Los mismos, de acuerdo con evidencias de campo y petrológico-geoquímicas, forman parte de un único ciclo magmático, aunque no puede precisarse si pertenecen a uno o más eventos o pulsos de dicho ciclo, limitación que deviene principalmente de la pobre calidad de afloramientos. Por ello no se descarta que tareas radimétricas de mayor detalle puedan diferenciar dos o más eventos magmáticos dentro del plutonismo, que es considerado como un complejo plutónico compuesto (*cf. supra*).

La metodología de análisis aplicada en el Laboratorio Rb-Sr del CIG (Univ. Nac. La Plata) consistió en la determinación de contenidos de Rubidio y Estroncio por FRX en muestras con cantidades superiores a 50 ppm, con un error menor a 2 %. En el caso de la muestra CH-3 ambos elementos fueron determinados por la técnica de dilución isotópica, con error inferior a 0,5 %. En todos los casos la relación  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  proviene de espectrómetro de masas Varian Mat TH4 (CPGeo, San Pablo, Brasil).

La interpretación de los resultados fue efectuada a través de la representación en diagrama isocrónico (véase figura 9). Cabe señalar que en el mismo se incluyen datos de dos rocas de la zona estudiada y publicados anteriormente con autoría de

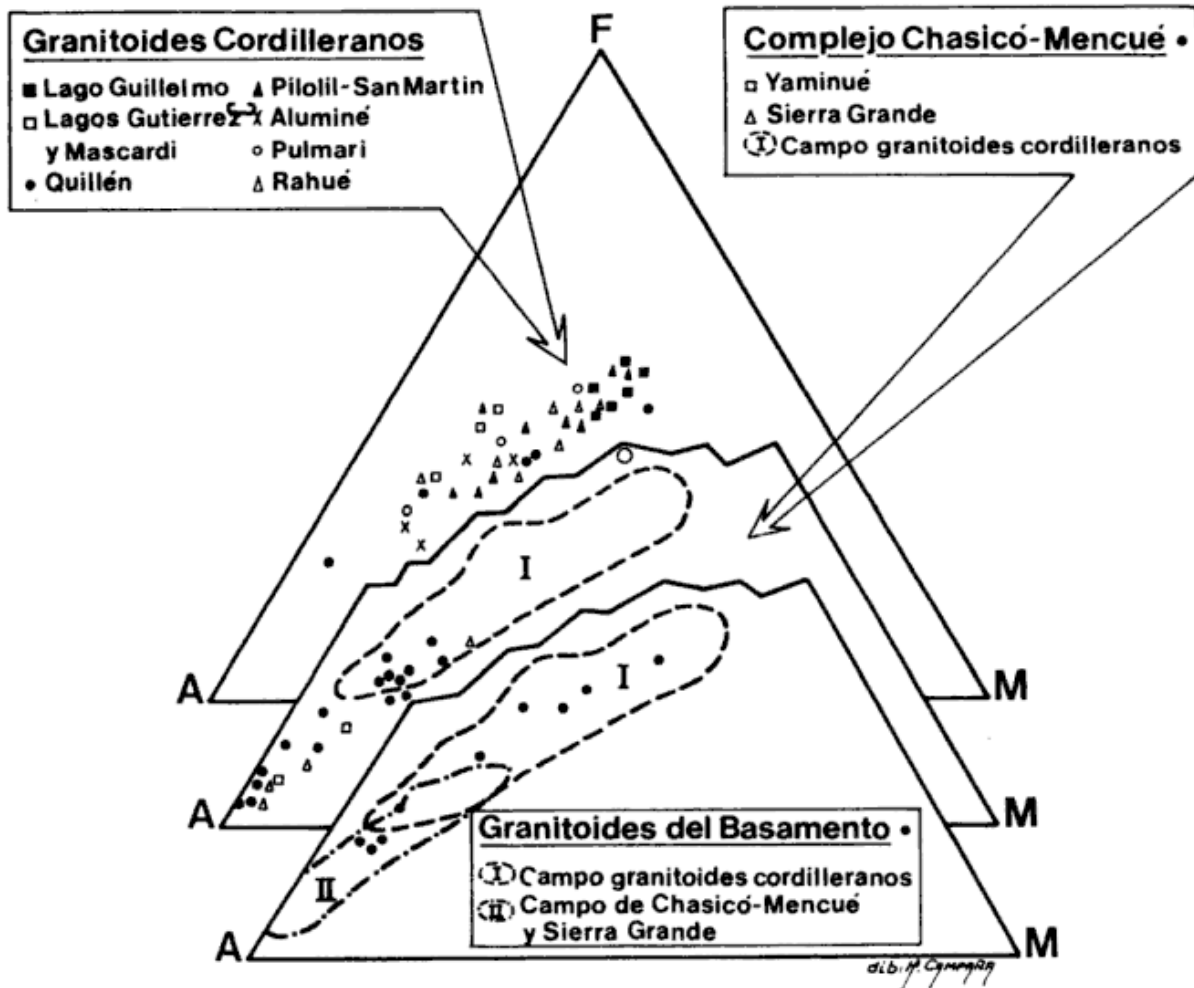


Figura 5: Diagrama AFM donde se ubican granitoides cordilleranos (la mayoría de ellos paleozoicos), las rocas del complejo Chasicó-Mencué y de Sierra Grande y los granitoides del Basamento (tipo Mamil Choique).

Halpern (1968) y Halpern *et al.* (1971), segregados de un conjunto mayor que incluye otras muestras de diversas localidades de Río Negro, Neuquén y La Pampa. Estas dos muestras se disponen coherentemente respecto a las analizadas por los presentes autores, no cambiando la interpretación lograda si se excluyen; en un caso pareciera casi ser la duplicación de análisis de una misma muestra (N14-CH3 bis) y ello es debido aparentemente por proceder ambos muestreos de sitios próximos de un mismo afloramiento.

Del total de muestras analizadas (véase tabla 2), seis cubren un rango composicional variable entre tonalítica y granítica-aplítica, con una buena extensión de valores sobre el eje de abscisas y adecuada cobertura de la línea isocrona determinada. Ella acusa una antigüedad de  $239 \pm 6$  Ma y tiene el carácter de isocrona de referencia; la misma fue construida según el modelo I de McIntyre (Brooks *et al.*, 1971). Interpretamos de la misma que los procesos pudieron iniciarse en el Triásico inferior, con el emplazamiento de los productos mesosilíceos y extenderse hacia el Triásico medio y superior con materiales de acidez creciente, y en donde el regis-

tro plantífero avala tal extensión temporal en las volcanitas coetáneas. La escala geocronológica adoptada es la de Palmer (1983).

Con relación a los leucogranitos biotíticos de los cuales contamos con un solo dato (CH-3), cabe indicar que es sensiblemente inferior en edad (aprox. 203 Ma), en el Triásico más alto a Jurásico basal. La misma tiene el significado de edad aparente y fue calculada con  $R_i$  asumido igual a 0,7055. Tal situación queda preliminarmente indicada y es posible de ser considerado como un pulso magmático diferenciable por su composición y por su tiempo de ocurrencia; ello es coincidente con el mencionado hiatus en los trenes de diferenciación ígnea acusados por los diagramas ofrecidos en este trabajo. No obstante se entiende que es necesario procesar mayor número de muestras para ratificar o rectificar lo aquí interpretado.

El valor de  $0,7055 \pm 0,0002$  determinado para la relación isotópica  $Sr^{87}/Sr^{86}$  es considerado bajo para la calidad de materiales analizados, cuya proveniencia crustal y alto grado de diferenciación lograda parecería más acorde con valores superiores a 0,7100. La relación inicial de estas rocas se inter-

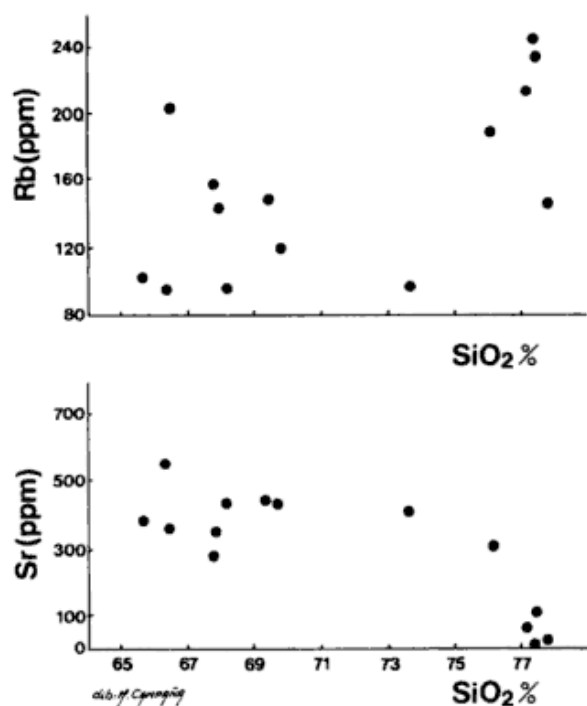


Figura 6: Contenido de Rb y Sr (en ppm) vs. SiO<sub>2</sub> de los granitoides de la región de Chasicó-Mencú.

preta como producto de contaminación con magmas primitivos mantélicos (*cf. supra*).

### DISCUSION

#### El volcanismo asociado a las plutonitas de Chasicó-Mencú

El volcanismo ácido a mesosilícico de la región Chasicó-Mencú es parte de un extenso plateau riolítico (Llambías y Rapela, 1984), contemporáneo con el plutonismo aquí considerado. Esta asociación

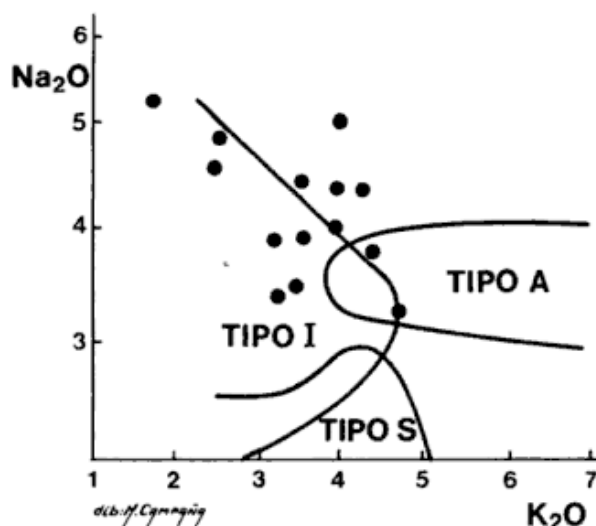


Figura 7: Ploteo de Na<sub>2</sub>O vs. K<sub>2</sub>O para las diferentes unidades de granitoides de Chasicó-Mencú. Los campos I, S y A corresponden a White y Chappell (1983).

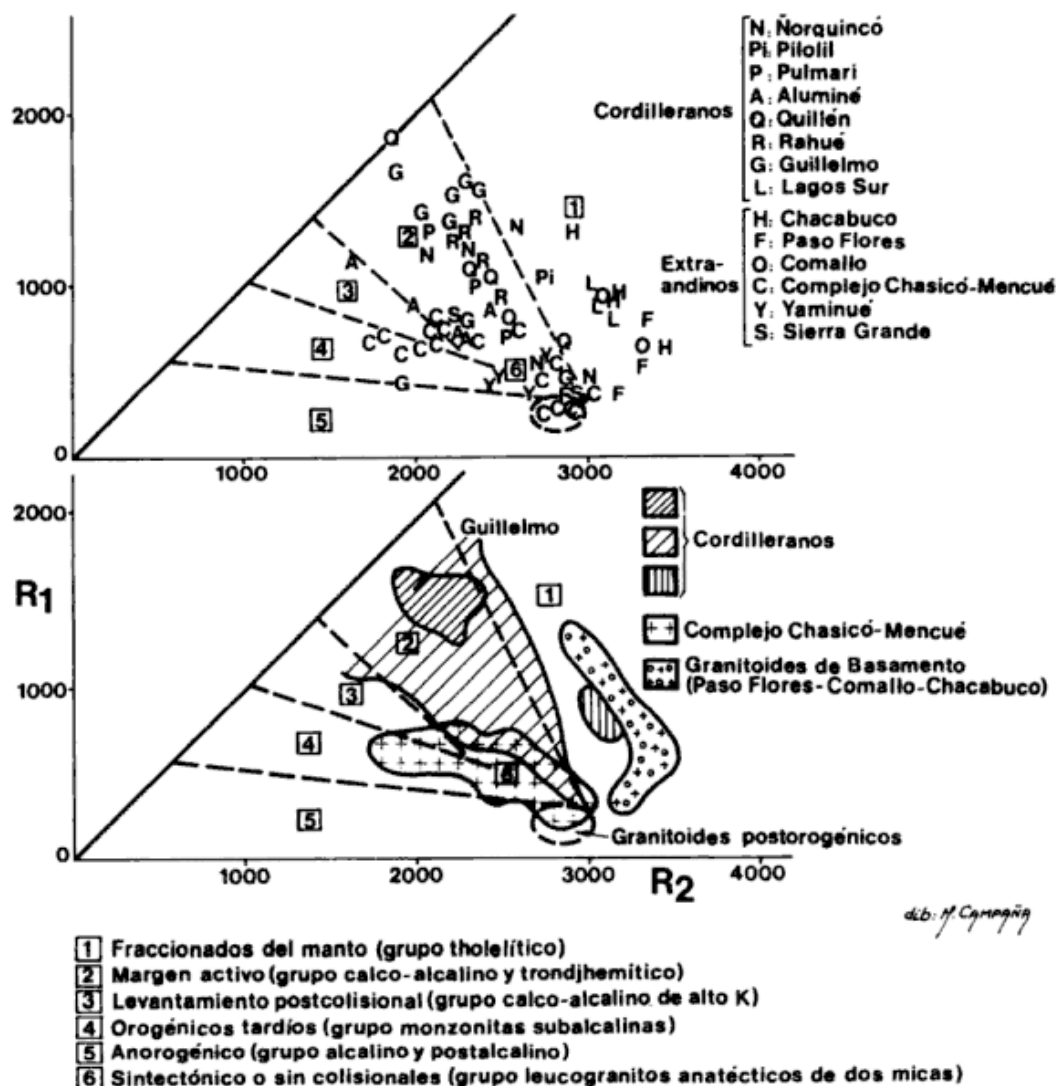
ción fue anteriormente prevista por Llambías y Rapela (*op. cit.*), aunque estimaron que el lapso de su desarrollo tomó del Carbonífero al Jurásico.

Las volcanitas triásicas fueron descritas para la zona de Ingeniero Jacobacci por Coira (1979) y asignadas a la Formación Garamilla (Nullo, 1978). Hacia el noreste, en las proximidades de Los Menucos, se expone una completa sección de volcanitas y piroclastitas con menor participación de sedimentos clásticos; allí fue creada la Formación Los Menucos (Miranda, 1966), posteriormente estudiada por Stipanovic *et al.* (1968) y Pesce (1974). Por otra parte la unidad conocida como Formación Sierra Colorada (Stipanovic *et al.*, 1968) es la parte más joven de la secuencia volcánica, consistente en extensos derrames riolíticos y en pórfiros riolíticos que en Los Menucos cortan a la formación homóni-

Tabla 2. Datos analíticos de las muestras analizadas por el método Rb-Sr.

Muestra N°	Roca	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup> (1)	Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	Obs.
CH3bis (SPK9060)	tonalita	77,9	595,0	0,379	0,70717±0,00022	(2)
N14 CH9 (SPK9061)	diorita	85,9	602,0	0,398	0,7073±0,0007	(3)
CH1 (SPK9058)	granodiorita	146,0	420,9	1,004	0,70837±0,00028	(2)
CH14	leucogranito-biotítico-hornbléndico	239,9	361,9	1,919	0,71167±0,00004	(2)
N16	granodiorita	235,2	103,9	6,565	0,72916±0,00034	(2)
CH3	granítica aplítica	112,1	31,2	10,69	0,7410±0,0007	(4)
	leucogranito biotítico	282,3	53,9	15,22	0,74945±0,00246	(2)

(1): Error inferior a 3 %; (2): Análisis para este trabajo efectuados en el Centro de Pesquisas Geocronológicas, San Pablo, Brasil; (3): Tomado de Halpern, 1968; (4): Tomado de Halpern *et al.*, 1971.



**Figura 8:** Diagrama de parámetros multicatiónicos (Batchelor y Bowden, 1985) en el que se ubican las rocas de Chasicó-Mencué comparándolas con otras cordilleranas, extra-andinas y del basamento tipo Mamil Choique.

ma y cuya mayor extensión se verifica hacia la zona de Sierra Colorada y Chasicó-Mencué.

La taflorea contenida en la secuencia volcánica fija una edad triásica superior (keuperiana) de acuerdo con Stipanovic *et al.* (1968). Más recientemente Artabe (1984) en una ampliación del conocimiento de la misma la asigna al Triásico medio. Por otra parte los valores radimétricos disponibles, con isocronas Rb-Sr de 223 y 228 Ma (recalculadas para  $Rb^{87} = 1,42 \times 10^{-11} a^{-1}$ ) procedentes de Stipanovic y Methol (1980) sitúan el proceso hacia el Triásico superior.

Cabe señalar que la Formación Garamilla para el área de Ingeniero Jacobacci inmediatamente al sur de las exposiciones de las plutonitas de Chasicó-Mencué, fue descrita por Coira (1979) como un conjunto de rocas efusivas ácidas y en proporción subordinada mesosilíceas, consistentes en ignimbritas y tobas vítreas a vitrocrystalinas de composición riolítica, en casos restringidos riodacíticas y

reducidos representantes lávicos como vitrófiros riodacíticos. Es interesante destacar según se menciona que las riodacitas infrayacen a los miembros riolíticos, tal como lo reconociera Nullo (1978) en la región situada más al sur (Lipetrén).

Es en Los Menucos donde se encuentra el mayor espesor de esta secuencia volcano-sedimentaria, alcanzando algo más de 1600 m (Miranda, 1966). En ella se describió la Formación homónima, con un miembro inferior integrado con lavas (riolitas, riodacitas y andesitas) y otro superior, con tobas y sedimentos portadores de una paleoflora asignada al Triásico superior (Stipanovic y Bonetti, 1967), así como de icnitas descritas por Casamiuela (1964) como de posible edad Triásica superior o menor. Sobre esta unidad se desarrolla un espesor importante de riolitas rojizas en aparente discordancia.

Cabe consignar que Labudía y Bjerg (1981) ofrecieron un estudio geológico y petrográfico del área



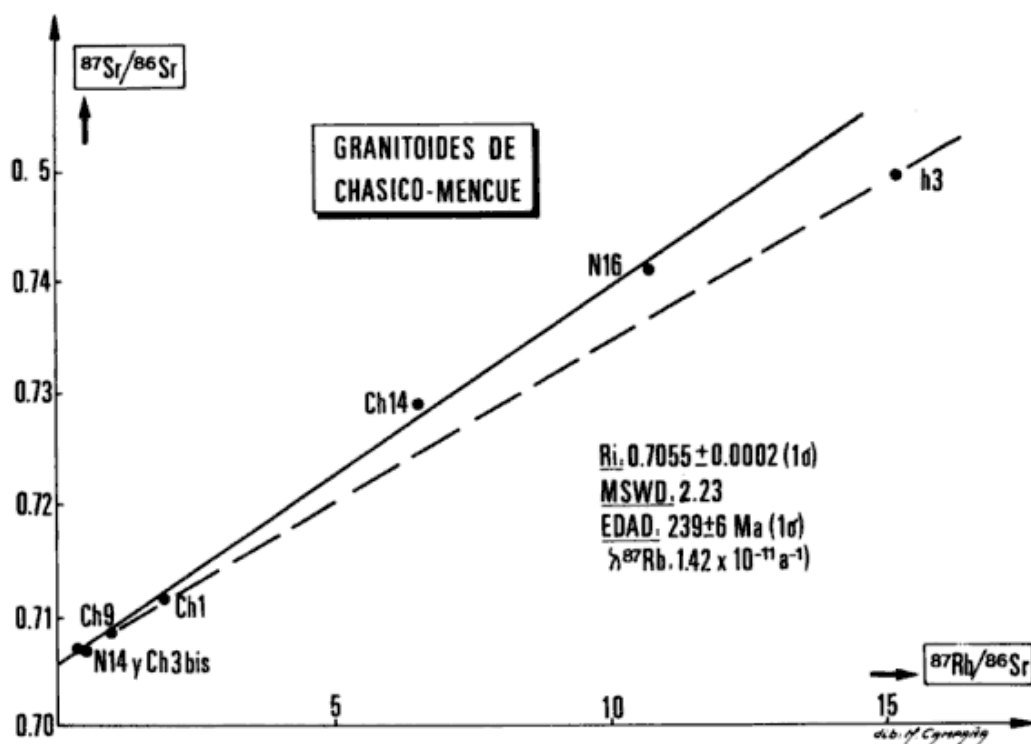


Figura 9: Diagrama de evolución isotópica  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  -  $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$  de granitoides de Chasicó Mencúe. Constantes según Steiger y Jäger (1977).

noreste de Los Menucos, destacando que desde el Triásico inferior al Jurásico superior se ha desarrollado un volcanismo predominantemente ácido a intermedio, interrumpido por sedimentación continental en cuencas de reducida extensión. Por su parte Llambías *et al.* (1984), en el área de La Esperanza y Nahuel Niyeu-Comicó, inmediatamente al este del área del presente estudio, reconocieron dos unidades plutónico-volcánicas sincrónicas, que denominaron Dos Lomas y Treneta, respectivamente. Para el primer caso describen las ignimbritas dacíticas Collinao, un domo de riolita, diques riolíticos y las ignimbritas riolíticas Las Pampas, en tanto que para la segunda describen andesitas (asociadas a traquiandesitas y basandesitas), dacitas, tobas y riolitas ignimbríticas. Es de recordar que estas asociaciones plutónico-volcánicas fueron asignadas al Carbonífero.

#### Un modelo Triásico de evolución tecto-magmática

Las nuevas edades radimétricas sobre las plutonitas de Chasicó-Mencúe, así como la ya conocida asignación al Triásico de las volcanitas ácidas a mesosilíceas de las Formaciones Los Menucos, Sierra Colorada y Garamilla, más la íntima asociación de plutonitas con volcanitas, permiten establecer un modelo de evolución de la asociación plutónica-volcánica. En la región de Chasicó-Mencúe fueron observadas claras relaciones de intrusividad de gra-

nitoides en volcanitas mesosilíceas. El punto de partida es la generación de magmas mesosilíceos, que evolucionan a extremos muy silíceos (leucogranitos-riolitas), con un emplazamiento del conjunto en niveles superiores de la corteza. Los magmas, se interpreta, son generados por palingénesis crustal sobre corteza continental, operándose al mismo tiempo una contaminación con materiales de la parte superior del manto, situación que es deducible de las relativamente bajas relaciones isotópicas  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ .

Este modelo, del todo similar al propuesto para La Esperanza por Llambías y Rapela (1984), sería compatible con el desarrollo de un conjunto de grandes calderas y funcionamiento de un intenso volcanismo, primero mesosilíceo y luego ácido, este último el más importante en volumen de materiales producidos. Tal volcanismo es el resultado sintectónico del emplazamiento epizonal de importantes volúmenes de magmas, que se diferenciaron en una cámara magmática a través de una fase tonalítica de menor cuantía, una fase granodiorítica importante y finalmente una fase ácida hiperfluida con extremos peralcalinos. Este último producto de diferenciación magmática originó el emplazamiento de los leucogranitos y el volcanismo explosivo ignimbrítico-riolítico que en superficie construyó un plateau riolítico.

Se destaca que es coincidente el hecho que tanto en las plutonitas como en las volcanitas existió una primer fase de tipo tonalítico-grano-

diorítica, que precedió al importante evento ácido hiperfluido. Se evolucionó así de rocas metaaluminosas calco-alcalinas a rocas peralcalinas, debido muy probablemente a cristalización fraccionada en una o varias cámaras magmáticas. No puede descartarse una mezcla con magmas más primitivos, sumado ello a fenómenos de asimilación cortical de distintos tipos de rocas y a procesos derivados de diferenciación por transferencia gaseosa dadas las características hipersilíceas del magmatismo.

En suma, estimamos oportuno particularizar el modelo propuesto por Llambías y Rapela (1984) para La Esperanza, restringiendo su aplicación al Triásico (proceso quizás continuado en el Jurásico, véase Uliana *et al.*, 1985) período en el cual debieron ocurrir importantes fenómenos de fusión de la corteza continental inferior, seguramente por sobrecalentamiento procedente de la astenósfera, en un régimen de extensión cortical que provocó subsidencia de un conjunto de bloques y palingénesis de sus bases. La contaminación de magmas primitivos más alcalinos, puede concebirse en forma similar a la descrita por Lipman (1988) para la asociación volcánico-plutónica de Latir (Nueva Méjico).

Sobre la composición de la corteza pre-triásica, entendemos que incluía tanto a granitoides carboníferos como silúrico-devónicos, así como la variedad de metamorfitas expuestas en el MN, interpretándose una importante discontinuidad entre la fase magmática triásica y los procesos generadores de las rocas de caja.

Con relación a las cuencas sedimentarias triásicas del Norte de la Patagonia, la mayoría de ellas con relleno del Triásico medio a superior, se podrían interpretar como resultado posttectónico final de este importante fenómeno cortical. De su orientación preferencial, normoroeste-sursureste, se deduce que se originan por fracturación según la dirección de la esquistosidad más importante del basamento (Dalla Salda y Franzese, 1987; Dalla Salda, 1989). Estas fracturas, además de otras orientadas casi esteoeste, constituyeron los planos de transcurrancia y extensión que gobernaron el emplazamiento y efusión de la asociación magmática.

En síntesis, esta interpretación excluiría la posibilidad de que el conjunto eruptivo que consideramos pueda derivar de algún tipo de arco magmático o cinturón colisional. La extensión y colapso de una extensa zona continental, mecanismo que es aquí propuesto para la región de Chasicó-Mencué y que quizás pueda ser extrapolado a otras regiones vecinas de similares características geológicas en el Mesozoico inferior y medio, es avalada por la contemporaneidad de los eventos plutónicos y volcánicos y por la construcción de un extenso plateau riolítico.

## CONCLUSIONES

Se presenta un análisis petrológico de la asociación plutónica del área de Chasicó-Mencué, caracterizada por rocas tonalítico-granodioríticas y granitos adamelíticos-leucogranitos, conjunto metaaluminoso con tendencias peralcalinas y de alto contenido de potasio.

Los nuevos resultados radiométricos por el método Rb-Sr indican una edad triásica media-triásica superior para dicha asociación. Ello concuerda con datos obtenidos recientemente en otro laboratorio (Cingolani *et al.*, en prensa) para rocas del área de Mencué, que son incluidas por los presentes autores en la comarca ocupada por la asociación magmática estudiada. El diagrama isocrónico ofrecido permite la distinción de un evento que tuvo clímax en el Triásico medio (239 Ma), posiblemente iniciado en el Triásico inferior a Permo-Triásico, y de un pulso tardío vinculado con leucogranitos y volcanismo riolítico (203 Ma), a confirmar y quizás separado en el tiempo por un lapso de escasa actividad magmática; los diagramas petrológicos muestran correlativamente un hiatus en los trenes evolutivos.

De acuerdo con la vinculación de las plutonitas aquí estudiadas con volcánicas de la misma edad a ligeramente más modernas, se interpreta a todo el conjunto como derivado del mismo proceso magmático plutónico-volcánico triásico, que emplazó plutones y erupció lavas y piroclásticas de similar composición, a expensas de un modelo de tipo "caldera" por extensión y fusión cortical.

Según el modelo concebido debería existir una importante discontinuidad tectónica entre el Paleozoico superior y el Triásico.

De las afinidades petrológicas y de modelo evolutivo con las rocas eruptivas de La Esperanza (o parte de las mismas), se entiende que el evento magmático involucrado se habría desarrollado de manera más restringida en el tiempo, específicamente durante el Triásico, como lo prueban las edades aquí presentadas y su relación de campo con las volcánicas de similar edad comparable tanto por fechados radiométricos como por su contenido en paleofloras.

## AGRADECIMIENTOS

Se agradece la colaboración de los geólogos Juan Franzese y Guillermo Días en las tareas de campo llevadas a cabo durante el proyecto, financiado mediante subsidio de CONICET N° 3904501/85. Al Dr. Julio Merodio por la realización de los análisis químicos y al Dr. Koji Kawashita por su contribución y asesoramiento en geocronología.

Nuestro reconocimiento a los Dres. C. W. Rapela y R. Caminos por los comentarios diversos aportados.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ARTABE, A. E., 1984. *Estudio de la flora triásica de Los Menucos (provincia de Río Negro) y su vinculación con otras floras fósiles*. Tesis Doctoral. Fac. Cs. Nat. y Museo, Univ. Nac. La Plata, (inédito). N° 426: 1-144.
- BATCHELOR, R. A. y P. BOWDEN, 1985. *Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters*. Chemical Geology, 48: 43-55.
- BROOKS, C., S. R. HART y W. WENDT, 1972. *On the realistic use of two-error regression treatment as applied to Rb-Sr data*. Rev. Geophys. & Space Physics, 10 (2): 551-578.
- CAMINOS, R., 1983. *Descripción geológica de las Hojas 39g, Cerro Tapilúque y 39h, Chipauquil, provincia de Río Negro*. Serv. Geol. Nac., Buenos Aires, (inédito).
- \_\_\_\_\_, y C. A. PARICA, 1985. *The significance of new Rb-Sr ages of igneous rocks from northern Patagonia*. Comunicaciones, Dpto. Geol. Univ. Chile, 35: 41-43.
- CASAMIQUELA, R. M., 1964. *Estudios icnológicos. Problemas y métodos de la icnología con su aplicación al estudio de las pisadas mesozoicas (Reptilia, Mamalia) de la Patagonia*. Min. Asunt. Social., Gob. Prov. Río Negro, 229 pp.
- CINGOLANI, C., L. DALLA SALDA, F. HERVE, F. MUNIZAGA, R. J. PANKHURST, M. A. PARADA y C. W. RAPELA, en prensa. *The magmatic evolution of northern Patagonia. New impressions of pre-Andean and Andean tectonics*. Special Paper 265. Andean magmatism and its tectonic setting (Eds. R. Harmon y C. Rapela). Geol. Soc. America.
- COIRA, B., 1979. *Descripción geológica de la Hoja 40d, Ingeniero Jacobacci, Río Negro*. Serv. Geol. Nac., Bol., 168: 1-101, Buenos Aires.
- CHAPPELL, P. W. y A. C. WHITE, 1974. *Two contrasting granite types*. Pacific Geol., 8: 173-174.
- DALLA SALDA, L., 1989. *La estructura del basamento cristalino del occidente del Macizo Norpatagónico*. Rev. Comunic. 40: 29-38, Santiago de Chile.
- \_\_\_\_\_, y J. FRANZESE, 1987. *Las megafracturas del Macizo y la Cordillera Norpatagónica argentina y la génesis de las cuencas volcano sedimentarias terciarias*. Rev. Geol. Chile, 31: 3-13.
- FORSYTHE, R., 1982. *The late Paleozoic to early Mesozoic evolution of southern South America: a plate tectonic interpretation*. J. Geol. Soc. London, 139: 671-682, Londres.
- FRANCHI, M., F. NULLO y C. PROSERPIO, 1984. *Mapa geológico de la Provincia de Río Negro. Compilación escala 1:400.000*. Relatorio IX Congr. Geol. Argent.
- GROEBER, P., 1929. *Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes*. Dir. Gral. Min., Geol. e Hidrol., 58: 1-109, Buenos Aires.
- HALPERN, M., 1968. *Ages of Antarctic and Argentina rocks bearing on continental drift*. Earth Plan. Sci. Lett., 5: 159-167.
- \_\_\_\_\_, E. LINARES y C. O. LATORRE, 1971. *Edad Rubidio-Estroncio de rocas volcánicas e hipabisales (?), del área norte de la Patagonia, República Argentina*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 26 (2): 169-174, Buenos Aires.
- HERVE, F., J. DAVIDSON, E. GODOY, C. MPODOZIS y V. COVACEVICH, 1981. *The late Paleozoic in Chile: stratigraphy, structure and possible tectonic framework*. Acad. Brasil. Cienc., An., 53: 361-373.
- LABUDIA, C. y E. A. BJERG, 1981. *Petrografía de la zona noreste de Los Menucos, Provincia de Río Negro*. 8º Congr. Geol. Argent., Actas, 4:841-852.
- LIPMAN, P. W., 1988. *Evolution of silicic magma in the upper crust: the mid-Tertiary Latir volcanic field and its cogenetic granitic batholith, northern New Mexico, USA*. Trans. Royal Soc. Edinburgh, Earth Sci., 79: 265-288.
- LOYSELLE, M. C. y D. R. WONES, 1979. *Characteristics and origin of anorogenic granites*. Geol. Soc. Am., Abst., with Prog., 11: 468.
- LLAMBIAS, E. y C. RAPELA, 1984. *Geología de los complejos eruptivos de La Esperanza, Pcia. de Río Negro*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 39: 220-243, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, R. CAMINOS y C. W. RAPELA, 1984. *Las plutonitas y volcanitas del ciclo eruptivo gondwánico*. 9º Congr. Geol. Argent., Relatorio: 85-117.
- \_\_\_\_\_, C. W. RAPELA y C. PARICA, 1985. *Rb-Sr geochronology of La Esperanza eruptive complexes, North Patagonian Massif (68°28'W, 40°28'S)*. Dpto. Geol. Univ. Chile, Comunicaciones, 35: 149-153.
- MIRANDA, J., 1966. *Reconocimiento geológico de la zona situada entre meseta de Pantelería, Sierra Colorada, Los Menucos, Maquinchao y Chasicó, Río Negro*. YPF, Inf., Buenos Aires. (Inédito).
- NULLO, F., 1978. *Descripción geológica de la Hoja 41d, Lipetrén*. Serv. Geol. Nac., Bol., 158: 1-88, Buenos Aires.
- PALMER, R., 1983. *The decade of North American geology. 1983 Geologic Time Scale*. Geology, 11 (9): 503-504.
- PASTORE, F., 1926. *Elements du massiff cristallin caledonien dans le centre de la République Argentine*. Compte Rendu 12º Ses. Congr. Geol. Intern., Belgique (1922), Liège.
- PESCE, A. N., 1974. *Geología de la región situada al oeste de Los Menucos, Pcia. de Río Negro*. Trabajo Licenc. Fac. Cienc. Exact. y Nat., Univ. Buenos Aires, (inédito).
- RAMOS, V. A., 1983. *Evolución tectónica y metalogénesis de la Cordillera Patagónica*. 2º Congr. Nac. Geol. Econ., Actas, 1: 107-124, San Juan.
- \_\_\_\_\_, 1984. *Patagonia: un continente paleozoico a la deriva?*. 9º Congr. Geol. Argent., Actas, 2: 311-325, Buenos Aires.

- \_\_\_\_\_, 1988. *Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America- a collisional history*. Episodes, 11 (3): 168-173.
- RAPELA, C. W. y R. CAMINOS**, 1987. *Geochemical characteristics of the Upper Paleozoic magmatism in the eastern sector of the Northpatagonian Massif (40°45' ; 67°00'W)*. Proc. Int. Symp. Granites and its associated mineralizations. Rev. Brasil. Geoc., 17 (4): 535-543.
- \_\_\_\_\_, y **LLAMBIAS, E. J.**, 1985. *Evolución magmática y relaciones regionales de los complejos eruptivos de La Esperanza, Pcia. de Río Negro*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 40: 4-25, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, y **S. M. KAY**, 1988. *The Paleozoic to recent magmatism evolution of Northern Patagonia*. Episodes, 11 (31): 175-181.
- \_\_\_\_\_, **S. M. HARRISON y R. J. PANKHURST**, 1988. *Latest Gondwanaland plutonism in central Patagonia: Granitoids in the Gastre Area (42°14' - 69°13')*. Geol. Soc. Am., Centennial celebration, Denver, Abstract with programs; A5.
- STEIGER, R. H. y E. JAGER**, 1977. *Subcomission on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geo-and cosmochronology*. Earth and Planet. Sci. Lett., 36 (3): 359-362, Amsterdam.
- STIPANICIC, P. N.**, 1967. *Consideraciones sobre las edades de algunas fases magmáticas del Neopaleozoico y Mesozoico*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 22 (2): 101-133, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, y **M. I. BONETTI**, 1967. *Consideraciones sobre la cronología de los terrenos triásicos argentinos*. I Simp. Inter. Estrat. y Paleontol. Gondwana Symp.: 1081-1119, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, y **E. J. METHOL**, 1980. *Comarca Norpatagonica*. En: 2º Simp. de Geol. Reg. Argent., 2: 1071-1097, Córdoba.
- \_\_\_\_\_, **F. RODRIGO, O. BAULIES y C. MARTINEZ**, 1968. *Las Formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 23 (2): 67-88, Buenos Aires.
- STRECKEISEN, A. L. y R. W. LE MAITRE**, 1979. *A chemical approximation to the model QAPF classification of the igneous rocks*. Neues Jahrb. Mineral. Abh., 136: 169-206.
- TAWSON, L. V. y Y. D. KOZLOV**, 1973. *Distribution functions and ratios of trace-elements concentrations as estimators of the ore-bearing potential of granites*. Proc. Int. Geochem. Expl. Symp., 1972, Inst. Min. Metall, London, 4: 37-34.
- ULIANA, M. A., K. T. BIDDLE, D. W. PHELPS y D. A. GUST**, 1985. *Significado del vulcanismo y extensión mesojurásicos en el extremo meridional de Sudamérica*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 40 (3-4): 231-256, Buenos Aires.
- WHITE, A. J. y B. W. CHAPPELL**, 1983. *Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia*. En: Circumpacific plutonic terranes. Ed. A. Roddick. Geol. Soc. Am. Mem., 159: 21-34.
- WICHMANN, R.**, 1927. *Resultados de un viaje de estudios en los Territorios del Río Negro y del Chubut*. Dir. Gral. Min., Geol., e Hidrol., 33: 1-59, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1934. *Contribución al conocimiento geológico de los Territorios del Neuquén y del Río Negro*. Dir. Gral. Min. Geol., e Hidrol., 39: 1-37, Buenos Aires.

Recibido: 23 de julio, 1989.

Aceptado: 13 de diciembre, 1991.

**L. H. DALLA SALDA**  
**R. VARELA**  
**C. A. CINGOLANI**

Centro de Investigaciones Geológicas  
CONICET  
Calle 1 N° 644  
1900 La Plata

## GEOLOGIA Y PALEOAMBIENTE DE LA FORMACION RIO TURBIO (EOCENO), EN LA SIERRA DOROTEA, PROVINCIA DE SANTA CRUZ

Carlos L. Azcuy y Alejandro E. Amigo

**RESUMEN:** Se dan a conocer los resultados del estudio de siete perfiles levantados en la Formación Río Turbio. Su análisis ha permitido reconocer en una columna integrada cuatro facies sedimentarias de carácter recurrente: A. Facies de psamitas medias a gruesas, conglomerádicas, B. Facies de psamitas medias, C. Facies de pelitas y D. Facies de psamitas medias y finas. La sucesión analizada muestra que la Formación Río Turbio es el resultado de cinco ciclos regresivos correspondientes a una costa marina clástica lineal. La base de estos ciclos no registra depósitos de "off shore" en tanto que el 1º y el 4º culminan con la acumulación de mantos de carbón denominados Complejo carbonífero inferior y Complejo carbonífero superior, respectivamente.

**ABSTRACT:** The results obtained from the study of seven outcrop sections of the Río Turbio Formation are given. Their analysis has allowed the recognition of four sedimentary facies in an integrated column: A-Medium to coarse sandstones, slightly conglomeratic, B- Medium sandstones, C- Siltstones and clays and D- Medium and fine sandstones. The analyzed sequence shows that the Río Turbio Formation is the result of five regressive cycles set in a linear clastic marine coast. Their bases do not show off shore deposits but in two of them, the 1st and 4th cycles, the top deposits consist of coal measures, which have been named lower carboniferous Complex and upper carboniferous Complex, respectively.

### INTRODUCCION

Se dan a conocer los primeros resultados de un proyecto de investigación de mayor alicio, que bajo el auspicio de la Universidad de Buenos Aires, CONICET y Yacimientos Carboníferos Fiscales, se viene realizando en el extremo sur del continente, más precisamente en el Yacimiento de Carbón de Río Turbio y sus alrededores (figura 1).

El objetivo principal de estas investigaciones es aportar datos a la caracterización bioestratigráfica y paleoambiental de la Formación Río Turbio, a través del levantamiento de perfiles detallados y estudios paleontológicos (con muestras de superficie y subsuelo), apuntando especialmente a la palinología y la materia orgánica, con la intención de discernir las condiciones de formación de los complejos carboníferos y su posible reconocimiento y correlación a través de su contenido orgánico.

En esta primera contribución se analizan las capas que constituyen la Formación Río Turbio y sus relaciones estratigráficas con las formaciones supra e infrayacentes. A tal fin fueron levantados en las inmediaciones de la sierra Dorotea (localidad tipo) siete perfiles 1:200 (figura 2), realizando también un muestreo palinológico y de megafósiles de floras y faunas. El resultado del estudio de estos fósiles se dará a conocer en una próxima contribución.

### ANTECEDENTES

Las primeras referencias a los mantos carboníferos fueron efectuadas por Windhausen (1931). A

éstas siguió el trabajo pionero realizado por Hünicken (1955), el cual por su extensión e importancia constituye desde entonces la base para toda investigación posterior. Los estudios palinológicos fueron realizados con un criterio mayormente sistemático incluyendo sucesivamente esporas (Archangelsky, 1972), gimnospermas y fagáceas (Romero, 1977) y angiospermas (Romero y Zamalao, 1985; Romero y Castro, 1986) entre otros. Un reciente estudio geológico llevado a cabo por la empresa Adaro (1987), ha aportado nuevos elementos de juicio para la interpretación paleoambiental y finalmente Amigo (1988) ha levantado perfiles y realizado una cuidadosa puesta al día de toda la información existente sobre el tema.

### UBICACION Y CARACTERISTICAS DE LA SECUENCIA

La sucesión que se describe corresponde a sedimentitas aflorantes en el extremo suroccidental de la Provincia de Santa Cruz, en los faldeos de la sierra Dorotea frente a la Villa Minera de Río Turbio (figura 2). Los bancos constituyen una estructura mayor homoclinal con buzamiento hacia el este, siendo de 15° a 20° los valores frecuentes de inclinación, los cuales se suavizan progresivamente hacia el este. Los perfiles comprenden gran parte de la Formación Río Turbio y sus contactos con la Formación Cerro Dorotea (base) y con la Formación Río Guillermo (techo). En conjunto ellos representan una sucesión que cubre algo más del 72 % de aquella formación. Por las características de los

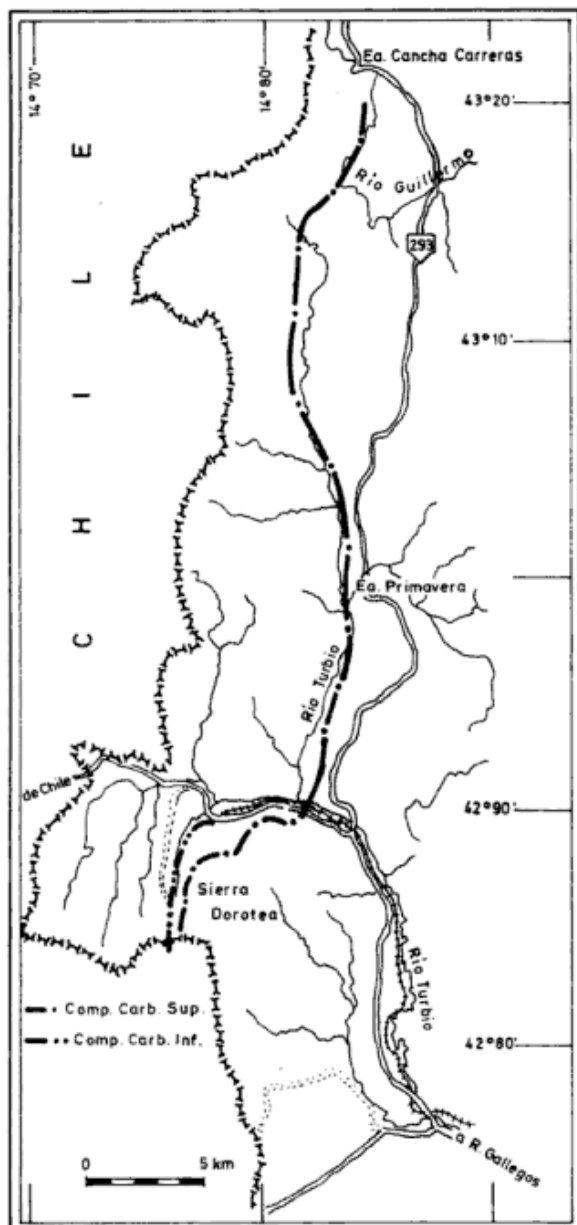


Figura 1: Mapa de Ubicación.

afloramientos no fue posible realizar el levantamiento geológico de la Formación Río Turbio en un solo perfil, principalmente debido a los tramos cubiertos, por lo cual hubo que integrar secuencias parciales eligiendo las áreas de mejor exposición dentro de la zona de trabajo. Los perfiles fueron levantados en las siguientes localidades: 1. Filo de la Mina; 2. Dique; 3. Arroyo Santa Flavia; 4. Chiflón 3 de Mina 2; 5. Chiflón 1 de Mina 3; 6. Zanja de Talleres; 7. Señal 48 II. Su ubicación puede consultarse en el bosquejo geológico de la figura 2. En su conjunto representan un espesor total medido de 355 m. Tomando en cuenta los sectores cubiertos, se supera apenas un valor de 490 m para la formación.

## DISTRIBUCION AREAL Y RELACIONES ESTRATIGRAFICAS

La Formación Río Turbio aflora de sur a norte en tres comarcas principales (figura 1): en sierra Dorotea (Villa Minera de Río Turbio), en los alrededores de la estancia La Primavera (alto río Turbio) y en la estancia Cancha Carreras (río Guillermo). Los datos aquí presentados corresponden a la primera de esas comarcas.

En líneas generales, las facies y la potencia de la unidad varían hacia el sur mostrando una disminución relativa de las capas marinas y un aumento en su espesor total. Es así como el Complejo carbonífero superior presenta un manto en Cancha Carreras, dos en La Primavera y tres en sierra Dorotea, mientras que el Complejo carbonífero inferior sólo está presente en esta última localidad.

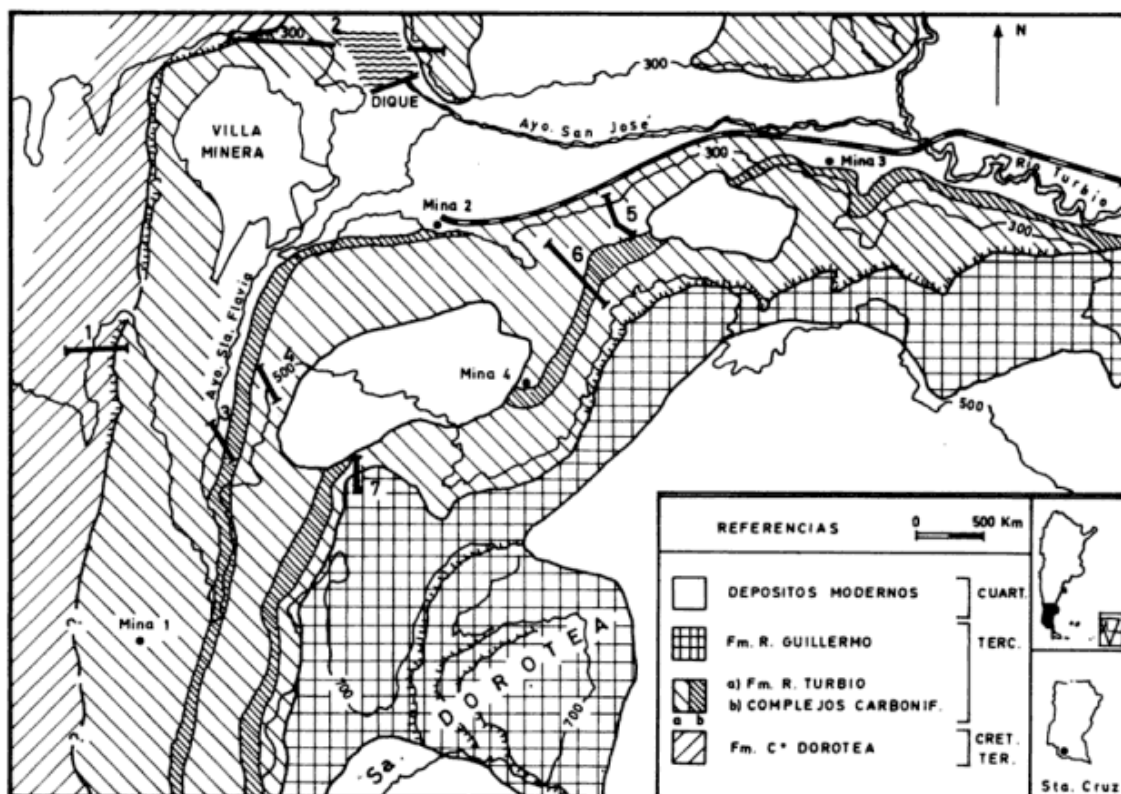
La Formación Río Turbio descansa en concordancia sobre la Formación Cerro Dorotea y su límite ha sido establecido en la base de las areniscas gruesas algo conglomerádicas que en la comarca sierra Dorotea constituyen el crestón "Filo de la Mina" (Hünicken, 1955). Está cubierta en discordancia erosiva por la Formación Río Guillermo.

## DESCRIPCION DE LA COLUMNA SEDIMENTARIA

La Formación Río Turbio se divide tradicionalmente en dos secciones: una inferior con predominio psamo-psefítico y otra superior más pelítica. Los perfiles levantados incluyen a ambas secciones más la base de la Formación Río Guillermo y el techo de la Formación Cerro Dorotea, conteniendo ambos contactos.

Las 7 secciones geológicas levantadas se presentan aquí en una columna integrada (figura 3). A continuación se discuten brevemente los criterios utilizados en su integración: la ubicación estratigráfica de los perfiles 1 y 2 se obtuvo debido a que ambos incluyen el contacto de base de la formación, idéntico criterio se utilizó para el perfil 7 que contiene al contacto con la formación suprayacente (Río Guillermo); el perfil 6 incluye en su parte alta el manto Dorotea del Complejo carbonífero superior, cuya distancia estratigráfica al contacto con la Formación Río Guillermo, según datos de subsuelo y superficie, permite ubicarlo en la columna, reconociendo además en los perfiles 6 y 7, bancos que permiten deducir entre esas secciones, una superposición de aproximadamente 10 m; el engranaje entre los perfiles 5 y 6 así como también el del 4 y 5 se efectuó por correlación de bancos guías reconocidos en el campo; finalmente, el perfil 3 fue de inmediata ubicación por la presencia del manto Superior del Complejo carbonífero inferior en éste.

El estudio de la secuencia se centralizó en dos aspectos: a) reconocer las características litológicas



cas, geometría y estructuras sedimentarias de los bancos y b) recoger la mayor información paleontológica posible, con la intención de reunir datos que permitan interpretar las condiciones paleoambientales que prevalecieron durante su deposición. Como fue mencionado en la Introducción, el punto b) será motivo de una próxima contribución.

Las observaciones realizadas en la Formación Río Turbio permitieron el reconocimiento de cuatro facies sedimentarias que aparecen repetidamente en la totalidad del conjunto y que se describen a continuación:

**A- Facies de psamitas medias a gruesas, conglomerádicas.** Está compuesta en su mayor parte por areniscas medias a gruesas (~ 50%) le siguen conglomerados y areniscas muy gruesas (~ 20%) y, en menores cantidades, limo-arcillitas y areniscas finas (~ 16,5% y ~ 13,5% respectivamente). Estos valores porcentuales corresponden a un promedio obtenido de los cinco tramos del perfil (A1, A2, A3, A4 y A5) en los cuales se encuentra representada esta facies (ver figura 3).

Se caracteriza por presentar ciclos de secuencias granodrecientes, con base erosiva en gran parte de éstas. Las secuencias comienzan de abajo hacia arriba con conglomerados, areniscas conglomerádicas

o areniscas medias a gruesas y pasan a sedimentitas cada vez más finas, culminando en limolitas y arcillitas. En ocasiones estas últimas faltan, ya sea porque fueron removidas por el ciclo siguiente, o porque por su carácter friable aparecen cubiertas. Es así como, en general, el espesor promedio de estos últimos bancos es bastante reducido (0,50 m). Por otro lado, la potencia de los cuerpos psamopsefíticos es variable, encontrándose desde los 0,50 m hasta los 40 m, en particular si corresponden a una sucesión continua de ciclos sin la presencia de pelitas que los separen.

Los estratos areniscos constituyen bancos continuos, consolidados, que resaltan en la topografía. Presentan colores variados, tales como pardo, gris, verde y amarillo, y estratificación entrecruzada diagonal y en artesa, en algunos casos con niveles de gravas o troncos silicificados con su eje mayor siguiendo los planos de estratificación. Los niveles más gruesos son portadores de fragmentos de troncos silicificados (transportados) y los más finos de improntas de tallos y hojas, en general presentando un alto grado de oxidación.

Las pelitas aparecen como bancos delgados, a veces intercalados dentro de las areniscas. Son de colores grisáceos a verdosos y presentan laminación ondulática o plana, y, en algunas ocasiones, en-

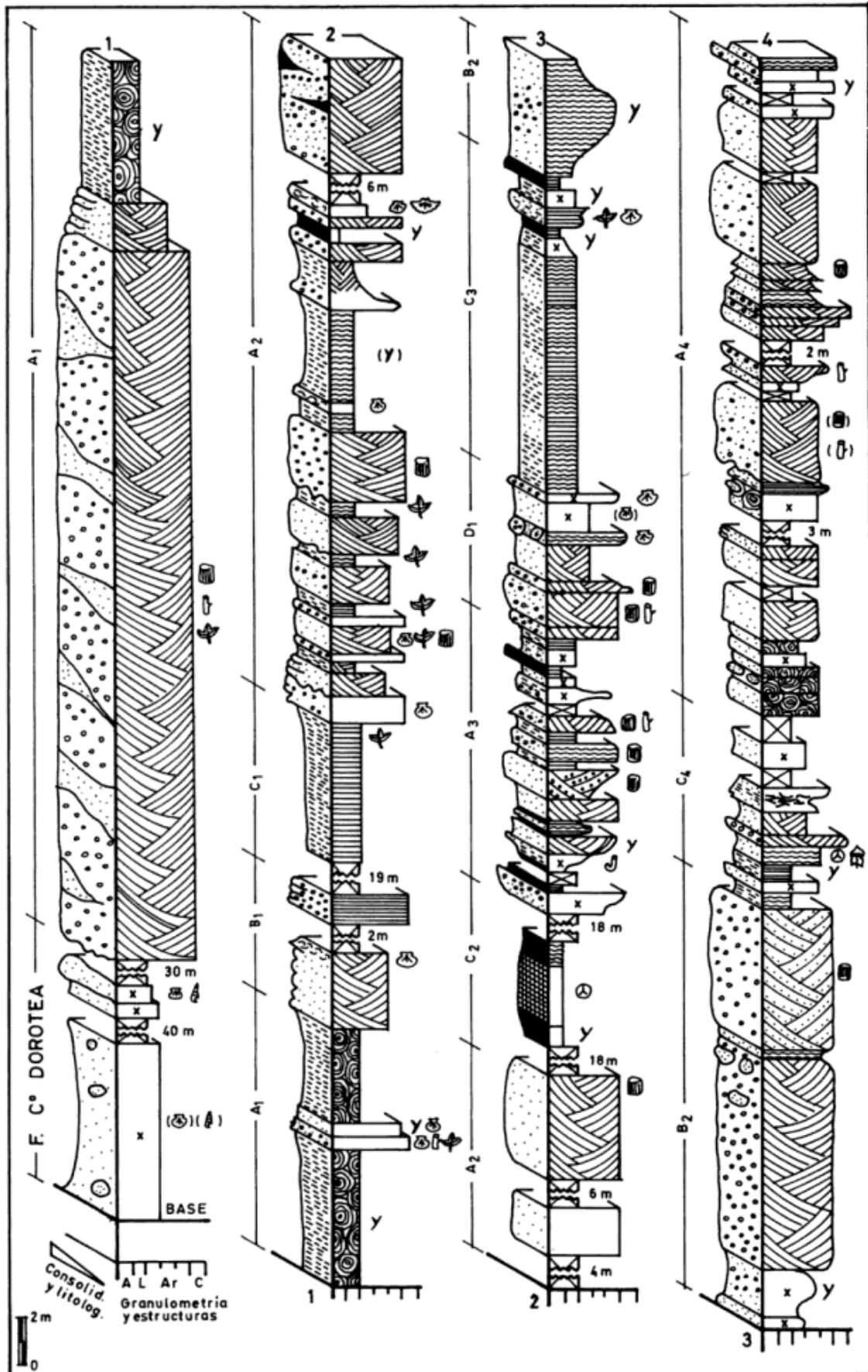
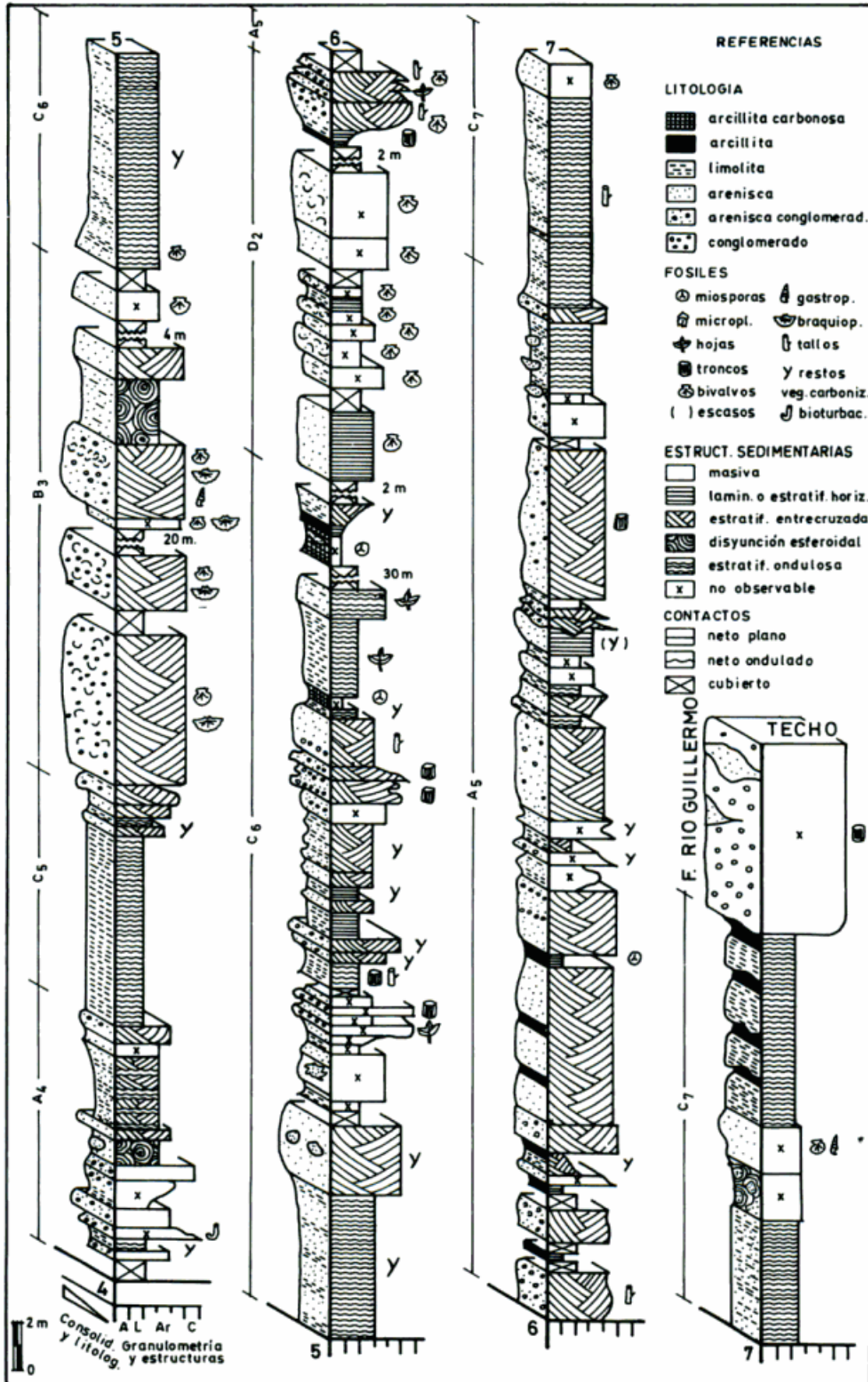


Figura 3: Columna integrada de la Formación Río Turbio, mostrando los tramos de las facies en que aparece subdividida.





tre cruzada. Son portadoras de hojas, en general bien conservadas, o de restos vegetales carbonizados.

Cada uno de estos ciclos granodecrecientes representa un episodio de alta energía inicial (base erosiva, sedimentitas gruesas con estructuras entrecruzadas, alta capacidad de transporte) con una progresiva disminución de ésta (tope pelítico, acumulación de restos vegetales, laminación paralela) hasta la culminación del evento. La naturaleza de estos depósitos estaría sugiriendo la acción de canales tidales principales y/o secundarios migrando activamente hasta su abandono.

Cada uno de los tramos que corresponden a esta facies presenta características particulares dentro del marco general. Así, el Conjunto A1 muestra un porcentaje más alto que el promedio en la fracción más gruesa y menor en la fracción característica de la facies. Esto se explica tomando en cuenta la elevada energía del medio en su momento de depositación. Se considera así a estas rocas como producto de la acción de canales tidales principales migrando activamente en repetidos ciclos.

El conjunto A2, sin embargo, se acerca más a los valores promedios dados, aunque la fracción gruesa sigue siendo alta mientras que la media algo baja. La energía del medio sería menor comparada con la existente durante la depositación de las sedimentitas que dieron origen a A1, y, además, habría bancos que corresponderían a canales tidales secundarios.

El A3 es el que se acerca más a los valores promediados, e incluiría a depósitos tanto de canales tidales primarios como secundarios.

El tramo A4 muestra un predominio neto de la fracción areniscosa media a gruesa, con valores bajos de areniscas muy gruesas a conglomerados y de areniscas finas y un porcentaje muy pequeño (2,6) de pelitas. Sin embargo, existen varios tramos cubiertos que podrían, por lo menos parcialmente, corresponder a pelitas, con lo que se mantendrían las características de la facies, a pesar que la poca representación de la fracción gruesa estaría determinando un medio de energía más baja que el existente durante la depositación de esta facies en los tramos anteriores.

Por último, el tramo A5 es similar al anterior, aunque la fracción gruesa está ausente por completo, indicando un medio de características energéticas aún menores, correspondiendo a canales tidales secundarios próximos a su abandono en la llanura mareal.

Se puede inferir así que, dentro de la Formación Río Turbio, esta facies se encuentra representada sucesivamente por tramos que muestran un progresivo descenso en la energía del medio de depositación a medida que se asciende estratigráficamente.

En total esta facies representa el 38 % de la formación.

**B - Facies de psamitas medias.** Se caracteriza por el predominio de una fracción: las areniscas medias (~ 78%), sobre una menor (~ 22%) de areniscas finas o gruesas, según el tramo considerado. Al igual que en el caso anterior, estos valores reflejan el promedio resultante de los tres tramos en que aparece esta facies (B1, B2 y B3, ver figura 3).

Así, estos conjuntos litológicos están compuestos exclusivamente por sólo dos fracciones, la principal manteniendo su carácter litológico en los distintos tramos. Ambas son areniscosas, denotando una ausencia prácticamente total de las pelitas.

Las areniscas medias se presentan como bancos consolidados continuos, y en general con espesores de alrededor de los 5 m. Son de color amarillento, con estratificación entrecruzada y ocasionales niveles de grava en sus planos. Portan importantes cantidades de bivalvos, braquiópodos y gastrópodos que llegan a constituir verdaderas coquinas en determinados niveles. Las areniscas son de alta selección y frecuentemente se encuentran cementadas.

Las areniscas gruesas son gris-amarillento-verdosas, incluyen clastos de grava fina y presentan estratificación paralela. La matriz es limosa y bastante abundante.

Las areniscas finas son verdosas, pardas, con estratificación ondulática a entrecruzada en artesa. En ocasiones son portadoras de fauna marina. En algunos bancos es conspicua la disyunción esferoidal.

Estos conjuntos litológicos representan, mayormente, episodios de alta energía producidos en la costa misma, interpretándose como depósitos de "foreshore" a "shoreface" distal, correspondiendo este último subambiente a los eventos de menor energía.

El tramo B1 se diferencia de los demás por tener como fracción subordinada a las areniscas gruesas, mientras que en los otros dos (B2 y B3) ésta corresponde a las areniscas finas.

El tramo B2 culmina con un característico y potente banco guía (5,80 m) muy consolidado, de color amarillo, conspicuo del perfil 4 (ver figura 3A). Este banco, a diferencia de los otros bancos areniscosos, incluye gravas finas y pequeños troncos que se ubican según los planos de estratificación.

El tramo B3 se caracteriza por la fuerte estratificación entrecruzada, la alta porosidad (del tipo móldico) que presentan sus bancos areniscosos y la profusa fauna que contienen. Incluye a un banco ostrero que fue utilizado como nivel guía en la correlación de los perfiles 5 y 6.

Esta facies constituye el 16 % de la Formación Río Turbio.

**C - Facies de pelitas.** Los 7 tramos (ver figura 3) en que se encuentra representada esta recurrente facies sedimentaria (C1, C2, C3, C4, C5, C6 y C7) muestran un alto porcentaje (promediado) para la

fracción de limo-arcilita (68%) a la cual le siguen las areniscas finas a muy finas (24 %). Se encuentran también representadas, pero en menor proporción, las fracciones areniscosa gruesa (6 %) y areniscosa media (2 %).

A diferencia entonces de las demás facies, es conspicuo en ésta el predominio de las pelitas sobre las demás litologías. Es de destacar que éstas se encuentran totalmente ausentes en la facies B y constituyen sólo fracciones minoritarias en las demás.

Las pelitas se presentan característicamente en bancos con espesores que fácilmente superan el metro, alcanzando hasta 15 metros. Frecuentemente están intercaladas con areniscas finas, o éstas se hallan como lentes dentro de la fracción pelítica. Aparecen como estratos en avanzado estado de meteorización, lo que enmascara sus colores verdaderos, que oscilan entre el gris oscuro y el amarillento verdoso. Por la naturaleza friable de estos bancos, constituyen más una topografía deprimida que una resaltante, y en muchas ocasiones hubo que recurrir a pequeños desmontes para identificarlos. Si bien las estructuras son difíciles de observar, se logró determinar que la mayoría presenta laminación ondulítica. El contenido fosilífero es abundante: son portadores de tallos, hojas y restos vegetales carbonizados. Los horizontes que constituyen verdaderos niveles plantíferos fueron muestreados en detalle y el estudio de la paleoflora hallada formará parte de una futura contribución. Asimismo, las muestras palinológicas recolectadas brindaron una profusa microflora, rica en esporas y polen de gimnospermas y angiospermas, en la que también se incluye un interesante conjunto de formas microplanctónicas.

Las arcilitas son, en ocasiones, carbonosas. Se reconocieron además a los mantos Superior y Doro-tea de los Complejos carboníferos inferior y superior respectivamente. En el afloramiento en que fueron observados, sus potencias alcanzaron 2,50 m y 1,13 m respectivamente y ambos incluían delgadas intercalaciones areniscosas finas.

Las areniscas finas son generalmente gris verdosas y se presentan en bancos delgados con estratificación entrecruzada o plana, o como intercalaciones (en ocasiones lenticulares) dentro de las pelitas. Son portadoras en menor medida de restos vegetales carbonizados, tallos y algunas hojas.

La fracción más gruesa consiste en bancos muy delgados de colores pardo-amarillentos y estratificación entrecruzada. Normalmente gradan a areniscas más finas, constituyendo pequeñas secuencias granodecrecientes. Son portadores de pequeños fragmentos de troncos.

La gran proporción de finos presentes en cada tramo, junto con la potencia de éstos indican que esta facies se acumuló en un ambiente de baja

energía, restringido. Se postula que se trata de depósitos de llanura mareal, los cuales llegaron a desarrollar verdaderos pantanos en los tramos en que se formaron mantos carboníferos. La presencia de delgados bancos areniscosos con estratificación entrecruzada intercalados en las pelitas sugiere la acción de pequeños canales tidales secundarios migrando a través del lagoon. La conservación de las hojas halladas indica un ambiente reductor, tal como la formación del carbón. La proximidad tanto del continente como del mar, estaría indicada por la mezcla de flora transportada y de fauna marina, al igual que por la simultánea existencia de microplancton marino con polen y esporas.

En general todos los tramos presentan características similares, a excepción quizás del C4, en el cual el porcentaje de finos es menor al promedio. Este tramo corresponde a un episodio corto (ver figura 3) en el cual la llanura mareal posiblemente no alcanzó un óptimo desarrollo, representando tan sólo un momento de transición entre la barra marina (B2) y los canales tidales (A4) que se ubican por debajo y por arriba de éste respectivamente. Lo contrario ocurriría con los tramos C2 y C6 en donde se habría desarrollado de tal manera el lagoon que llevó a la depositación de la materia orgánica que formaría los actuales mantos de carbón (ver figuras 3 y 4).

Los tramos más desarrollados se van encontrando a medida que ascendemos estratigráficamente, lo cual coincide con la disminución de energía del medio mostrada en la facies A. Asimismo se confirma la opinión tradicional acerca de la Formación Río Turbio, la cual indica que las pelitas son más abundantes en su parte superior. Los tramos de esta facies abarcan 195 m en total, con lo cual el 41 % de la formación quedaría representada por ésta. De aquí el importante carácter de ambiente transicional que se le asigna habitualmente a la Formación Río Turbio.

**D - Facies de psamitas medias y finas.** Presenta dos litologías dominantes y dos subordinadas, a saber: areniscas medias a gruesas (~41%), areniscas finas (~37%), limo-arcillitas (~20%) y conglomerados finos a medios (~2%).

Está representada en la columna por dos tramos (D1 y D2) de los cuales se obtuvieron los valores promediados.

Corresponden a conjuntos de poco espesor (5,4 y 11,6 m respectivamente) que se desarrollaron por encima de los Complejos carboníferos.

Se caracterizan por su alto contenido faunal marino (bivalvos en particular) que llega a constituir verdaderos bancos ostreros de hasta 2 m de espesor. Esta fauna se halla en ocasiones entremezclada con restos vegetales tales como pequeños troncos y tallos. La litología es predominantemente arenisco-

sa, pero, a diferencia de la facies B, estas psamitas presentan un alto porcentaje de matriz, en general pelítica. Son de colores verdes y grises y la estructura, que es de mejor exposición en las fracciones más gruesas, corresponde a estratificación entrecruzada o planar. Los bancos muy fosilíferos carecen de estructura observable. Donde hay acumulaciones de ostras, éstas se encuentran irregularmente distribuidas y altamente próximas unas a otras, en ocasiones, soldadas entre ellas. Los estratos presentan una consolidación moderada.

Todo esto indica que esta facies se acumuló en un ambiente de transición con una gran influencia marina. Se sugiere que se trata de depósitos de barras submareales. Constituye, en conjunto, el 5% de la formación (23 m).

### PALEOAMBIENTE DE SEDIMENTACION

Las características litológicas, sedimentológicas y contenido paleontológico observado en la sucesión sedimentaria que integran los perfiles levantados en la Formación Río Turbio, permiten interpretar a aquélla, como formada en un ambiente litoral marino clástico, poco profundo, probablemente lineal, principalmente como resultado de la acción de mareas y también del oleaje.

La actividad de estos agentes sumados a un significativo aporte desde el continente, produjo cuatro tipos principales de depósitos aquí denominados facies A, B, C y D, las cuales (con pequeñas variaciones relativas) se interpretan asociadas con: Canales tidales, Barras arenosas ("foreshore" - "shoreface"), Llanuras mareales (lagoon-marisma) y Barras submareales, respectivamente.

En la figura 4 se ha esquematizado la evolución estratigráfica del litoral donde se produjeron los depósitos de la Formación Río Turbio. La recurrencia de las facies muestra el carácter inestable del nivel del mar, el cual tuvo como correlato una sucesión de avances y retrocesos de la línea de costa. Todo hace suponer que hubo dos etapas en las que la estabilidad fue más prolongada, con un desarrollo significativo del marisma-lagoon, cuyos depósitos dieron lugar a la formación de los Complejos carboníferos inferior y superior, respectivamente. Es interesante señalar que en la sucesión no fueron registrados los clásicos depósitos de "off shore" que caracterizan el inicio de cada ciclo para el ambiente litoral dado.

La información disponible volcada en las figuras 3 y 4 muestra que la Formación Río Turbio, puede interpretarse como el resultado de cinco ciclos de depositación regresiva. El 1º abarca los tramos A1, B1, C1, A2 y C2; el 2º A3, D1 y C3; el 3º B2, C4, A4 y C5; el 4º B3 y C6 y el 5º D2, A5 y C7. Estos se caracterizan por comenzar con depósitos de areniscas gruesas a conglomerádicas correspon-

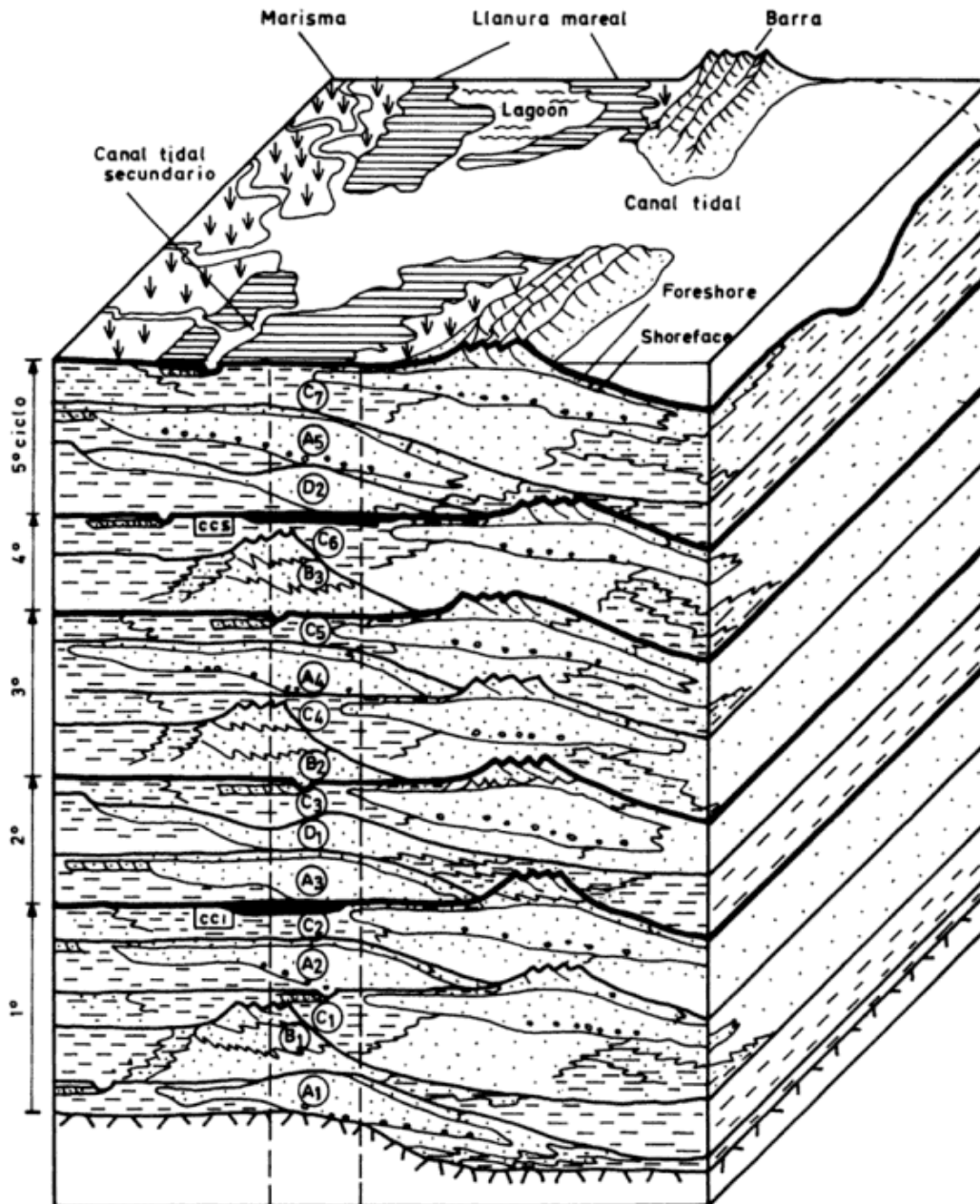
dientes a canales-tidales (A), o por barras arenosas (B) o barras submareales (D), constituidas por psamitas medianas, limpias, frecuentemente ricas en bivalvos y braquiópodos. Los ciclos concluyen con depósitos pelíticos de llanuras mareales (C) donde suelen aparecer depósitos intercalados de canales secundarios (A); en los distintos depósitos de la llanura mareal son frecuentes los restos vegetales. En el caso de los ciclos 1º y 4º la estabilidad prolongada del nivel del mar posibilitó la culminación del ciclo con la acumulación de grandes cantidades de fitomasa, la cual dio posteriormente origen a los mantos de carbón en la llanura costera mareal. Los ciclos 1º y 3º incluyen un breve episodio transgresivo, luego del cual se depositaron las sedimentitas que darían origen a los tramos A2 y A4, respectivamente.

### COMPARACION DE LOS RESULTADOS CON DATOS PALINOLOGICOS

Una valiosa información palinológica, obtenida de una decena de localidades (en su mayoría de subsuelo), fue aportada por Romero (1977), a partir del análisis de los granos de polen de fagáceas y gimnospermas de la Formación Río Turbio. Los espectros polínicos permitieron reconocer dos grandes agrupaciones vegetales denominadas Bosque de *Nothofagidites* y Bosque de *Phyllocladidites*, respectivamente. El primero constituido principalmente por varias especies de *Nothofagidites* y *Podocarpidites* se desarrolló probablemente más próximo a la costa y sus granos de polen tuvieron una dispersión eólica. El segundo, compuesto exclusivamente por gimnospermas (principalmente *Phyllocladidites* y *Podocarpidites*) se habría desarrollado en galería, más alejado de la costa y su dispersión habría sido fluvial (Romero, 1977).

Sobre la base del comportamiento de estos grupos polínicos y de recuentos porcentuales del paleomicroplancton, el autor citado reconoció cuatro etapas en la evolución paleogeográfica de esta formación. La primera corresponde a un episodio regresivo que culmina con los depósitos de carbón del Complejo carbonífero inferior y coincide claramente con el primero de los ciclos aquí descritos. Los espectros polínicos indican que la tierra firme se ubicaba al sudoeste durante esta etapa.

Un cambio en el nivel del mar, resultado de probables movimientos diastróficos, es el comienzo de la segunda etapa, en la cual información palinológica escasa parece indicar un comportamiento de los bosques similar al de la primera. Esta segunda etapa culmina inmediatamente antes de la depositación de los mantos del Complejo carbonífero superior, los cuales representan la tercera etapa. La tierra firme aparece ubicada ahora al oeste y los espectros polínicos evidencian un cambio importante, conse-



**Figura 4:** Interpretación de los sucesivos paleoambientes depositacionales de un área litoral (basado en modelos estratigráficos resumidos de ambientes depositacionales actuales de Land, 1972 y Van Horn, 1978), modificados para representar un modelo estratigráfico de la Formación Río Turbio sobre base de las facies determinadas (A, B, C y D) descritas en esta contribución. A - Canales Tidales; B - Foreshore a Shoreface Superior; C - Llanura mareal; D - Barra submareal.

cuencia de modificaciones en la composición relativa de los bosques (Romero, 1977). La evidencia sedimentológica aquí presentada es compatible con los recuentos porcentuales del paleomicroplancton pero, durante el lapso que abarcan la segunda y tercera etapas, registra tres ciclos regresivos el último de los cuales culmina con los depósitos del Complejo carbonífero superior.

La cuarta etapa propuesta a partir de los datos palinológicos es coincidente con el 5º ciclo regre-

sivo con el cual concluye la sedimentación de la Formación Río Turbio.

#### CONSIDERACIONES FINALES

Los depósitos transicionales de la Formación Río Turbio responden al carácter regresivo que muestran las facies en el sector sudoeste de la Cuenca Austral, cuando a partir del Cretácico superior comienza el registro estratigráfico con la Forma-

ción Cerro Cazador (facies sublitorales con amonites). A ésta siguen las facies litorales costaneras con intercalaciones de sedimentitas terrestres de la Formación Cerro Dorotea, para pasar a los depósitos aquí tratados y culminar con las capas continentales de la Formación Río Guillermo (post-Eoceno).

Los depósitos de la Formación Río Turbio corresponden a una costa clástica lineal (Shelley, 1976), e incluyen ambientes desde infralitorales hasta albuferas. Su análisis sedimentológico ha permitido el reconocimiento de cinco ciclos regresivos en cuya base faltan los depósitos de "off shore"; dos de ellos, el 1º y el 4º, culminan con la formación de mantos de carbón, productos de la acumulación de materia orgánica autóctona en albuferas.

La comparación de asociaciones megafloísticas de la Formación Río Turbio con otras principalmente de América del Sur y Antártida, permiten deducir que en su composición se asocian elementos de clima cálido y templado a templado frío (Menéndez, 1971), pudiendo caracterizar el clima que rigió durante la depositación de esa unidad como templado sin temperaturas extremas.

La información palinológica precedente indica que la antigüedad de esta unidad litológica es eocena (Archangelsky, 1968; 1969; 1972; Archangelsky y Fasola, 1971; Romero, 1977). Asimismo datos palinológicos han permitido el reconocimiento de un bosque de fagáceas y otro de gimnospermas que con pocas variaciones formaron parte del paisaje donde se produjeron los depósitos que componen esta formación (Romero, 1977).

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue parcialmente subsidiado por la UBA, el CONICET e Y.C.F. Los autores hacen extensivo su agradecimiento a la Lic. María F. Ullrich por su colaboración en las tareas de campo y a la Sra. Marjorie Thomson por el mecanografiado del texto.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ADARO, Empresa Nacional de Investigaciones Mineras S.A., 1987. *Informe Técnico Final sobre el Yacimiento Río Turbio*. Y.C.F., Inédito.
- AMIGO, A., 1988. *Geología y Paleontología de la Sierra Dorotea con énfasis en la Formación Río Turbio (Eoceno)*. Provincia de Santa Cruz. U.B.A., F.C.E.yN., Trabajo Final de Licenciatura, 1-177, Inédito.
- ARCHANGELSKY, S., 1968. *Sobre el Paleomicroplancton del Terciario inferior de Río Turbio*, Provincia de Santa Cruz. Ameghiniana 5 (10): 406-416.
- \_\_\_\_\_, 1969. *Estudio del Paleomicroplancton de la Formación Río Turbio (Eoceno)*, Provincia de Santa Cruz. Ameghiniana 6 (3): 181-218.

\_\_\_\_\_, 1972. *Esporas de la Formación Río Turbio (Eoceno)*, Provincia de Santa Cruz. Rev. Mus. La Plata n.s. 6 (Paleont. 35): 65-100.

\_\_\_\_\_, y A. FASOLA, 1971. *Algunos elementos del Paleomicroplancton del Terciario inferior de Patagonia (Argentina y Chile)*. Rev. Mus. La Plata, n.s. (Paleont. 36): 1-17.

HÜNICKEN, M., 1955. *Depósitos Neocretácicos y Terciarios del extremo SSW de Santa Cruz (Cuenca Carbonífera de Río Turbio)*. Rev. Mus. Argent. Cienc. Nat. B. Rivadavia, Buenos Aires, 4 (1): 1-164.

LAND, C. B. Jr., 1972. *Stratigraphy of Fox Hills Sandstone and associated Formations, Rock Springs Uplift and Wamsutter Arch area, Sweetwater County, Wyoming: a shore-line estuary sandstone model for the Late Cretaceous*. Colo. School of Mines Quarterly, 67 (2): 1-69.

MENÉNDEZ, C. A., 1971. *Floras Terciarias de la Argentina*. Ameghiniana 8 (3-4): 357-368.

ROMERO, E. J., 1977. *Polen de gimnospermas y fagáceas de la Formación Río Turbio (Eoceno)*, Santa Cruz, Argentina. Fundación para la Educación, la Ciencia y la Cultura Buenos Aires, 219 pp.

\_\_\_\_\_, y CASTRO, M. T., 1986. *Material fúngico y granos de polen de Angiospermas de la Formación Río Turbio (Eoceno)*, Prov. de Santa Cruz, República Argentina. Ameghiniana 23 (1-2): 101-118.

\_\_\_\_\_, y ZAMALOA, M. C., 1985. *Polen de Angiospermas de la Formación Río Turbio (Eoceno)*, Prov. de Santa Cruz, República Argentina. Ameghiniana 22 (1-2): 43-51.

SHELLEY, R. C., 1976. *Medios Sedimentarios Antiguos*. H. Blume Ediciones, Rosario 17 - Madrid 5, 251 pp.

VAN HORN, M. D., 1979. *Stratigraphy of the Almond Formation, east-central flank of the Rock Springs Uplift, Sweetwater County, Wyoming: A Mesotidal Shoreline Model for the late Cretaceous*. M. S. thesis (T 1955), Colo. School of Mines, 150 pp., Inédito.

WINDHAUSEN, H., 1931. *Geología Argentina*, 2 vols. Buenos Aires.

Recibido: 3 de agosto, 1989.

Aceptado: 28 de abril, 1992.

C. L. AZCUY

CONICET  
Universidad de Buenos Aires,  
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales,  
Departamento de Ciencias Geológicas.

ALEJANDRO E. AMIGO

CIRGEO, Ramirez de Velasco 847  
1414, Buenos Aires

## ELEMENTOS MENORES Y TRAZAS EN LAS AGUAS SUBTERRANEAS DEL SISTEMA HIDROTHERMAL PROFUNDO DE BAHIA BLANCA

Alfredo Guillermo Bonorino y Jorge C. Carrica

**RESUMEN:** Con el objeto de ajustar el modelo geohidrológico del sistema hidrotermal de Bahía Blanca se analiza el comportamiento de algunos elementos menores -silicio y flúor- y trazas -estroncio, bario, litio, bromo, boro e iodo- disueltos en el agua subterránea del complejo acuífero profundo. Estos elementos se observan desde su incorporación a la capa freática, en la zona de recarga (sector occidental pedemontano de las sierras del sistema de Ventania) y en su evolución por el sistema acuífero profundo. Se analizó la información hidrogeológica, hidroquímica e isotópica correspondiente de pozos someros situados en el área de alimentación y de pozos profundos de la región de Bahía Blanca. La distribución espacial de los iones se discute en términos de fuentes que los originan y de fenómenos químicos que los modifican. Los elementos traza son adquiridos en las primeras etapas de circulación por disolución de evaporados de agua de lluvia y lixiviación de minerales de la zona del suelo. Facies mineralógicas puntuales asociadas a tobos y feldspatos provocan excesos de flúor en el agua subterránea. Mientras que el boro ha resultado útil para descartar procesos volcánicos o metamórficos, el bromo y el iodo se han caracterizado como buenos trazadores de la circulación del flujo subterráneo. El comportamiento de los elementos estudiados confirma la ocurrencia de los mismos fenómenos modificadores de la composición química del agua que actúan sobre los iones mayoritarios.

**ABSTRACT:** In order to adjust the geohydrologic model of the Bahía Blanca hydrothermal system, the behavior of minor elements -silica and fluorine- and trace elements -strontium, barium, lithium, bromine, boron and iodine- dissolved in the deep aquifer groundwater is analyzed. The methodology applied is based on the observation of these elements since their addition to the phreatic aquifer in the recharge area (pedemont, western slope of the Ventania hills) following their evolution along their flow paths. The hydrologic, hydrochemical and isotopic information from the shallow wells of the recharge area and deep wells spread over the Bahía Blanca region is considered. The observed ions distribution is discussed in terms of input source and modifying chemical processes. The trace elements are removed in the first stages of the circulation by solutions of the rainwater evaporated salts and/or minerals lixiviation, through the soil zone. Local mineralogic facies associated to tuffs or feldspar minerals cause excess fluoride in water. While boron has been useful to discard volcanic or metamorphic processes, bromine and iodine are good indicators of flow trend. The behavior of the studied elements supports the occurrence of the same chemical processes that modify the hydrochemical characteristics of groundwater and which act on major ions.

### INTRODUCCION

El sistema hidrotermal profundo de la región de Bahía Blanca es portador de uno de los acuíferos más importantes de la provincia de Buenos Aires, cuyas características geohidrológicas han promovido un aprovechamiento intensivo, registrándose en la actualidad setenta y una perforaciones de explotación.

Los primeros estudios hidrogeológicos realizados por Wichmann (1918) y García y García (1964) a los que se les agregan los realizados recientemente por Bonorino y Panarello (1984), Bonorino *et al.* (1986) y Bonorino (1988) han permitido una aproximación a la definición del modelo conceptual hidrodinámico y químico del sistema. Sería importante establecer el orden y grado de intensidad con que los distintos procesos químicos actúan sobre el agua

desde su infiltración y a lo largo del recorrido por el sistema. En este trabajo se ha observado el comportamiento de un grupo de elementos menores -silicio y flúor- y trazas (*cf.* Drever, 1982: 297) -estroncio, bario, litio, bromo, boro e iodo- disueltos en el agua subterránea y sus cambios en relación con los componentes químicos mayoritarios y con la dinámica del flujo, desde el lugar donde se produce la recarga del acuífero, vertiente occidental de las Sierras Australes, hasta el sector de circulación, área de Bahía Blanca.

Los objetivos de este trabajo son utilizar los oligoelementos y trazas como una herramienta que pueda ayudar a la interpretación del modelo geohidrológico del sistema y contribuir al conocimiento de las peculiaridades de estos elementos dentro del marco geológico que domina este sistema hidrotermal.

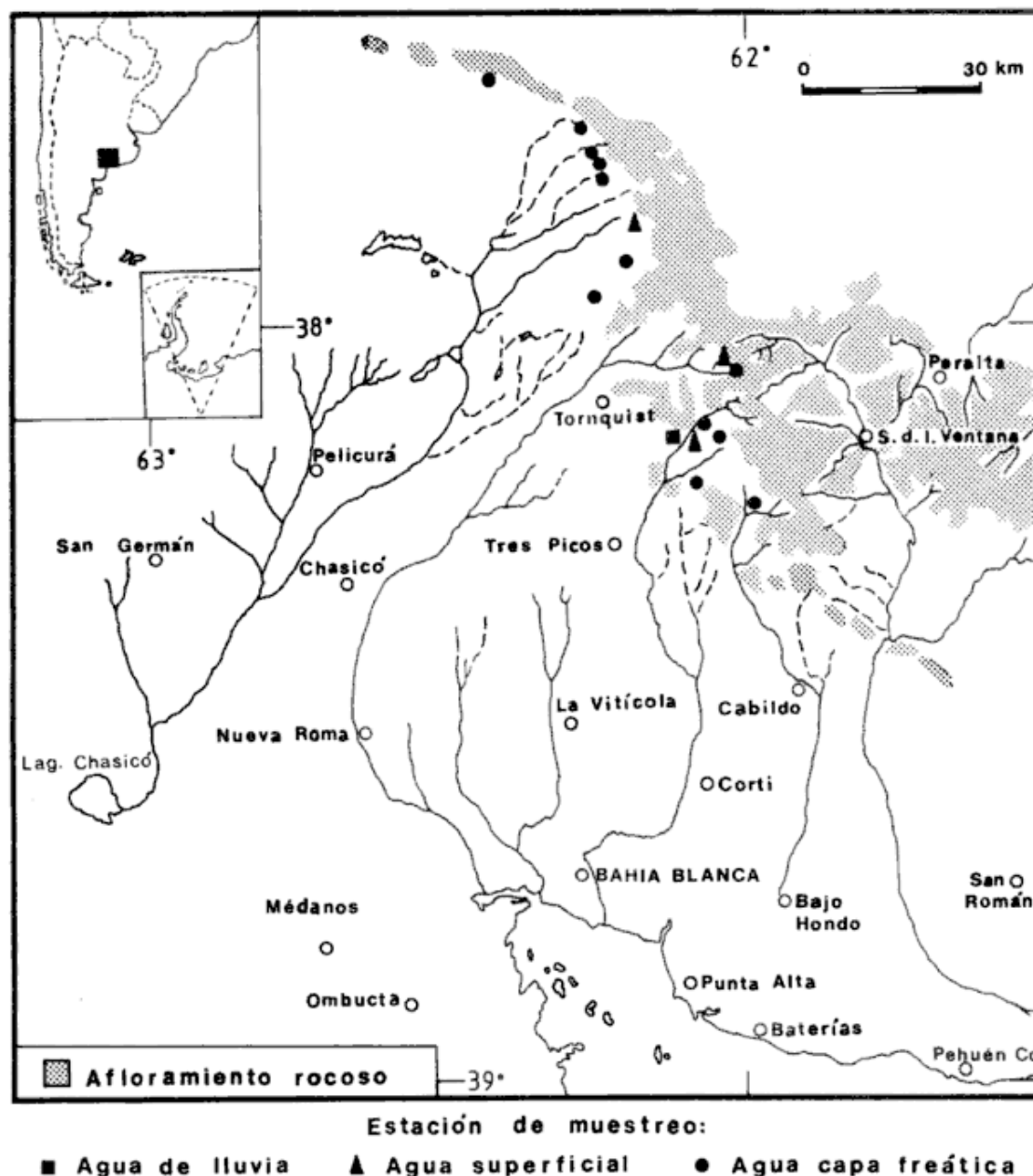


Figura 1: Ubicación del área de estudio.

El área de estudio (figura 1) se ubica en el sudoeste de la provincia de Buenos Aires y abarca, por una parte, el sector pedemontano de la vertiente occidental de las Sierras Australes y por la otra la porción noroccidental de la Cuenca de Colorado (Zambrano, 1980). La primera comprende el área de recarga y la segunda, el sector de transmisión del complejo acuífero profundo del sistema hidrotermal (Bonorino, 1988).

La Sección Hipoparaniana Superior (tabla 1), involucra todo el complejo acuífero, el cual se encuentra intercalado en una serie sedimentaria normal que constituye la cobertura, de edad cretácica-cenozoica, de un basamento hidrogeológico fracturado en blo-

ques y plegado, constituido por rocas cuarcíticas paleozoicas, graníticas y metamórficas. El complejo acuífero está conformado por una potente capa permeable de distribución regional, que cubre aproximadamente 2800 km<sup>2</sup>, se acuña en dirección norte y abarca la mitad inferior de la Formación Umbuctá. El ambiente depositacional de los sedimentos es continental y su composición granométrica varía, principalmente, entre arenas medianas a gruesas asociadas a una fracción sabulítica más importante y a otra subordinada de grava fina a mediana. Ocasionalmente se puede presentar una matriz limosa o arcillosa de montmorillonita e illita, además de calcita autógena, y otras veces yeso o anhidrita. Regionalmente, las facies sili-



Tabla 1. Esquema hidroestratigráfico de la región de Bahía Blanca (DYMAS, 1974, modificado por Bonorino, 1988).

EDAD	FORMACION	SECCION HIROESTRATIGRAFICA	LITOLOGIA	CARACTER HIDRAULICO	NIVEL PIEZOM.
CUATERNARIO PLIOCENO	PAMPA CHASICO/BELEN	EPIPARANIANA	Limas leasicas	ACUIFERO	FREATICO
			Lime arenoso - Arcilla	ACUITARDO	SURGEN
MIOCENO	BARRANCA FINAL	PARANIANA	Arenas	ACUIFERO	
			Pelitas	ACUICLUDO	
			Arenas	ACUIFERO	SURGEN
			Limas arenosas y arcillosas	ACUICLUDO a ACUITARDA	
			Arenas	ACUIFERO	
OLIGOCENO	ELVIRA (SUR)	HIPOPARANIANA	Pelitas	ACUICLUDO	SURGEN
			Arcilla arenosa	ACUICLUDO	
			Arena med. y conglame.	ACUIFERO	SURGEN
Arcilla aren. e limosa	ACUITARDO				
EOCENO	OMBUCTA (NORTE)		Arenas med. a gruesas	ACUIFERO	SURGEN
			Arenas sabulíticas		
			Arenas congravas		
PALEOCENO	PEDRO LURO		Arcilitas y limolitas	ACUITARDO	SURGEN
MAASTRICHTIANO			Arenas ligas a gruesas	ACUIFERO	
SENONIANO	COLORADO		SUPERIOR	Arcilitas y limolitas	
		Areniscas cuarcíticas finas a gruesas		ACUIFERO	
		INFERIOR	Areniscas conglomerádicas		ACUIFUGO
TURONIANO	FORTIN	Areniscas	ACUIFUGO	—	
TRIASICO A PRECAMBRICO		BASAMENTO	BASAMENTO IMPERMEABLE	Areniscas cuarcíticas Cuarcitas Granitas	ACUIFUGO

coclásticas denotan que los sedimentos más gruesos se encuentran en el área de Bahía Blanca y que disminuyen en tamaño hacia el sur y el oeste de esta ciudad, debido al alejamiento del área de aporte, que es el positivo de Ventania. El techo del acuífero se sitúa entre los 529 y 700 m b.n.m. y tiene pendiente regional hacia el sur. En Puerto Belgrano y Baterías la Formación Pedro Luro, de edad mastrichtiana-daniana (Bertels, 1969; Yrigoyen, 1975), divide en dos partes el complejo acuífero, cuya porción inferior se aloja en la Formación Colorado Superior entre los 840 y 1300 m de profundidad. La misma está compuesta por arenas conglomerádicas con intercalaciones esporádicas de arcillas y limos. La potencia atravesada de las capas más permeables varía entre 25 y 146 m.

La profundidad de las obras de explotación va de los 510 m, al noroeste de Bahía Blanca, pozo Laguna Chasicó, hasta los 1247 m, pozo BIM-2 en Baterías, en todos los casos con presión de surgencia equivalente a casi 10 atm. El gradiente hidráulico general, de 3 a 3,2 · 10<sup>-3</sup>, señala un descenso del nivel piezométrico en dirección suroeste y una circulación hacia esa dirección, infiriéndose, por la presión de surgencia de los pozos, un lugar de alimentación del sistema acuífe-

ro profundo que converge hacia el sector de las sierras. El rango de caudales medios se encuentra entre los 120 y 160 m<sup>3</sup>/h. Los caudales específicos más altos se compatibilizan con los grupos litológicos más gruesos, los cuales se distribuyen en los alrededores de Bahía Blanca por lo que cabría esperar aquí sectores privilegiados hidráulicamente con una circulación preferencial a través de esos materiales, siguiendo la dirección de antiguos paleocauces. La temperatura del agua subterránea varía desde 50° C en los de menor profundidad a 70° C en los más profundos, valores que reflejan un gradiente geotérmico anómalo. En relación a un gradiente normal, 1° C cada 33 m, y considerando la temperatura media del ambiente igual a 14,7° C las desviaciones de las temperaturas registradas superan a la normal entre 14 y 28° C.

La naturaleza detrítica del acuífero indica que los antiguos ríos que originaron estos depósitos provienen del ambiente de Ventania. Es posible que los cauces en sus tramos inferiores hayan estado condicionados direccionalmente, además de por la topografía, por los fuertes lineamientos estructurales que cruzan la región.

La composición del agua de lluvia, en el área de alimentación, es bicarbonatada calcomagnésica y está influenciada por el polvo terrígeno en mayor grado que por los aerosoles del mar. El agua de recarga que interacciona con el suelo, el cual se desarrolla sobre loess, recibe la influencia de éste estableciéndose una facies bicarbonatada sódica. Hasta alcanzar el acuífero profundo se suceden algunas transformaciones químicas normales resultando una facies bicarbonatada y/o clorurada sódica.

El quimismo del agua a nivel profundo evoluciona distintamente si ésta circula por el material que rellena el paleocauce o por los sedimentos que constituyen las planicies de inundación. El primer caso se refleja en la presencia de la franja longitudinal este-oeste con agua de baja salinidad, menor a 700  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , que señala una circulación por un cuerpo sedimentario fluvial de materiales permeables muy lixiviados. El segundo caso da como resultado, en el borde norte de la mencionada franja, una mezcla de esta agua con otra de mayor tiempo de tránsito que circula por los materiales de textura más fina.

El flujo que se deriva del cuerpo más permeable con una componente de dirección sur, ajusta su quimismo a la presencia de un material silicoclástico de composición granométrica más fina. La facies hidroquímica final es la clorurada sódica con el consecuente incremento de sales.

La composición química del agua de pozos situados en lugares como La Vitícola y laguna Chasicó, sustenta la presencia de otros paleocuerpos fluviales que canalizarían el flujo profundo de agua infiltrada en diferentes sectores del ambiente serrano.

Las aguas subterráneas del sistema hidrotermal profundo son, en su mayoría, de menor concentración isotópica que las aguas subterráneas de la freática. La distribución espacial guarda semejanza con la distribución de su salinidad total. Las más enriquecidas isotópicamente coinciden con las de menor salinidad y viceversa. Por último, las edades carbono-14 definen un patrón de circulación similar al deducido por hidroquímica, e.g. una circulación general norte-sur a partir de Bahía Blanca y otro este-oeste en la franja antes citada, que cruza en el mismo sentido la ciudad.

## METODOLOGIA

El muestreo de agua para las determinaciones de oligoelementos traza se llevó a cabo en dos etapas. La primera tuvo lugar en pozos ubicados en el área pedemontana de las Sierras Australes que alcanzan la capa freática y que representan, por su situación

espacial, la composición química del flujo subterráneo en zona de recarga. La segunda se efectuó en un total de treinta y nueve pozos profundos de la región de Bahía Blanca.

Las muestras se colectaron en envases de polietileno de cinco litros y en botellitas de vidrio de 50 ml para la determinación de iodo total. Para compatibilizar las concentraciones de los oligoelementos y trazas con los límites de detección del instrumental analítico se procedió a la evaporación de las muestras de cinco litros, en un medio ácido, hasta reducir sesenta veces su volumen original. Para evitar el precipitado de sales se trató cada muestra con ácido nítrico concentrado previo a la evaporación lenta en plancha calefactora.

La base de datos químicos referente a los componentes mayoritarios e isotópicos del agua subterránea utilizada en este trabajo es la obtenida por Bonorino (1988).

A continuación se mencionan los métodos analíticos aplicados en las determinaciones químicas, tanto *in situ* como en laboratorio:

-pH *in situ*: peachímetro Metrohn Herisau Mod. E 280A.

-pH en laboratorio: peachímetro Beckman Expandomatic ss-2.

-Conductividad eléctrica: Conductímetro Phillips Pr 9500.

-Temperatura: termómetro eléctrico digital Luftman P-300.

-Estroncio y bario: espectrometría por absorción atómica, Inst. Lab. Mod. 551.

-Litio: Espectrofotómetro en llama, Beckman Mod. B.

-Iodo total: colorimetría basada en la reducción catalítica de sales céricas.

-Sílice: método espectrométrico del molibdato de amonio, norma ASTM D-859-68, método D.

-Fluoruros: método espectrométrico indirecto por decoloración del complejo Quercetina-Circonio.

-Bromuros: método espectrométrico de la Cloramina T.

-Boro: método espectrométrico del Carmín.

La interpretación de datos se llevó a cabo mediante el procesamiento de datos hidroquímicos, su mapeo y graficación e integración de la información geológica e hidrogeológica disponible, correlacionándose la misma con la evolución hidroquímica y los fenómenos que generan esta transformación, ajustando a esto el modelo hidrogeológico general del funcionamiento del sistema hidrotermal.

**Tabla 2.** Composición química del agua de lluvia y de la capa freática para la vertiente occidental de las Sierras Australes. Rango de concentraciones y valor promedio en mg/l.

Determinación	Agua de lluvia		Agua subterránea freática	
	Rango	Promedio	Rango	Promedio
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	4,1 - 22,1	13,09	17,3 - 344,3	180,8
SO <sub>4</sub> <sup>=</sup>	1,3 - 14,5	7,90	2,0 - 22,4	12,2
Cl <sup>-</sup>	1,9 - 8,6	5,24	4,0 - 53,2	28,6
I total	0,0 - 0,00025	-	0,001 - 0,056	0,024
F <sup>-</sup>	-	-	< 0,5 - 1,3	0,6
Na <sup>+</sup>	0,1 - 3,23	1,67	1,9 - 124	62,9
K <sup>+</sup>	0,0 - 7,6	3,80	1,3 - 6,6	3,9
Li <sup>+</sup>	-	-	0,016 - 0,019	0,017
Ca <sup>++</sup>	0,4 - 4,12	2,26	2,4 - 50,6	26,5
Mg <sup>++</sup>	0,07 - 2,7	1,38	1,0 - 28,9	14,9
Sr <sup>++</sup>	-	-	0,058 - 0,335	0,240
Ba <sup>++</sup>	-	-	0,103 - 0,250	0,172
SiO <sub>2</sub>	-	-	19 - 98	77,5
TID	13,7 - 42,5	28,1	29,9 - 574,1	302,0
IS cuarzo	-	-	1,099 - 1,348	-
IS calced.	-	-	0,570 - 0,818	-
pH	6,4 - 7,7	7,05	-	-

Los datos de equilibrios químicos de las sustancias disueltas en el agua con respecto a diversos minerales fue calculado con el programa WATEQF (Plumer *et al.*, 1976).

## RESULTADOS E INTERPRETACION

Las variaciones que registran los componentes iónicos del agua subterránea de la freática a partir del agua de lluvia (tabla 2) están controladas activamente por la composición mineralógica del loess, en concomitancia con los distintos fenómenos modificadores actuantes (Bonorino, en prensa), adquiriendo el agua una composición que seguirá evolucionando según la conformación fisicoquímica del medio litológico del sistema, el grado de diagénesis de los sedimentos, la secuencia en la que el agua atraviesa determinados materiales, su temperatura, su salinidad y su contenido químico, el volumen del agua en movimiento y su velocidad o tiempo de permanencia en el acuífero, a los que se les suman, además, los factores consecuentes de la acción antrópica.

La conductividad de las aguas subterráneas en la zona de recarga tiene un valor medio de 420  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , que es inferior en un 57 % al valor mínimo de la conductividad eléctrica del agua del sistema hidrotermal en el sector de Bahía Blanca, donde alcanza los 660  $\mu\text{S}/\text{cm}$ .

En la figura 2 se han volcado cada uno de los análisis químicos de las aguas de los pozos que ex-

plotan el complejo acuífero del sistema hidrotermal. De acuerdo al campo donde se presentan las muestras, el 98 % de las mismas, sobre un total de 47, corresponden al tipo de agua clorurada sódica con matices que, para la composición aniónica, van de bicarbonatadas cloruradas a cloruradas bicarbonatadas y cloruradas. Sólo una muestra pertenece al tipo bicarbonatada sódica. Las aguas bicarbonatadas y bicarbonatadas cloruradas se encuentran a lo largo de una franja que cruza la ciudad de Bahía Blanca en dirección oeste-este y alcanzan también los pozos más distantes de esta ciudad, por ejemplo el de laguna Chasicó y la estación La Vitícola. A ambos lados de la mencionada franja se distribuyen en forma paralela primero las aguas cloruradas bicarbonatadas y, a continuación, las cloruradas.

Las aguas subterráneas del sistema hidrotermal, en el área de estudio, no sobrepasan los 2500  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ; por lo general, la conductividad eléctrica está por debajo de los 1500  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . El sector con aguas de menor conductividad eléctrica (figura 3) se dispone en una franja que encierra las curvas de 700  $\mu\text{S}/\text{cm}$  de dirección este-oeste con valores tan bajos como 660  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , incrementándose rápidamente hacia el norte y el sur hasta alcanzar los 2770  $\mu\text{S}/\text{cm}$  por el norte de Bahía Blanca y los 2855  $\mu\text{S}/\text{cm}$  en Ingeniero White. A escala regional el crecimiento de la salinidad tiene una marcada dirección hacia el sur. El valor más alto lo tiene el agua del pozo cercano a la estación Ombucta, con 6663

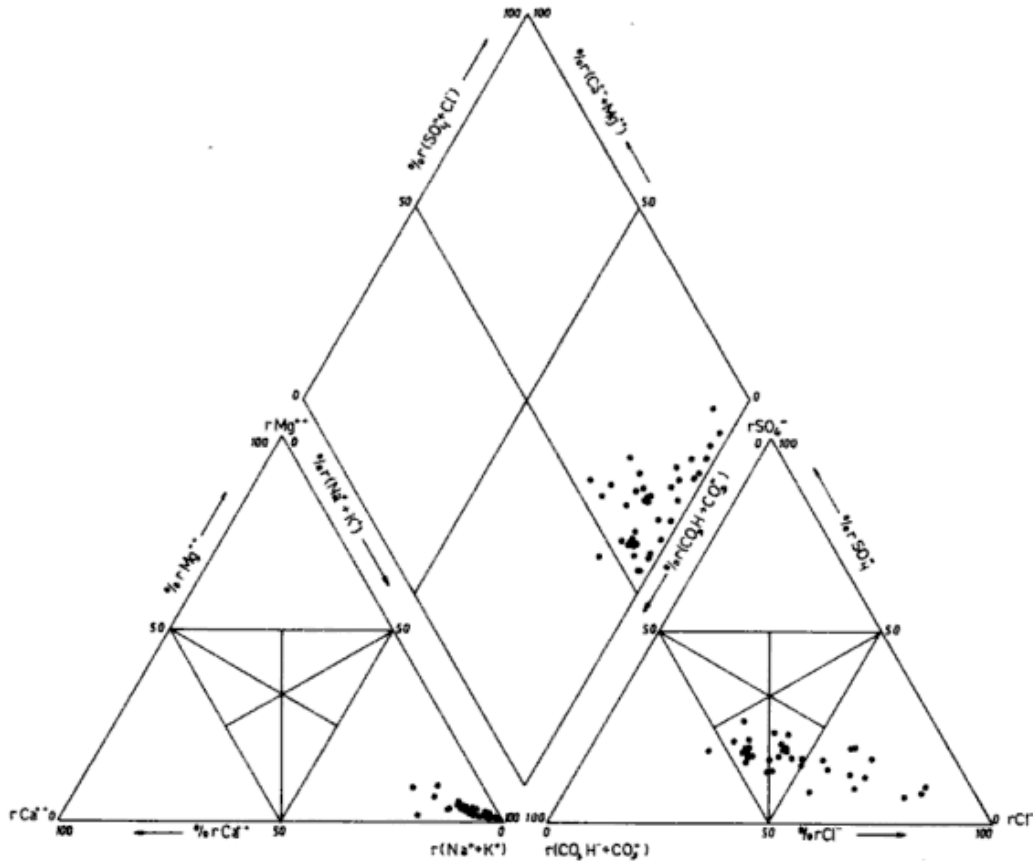


Figura 2: Diagrama triangular de análisis de aguas.

$\mu\text{S/cm}$ . Las aguas alojadas en la Formación Colorado aumentan también su conductividad en casi más del doble entre Puerto Belgrano, con 1073  $\mu\text{S/cm}$ , y Baterías, con 2242  $\mu\text{S/cm}$ .

Al contrario de lo que se podría esperar al analizar los mapas de conductividad, el agua de los pozos ubicados en La Vitícola y en la laguna Chasicó, tienen una conductividad mucho menor. Esta inversión ha sido verificada también al tratar los iones mayoritarios.

### Sílice

La meteorización de silicatos es rápida e intensa en el área de recarga, en donde la capa acuífera libre contiene predominantemente sedimentos de composición silicatada (loess y limos loessoides). Como resultado de ello, las aguas infiltradas en el ambiente pedemontano contienen concentraciones altas de sílice, de casi 100 mg/l, lo que pone de manifiesto la importancia del proceso de hidrólisis de feldespatos y vidrio volcánico, ambos presentes en el loess pampeano, y su influencia en la composición química del agua en la primera etapa de circulación.

El equilibrio químico de las especies silicatadas disueltas se ha calculado con el programa WATEQF. El agua de la capa freática se encuentra sobresaturada con respecto al cuarzo (tabla 2), por lo cual la sílice puede contribuir a la formación y flo-

culación de coloides o coprecipitación con otros coloides, y puede aún reaccionar con distintas sustancias para formar minerales arcillosos.

Las aguas analizadas actúan disolviendo incongruentemente silicatos, abundantes en los terrenos de la región, y evolucionan hacia un equilibrio químico con minerales arcillosos, montmorillonita y caolinita.

Las concentraciones de sílice halladas en el agua subterránea del complejo acuífero profundo (tabla 3) varían entre 24 y 53,5 mg/l. En los mapas de las figuras 4a y 4b se destaca el incremento de la sílice a partir de una franja central que atraviesa Bahía Blanca en sentido general este-oeste, con valores mínimos de 24 mg/l hasta 32 y 33 mg/l en los pozos ubicados en Puerto Belgrano y Ombucta respectivamente, que captan aguas del nivel acuífero alojado en la Formación Ombucta. El incremento de sílice también se verifica hacia el norte de Bahía Blanca.

En las aguas contenidas en la Formación Colorado hay un aumento de sílice hasta un máximo de 51 y 53,5 mg/l en los pozos situados en Baterías y Médanos en ese orden.

La mayoría de los pozos muestran un equilibrio de sus aguas con el cuarzo, con un índice de saturación comprendido entre 0,093 y 0,499, y una subsaturación de calcedonia (tabla 3).

Considerando que el agua subterránea en la zona de recarga se presenta sobresaturada en cuarzo y cer-

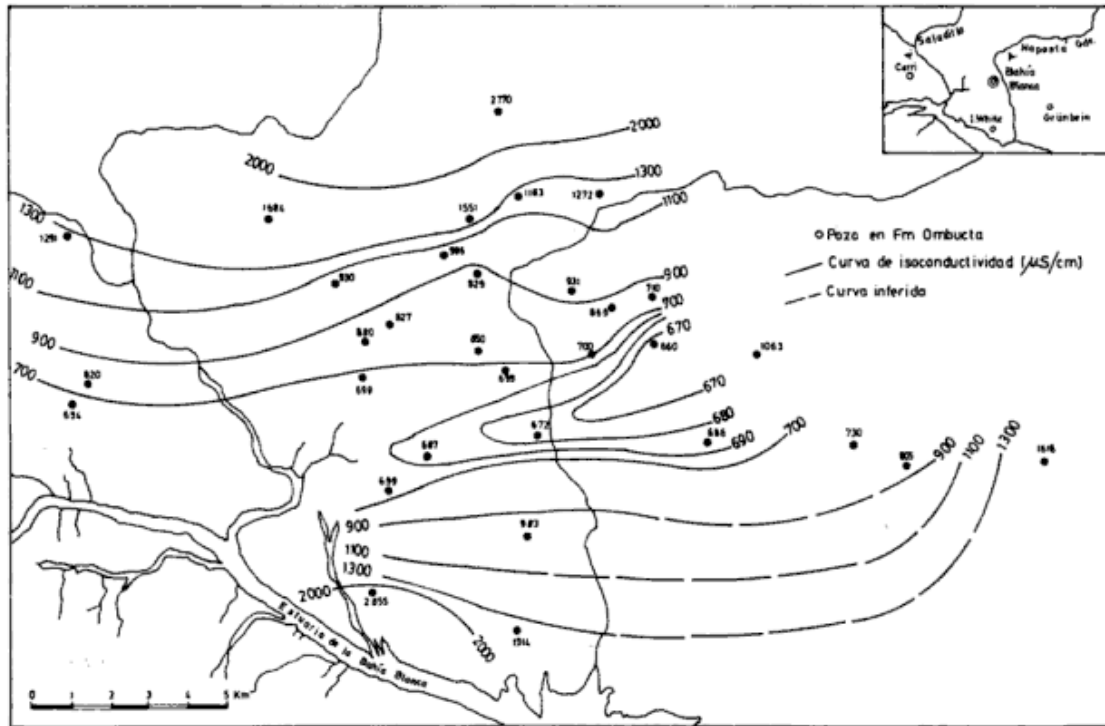


Figura 3: Mapa de conductividad eléctrica.

ca de la saturación en calcedonia, es posible que la sílice flocule como coloide o gel según la acidez del medio (Matthess, 1982: 271). La disminución de sílice en flujos de agua más profundos podría atribuirse a este proceso, tal como se observa en la franja central del área de Bahía Blanca para el complejo acuífero profundo. Aquí, la concentración de sílice evidencia que el agua, a la temperatura del reservorio, se encuentra prácticamente en equilibrio químico con cuarzo, cuya solubilidad es de 26 mg/l a 84° C (Hem, 1985: 72). Esta aseveración resulta compatible con la litología del acuífero en esa área que, como se señalara, consiste primordialmente en gravas y arenas de composición cuarcítica.

El incremento de sílice disuelta en agua, tanto hacia el norte como hacia el sur, es coincidente con el decrecimiento de la granulometría del acuífero y con la presencia de niveles limoarcillosos y/o material silicoclástico más fino con matriz limosa o arcillosa. Los procesos de hidrólisis sobre minerales silicatados de estas fracciones, acompañados por un aumento en la temperatura de las aguas, pueden ser la causa del moderado incremento en la concentración de sílice en esos sectores del acuífero.

**Flúor**

La concentración de fluoruros en el agua subterránea de la zona de recarga oscila entre menos de 0,5 mg/l, para las aguas menos salinizadas (160

Tabla 3. Composición química del agua subterránea del complejo acuífero del sistema hidrotermal de Bahía Blanca. Rango de las concentraciones en mg/l.

Determinaciones	Rango
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	148 - 518,5
SO <sub>4</sub> <sup>=</sup>	48 - 260
Cl <sup>-</sup>	58,5 - 1966
I total	0,003- 0,1116
F	0,4 - 12,7
Br <sup>-</sup>	0,1 - 5
Na <sup>+</sup>	116 - 1550
K <sup>+</sup>	3,4 - 9,5
Li <sup>+</sup>	0,025- 0,310
Ca <sup>++</sup>	0,7 24,2
Mg <sup>++</sup>	0,4 - 8,3
Sr <sup>++</sup>	0,015- 0,766
Ba <sup>++</sup>	0,023- 0,118
B total	V - 2,7
SiO <sub>2</sub>	24 - 53,5
TID	371 - 4078
IS cuarzo	0,093- 0,499
IS calced.	0,061- 0,128
pH	7,2 - 8,4

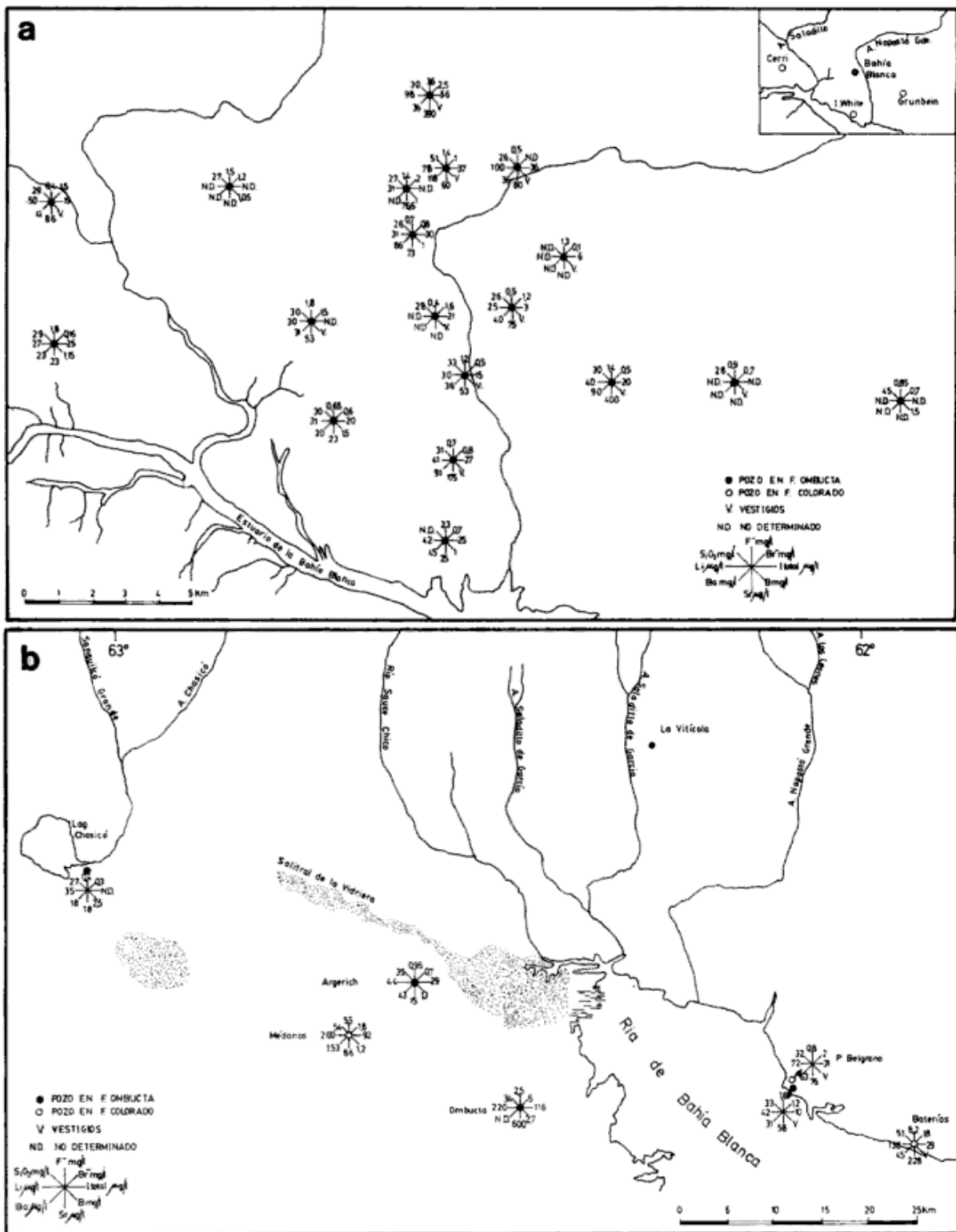
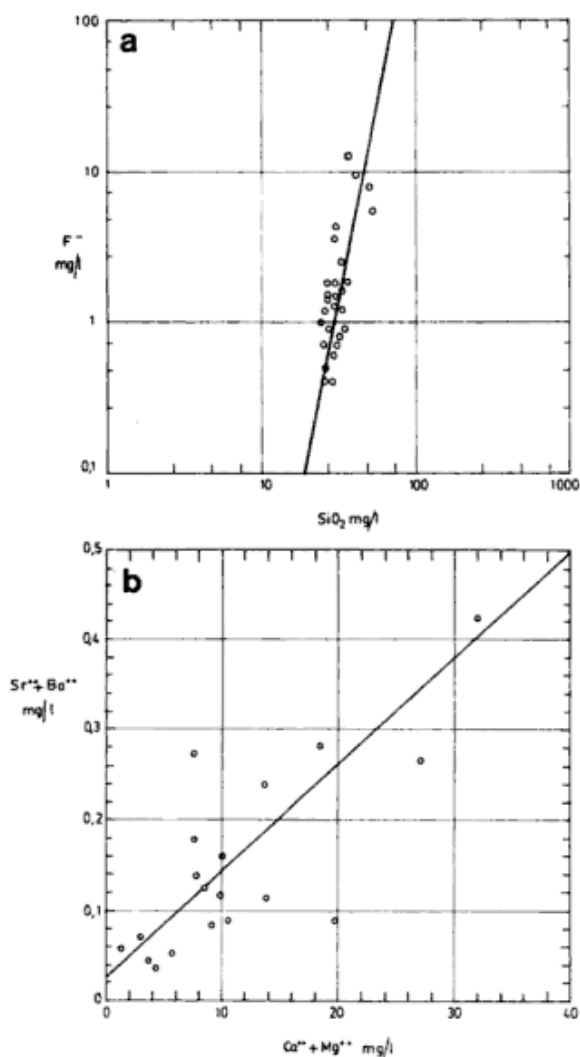


Figura 4: Mapa de distribución de elementos menores y trazas. a = Bahía Blanca; b = Región de Bahía Blanca.

$\mu\text{S/cm}$ ) y  $0,6 \text{ mg/l}$  para las aguas que tienen un corto recorrido subterráneo ( $600 \mu\text{S/cm}$ ).

En el agua del complejo acuífero alojada en la Formación Ombucta las concentraciones de fluoru-

ros van desde  $0,4 \text{ mg/l}$  para las ubicadas en los alrededores de Bahía Blanca, a  $2,5 \text{ mg/l}$ , pozo de la estación Ombucta, con un valor medio de  $1,2 \text{ mg/l}$ . Los tenores aumentan en todos los casos con la sa-



**Figura 5:** a = Relación entre  $F^-$  y  $SiO_2$ ; b = Relación entre  $(Sr + Ba)$  y  $(Ca + Mg)$ .

linidad, lo cual, espacialmente, da un gradiente general hacia el norte y hacia el sur a partir de Bahía Blanca.

Particularmente, los pozos más profundos, o sea los que explotan el nivel acuífero de la Formación Colorado, contienen muy altas concentraciones de fluoruros, entre 8,1 y 12,7 mg/l, como por ejemplo los ubicados en el área de Baterías.

Kaasschieter (1965) menciona sedimentos principalmente tobáceos y feldespáticos para el perfil tipo de la Formación Colorado, pozo Pedro Luro-1. La inestabilidad de los vidrios volcánicos que componen las tobas y la presencia de flúor en su composición podrían dar como resultado su incorporación en el agua. La hidrólisis se vería favorecida por el aumento de la temperatura en profundidad acompañando en el proceso la lixiviación de sílice. La concentración y distribución de fluoruros di-

sueltos presenta una buena relación con la sílice (figura 5a) lo cual indicaría un origen en procesos similares. La alteración de feldespatos podría contribuir a concentrar flúor en agua subterránea. El fenómeno además puede conducir a la formación de niveles de arcilla que favorecerían un intercambio catiónico que disminuye en la fase líquida los alcalinotérreos y aumenta el sodio, tal como se ha comprobado en anteriores estudios (Bonorino, 1988).

### Estroncio y bario

Las muestras de agua freática del sector serrano han dado una concentración de estroncio de 0,058 y 0,335 mg/l y de bario de 0,103 y 0,250 mg/l en dos pozos perforados ambos en rocas cuarcíticas.

En el agua subterránea del sistema hidrotermal profundo, los valores de estroncio y de bario son, en general, bajos, 0,073 y 0,041 mg/l en promedio respectivamente. Su distribución guarda similitud con la de otros elementos alcalinotérreos del agua, calcio y magnesio (figura 5b) disminuyendo con ellos al mismo tiempo que se incrementa el ión sodio y el potasio, por lo que se infiere un control del fenómeno de intercambio de bases en los pozos situados cerca del estuario de Bahía Blanca y desde Puerto Belgrano hacia Baterías, junto con el aumento del total de iones disueltos en el agua (TID). Según Wayman (ver Custodio y Llamas, 1976: 191), el estroncio y el bario, dentro de la serie de los elementos alcalinotérreos, son retenidos con más fuerza por el terreno, circunstancia que se confirma al observarse una buena correspondencia entre valores de estroncio y bario y el índice de intercambio de bases (icb) del agua, figura 6.

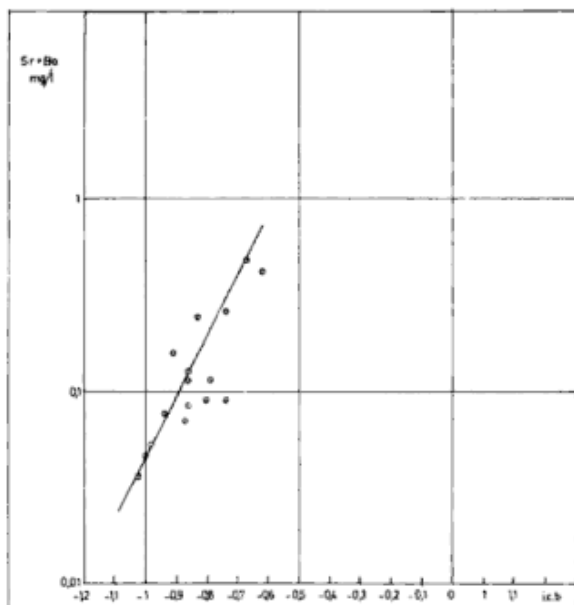
En contraposición, las aguas recolectadas en el sector serrano, donde los fenómenos de intercambio no son manifiestos, tienen, en general, como se ha visto, concentraciones más altas en estroncio y bario para un relativo bajo TID.

### Litio

Este elemento del grupo de los alcalinos forma sales muy solubles y generalmente es extraído de las rocas por el agua circulante como cloruro de litio soluble.

Las aguas subterráneas de la capa freática en el área serrana varían de 0,016 a 0,019 mg/l para una salinidad de 165 y 229 mg/l respectivamente.

En el sistema hidrotermal profundo, las aguas poseen una concentración media de litio de 0,042 mg/l, con un mínimo de 0,025 mg/l, en el área de la



**Figura 6:** Relación entre (Sr + Ba) y el índice de cambio de bases (i. c. b.)

ciudad de Bahía Blanca, y un máximo de 0,220 mg/l, en el pozo de la estación Ombucta. La distribución espacial del litio (figuras 4a y 4b) muestra un incremento similar al que observa la conductividad eléctrica, los cloruros y el sodio del agua.

Los índices Cl/Li y Na/Li muestran una clara tendencia hacia un crecimiento constante desde la recarga hasta alcanzar el sector de Bahía Blanca y desde aquí hacia la periferia del área de estudio conforme, como ya se ha dicho, con el aumento del TID del agua. De esta evolución se podría inferir un aporte restringido de este elemento por parte de los sedimentos que conforman el acuífero.

El pozo de Baterías con respecto al de Puerto Belgrano presenta un incremento de litio de poco más de tres veces; ambos pozos atraviesan el acuífero alojado en la Formación Colorado. Esta situación podría ser la respuesta de un fenómeno de intercambio de magnesio del agua por litio del material acuífero. La disminución de calcio y magnesio, tanto en el pozo de Baterías como en el de Médanos, ha sido también verificada en estudios anteriores.

### Bromo

La concentración de bromuros en las aguas del acuífero profundo es en general baja, con un valor medio de 0,8 mg/l, característico de los pozos del sector de Bahía Blanca, oscilando entre 0,1 y 5 mg/l para un pozo ubicado en la ciudad de Bahía Blanca y otro en la estación de Ombucta respectivamente.

La distribución espacial de los bromuros es similar a la de la conductividad eléctrica del agua subterránea y, por lo tanto, a la de los cloruros del complejo acuífero.

Los valores más altos de bromuros en el agua subterránea del sistema hidrotermal profundo se encuentran muy lejos de aquéllos relacionados con aguas de formaciones de ambiente marino o salmueras (Hem, 1985: 146). Por ejemplo, en los pozos profundos situados al sur de la estación Ombucta que atraviesan la Formación Elvira de ambiente epitermático, las aguas alcanzan las concentraciones siguientes:

Pozo Pedro Luro	258 mg/l
Pozo Los Gauchos	343 mg/l
Pozo Los Blancos	200 mg/l

razón por la cual se podría asignar el bajo contenido de bromuros, en el área de Bahía Blanca, al lavado de sales formadas en ambiente continental, como producto de la evaporación del agua de lluvia.

### Boro

Las aguas subterráneas del complejo acuífero profundo poseen concentraciones bajas de boro, que están comprendidas entre vestigios y 2,73 mg/l como máximo, en el pozo de Ombucta.

Los bajos contenidos de boro permiten descartar la relación de estas aguas con sublimados volcánicos, manantiales termales asociados a volcanismo y con aguas metamórficas.

La distribución espacial de boro no observa una relación directa con alguna de las propiedades físico-químicas de las aguas, salvo en los pozos que tienen las concentraciones más elevadas en boro, en general, los cuales se ubican preferentemente en el sector sur del área de estudio.

Algunos pozos profundos salinizados, con un TID comprendido entre 9,330 y 11,086 mg/l, que no han sido considerados en este estudio y cuyas aguas, alojadas en el nivel suprayacente al complejo acuífero son del tipo sulfatadas sódicas, muestran una concentración relativamente alta en boro, alrededor de 5 mg/l. No sucede así con otros pozos también salinizados cuyas aguas son del tipo cloruradas sódicas, lo que apunta a una relación del boro con productos evaporados asociados con yeso.

### Iodo

Los análisis químicos realizados sobre un total de dieciséis muestras de agua de lluvia recogidas en el



sector serrano acusaron concentraciones de iodo total muy bajas, lo cual es compatible con la ubicación de la estación de muestreo, que se encuentra a unos 60 km de la costa atlántica. El océano, como es sabido, constituye la fuente más importante de sales que llegan a la atmósfera por evaporación del agua de mar y en estado de aerosoles son transportadas por los vientos. Mediciones de iodo total en la estación de lluvia de Bahía Blanca dan una concentración de 0,0019 mg/l las cuales son correlacionables con las citadas por algunos autores para sectores costeros, por ejemplo Matthes (1982: 172) para Holanda, de 0,001 a 0,01 mg/l y Edmunds *et al.* (1987) para el Reino Unido, menor a 0,005 mg/l.

Las aguas freáticas de la vertiente occidental de las Sierras Australes muestreados diez pozos ubicados cerca del pie de monte, dan una concentración de iodo total de 0,001 mg/l como mínimo y 0,056 mg/l como máximo y un valor medio de 0,024 mg/l. Dichas aguas poseen un contenido en cloruros que va desde los 14,2 mg/l hasta los 51,8 mg/l.

La presencia de iodo en la freática se debe probablemente a la lixiviación que el agua de lluvia produce en los niveles con contenido en materia orgánica que se encuentra en los perfiles edáficos, a los que se suma el posible aporte de iodo por procesos de hidrólisis de vidrio volcánico que componen los sedimentos loésicos de la zona de aereación y saturada de la capa freática más el iodo que, por evaporación del agua de lluvia, incorpora el agua de infiltración. Considerando el factor de enriquecimiento por evaporación calculado por Bonorino (en prensa) en 5,45, el incremento de iodo en el agua de la freática, provocado por este mecanismo, debería ser de 0,003 mg/l.

El agua subterránea del complejo acuífero del sistema hidrotermal oscila entre los 0,003 mg/l y los 0,116 mg/l, con una media de 0,026 mg/l. La distribución del iodo en los pozos que alcanzan el sistema hidrotermal profundo (figuras 4a y 4b) presentan los valores más bajos en el área de Bahía Blanca, 0,003 y 0,006 mg/l, incrementándose la concentración hacia el norte y el sur de esta ciudad, en este último caso hasta un máximo de 0,116 mg/l en el pozo Ombucta. Al igual que con los cloruros, el incremento de iodo en el sistema hidrotermal profundo podría producirse por una disolución simple a través de los sedimentos por los cuales tiene lugar la circulación.

## CONCLUSIONES

Las aguas subterráneas del complejo acuífero profundo se caracterizan por tener concentraciones

medias de oligoelementos, sílice y fluoruros, normales para las características hidrogeológicas propias del sistema, con pocas excepciones de tipo puntual que se originarían por la presencia de facies mineralógicas asociadas a tobas y feldespatos para el caso de los fluoruros.

La ocurrencia de elementos traza en concentraciones más bien bajas señala que los mismos son adquiridos en las primeras etapas de circulación del agua en el suelo, ya sea por disolución de evaporados del agua de lluvia o por lixiviación de minerales que componen el terreno superficial, mientras que a lo largo de su circulación en profundidad la fase sólida, en equilibrio con el agua, carece de minerales ricos en estos elementos.

El comportamiento de los distintos elementos estudiados confirma la ocurrencia de los mismos fenómenos modificadores de la composición química del agua que actúan sobre los iones mayoritarios, viz. hidrólisis de silicatos, intercambio de bases, indicado por el estroncio, bario y litio, y disolución de sales, determinada por el boro, bromuros e iodo total.

Las concentraciones de boro presentes, si bien en el caso particular del acuífero estudiado no resultan determinantes de los principales procesos hidrogeoquímicos e hidrodinámicos señalados, son de interés para descartar la relación de las aguas termales del complejo acuífero con procesos volcánicos o metamórficos.

Con el mismo criterio, el iodo y el bromo excluyen la posibilidad de una mezcla con aguas de origen marino, por lo menos en el ámbito de la zona de Bahía Blanca. Esta idea se ve avalada, además, por el contenido de isótopos estables en el agua subterránea del complejo acuífero.

Dentro de los elementos halógenos, los bromuros e iones derivados del iodo se comportan como buenos trazadores químicos de la circulación profunda. En este aspecto, el iodo se presenta particularmente interesante ya que señala claramente el sentido de circulación, sobre todo en las aguas de menor salinidad del acuífero. Tal caso se presenta en el área de Bahía Blanca donde las concentraciones de iodo total marcan con suficiente amplitud y claridad una componente secundaria de flujo en dirección este-oeste, de lo cual se infiere el movimiento del agua en tal sentido.

El modelo de evolución hidrodinámico e hidroquímico propuesto en estudios anteriores, basados en la hidroquímica de iones mayoritarios y en la composición isotópica del agua subterránea, se corrobora a la vista de los nuevos resultados obtenidos.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su reconocimiento a la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires y al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas por el apoyo económico recibido. A las cátedras de Química Analítica Instrumental y Análisis Clínicos II de la U.N.S. y al laboratorio de la Planta Piloto de Ingeniería Química (CONICET) por los análisis químicos realizados.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- BERTELS, A.** 1969. *Estratigrafía del límite Cretácico Terciario en la Patagonia septentrional*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 24 (1): 41-54, Buenos Aires.
- BONORINO, A. G.**, 1988. *Geohidrología del sistema hidrotermal profundo de la región de Bahía Blanca*. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur, 1-278, inédita.
- \_\_\_\_\_, en prensa. *Evaluación de la recarga de aguas subterráneas en el área de la vertiente occidental de las Sierras Australes, provincia de Buenos Aires*. Asoc. Geol. Argent., Rev., Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_ y **M. O. PANARELLO**, 1984. *Isótopos estables del oxígeno en el agua subterránea del acuífero profundo de Bahía Blanca*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 39 (1-2): 107-117, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, **R. SCHILLIZZI** y **J. KOSTADINOFF**, 1986. *Investigación geológica y geofísica en la región de Bahía Blanca*. 3º Jorn. Pampeanas Cienc. Nat., Univ. Nac. La Plata, Actas, 3: 55-64, Santa Rosa.
- CUSTODIO, E.** y **M. R. LLAMAS**, 1976. *Hidrología Subterránea*. Ed. Omega, 1-2359, Barcelona.
- DREVER, J. I.**, 1982. *The geochemistry of natural waters*. Prentice-Hall Inc., 1-388, Londres.
- DIRECCION Y MANEJO DE AGUAS SUBTERRANEAS**, 1974. *Contribución al mapa hidrogeológico de la provincia de Buenos Aires. Escala 1:500.000. Zonas de Bahía Blanca y Norpatagónica*. Informe Dirección y Manejo de Aguas Subterráneas (Consejo Federal de Inversiones, Provincia de Buenos Aires), La Plata, inédito.
- EDMUNDS, W. M.**, **J. M. COOK**, **W. G. DARLING**, **D. G. KINNIBURGH**, **D. L. MILES**, **A. H. BATH**, **M. MORGAN-JONES** y **J. N. ANDREWS**, 1987. *Baseline geochemical conditions in the Chalks aquifer, Berkshire, U.K.: a basis for groundwater quality management*. Applied Geochemistry, 2 (3): 251-274, Oxford.
- GARCIA, J.** y **O. M. E. de GARCIA**, 1964. *Hidrogeología de la región de Bahía Blanca (Provincia de Buenos Aires y La Pampa)*. Dir. Nac. Geol. Min., Bol., 96: 1-94, Buenos Aires.
- HEM, J. D.**, 1985. *Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water*. United States Geol. Surv. Water Supply, Paper, 2254: 1-264, Alexandria.
- KAASSCHIETER, J. P. H.**, 1965. *Geología de la Cuenca del Colorado*. Acta Geol. Lilloana, 2º Jorn. Geol. Argent., 3: 251-271, Tucumán.
- MATTHESS, G.**, 1982. *The properties of groundwater*. Wiley, J. and Sons, 1-406, New York.
- PLUMMER, L.N.**, **B. F. JONES** y **A. H. TRUESDELL**, 1976. *WATEQF a Fortran IV version of WATEQ, a computer program for calculating chemical equilibrium of natural waters*. United States Geol. Surv. Water Res. Invest., 76-13: 1-61, Virginia.
- WICHMANN, R.**, 1918. *Geología e Hidrología de Bahía Blanca y sus alrededores (Provincia de Buenos Aires)*. An. Min. Agric. Nac., Dir. Gen. Min. Geol. e Hidrol., Sec. Geol. Min., 13 (1): 1-67, Buenos Aires.
- YRIGOYEN, M. R.**, 1975. *Geología del subsuelo y Plataforma continental*. En: Geología de la Provincia de Buenos Aires. Relatorio Sexto Congreso Geológico Argentino, 139-168, Buenos Aires.
- ZAMBRANO, J. J.**, 1980. *Comarca de la cuenca cretácica del Colorado*. En: Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Acad. Nac. Cienc., 2: 1033-1070, Córdoba.

Recibido: 22 de agosto, 1989.

Aceptado: 24 de abril, 1992.

**A. G. BONORINO**  
**J. C. CARRICA**

CONICET  
Departamento de Geología  
Universidad Nacional del Sur  
San Juan 670, 8000 Bahía Blanca  
Argentina

## EL BASAMENTO PRE-ANDINO IGNEO METAMORFICO DE SAN MARTIN DE LOS ANDES, NEUQUEN

Luis Dalla Salda, Carlos Cingolani y Ricardo Varela

**RESUMEN:** El basamento cristalino ígneo-metamórfico de la región de San Martín de los Andes, en la ladera oriental de la Cordillera Norpatagónica o Neuquina, está compuesto por un complejo metamórfico (Colohuincul) y dos tipos de granitoides de distinta edad y composición. El primero muestra tres zonas metamórficas de bajo, medio y medio a alto grado con migmatización, deformado en un complejo estilo caracterizado por un pico tecto-térmico fechado en  $860 \pm 30$  Ma. En él se encuentran emplazados la Tonalita San Martín de los Andes de edad  $620 \pm 30$  Ma y la Granodiorita Lago Lacar algo más tardía, de una edad Rb-Sr de  $555 \pm 20$  Ma. También se acompañan tres edades K-Ar de  $324 \pm 6$ ,  $356 \pm 4$  y  $374 \pm 9$  Ma. La edad Rb-Sr del metamorfismo confirma un evento tecto-térmico precámbrico superior para la región, que afectó una cuenca sedimentaria compuesto por grauwacas, pelitas y areniscas cuarzosas. El modelo de evolución cortical sugerido en base a datos isotópicos y geoquímicos, indicaría una edad del Proterozoico medio a superior (Grenville?) para el protolito metamórfico. Se considera la posible correlación de los granitoides de afinidades mantélicas y de arco magmático con los del Ciclo Pampeano.

**ABSTRACT:** The igneous-metamorphic crystalline basement of the eastern slope of the North Patagonian (Neuquina) Cordillera includes a metamorphic assemblage (Colohuincul Complex) and two plutonic units that present different composition and ages. The Colohuincul Complex shows low, middle and middle to high metamorphic zones deformed in a very complex style, affected by a main  $860 \pm 30$  Ma old tecto-thermal event. The San Martín de los Andes Tonalite dated  $620 \pm 30$  and the  $555 \pm 20$  Ma Lago Lacar Granodiorite are emplaced in it. Three K-Ar ages from metamorphic and plutonic rocks ( $324 \pm 6$ ,  $356 \pm 4$  and  $374 \pm 9$  Ma) are also presented. The metamorphic age supports the idea of a main event acting in a graywacke pelite quartz arenite sedimentary basin which was intruded by upper precambrian tonalites and lower paleozoic granodiorites. Isotopic and geochemical data indicate that the metamorphic protolith were Middle to Upper Proterozoic (Grenville?) rocks. The granitoids may be interpreted as part of a mantelic magmatic arc related to the Pampean Cycle.

### INTRODUCCION

La región en estudio corresponde a parte del tramo medio de la denominada Cordillera Norpatagónica por González Bonorino (1979) o Cordillera Neuquina en el sentido de González Díaz y Nullo (1980). Ella incluye al lago Lácar y a la localidad de San Martín de los Andes (véase figura 1) y está caracterizada por afloramientos de rocas metamórficas en las que se han emplazado tonalitas y granodioritas, conjunto ígneo-metamórfico reconocido por distintos autores con el carácter de basamento cristalino y de ubicación cronológica imprecisa en el lapso Precámbrico-Paleozoico. Las rocas de este basamento cristalino son cubiertas por importantes volúmenes de rocas volcánicas andesíticas y riolíticas del cinturón terciario correspondiente al arco magmático andino (Dalla Salda *et al.*, 1981), luego asimilado por Rapela *et al.* (1984) a la Provincia Volcánica Andino-Patagónica.

En la zona, las rocas del citado basamento preandino constituyen pocos y pequeños asomos, contrastando con las extensas exposiciones de volcáni-

tas terciarias, que se propagan principalmente hacia el sudeste, así como al sudoeste con los importantes emplazamientos de granitoides del batolito andino-patagónico. No obstante se destaca la importancia de lo mismos, por constituir la parte más occidental del bloque continental gondwánico, con un límite hacia el poniente aproximadamente coincidente con la fractura transcurrente Liquiñe-Ofqui, ya en territorio chileno y de acuerdo con lo expuesto por Cingolani *et al.* (1991). Además cabe agregar que este borde gondwánico sustentó liminarmente la intensa actividad tectónica meso-cenozoica con el consecuente desarrollo del arco magmático andino.

La estratigrafía vigente para la comarca en lo que hace a la secuencia basamental fue elaborada por Turner (1965, 1973), quien denominó Formación Colohuincul a las ectinitas y rocas de mezcla de la región y Formación Huechulafquen a los granitoides emplazados en ellas. Los afloramientos de la Formación Colohuincul estudiados por Turner (1965, 1973) son aquéllos aflorantes en el cerro homónimo y hacia el norte hasta el área de Aluminé.

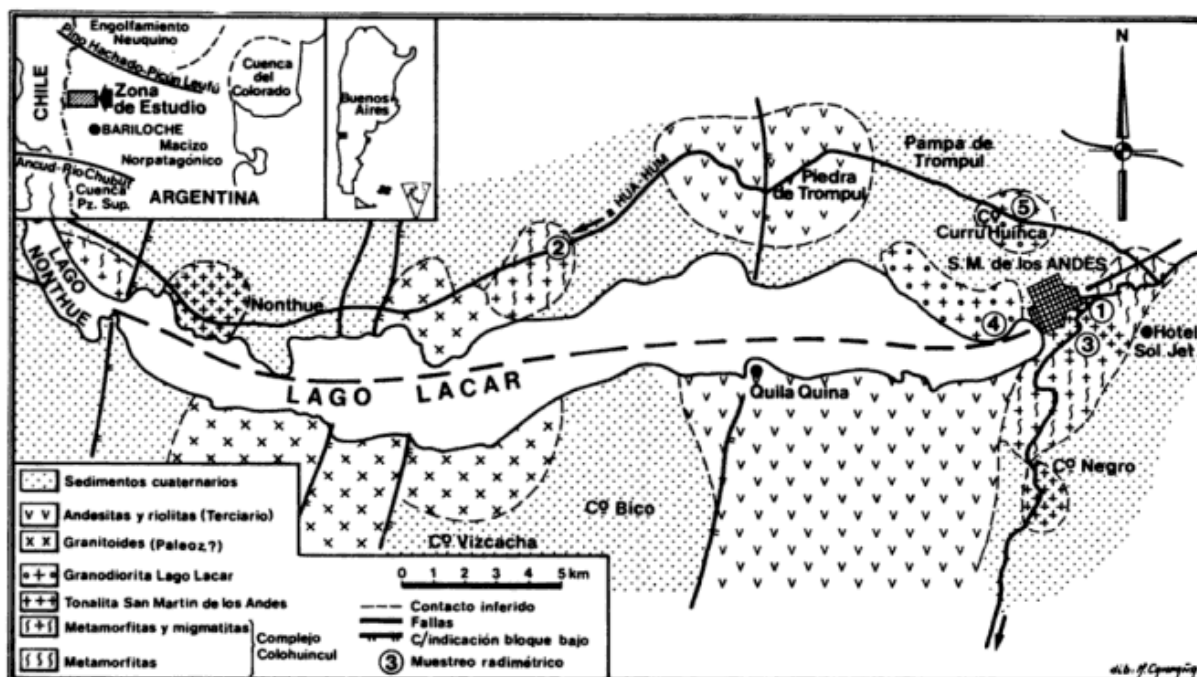


Figura 1: Bosquejo geológico del área de San Martín de los Andes (en parte tomado de Gelós y Losada, 1979).

En la base del cerro Colohuincul, alrededores del arroyo Colloncó, los describió como integrados por esquistos, filitas cuarzosas y cuarcitas. En tanto, para la Formación Huechulafquen reconoció una serie de granitoides (granitos migmatíticos y migmatita escasas, *sic*) de composición granítica, granodiorítica y tonalítica. González Bonorino (1979) homologó la Formación Colohuincul con la Formación Panguipulli (Aguirre y Levi, 1964) y la Formación Huechulafquen con el "Batolito de Panguipulli" (Moreno y Parada, 1976), de la vertiente chilena de la Cordillera Norpatagónica. De estas descripciones y denominaciones quedó establecido un modelo de metamorfitas-granitoides asignado tentativamente al Precámbrico-Paleozoico (hasta Pérmico).

Con posterioridad, dataciones radimétricas realizadas sobre granitoides del área de San Martín de los Andes arrojaron edades en el Carbónico-Pérmico (Toubes y Spikermann, 1973) apoyando la idea original. Otras en cambio, indicaron que parte de los granitoides de supuesta edad paleozoica resultaron estar vinculados con el plutonismo andino (Parica, 1986).

Pocos son los estudios sobre las rocas del basamento de esta zona, entre los que merece citarse el trabajo petrográfico realizado por Gelós y Losada (1969). Dichos autores reconocieron gneises, esquistos y cuarcitas, aflorantes en el lago Nonthué y en el cerro Negro, que se asocian a granodioritas, dioritas y dioritas cuarcíferas (Cerro Curruhuinca,

Piedra Ruca Ñire y Bico) y afloramientos graníticos menores entre el cerro Negro y el de la Cortadera. Además describieron la asociación volcánica terciaria como compuesta por andesitas, riolitas y basaltos.

Por su parte González Díaz y Nullo (1980) mapearon una extensa zona granítica, que asignaron con dudas al Carbónico integrando la Formación Huechulafquen, expuesta desde el Límite con Chile y rebasando hacia el naciente la longitud del cerro Colohuincul y Lago Lacar. La misma es interrumpida por la secuencia volcánica terciaria y muestra un asomo menor inmediatamente al sur de San Martín de los Andes.

Este trabajo tiene como finalidad la caracterización petrológica del basamento ígneo-metamórfico de la zona del lago Lacar y proponer un ordenamiento cronoestratigráfico y su posible evolución cortical con el apoyo de dataciones isotópicas por los métodos Rb-Sr, K-Ar y Sm-Nd.

#### EL COMPLEJO IGNEO-METAMORFICO DE SAN MARTIN DE LOS ANDES

En el complejo ígneo-metamórfico participan metamorfitas (gneises, migmatitas y esquistos biotíticos y cuarzosos), en las que están emplazados dos tipos de granitoides, uno de ellos de composición tonalítica, concordante y el otro de composición granodiorítica y algo más tardío respecto al anterior.

Se propone utilizar, de acuerdo a las recomendaciones del Código de Nomenclatura Estratigráfica, la denominación de Complejo Colohuincul, en lugar de Formación Colohuincul (Turner, 1965 *nom. transl.* Dalla Salda *et al.*, este trabajo), teniendo en cuenta que se trata de una unidad metamórfica en la cual se encuentran asociadas rocas de variada composición, caracterizada por una estructura compleja. En este sentido ya Turner (1965) expresó que en realidad se trata de un complejo (*sic*). Por lo tanto el cambio de rango propuesto dentro de las unidades litoestratigráficas, no implica redefinición de sus límites ni la alteración del topónimo.

Asimismo han sido segregados de la Formación Huechulafquen (Turner, 1965) dos grupos de granitoides, que aquí se propone denominar *Tonalita San Martín de los Andes* y *Granodiorita Lago Lacar*.

Esta nomenclatura propuesta está de acuerdo con la sucesión de eventos de metamorfismo y plutonización puesta en evidencia en el presente estudio para el basamento pre-andino norpatagónico.

## LAS ROCAS METAMORFICAS DEL COMPLEJO COLOHUINCUL

### Caracterización petrológica

El Complejo está integrado por una íntima asociación de metamorfitas y migmatitas. Las primeras se pueden reconocer en el perfil del camino de San Martín de los Andes al hotel Sol Jet. Se extienden a la vera del camino a Bariloche por unos 7 km, dirección en la que las rocas se hacen más macizas y/o migmatíticas (véase figura 1). Además afloran a unos 18 km de San Martín de los Andes por el camino a Hua-Hum, cerca de la orilla norte del lago Lácar y en la costa norte del lago Nonthué.

Cabe señalar que este grupo de afloramientos metamórfico-migmatíticos no tiene continuidad comprobada hacia el sur, pero sí la tiene hacia el norte, con afloramientos de metamorfitas de mediano rango en la costa noreste del lago Lolog y desde allí discontinuamente hasta el lago Curruhué pasando por el cerro Colohuincul.

Las metamorfitas del Complejo Colohuincul en las proximidades de San Martín de los Andes son principalmente gneises de tonos grises, de grano medio y fino, acompañados por escasas intercalaciones de esquistos micáceos grises oscuros y de grano grueso, más cuarcitas de colores grises claros y verdosas de grano fino. En general presentan un bandeado fino, milimétrico y bien marcado, de rumbo regional  $N40^{\circ}-60^{\circ}/70^{\circ}SE$ , intensamente re-

plegado en por lo menos dos direcciones principales. Entre los gneises y los esquistos hay relaciones lenticulares (se observaron lentes de esquistos biotíticos con esquistosidad este-oeste, discordante a la que presentan los gneises que las contienen) y entre ellas y las cuarcitas o esquistos cuarzosos (niveles de pocos centímetros de potencia) se observaron relaciones tipo brechoide. Las migmatitas, también en tonalidades grises, son principalmente epibolitas, asociadas a agmatitas y embrechitas, todas ellas deformadas siguiendo el estilo de los gneises y relacionadas a una venación cuarzo-feldespática (con biotita) de rumbo general  $N20^{\circ}/40^{\circ}E$ .

Cabe señalar que hacia el sur de la entrada del camino a Quila Quina aparecen asomos saltuarios de agmatitas con xenolitos cruzados por pliegues pigmáticos y rodeados por una matriz granítica. También alternan algunas capas de hasta un metro de leucosoma tonalítico con bancos grises oscuros de esquistos biotíticos y algunas cuarcitas micáceas orientadas  $N50^{\circ}/60^{\circ}SE$ .

Otra exposición del Complejo Colohuincul se observa a unos 18 km de San Martín de los Andes por el camino de Hua Hum. Se trata de gneises, epibolitas y embrechitas biotíticas, que muestran una esquistosidad orientada  $N340^{\circ}/70^{\circ}O$ , entre las que se intercalan delgados bancos de esquistos biotíticos grises, esquistos moscovíticos de tonos más claros que los anteriores y cuarcitas micáceas gris verdosas, éstas últimas con esquistosidad de orientación aproximada norte-sur, casi coincidente con destacados planos de clivaje de corte andinos. Concordantemente aparecen pegmatitas de origen metamórfico, cuarzo-feldespáticas, deformadas en ojos menores y lentes mayores. Este afloramiento de rocas del Complejo Colohuincul se vincula estrechamente con granitoides tonalítico-biotíticos, que se extienden por unos 5 km hacia el poniente sobre la margen norte del lago Lácar, y de las cuales constituye su roca de caja.

En el conjunto metamórfico-migmatítico del camino Hua Hum se observan frecuentes planos de corte, hasta el desarrollo de un apretado clivaje de rumbo  $N340^{\circ}-360^{\circ}/70^{\circ}E-O$ ; en ocasiones estas estructuras van asociadas a una esquistosidad vertical, de rumbo también meridional, que se interpreta como sobreimpresa a la fábrica íntima de las metamorfitas y producto de la tectónica andina. No obstante en estos afloramientos son comprobables para el Complejo Colohuincul las orientaciones establecidas como de carácter regional para el sector noroccidental del Macizo Norpatagónico (Dalla Salda, 1989).

Los gneises del Complejo Colohuincul presentan foliación y débil esquistosidad, texturas combinadas grano y lepidoblásticas. Se reconocieron las siguientes variedades: tonalíticos con biotita y sillimanita, tonalíticos con biotita y moscovita, tonalíticos con biotita y epidoto, y granodioríticos con biotita y hornblenda.

Los gneises tonalíticos con biotita y sillimanita presentan fibrolita, que se encuentra tanto como inclusiones en el cuarzo como crecida miméticamente sobre biotita castaña. La sillimanita, dentro del cuarzo, marca una textura relíctica deformada previa a la recristalización del cuarzo. Se hace notar que en la paragénesis de estas rocas es llamativa la presencia de escasa moscovita, que bien es secundaria o puede marcar un estado transicional entre el medio al alto rango metamórfico. En algunas variedades estudiadas la biotita se encuentra parcialmente reemplazada por clorita, la que se asocia con escasa moscovita; en estos casos se trataría de un metamorfismo retrógrado incompleto. La plagioclasa se encuentra usualmente zonada, con una composición variable entre oligoclasa básica y andesina.

Los gneises tonalíticos con biotita y moscovita son muy similares a los primeramente descritos, notándose que aumenta la cantidad de mica castaña y moscovita hasta constituir un 40 % de la roca; no contienen sillimanita.

Los gneises tonalíticos con biotita y epidoto muestran abundante zoisita asociada a biotita y escasa moscovita. La biotita se encuentra casi totalmente reemplazada por pennina. Por último, los gneises con biotita y hornblenda presentan cantidades variables de microclino, asociado a plagioclasa intermedia y cuarzo, así como a escaso epidoto pisticítico.

Las cuarcitas aparecen bajo la forma de delgadas intercalaciones en los gneises y se caracterizan por ser biotíticas, semejantes a las descritas como cuarcitas micáceas por Gelos y Losada (1969) para el área sur del cerro Negro. Presentan texturas granoblásticas, alto contenido en cuarzo xenoblástico y algo de plagioclasa reemplazada en sericita y clorita. También se intercalan en los gneises algunas capas de esquistos biotíticos, que se estima resultan del aumento local de material pelítico en la secuencia sedimentaria premetamórfica.

Es importante señalar que en el afloramiento del Complejo Colohuincul a unos 3 km al sur de San Martín de los Andes sobre la ruta a Bariloche, se reconocieron esquistos micáceos de bajo grado metamórfico, mostrando una franca textura lepidoblástica e integrándose con clorita, biotita, moscovita, albita y cuarzo. Esta intercalación en los

gneises regionales es interpretada como de origen tectónico, sobre todo por la diferencia de grado con los gneises y migmatitas vecinas. Por su mineralogía y textura se comparan con rocas de bajo grado del mismo Complejo Colohuincul descritas por Turner (1965) para afloramientos al norte de la zona aquí estudiada, así como con los de la Bajada de Rahue y zona aledaña al este.

Algo más al sur y sobre el mismo camino a Bariloche, cerca del cerro Negro, se muestreó un esquistos con textura lepidoblástica compuesto por biotita castaña rojiza, moscovita, escasa plagioclasa ácida y granate almandínico. El mismo es interpretado como constituyendo otra escama tectónica dentro del ambiente gneísico-migmático-granitoideo, en este caso de un grado metamórfico intermedio entre estas últimas rocas y el esquistos de bajo grado antes descrito.

Sintéticamente, podemos indicar que las metamorfitas estudiadas derivan de areniscas grauváquicas, con delgadas intercalaciones de pelitas y areniscas cuarzosas, sujetas a un metamorfismo principal variable en grado entre bajo y medio-alto, el primero sólo representado en la zona estudiada bajo la forma de escamas tectónicas menores contenidas en el ambiente de medio a alto rango. Las distintas zonas metamórficas presentes se pueden representar con las tres siguientes paragénesis:

- i- biotita + moscovita + clorita + albita + cuarzo
- ii- biotita + moscovita + almandino + plagioclasa + cuarzo;
- iii- biotita + sillimanita + andesina + cuarzo + (moscovita + epidoto + hornblenda + microclino)

La primera de ellas es indicativa del bajo grado metamórfico, la segunda del mediano grado y la tercera, a la vez de mayor representación areal, señala a un medio a alto grado compatible con condiciones de presión y temperatura necesarias para lograr la fusión parcial del conjunto, como lo prueban las migmatitas asociadas.

La presencia de moscovita y epidoto en algunos gneises muestra que el conjunto no llegó a un equilibrio dentro del alto grado metamórfico, coherente ello con la aparición saltuaria de sillimanita. Por otra parte es posible que la hornblenda y el microclino presentes en estas rocas sean producto de reacción cuando los gneises de biotita-andesina-cuarzo estuvieron sujetos a fusión parcial, según la reacción  $\text{biotita} + \text{plagioclasa} + \text{cuarzo} = \text{hornblenda} + \text{feldespato potásico} + \text{titanita}$  (Buch, 1970, en Winkler, 1979). Al respecto se destaca la presencia de un gneis en el que es compatible escasa sillima-

**Tabla 1. Datos analíticos Rb-Sr para rocas metamórficas y granitoides del basamento cristalino de San Martín de los Andes.**

Muestra N°		Roca	Loca- lidad (1)	Rb ppm	Sr pm	Rb <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	
Lab.	Campo							
Rocas metamórficas del Complejo Colohuincul								
CIG 187	87CC3-C	gneis tonalítico c/ biot. y sillim.	1	88,1	159,5	1,601±0,045	0,72228±0,00006	(2)
				87,0	152,0	1,661±0,046	0,722357±0,000007	(4)
CIG 188	87CC3-D	idem	1	90,6	144,7	1,815±0,051	0,72466±0,00004	(2)
CIG 190	87CC3-F	idem	1	88,9	362,8	0,709±0,020	0,70978±0,00007	(2)
				90,8	357,0	0,737±0,059	0,709815±0,000007	(4)
CIG 191	87CC4-A	gneis tonalítico c/ biot. y hornbl.	1	88,2	355,7	0,718±0,020	0,70978±0,00007	(2)
CIG 192	87CC4-B	idem	1	86,3	352,3	0,709±0,020	0,70997±0,00004	(2)
				93,1	353,0	0,763±0,061	0,709849±0,000007	(4)
CIG 193	87CC4-C	idem	1	91,1	390,0	0,676±0,019	0,70920±0,00005	(2)
CIG 194	87CC4-D	idem	1	84,2	438,6	0,556±0,016	0,70844±0,00005	(2)
				83,2	428,0	0,562±0,045	0,708432±0,000007	(4)
CIG 208	87CC3-B	gris tonalítico c/biotit.	1	84,9	158,6	2,017±0,057	0,72249±0,00006	(2)
Tonalita San Martín de los Andes								
CIG 138	86CC42	tonalita con hornbl. y biot.	2	118,5	312,5	1,098±1,031	0,71263±0,00034	(2)
CIG 139	86CC43	idem	2	124,7	330,3	1,093±0,031	0,71272±0,00028	(2)
CIG 261	88CC4-A	idem	3	86,2	446,8	0,558±0,016	0,708378±0,000033	(3)
				83,7	455,0	0,533±0,043	0,707936±0,000010	(4)
CIG 262	88CC4-B	idem	3	100,3	380,1	0,764±0,021	0,709818±0,000089	(3)
				93,6	375,0	0,723±0,058	0,709568±0,000007	(4)
CIG 263	88CC4-D	idem	3	116,2	351,5	0,957±0,027	0,710989±0,000032	(3)
				107,0	343,0	0,906±0,072	0,711098±0,000007	(4)
CIG 264	88CC4-G	idem	3	98,2	353,2	0,805±0,022	0,711661±0,000088	(3)
				101,0	353,0	0,826±0,066	0,710192±0,000007	(4)
CIG 391	88CC5-C	idem	5	121,0	354,5	0,989±0,028	0,712294±0,000028	(2)
CIG 392	88CC5-D	idem	5	119,9	340,2	1,021±0,028	0,712402±0,000028	(2)
Granodiorita Lago Lacar								
CIG 141	86CC45	granodiorita	2	195,3	183,9	3,080±0,086	0,72594±0,00017	(2)
CIG 142	86CC46	migmatita	2	166,8	121,4	3,988±0,112	0,73546±0,00053	(2)
CIG 195	87CC6-A	granodiorítica granodiorita c/ biot. y hornbl.	4	137,2	253,5	1,567±0,044	0,71457±0,00004	(2)
CIG 196	87CC6-C	idem	4	127,1	277,3	1,327±0,038	0,71322±0,00005	(2)
CIG 197	87CC6-D	idem	4	122,0	297,7	1,187±0,034	0,71228±0,00010	(2)

Referencias: (1) Ver ubicación en figura 1; (2) espectrometría de masas efectuadas en CPGeo, San Pablo, Brasil; (3) idem en el Laboratorio de Geología Isotópica de la Universidad Federal do Pará, Belem, Brasil; (4) idem en el Natural Environment Research Council (NERC), U.K.; Errores: ± 2% en el contenido de Rb y Sr y ± 3% en el valor de la relación Rb<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup>.

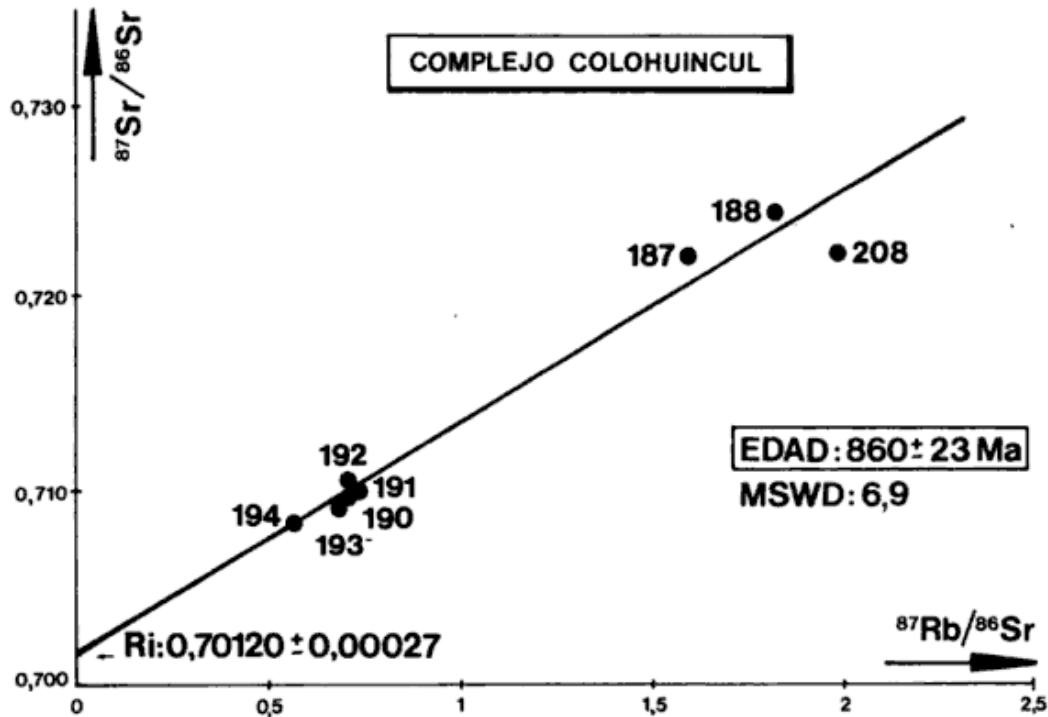


Figura 2: Diagrama de evolución isotópica Rb-Sr de las muestras del Complejo Colohuincul, San Martín de los Andes.

nita con moscovita, pese a que ambos minerales (Winkler, 1979) son incompatibles. Tal situación podría explicarse considerando a la roca como en el límite de entrada al alto grado metamórfico, o a la sillimanita relictual de un grado metamórfico mayor. La última situación podría ser la mejor interpretación de acuerdo con la textura descrita anteriormente para uno de los gneises sillimaníticos.

#### Edad del metamorfismo

Se aplicó el método Rubidio-Estroncio, sobre roca total, en 8 muestras procedentes de dos sitios entre los cuales puede comprobarse una continuidad de afloramiento, distantes entre sí aproximadamente 500 m. El conjunto datado es aquél expuesto al este de San Martín de los Andes cercano al cruce de caminos de acceso al hotel Sol Jet y ruta que conduce a Bariloche. Por lo tanto todas las muestras pueden ser consideradas cogenéticas, tratándose de variaciones composicionales de los gneises descritos (biotíticos, con sillimanita, hornblenda y epidoto).

La trituración, selección de muestras de un número mayor por sus contenidos en rubidio y estroncio determinados preliminar y semicuantitativamente por FRX, ataque químico y concentración de estroncio en columnas cromatográficas con resinas de intercambio iónico, fueron llevados a cabo

en el Centro de Investigaciones Geológicas (CIG) de la Universidad Nacional de La Plata. El contenido cuantitativo de rubidio y estroncio por FRX y la espectrometría de masas (estroncio natural) fueron efectuados en el Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) de la Universidad de San Pablo, Brasil. Duplicados de cuatro muestras fueron realizados en el Natural Environment Research Council (NERC), Reino Unido de Gran Bretaña.

Los contenidos de rubidio y estroncio (véase tabla 1), determinados con un error inferior al 1 %, muestran poca dispersión para el primer elemento, entre 83 y 93 ppm, con valores sensiblemente superiores en estroncio, que van de 145 a 439 ppm.

Los resultados logrados fueron dispuestos para su análisis en un diagrama de evolución isotópica  $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$  vs.  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  y la resolución del mismo a través del modelo propuesto por McIntyre (Brooks *et al.*, 1972), en uso en el CIG. La recta correspondiente (errorcrona) arroja una edad de  $860 \pm 30$  Ma, con una relación inicial  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  de  $0,70120 \pm 0,00027$  y un MSWD de 6,9 (véase figura 2). La constante utilizada fue  $\lambda_{\text{Rb}^{87}} = 1,42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$  según Steiger y Jäger (1977). Puede observarse en el diagrama isotópico que el conjunto rocoso muestra cierta inhomogeneidad, aún a nivel de rocas totales, manifiesta en la distribución de puntos que no dan un buen alineamiento sobre una recta. También puede



Tabla 2. Datos analíticos y edades por el método K-Ar.

Muestra N° Lab. (1)	Campo	Roca y material datado	Localidad (2)	% K	Ar <sup>40</sup> Rad. x 10 <sup>-6</sup> (ccSTP/g)	Ar <sup>40</sup> Atm. %	Edad y error Ma (3)
SPK 6164	87CC4	gneis tonalítico: biotita	1	6,16	93,65	1,1	354±4
SPK 6166	87CC4	gneis tonalítico anfíbol + biotita	1	1,73	23,92	2,3	324±6
SPK 6175	87CC6	granodiorita; biotita	4	6,52	105,84	2,0	376±9

Referencias: (1) Análisis efectuados en el Centro de Pesquisas Geocronológicas de la Universidad de San Pablo, Brasil; (2) ver ubicación en figura 1; (3)  $\lambda K^{40}$ :  $5,543 \times 10^{-10} a^{-1}$ . Error según Cox y Dalrymple (1967).

marcarse que la expansión del diagrama en el eje de abcisas apenas excede del valor 2, ello en concordancia con la naturaleza tonalítica-granodiorítica de los gneises datados. Además cabe observar el bajo valor de la relación  $Sr^{87}/Sr^{86}$  inicial del sistema rocoso (0,70120), compatible con complejos metamórficos formados a partir de material de origen mantélico (Moorbath, 1977).

De acuerdo con las evidencias petrológicas se entiende que la datación corresponde a la edad del principal evento metamórfico registrado en estas rocas, que representa un pico de actividad tectotérmica importante en la región. Hay que tener en cuenta asimismo que las superficies S (foliación y esquistosidad) generadas durante el episodio datado, están deformadas por un episodio de plegamiento posterior, quizás vinculado con la intrusión de granitoides.

Por el método K-Ar (véase tabla 2) se efectuaron dos determinaciones de edad; para una misma roca (87CC4) se concentraron biotitas y biotitas + anfíboles con resultados de 354±4 y 324±6 Ma, respectivamente. Estos datos K-Ar contrastan por su bajo valor con la edad Rb-Sr e indican claramente su carácter de edades mínimas, rejuvenecidas por un evento tecto-térmico.

Hasta el momento se dispone en la literatura geológica de escasas determinaciones de edad para estas rocas metamórficas, con poca o ninguna interpretación geológica. Ello tanto para metamorfitas del basamento de la Cordillera Norpatagónica (o Neuquina) como del Macizo Norpatagónico. Parica (1986) encontró en esquistos y gneises de la región del lago Curruhue Grande una edad de 714±10 Ma por el método Rb/Sr (relación inicial  $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,7047$ ). Linares *et al.* (1988) comunicaron edades rubidio-estroncio de 1190±16 Ma, 630±25 Ma

y 615±26 Ma mediante tres isocronas de referencia correspondientes a rocas totales (gneises, ectinitas y migmatitas) aflorantes al este del río Collón Cura sintetizando que representan dos eventos metamórficos, uno Proterozoico medio y otro superior. Por último una edad rubidio-estroncio de 727±48 Ma fue obtenida por Dalla Salda *et al.* (en prensa) sobre metamorfitas y granitoides del basamento inmediatamente al sur de Bariloche.

Por lo tanto se considera importante el aporte de la edad ofrecida para el metamorfismo en rocas del basamento San Martín de los Andes, pues coadyuva a una mejor interpretación de la evolución tecto-térmica del cinturón ígneo-metamórfico expuesto regionalmente en el Macizo y Cordillera Patagónica, con una etapa de metamorfismo y deformación en el Proterozoico superior.

## LOS GRANITOIDES ASOCIADOS A LAS METAMORFITAS

### Tonalita San Martín de los Andes

Tanto en el afloramiento al sur de San Martín de los Andes como en el del camino a Hua Hum, se observaron cuerpos menores de granitoides de composición tonalítica, de colores grises y grano mediano a grueso.

Los cuerpos de la Tonalita San Martín de los Andes se disponen orientados con su eje mayor coincidente con la dirección de esquistosidad dominante en el Complejo Colohuincul y además con un rumbo N10°, por lo que se interpreta que parte de ellos pudieron haberse emplazado tardioteclónica-mente. Otra observación efectuada es que hacia el sur de San Martín de los Andes aumenta la macicidad del basamento estudiado, con menor presencia

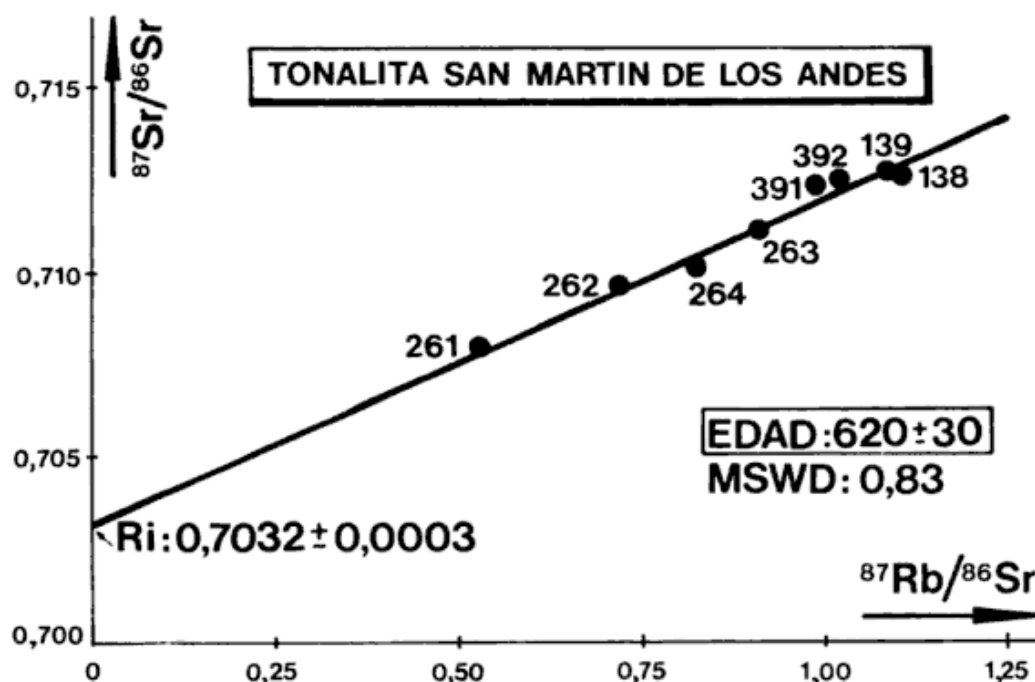


Figura 3: Diagrama de evolución isotópica Rb-Sr de la Tonalita San Martín de los Andes.

de gneises, al tiempo que entre los granitoides aparece mayor proporción de feldespato potásico, que determina que predominen rocas granodioríticas.

Las fracturas que afectan a las tonalitas tienen orientación paralela a la esquistosidad del Complejo Colohuincul y en menor proporción se disponen con un rumbo este-oeste inclinando unos 40° al norte.

Hay dos variedades composicionales de tonalitas, una de ellas con biotita y la otra con biotita y hornblenda. La plagioclasa es de composición An 36-42 % y presenta frecuentes reemplazos parciales por sericita y clorita, sobre todo en la parte central de los cristales. El cuarzo, que se encuentra como cristales individuales o en agregados policristalinos intersticiales, revela efectos de deformación. En las variedades con biotita, ésta es castaña rojiza, portando accesoriamente opacos, apatita y zircón. En las tonalitas con biotita y anfíbol estos minerales se encuentran en partes iguales y en conjunto integran la roca en alrededor del 40 %; la biotita es de color castaño y en algunos casos está parcialmente reemplazada por clorita; el anfíbol muestra abundantes inclusiones de cuarzo y plagioclasa. Cabe finalmente señalar que en algunas tonalitas, como por ejemplo las aflorantes a 3 km al sur de San Martín de los Andes, la plagioclasa está casi totalmente reemplazada por un fino agregado de sericita, clorita y epidoto, y los mafitos por clorita.

Dos muestras de estas rocas, analizadas por elementos mayoritarios, se ubicaron en el campo correspondiente a los fraccionados del manto (grupo

tholeítico) en el diagrama R1-R2 de Batchelor y Bowden (1985).

#### Edad de las tonalitas

Las consideraciones de la técnica aplicada para rocas del Complejo Colohuincul son válidas también en este caso. Cabe además indicar que la composición isotópica de estroncio para algunas muestras fue determinada en los Laboratorios de Geología Isotópica de la Universidad Federal do Pará, Belem, Brasil y en el Natural Environment Research Council (NERC), Reino Unido de Gran Bretaña.

Se trabajó con ocho rocas totales, cuatro de ellas de un mismo cuerpo plutónico aflorante inmediatamente al sur de San Martín de los Andes sobre el camino que une esa localidad con Bariloche (CIG 261 a 264), dos de un cuerpo de afloramiento basamental del camino de Hua Hum (CIG 138-139) y las otras dos (CIG 391 y 392) de los alrededores del Cerro Curruhuinca (véase figura 1). Los contenidos de rubidio en ellas (véase Tabla 1) varían entre 84 y 125 ppm y los de estroncio entre 312 a 455 ppm, por lo que las relaciones Rb/Sr son bajas (menores que 0,38) y en el diagrama isocrónico correspondiente no se supera el valor de 1,1 en el eje de abscisas (véase figura 3).

El conjunto datado es relativamente homogéneo isotópicamente para el par rubidio-estroncio. La isocrona conseguida, tiene una edad de 620 ± 30 Ma y una relación inicial  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  de

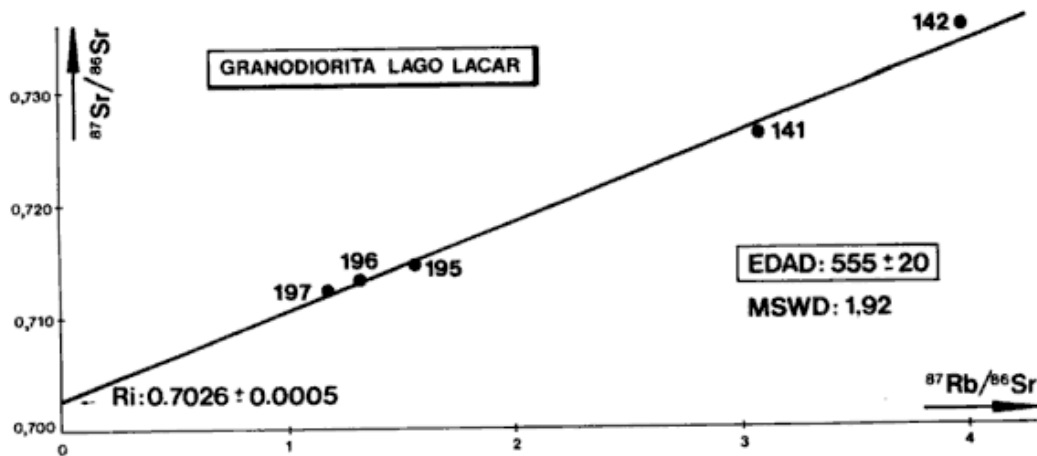


Figura 4: Diagrama de evolución isotópica Rb-Sr de la Granodiorita Lago Lacar.

$0,7032 \pm 0,0003$ , tiene un  $MSWD = 0,83$ . La edad que se ofrece es representativa para el lapso temporal de generación y emplazamiento. Además constituye el dato más antiguo hasta hoy comunicado para granitoides del basamento de la Cordillera y Macizo Norpatagónicos. Este evento plutónico de origen mantélico, sugerido por la baja relación ( $Sr^{87}/Sr^{86}$ ); y los datos geoquímicos, queda acotado temporalmente en el Proterozoico más alto.

Cabe mencionar que anteriores valores aportados para estas rocas por Toubes y Spikermann (1973), mediante la aplicación del método K-Ar, con edades en el Carbonífero-Pérmico, son interpretadas por los presentes autores como edades mínimas del complejo plutónico tonalítico-granodiorítico. Ello es coherente con la evolución tectotérmica puesta en evidencia por la presente investigación para el basamento de la Cordillera Norpatagónica.

### Granodiorita Lago Lácar

Las rocas de esta unidad afloran particularmente bien expuestas en una cantera, actualmente no explotada, ubicada en proximidades de la orilla noreste del lago Lácar. Asomos menores pertenecientes a cuerpos granodioríticos también fueron reconocidos sobre el camino a Hua Hum, así como hacia el sur del cerro Negro, en donde van asociados a tonalitas. En este último caso se destaca la presencia de granitoides adamelíticos, aunque no pudieron visualizarse relaciones de contacto con las metamorfitas y tonalitas-granodioríticas, que aclaran sobre su relación temporal y de yacencia respecto al complejo basamental aquí estudiado.

La Granodiorita Lago Lácar de la citada cantera está compuesta por rocas grises, de grano mediano, variando en composición entre granodioritas

biotíticas y biotítico-hornbléndicas. Las primeras son mesocráticas, con predominio de plagioclasa (An 30 %), que está ligeramente reemplazada por sericita (en ocasiones sericita más clorita y epidoto), acompañada por abundante cuarzo anedral, escaso microclino micropertítico (alrededor del 7 %) ya sea como cristales individuales o intersticialmente. El mafito dominante es biotita castaña y muy escasa hornblenda verde (relación respecto a la biotita 1:20). En forma accesoria contienen epidoto pistacítico relacionado con la biotita.

Las granodioritas biotítico-hornbléndicas muestran una composición que tiende al campo tonalítico; en ellas el microclino se encuentra en menor cantidad (alrededor del 3 %), aumentando el contenido de hornblenda notablemente. También presentan algo más de epidoto pistacítico y la biotita está fuertemente reemplazada por pennina. Algunos anfíboles en estas rocas muestran una curiosa zonación, partiendo de un anfíbol inicial de distinta orientación óptica que las zonas agregadas, estas últimas en continuidad óptica y con una disminución de color hacia afuera.

### Edad de las granodioritas

Fueron efectuadas determinaciones por los métodos Rb-Sr y K-Ar. Por el método Rb-Sr se trabajó con cinco rocas totales, tres correspondientes a la orilla noreste del lago Lácar y dos del afloramiento camino a Hua Hum (véase figura 1), según técnica y procesamiento de datos apuntados para rocas del Complejo Colohuincul (*cf. supra*).

Los contenidos de rubidio van entre 122 y 195 ppm y los de estroncio entre 121 y 298 ppm, por lo que la relación Rb/Sr no supera el valor de 1,4 y en el eje de abscisas del diagrama isocrónico se cubre el lapso entre 1,2 y 4 (véase tabla 1 y figura 4). Los

**Tabla 3. Datos analíticos por el método Sm-Nd (edades modelo  $\epsilon$ Nd).**

Muestra Nº	Sm	Nd	Sm <sup>147</sup> /Nd <sup>144</sup>	Nd <sup>143</sup> /Nd <sup>144</sup>	(Nd <sup>143</sup> /Nd <sup>144</sup> ) <sub>0</sub>	$\epsilon$ Nd(t)	Tchur(Ma)	Sigma	Tdmur(Ma)	Sigma
LAB. (1) Campo	ppm	ppm								
Complejo Colohuincul										
CIG-190 87CC-3F	6,864	33,624	0,12340	0,512277	0,511792	-1,5	755,4	54,1	1233,7	78,0
Tonalita San Martín de los Andes										
CIG-263 88-CC-4D	8,054	40,650	0,11977	0,512236	0,511765	-2,0	800,9	51,6	1250,3	75,3

Referencias: (1) Análisis sobre rocas totales efectuados en el Natural Environment Research Council (NERC), U.K.

cinco puntos presentan buena alineación (MSWD = 1,92), determinando una edad de  $555 \pm 20$  y una relación inicial  $Sr^{87}/Sr^{86}$  de  $0,7026 \pm 0,0005$ .

Por el método K-Ar se efectuó una determinación sobre concentrado de biotita de estas granodioritas. Los análisis fueron realizados en el Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo), San Pablo, Brasil y los datos analíticos constan en tabla 2. El valor obtenido, de  $376 \pm 9$  Ma corresponde a biotita de una roca (87CC6) extraída del mismo afloramiento que las muestras procesadas por el método Rb-Sr.

Cabe mencionar que para granitoides de San Martín de los Andes, Cingolani *et al.* (1991) obtuvieron con dos rocas totales una edad de referencia Rb-Sr de  $428 \pm 54$  Ma. También se cuenta para una de esas rocas (granitoides foliados aflorantes a 15 km al sur de San Martín de los Andes) con una edad K-Ar de  $374 \pm 8$  Ma (Rapela *et al.*, 1987).

Para "rocas graníticas" de "carácter anatóctico" (*sic*) Linares *et al.* (1988) encontraron por el método Rb/Sr que es posible discernir un ciclo antiguo, con una edad de  $370 \pm 6$  Ma. Este valor proviene de una isocrona de referencia sustentada por rocas aflorantes en el río Collón Cura y en el río Limay (Paso Flores) y cerro Yunkón, en un diagrama isotópico de difícil interpretación.

Es de destacar, que edades también similares silúricas-devónicas han sido registradas a través de isocronas realizadas sobre granitoides tonalíticos a graníticos (principalmente mesosilíceos) en regiones más al norte de San Martín de los Andes como, por ejemplo en Pilolil (Cingolani *et al.*, 1991) y más al este ya en el ámbito del Macizo, en Collón Cura y Paso Flores (Varela *et al.*, 1991).

#### Evidencias sobre la evolución cortical

A los fines de obtener mayor información isotópica, se agregaron a las determinaciones por

los métodos Rb-Sr y K-Ar, análisis por Sm-Nd para dos muestras obtenidos en NERC (Gran Bretaña) correspondientes a un gneis (CIG 190) y a una tonalita (CIG 263), que se presentan en la tabla 3.

Las dos muestras arrojaron valores  $\epsilon$ Nd(t) negativos (-1,5 y -2,0), permitiendo calcular "edades modelo" (De Paolo, 1983) y aportar datos sobre la época de residencia cortical, comparadas al valor CHUR ("Chondritic Reservoir") y DMUR ("Depleted Mantle Reservoir").

Como se puede observar en la tabla 3, las cifras obtenidas para las dos muestras estudiadas sugieren una instalación en la corteza del protolito del basamento ígneo-metamórfico entre los 1250 y 800 Ma.

Los análisis isotópicos permiten por lo tanto interpretar que ha habido una diferenciación cortical desde el Proterozoico medio (Grenville?), acusados en el sistema Sm-Nd. Eventos metamórficos y fusión mantélica habrían ocurrido en el Proterozoico superior (860-600 Ma) registrados a través de los datos Rb-Sr. Asimismo es posible inferir que los granitoides fechados como del Paleozoico inferior (Granodiorita Lago Lácar), corresponderían por su baja relación inicial de  $Sr^{87}/Sr^{86}$  y por su posición geotectónica, a un arco magmático, equivalentes con los granitoides del Sistema Pampeano (Toselli y Rossi de Toselli, 1990). Finalmente los datos obtenidos por K-Ar (*ca.* 350 Ma) reflejarían un evento final tecto-térmico del Paleozoico medio.

#### CONCLUSIONES

En este trabajo se presentan aportes al conocimiento geológico e isotópico de las rocas que representan el basamento cristalino de la región de San Martín de los Andes divididas en tres unidades que se denominan Complejo Colohuincul, metamorfitas que muestran un pico tecto-térmico de

edad Rb-Sr  $860 \pm 30$  Ma; Tonalita San Martín de los Andes con una edad Rb-Sr de  $620 \pm 30$  Ma; y las granodioritas Lago Lácar emplazadas tardioteclónica-mente con una edad Rb-Sr de  $555 \pm 20$  Ma.

Dataciones por el método K-Ar para rocas del Complejo Colohuincul y de la Granodiorita Lago Lácar arrojaron edades muy por debajo de los datos Rb-Sr, mostrando rejuvenecimientos por eventos tectotérmicos posteriores a la evolución propia del basamento cristalino.

En la región existen tres zonas metamórficas re-presentando medio a alto grado (la más regional), medio y bajo (estas últimas sólo pequeñas escamas tectónicas). Los gneises tonalíticos biotíticos son los más comunes asociados a otros que portan epidoto, sillimanita, moscovita y hornblenda.

La evolución cortical de la zona en base a la in-formación petrológica, geoquímica e isotópica dis-ponible puede ser sugerida a partir de un protolito de aproximadamente 1250 Ma que posteriormente sufrió procesos de metamorfismo y plutonismo de origen mantélico en el Precámbrico y Paleozoico inferior.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue realizado mediante subsidio PID N° 30002200/88 del CONICET. Se agradece al Centro de Pesquisas Geocronológicas, San Pablo, Brasil, al Laboratorio de Geología Isotópica de la Universidad Federal do Pará y al Natural Environment Research Council (NERC), de Gran Bretaña, por las de-terminaciones efectuadas al espectrómetro de masas. Nuestro reconocimiento especial a los Dres. K. Kawashita, R. Pankhurst y C. W. Rapela por la colabo-ración prestada en laboratorio y por los comentarios aportados para el desarrollo de este trabajo.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- AGUIRRE, L. y B. LEVI, 1964. *Geología de la Cordillera de los Andes de las Provincias de Cautín, Valdivia, Osorno y Llanquihue*. Inst. Inv. Geol., 17: 5-37, Santiago de Chile.
- BATCHELOR, R. y P. BOWDEN, 1985. *Petrogenic interpretation of granitoid rock series using multicaticion parameters*. Chem. Geol., 48: 43-55.
- BROOKS, C., S. R. HART y W. WENDT, 1972. *On the realistic use of two error regression treatment as applied to Rb-Sr data*. Rev. Geophys. Space Physics, 10 (2): 551-578.
- CINGOLANI, C. A., L. DALLA SALDA, F. HERVE, F. MUNIZAGA, R. J. PANKHURST, M. A. PARADA y C. W. RAPELA, en prensa. *Evolution of the North Patagonian Andes and the adjacent continental massif: new impressions of andean and pre-andean tectonics*. Symp. Andean Mag. and its tect. setting. (R. Harmon y C. Rapela eds.). En: Special Paper Geol., Soc. of Amer., 265.
- COX, A. y G. B. DALRYMPLE, 1976. *Statistical analysis of geomagnetic reversal data and the precision of potassium-argon dating*. Jour. Geophys. Res., 72 (10): 2603-2614.
- DALLA SALDA, L., 1989. *La estructura del basamento cristalino del occidente del Macizo Norpatagónico Argentino*. Rev. Comunicaciones, 40: 29-38. Santiago de Chile.
- \_\_\_\_\_, M. LEGUIZAMON, M. MAZZONI, J. MERODIO, C. RAPELA y L. SPALLETTI, 1981. *Características del volcanismo paleógeno en la Cordillera Norpatagónica entre las latitudes  $39^{\circ}30'$  y  $41^{\circ}20'$  S*. 7º Congr. Geol. Argent., Actas, 2: 629-657.
- \_\_\_\_\_, C. A. CINGOLANI y R. VARELA, en prensa. *El basamento cristalino de la región norpatagónica de los lagos Gutiérrez, Mascardí y Guillermo, Provincia de Río Negro*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 46 (3-4).
- DE PAOLO, D. J., 1983. *The mean life of continents: estimates of continent recycling rates from Nd and Hf isotopic data and implications for mantle structure*. Geophys. Res. Lett., 10: 705-708.
- GELOS, E. M. y O. A. LOSADA, 1969. *Estudio petrográfico de los afloramientos perimetrales del lago Lácar, Parque Nacional Lanín, Provincia de Neuquén*. 4º Jom. Geol. Argent., Actas, 2: 117-131.
- GONZALEZ BONORINO, F., 1979. *Esquema de la evolución geológica de la Cordillera Norpatagónica*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 34 (3): 184-202.
- GONZALEZ DIAZ, E. y F. NULLO, 1980. *Cordillera Neuquina*. En: J. Turner (ed.): *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc., 2: 1099-1147, Córdoba.
- LINARES, E., M. C. CAGNONI, M. DO CAMPO y H. A. OSTERA, 1988. *Geochronology of metamorphic and eruptive rocks of southeastern Neuquén and northwestern Río Negro Provinces, Argentine Republic*. Jour. South Am. Earth Sci., 1: 53-61.
- MORENO, M. y M. A. PARADA, 1976. *Esquema geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos  $39^{\circ}00'$  y  $42^{\circ}30'$  S*. 1º Congr. Geol. Chileno, A: 213-226, Santiago.
- MOORBATH, S., 1977. *Age, isotopes and evolution of Precambrian continental crust*. Chem. Geol., 20: 51-187.
- PARICA, C. A., 1986. *Resultados geocronológicos preliminares de las Formaciones Colohuincul y Huetchulafquen, Provincia de Neuquén*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 41 (1-2): 201-205.
- RAPELA, C. W., L. W. SPALLETTI, J. C. MERODIO y E. ARAGON, 1984. *El volcanismo paleoceno-eoceno de la Provincia volcánica andino-patagónica*. 9º Congr. Geol. Argent., Relatorio, 189-213.
- \_\_\_\_\_, F. MUNIZAGA, L. DALLA SALDA, F. HERVE, M. A. PARADA y C. A. CINGOLANI, 1987. *Nuevas edades K-Ar de los granitoides del sector nororiental de los Andes Patagónicos*. 10º

- Congr. Geol. Argent., Simp. Inter. Granit. Circum-Pacif., 4: 18-20.
- STEIGER, R. H. y E. JÄGER, 1977. *Subcommission on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geo-and cosmochronology*. Earth and Planet. Sci. Lett., 36 (3): 359-362.
- TOSELLI, A. y J. ROSSI DE TOSELLI, 1990. *Plutonismo en la Formación Puncoviscana*. En: El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. Serie Correlación Geológica, Univ. Nac. de Tucumán, 4: 221-227.
- TOUBES, O. O y J. P. SPIKERMANN, 1973. *Algunas edades K/Ar y Rb/Sr de plutonitas de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 40° y 44° de latitud sur*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 28 (4): 382-396.
- TURNER, J. C., 1965. *Estratigrafía de la comarca Junín de los Andes (Neuquén)*. Acad. Nac. Cienc., Bol., 44: 5-51, Córdoba.
- TURNER, J. C., 1973. *Descripción geológica de la Hoja 37a-b Junín de los Andes, Neuquén*. Serv. Geol. Nac., Bol., 38: 1-248, Buenos Aires.
- VARELA, R., L. DALLA SALDA, C. CINGOLANI y V. GOMEZ, 1991. *Estructura, petrología y geocronología del basamento de la región del Limay, provincias de Río Negro y Neuquén, Argentina*. Rev. Geol. Chile, 18,2: 147-163.
- WINKLER, G. F., 1979. *Petrogénesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag, 1-348.

Recibido: 31 de agosto, 1989.

Aceptado: 3 de marzo, 1992.

L. DALLA SALDA  
C. CINGOLANI  
R. VARELA

Centro de Investigaciones Geológicas  
Facultad de Ciencias Naturales y Museo (UNLP)  
y CONICET  
Calle 1 N° 644 (1900) La Plata, Argentina.

## MAGNETOESTRATIGRAFIA DE LA SECUENCIA MORENICA EN EL VALLE DEL LAGO PUEYRREDON, PROVINCIA DE SANTA CRUZ

Claudio A. Sylwan, Luis A. Beraza y Alberto Caselli

**RESUMEN:** Se obtuvieron 53 muestras orientadas de sedimentos horizontales depositados contemporáneamente a la formación de los cuatro sistemas morénicos reconocidos en la zona del valle del Lago Pueyrredón. Los análisis paleomagnéticos realizados muestran que el límite de polaridad Brunhes/Matuyama (0,7 Ma) se encuentra localizado dentro del segundo (en edad) sistema morénico. Estos resultados concuerdan con aquéllos obtenidos en el vecino Lago Buenos Aires, confirmando así su cronología y su carácter regional.

**ABSTRACT:** A set consisting of 53 oriented samples of horizontally bedded sediments deposited in association with four systems of moraine arcs were obtained in the Lago Pueyrredón valley. Paleomagnetic analyses show that the Brunhes/Matuyama polarity boundary (0.7 Ma) falls inbetween moraines belonging to the next oldest moraine system. The results agree with those from the nearby Lago Buenos Aires, confirming its chronology and its regional character.

### INTRODUCCION

La primera mención sobre la existencia de morenas terminales en el valle del Lago Pueyrredón se debe a Hatcher (1903), quién la realizó poco después del descubrimiento del lago. El estudio más completo y detallado sobre la geología glacial de dicho valle fué realizado por Caldenius (1932).

Las morenas del Lago Pueyrredón (47°20'S, 71°O), presentan un claro desarrollo NE-SO, con una distancia entre los arcos internos y externos de 40 km. Las principales características de estas geofórmulas son una típica forma de herradura y un relieve topográfico de importancia. Las morenas del Lago Pueyrredón, aunque más pequeñas, se asemejan a los arcos morénicos que aparecen en la vecina zona del lago Buenos Aires.

Caldenius (1932) identificó y mapeó, al igual que en otros lugares de la Patagonia, cuatro sistemas morénicos diferentes (figura 1). El más antiguo, con una fuerte meteorización, fué denominado Inicialglacial; los tres más jóvenes fueron denominados según la estratigrafía glacial de Escandinavia (De Geer, 1912): Daniglacial, Gotiglacial y Finiglacial (20.000, 13.000 y 10.000 años AP, respectivamente).

El muestreo paleomagnético fué efectuado siguiendo el mapa levantado por Caldenius (1932, escala 1:500.000) en el valle del Lago Pueyrredón.

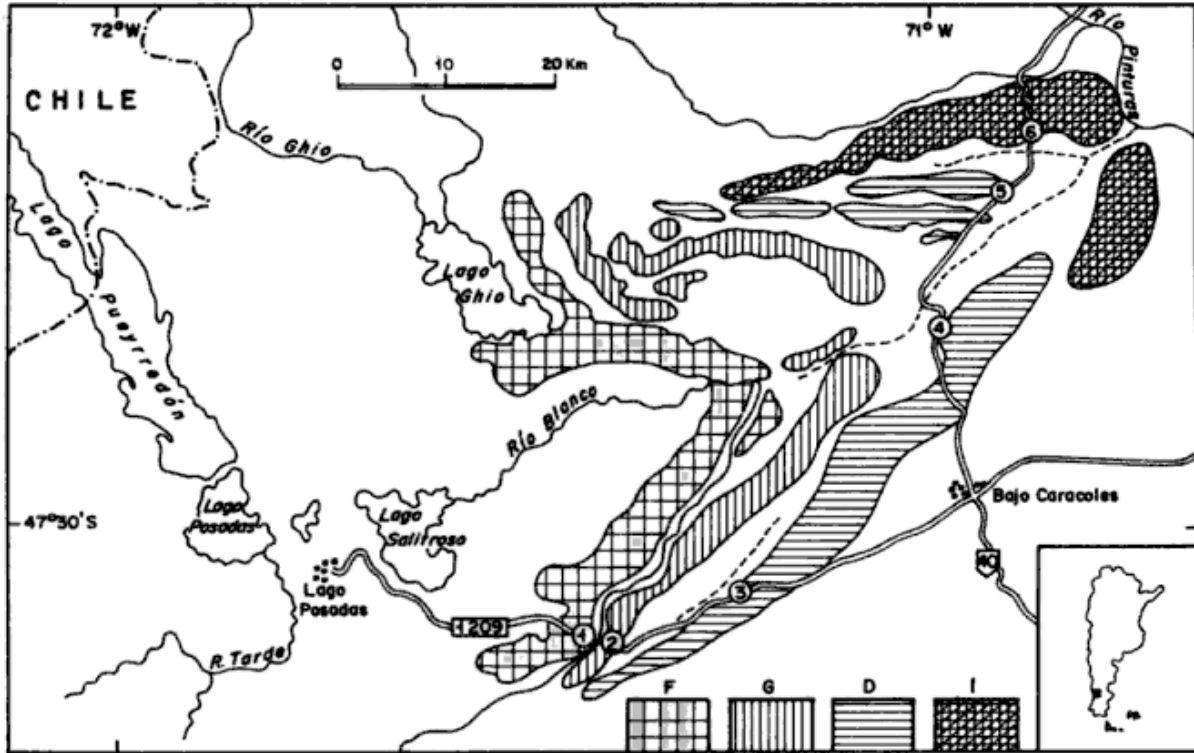
### METODO Y MUESTREO

Se utilizó la metodología empleada por Mörner y Sylwan (1987, 1989) para el establecimiento de la magnetoestratigrafía en el valle del Lago Buenos Aires.

La región fué investigada en dirección N-S y E-O, habiéndose identificado los cuatro diferentes sistemas de morenas y confirmado las interpretaciones de Caldenius. Aunque cada sistema morénico es una compleja zona formada por un cierto número de arcos morénicos, la cantidad de estos no pudo ser determinada con certeza.

El sistema más externo, el Inicialglacial, presenta un bajo relieve debido a una fuerte meteorización. En el próximo sistema, el Daniglacial, se identificaron por lo menos 3 arcos morénicos. Los sistemas más modernos, el Gotiglacial y el Finiglacial, forman una compleja zona donde morenas jóvenes se superponen a otras más antiguas, lo que produjo un número indistinguible de arcos morénicos. No obstante, fueron contados al menos 2 arcos para el Gotiglacial, y al menos 3 para el Finiglacial.

A lo largo de la ruta provincial 1209 y nacional 40 (figura 1) existen varios cortes y secciones donde están bien expuestos los sedimentos glaciales. Se prestó especial atención a los sedimentos proglaciales horizontalmente estratificados (no deformados por la tectónica glacial), que consisten en materiales finos (arena fina, limo, arcilla), los cuales



**Figura 1:** Extensión de los diferentes sistemas morénicos en el valle del Lago Puyrredón según Caldenius (1932) y las localidades de muestreo. I= Inicioglacial, D= Daniglacial, G= Gotiglacial y F= Finiglacial. Base topográfica del Instituto Geográfico Militar (1975).

fueron depositados durante el avance del glaciar en asociación con las correspondientes morenas. De esta manera, 53 muestras orientadas fueron extraídas de 6 localidades (figura 1). En cada localidad, se obtuvieron todas las muestras del mismo nivel estratigráfico.

Las muestras fueron obtenidas utilizando dos técnicas diferentes: cilindros de bronce (2,5 cm de diámetro y altura) y cajitas cúbicas de plástico (2,1 cm de lado) a los efectos de realizar desmagnetizaciones térmicas y por campos magnéticos alternos,

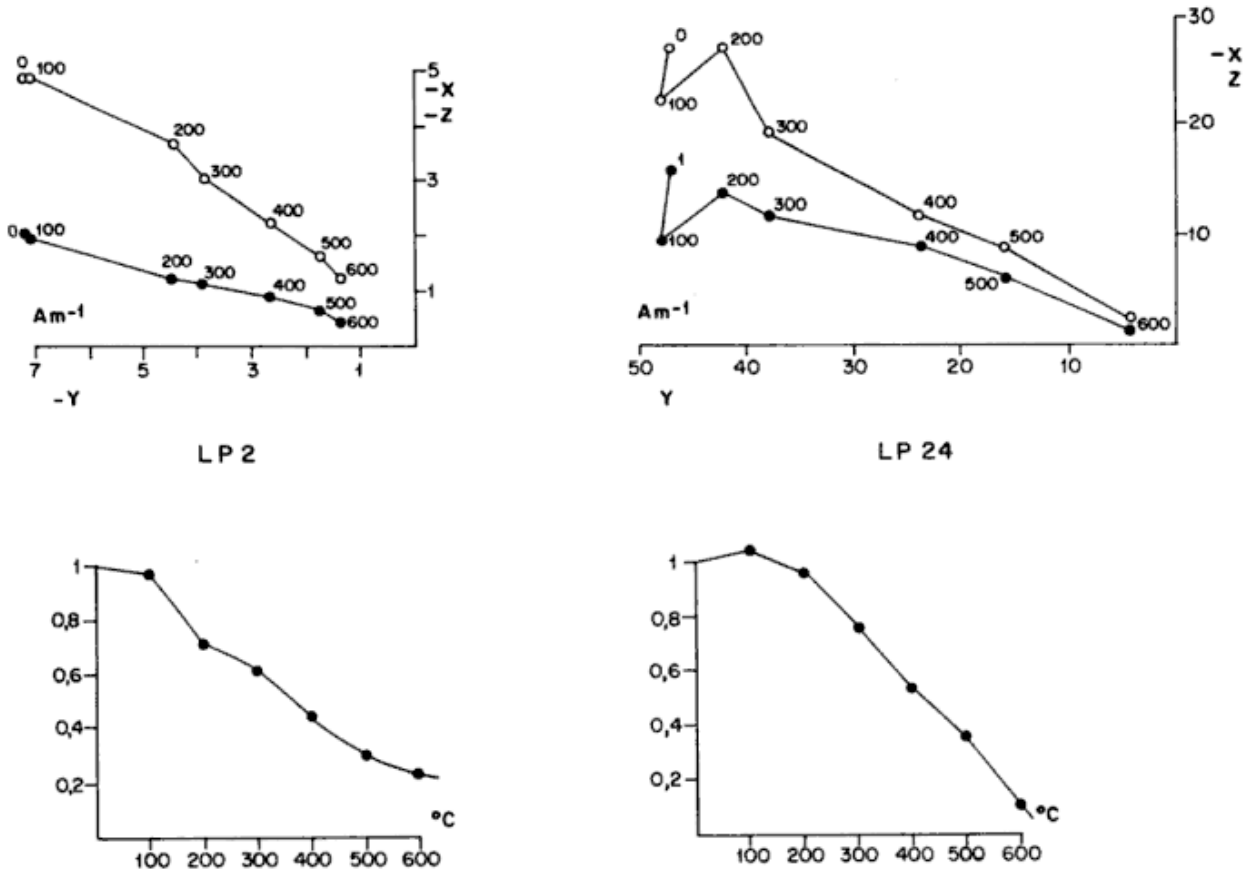
respectivamente, para analizar la estabilidad magnética de los sedimentos en cuestión. Los caminos de lavado de algunas de las muestras se encuentran graficados en la figura 2. Fué comprobado el comportamiento univectorial de la totalidad de las muestras en los dos tipos de desmagnetizaciones.

Las muestras correspondientes a los cilindros de bronce fueron analizadas en el Laboratorio de Paleomagnetismo "Daniel A. Valencio", de la Universidad de Buenos Aires. Las muestras obtenidas en

**Tabla 1. Detalle de los resultados obtenidos para los sistemas morénicos del valle del Lago Puyrredón. (i) morenas internas, (e) morenas externas.**

Localidad	Glaciación	Cantidad de muestras	Polaridad	Edad
1	Finiglacial	12	Normal	< 0,7 Ma
2	Gotiglacial	9	Normal	< 0,7 Ma
3	Daniglacial (i)	10	Normal	< 0,7 Ma
4	Daniglacial (i)	6	Normal	< 0,7 Ma
5	Daniglacial (e)	10	Reversa	> 0,7 Ma
6	Inicioglacial	6	Normal	> 0,7 Ma





**Figura 2:** Proyección ortogonal de datos y gráficos de intensidad relativa de dos muestras (LP2: localidad 1, LP24: localidad 3) luego de la desmagnetización por tratamiento térmico. Círculos abiertos= plano vertical, círculos negros= plano horizontal.

cajitas de plástico fueron analizadas en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Estocolmo.

### RESULTADOS Y DISCUSION

En la tabla 1 se exhiben los resultados obtenidos. Las muestras que representan al Finiglacial, al Gotiglacial y al Daniglacial más interno proporcionaron una polaridad normal, la cual, obviamente, es la que corresponde a la Epoca Brunhes. El Daniglacial más externo dió un registro de polaridad reversa, la cual se interpretó como correspondiente a la Epoca Matuyama. La posibilidad de estar registrando un evento de polaridad reversa también fué contemplada. La zona Blake (108.000 a 114.000 años AP aproximadamente; Valencio, 1980) parece muy joven. Por otro lado, no se ha comprobado hasta el momento la existencia de eventos globales en Brunhes medio a inferior.

Las muestras de la localidad 6 proporcionaron una polaridad normal. Esto es interpretado como que se ha registrado un evento de polaridad normal durante la Epoca Matuyama. Olduvai (1,67-1,87 Ma.) parece ser el más probable. Jaramillo (0,90-0,97 Ma) parece ser demasiado joven teniendo en cuenta que la edad del Daniglacial más antiguo es Matuyama superior (Sylwan, 1989; Mörner y Sylwan, 1989). La gran diferencia de meteorización que se observa entre las morenas Inicialglaciales y las Daniglaciales indica claramente una amplia diferencia de edades.

### CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos en el valle del Lago Pueyrredón muestran que:

Los cuatro sistemas morénicos propuestos por Caldenius (1932), al igual que su mapa, son en alto grado representativos de la geología del Cuaternario.

El límite Brunhes/Matuyama (0,7 Ma) fué establecido entre las morenas pertenecientes al Dani-glacial de Caldenius. Esto concuerda en su totalidad con los resultados obtenidos por Mörner y Sylwan (1987, 1989) en el vecino valle del Lago Buenos Aires, lo que confirma la cronología allí establecida.

### TERMINOLOGIA GLACIAL

La cronoestratigrafía glacial establecida en el Lago Buenos Aires (Mörner y Sylwan, 1987, 1989) y los resultados obtenidos en el valle del Lago Pueyrredón, sugieren una revisión de la terminología propuesta por Caldenius (quién efectuó erróneamente una correlación con el hemisferio boreal) en 1932. En la opinión de los autores, es necesaria, en un futuro próximo, una nueva terminología de carácter regional. Esta terminología debería ser el resultado de discusión entre quienes estén o hayan trabajado en el problema.

Es válido puntualizar que esta necesidad de una nueva terminología no invalida el uso de la terminología de Caldenius (la cual ha permanecido clásica por muchos años) como unidades de mapeo, en el sentido que ha sido utilizada en el presente trabajo.

### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es parte de una serie de investigaciones llevadas a cabo en forma conjunta en distintas localidades de la Patagonia. El presente, ha sido económicamente apoyado por fondos del Swedish Institute, la Royal Academy of Sciences (Suecia), la Universidad de Estocolmo, la Universidad de Buenos Aires y el CONICET.

### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

**CALDENIUS, C.C.**, 1932. *Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego*. Geografiska Annaler, 1 & 2: 1-164. (También publicado en: Dirección de Minas y Geología, 95: 1-150, Buenos Aires).

**DE GEER, G.**, 1912. *A chronology of the last 12000 years*. Compte Rendu 11<sup>o</sup> Congr. Geol. Int., 1910: 241-253, Estocolmo.

**HATCHER, J.B.**, 1903. *Reports of the Princeton University Expeditions to Patagonia 1896-1899*. Narrative and Geography, 1, Stuttgart.

**INSTITUTO GEOGRAFICO MILITAR**, 1975. *Carta topográfica Perito Moreno, hoja 4772, escala 1:500 000*, Buenos Aires.

**MÖRNER, N. A. Y C.A. SYLWAN**, 1987. *Revised terminal moraine chronology at Lago Buenos Aires, Patagonia, Argentina*. International Project on Paleolimnology and Late Cenozoic Climate, Japón, 4:15-16.

\_\_\_\_\_ y \_\_\_\_\_, 1989. *Magnetostratigraphy of the Patagonian moraine sequence at Lago Buenos Aires*. Journ. South Am. Earth Sci., 2: 385-389.

**SYLWAN, C.A.**, 1989. *Paleomagnetism, paleoclimate and chronology of Late Cenozoic deposits in southern Argentina*. Universidad de Estocolmo, Tesis doctoral. Publicada en: Meddelanden fran Stockholms Universitets Geologiska Institution, 277: 1-110.

**VALENCIO, D.A.**, 1980. *El magnetismo de las rocas*. Editorial Universitaria de Buenos Aires, 1-351.

**Recibido:** 31 de agosto, 1989

**Aceptado:** 17 de febrero, 1992.

**C. A. SYLWAN**

Bridas S.A.P.I.C., Dirección de Exploración,  
Leandro N. Alem 1180, 1001 Buenos Aires.  
Argentina

**L. A. BERAZA**

CONICET y Laboratorio de Paleomagnetismo "Daniel  
A. Valencio",  
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad  
de Buenos Aires,  
Pabellón 2, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires.  
Argentina

**A. CASELLI**

Departamento de Geología, Facultad de Ciencias  
Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires,  
Pabellón 2, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires.  
Argentina

## LOS "SEDIMENTOS POSTPAMPEANOS" CONTINENTALES EN EL AMBITO SUR BONAERENSE

Francisco Fidalgo, Juan Carlos Riggi, Rodolfo Gentile, Hugo Correa y Néstor Porro

**RESUMEN:** El presente estudio, realizado en el ámbito sur bonaerense, consiste en un análisis geológico y geomórfico, como asimismo textural y composicional, de los terrenos integrados por las unidades litoestratigráficas denominadas Formación Luján (Miembros Guerrero y Río Salado) y Formación La Postrera. Las unidades edafoes-tratigráficas desarrolladas en relación con estas unidades han sido nominadas Suelos Puesto Callejón Viejo y Puesto Berrondo. Por otra parte, se consideran las condiciones climáticas, los aspectos fisiográficos e hidrográficos de la región. Del conjunto de temas referidos se arriba a una serie de conclusiones de utilidad práctica en el reconocimiento de estas entidades estratigráficas.

**ABSTRACT:** A geologic, geomorphic, textural and compositional analysis of Pleistocene-Holocene units exposed in the south of Buenos Aires Province, Argentina, is presented. These units are Luján Formation (Guerrero and Río Salado Members), La Postrera Formation; Puesto Callejón Viejo and Puesto Berrondo Soils. Likewise, climatic, physiographic, hidrographic and geomorphic aspects of this region are considered. We arrive at useful conclusions for the identification of these stratigraphic units.

### INTRODUCCION

En los últimos años varios de los autores del presente estudio han realizado tareas geológicas en distintas áreas de la provincia de Buenos Aires, motivo por el cual se realizó un reconocimiento y muestreo de las unidades estratigráficas desarrolladas en cuencas de las Sierras Septentrionales, Sierras Australes y Pampa Interserrana. Estas unidades fueron reconocidas en otras cuencas de la llanura bonaerense, particularmente en la Pampa Deprimida y Pampa Ondulada.

El paisaje actual de la llanura bonaerense se desarrolla sobre un sustrato constituido principalmente por las "sedimentos pampeanos" (Fidalgo *et al.*, 1975), sobre los cuales se depositaron las unidades estratigráficas aquí estudiadas, de origen y distribución estrictamente continental, excluyendo las correspondientes a ambientes marinos o mixtos que se encuentran en la zona costera o áreas vecinas.

Las muestras (tablas 2 y 3), fueron sometidas al análisis mecánico, previo tratamiento con ácido clorhídrico, agua oxigenada y carbonato de litio, adoptándose el empleo de tamices de mallas: 45; 60; 80; 120; 170 y 230 (A.S.T.M.) y el método de la pipeta. Cada uno de los intervalos separados en la fracción arena fue estudiado al microscopio con la finalidad de determinar la asociación mineralógica, como asimismo las características generales de la fracción limo.

Por otra parte, se incluyen los resultados correspondientes a la determinación del material arcilloso, empleándose para tal finalidad un difractor Philips, con radiación de  $\text{Cu K}\alpha$  ( $\alpha = 1,54138 \text{ \AA}$ ), 50 KV, 18 mA y una velocidad de registro de 2 (20 por minuto, sobre muestras en estado normal, glicoladas (40° C) y calcinadas (55° C).

### UBICACION DEL AREA

Abarca las Sierras Septentrionales, la Pampa Interserrana y las Sierras Australes, correspondiendo los perfiles seleccionados y las muestras estudiadas a las cuencas de los arroyos Perdido-Tapalqué, Azul y a las de los ríos Quequén Grande, Sauce Grande y Sauce Chico (figura 1). Dentro de esta región se ubican los trabajos realizados, entre otros por Fidalgo y Tonni (1981, 1982), Tonni y Fidalgo (1982) y Fidalgo *et al.* (1986).

### CLIMA

Para realizar el estudio climático de la región considerada se empleó la clasificación de Thorntwaite (1948). La elaboración del trabajo se efectuó en base a datos de temperaturas medias mensuales y precipitaciones medias mensuales, obtenidos de las Estadísticas Climatológicas del Servicio Meteorológico Nacional (1958 a y b, 1969 y 1985).

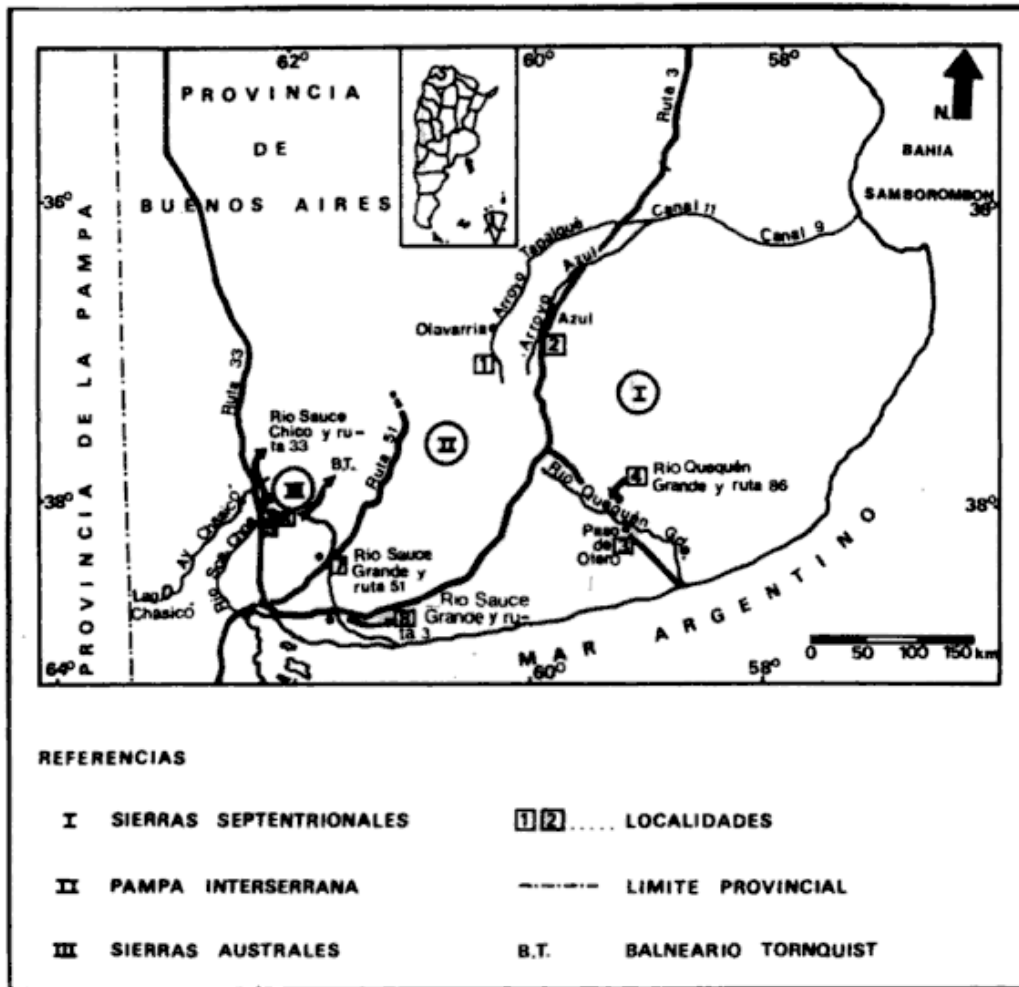


Figura 1: Mapa de ubicación.

Partiendo de los mencionados datos y del valor de la latitud de la localidad considerada, se calcularon: la evapotranspiración potencial y real, el exceso y la deficiencia hídrica, los índices hídricos, de humedad y aridez. La elaboración de toda esta información permite el análisis de las características climáticas que identifican a una localidad y a una región. Para cada estación meteorológica se determinaron los siguientes parámetros:

#### Tipo higrométrico:

En función del índice hídrico y de los índices de humedad y aridez, se calcularon tres tipos higrométricos, C<sub>1</sub> (subhúmedo-seco), C<sub>2</sub> (subhúmedo-húmedo) y B<sub>1</sub> (húmedo).

Entre subhúmedo-seco figuran Bahía Blanca y Tres Arroyos. Dentro de los subhúmedos-húmedos se encuentran Tandil, Sierra de la Ventana, Azul, Pigüé, Coronel Suárez, Laprida, López Juárez y Balcarce. Entre los húmedos se encuentra solamente Necochea.

#### Determinación geográfica de las regiones térmicas (Tipos climáticos):

Para su determinación, se utiliza como índice de la eficiencia térmica a la evapotranspiración potencial ajustada anual, que es una consecuencia de la temperatura y de la extensión del día (latitud del lugar). En base a este parámetro las regiones y los tipos climáticos correspondientes a la zona de estudio están incluidos dentro del mesotermal o mesotérmico, con dos variantes: B'<sub>1</sub> (570-712 mm de evapotranspiración potencial) y B'<sub>2</sub> (712-855 mm de evapotranspiración potencial). Dentro del primer grupo está la estación López Juárez y en el segundo figuran Sierra de la Ventana, Tandil, Bahía Blanca, Azul, Tres Arroyos, Pigüé, Coronel Suárez, Necochea, Laprida y Balcarce.

#### Variación estacional de la efectividad hídrica

Climas húmedos: En ellos se incluyen los tipos higrométricos B<sub>1</sub> y C<sub>2</sub> y se aplica el índice de ari-

dez, lo que da un porcentaje que varía entre 0 y 16,7. Estos valores significan que estos climas presentan poco o nada de deficiencia hídrica y se los representa con la letra r.

**Climas secos:** Incluye al C<sub>1</sub>. Aquí se aplica el índice de humedad que da valores porcentuales entre 0 y 10, lo que significa poco o nada de exceso hídrico y se lo simboliza con la letra d. Entre las estaciones con poco o nada de deficiencia hídrica (r) se encuentran Sierra de la Ventana, Tandil, Azul, Pigüé, Coronel Suárez, Laprida, López Juárez y Balcarce. Entre las que presentan poco o nada de exceso (d) figuran Bahía Blanca y Tres Arroyos.

#### Concentración estival de la eficiencia térmica

La escasa variación anual de la temperatura, constituye un factor decisivo en la representación de un solo tipo de concentración estival de la eficiencia térmica. Este parámetro se calcula de acuerdo a la relación porcentual existente entre la evapotranspiración potencial de los tres meses más calurosos del año y la evapotranspiración potencial anual. En función de ello, el tipo se simboliza con la letra a', que es menor del 48 % de la concentración estival de la eficiencia térmica. En la región considerada, todas las estaciones están incluidas dentro de este tipo.

#### Tipos climáticos de la región

C<sub>2</sub> B' <sub>2</sub> r a' (Subhúmedo-húmedo, mesotérmico, poco o nada de deficiencia hídrica, concentración estival de la eficiencia térmica menor del 48 %). Esta notación corresponde a las estaciones Sierra de la Ventana, Tandil, Azul, Pigüé, Coronel Suárez, Laprida y Balcarce.

C<sub>2</sub> B' <sub>1</sub> r a' (Subhúmedo-húmedo, mesotérmico, poco o nada de deficiencia hídrica, concentración estival de la eficiencia térmica menor del 48 %). Con estas características sólo figura la estación López Juárez.

C<sub>1</sub> B' <sub>2</sub> r a' (Húmedo, mesotérmico, poco o nada de deficiencia hídrica, concentración estival de la eficiencia térmica menor del 48 %). Se incluyen las estaciones de Bahía Blanca y Tres Arroyos.

B<sub>1</sub> B' <sub>2</sub> r a' (Húmedo, mesotérmico, poco o nada de deficiencia hídrica, concentración estival de la eficiencia térmica menor del 48 %). Con estas características se encuentra solamente la estación Necochea.

### FISIOGRAFIA

Las Sierras Septentrionales están constituidas por un conjunto de cerros que, en general, se

encuentran algo dispersos en una extensión aproximada a los 300 km, entre Mar del Plata al este y las lomadas de Quillalauquén, en el extremo occidental.

Suelen presentar un borde septentrional abrupto y otro meridional más suave, denominados respectivamente "Costa de Heuser" y "Costa de Claraz" (Nágera, 1932). El substrato rocoso que constituye estas formas está representado principalmente por migmatitas, granitos, calizas, dolomías y cuarcitas, cuyas edades oscilan entre el Precámbrico y el Paleozoico inferior, ampliamente circundadas por sedimentos cenozoicos que se extienden entre parte del Terciario y el Cuaternario.

Las alturas comúnmente fluctúan entre 50 y 200 m s.n.m., con valores extremos que pueden alcanzar los 500 m s.n.m. en el cerro Albión y 524 m s.n.m. en el cerro La Juanita.

Su estructura es esencialmente de bloques fallados, siendo las pendientes en general de escasa relevancia, algo más pronunciadas en los cerros y lomadas precenozoicas, disminuyendo rápidamente a valores bajos y extremadamente bajos al alcanzar los sedimentos cenozoicos. En consecuencia, las cuencas fluviales se desarrollan sobre rocas de variadas características litológicas, observándose que la mayor parte de ellas se encuentran disectando a los "sedimentos pampeanos" (Fidalgo *et al.*, 1975).

Las Sierras Australes constituyen una cadena montañosa baja aunque de relieve bastante pronunciado, en parte abrupto, que se desarrolla a través de unos 145 km de longitud desde la denominada Sierra de Puán a occidente, hasta los extremos más orientales de la Sierra de Pillahuincó al este.

Las mencionadas serranías están constituidas por cuarcitas, areniscas, lutitas, diamictitas, fangolitas, pizarras, etc., caracterizadas por presentar estructuras de plagamiento. En una extensión bastante menor se observan granitos, cataclasitas, milonitas, riolitas, etc. La edad para el conjunto de rocas citadas abarca desde el Precámbrico hasta el Paleozoico superior.

Presenta su altura máxima en el cerro Tres Picos con 1247 m s.n.m. y cimas que oscilan entre 800 y 1000 m s.n.m. El pie de monte comienza a desarrollarse entre los 400 y 500 m s.n.m.

Las pendientes resultan más pronunciadas que en las Sierras Septentrionales, coincidiendo con las mayores alturas y el máximo de relieve. Esta particularidad determina que el pie de monte aparezca más definido, con pendientes que se suavizan en corto trecho, integrando con las zonas distales de muy escasa pendiente, parte de la llanura pampeana circundante.

Los pie de monte de las Sierras Australes están constituidos en parte por los "sedimentos pampeanos" (Fidalgo et al., 1975) integrados por depósitos diamictíticos y conglomerádicos con frecuentes clastos de cuarcita muy angulosos. Estos últimos pueden encontrarse a distancias considerables del frente serrano, como acontece en las Formaciones Arroyo Chasicó, Epecuén, La Norma, etc., unidades que junto con el Conglomerado Abra, constituyen la mayor parte de las rocas del Cenozoico que se conocen en la zona.

Las cuencas fluviales se implantaron sobre una variedad de rocas precenozoicas que en general resultan altamente competentes, como asimismo afectadas tectónicamente constituyendo una compleja estructura, factores que han controlado la evolución de los valles fluviales, particularmente en las nacientes y parte de los cursos superiores. En cambio, el desarrollo de los valles en los cursos inferior y medio y aún en parte del superior, tiene lugar sobre rocas marcadamente menos competentes que en el caso anterior y muy especialmente sobre los "sedimentos pampeanos" (Fidalgo et al., 1975).

La **Pampa Interserrana** (Frenguelli, 1950) se extiende entre los cordones citados. Su substrato está constituido esencialmente por los "sedimentos pampeanos" ya citados, sobre los cuales se depositaron sedimentos fluviales y eólicos más recientes.

Constituye una llanura con una amplia y baja divisoria, de dirección aproximada este-oeste, que se extiende a través de unos 140 km desde la ciudad de Chillar, pasando por Laprida y continuando poco al norte de Coronel Pringles hasta la zona del Abra de Sierra de la Ventana. La misma divide el drenaje hacia el arroyo Vallimanca con una pendiente de 0,40 m/km y hacia la costa atlántica con 1,20 m/km, aproximadamente.

Algunas de las cuencas localizadas en esta zona son drenadas por ríos o arroyos cuyas nacientes se encuentran en las sierras, otras presentan cursos originados en la propia llanura. En ambos casos los cursos desembocan en el océano o bien en lagunas embalsadas por médanos costeros bien desarrollados, que provocan frecuentes desviaciones en el curso inferior de los mismos.

## HIDROGRAFIA

Las tres zonas identificadas anteriormente presentan distintas características en relación con las redes de drenaje que las disectan.

Los cursos de agua que nacen en el cordón serrano septentrional tienen fundamentalmente dos

direcciones de escurrimiento, aunque en ambos casos desembocan en el Océano Atlántico. Una de ellas está orientada hacia el nor-noreste y los cursos alcanzan el mar directa o indirectamente a través de canalizaciones. La otra adopta un rumbo general hacia el sur, llegando los cursos al mar en forma directa.

En las Sierras Australes hay algunos ríos que desembocan en la costa atlántica, mientras otros terminan en cuencas endorreicas e incluso en el río Salado a través del arroyo Vallimanca.

En la Pampa Interserrana algunos cursos nacen en ella mientras que el resto lo hace indistintamente en ambos cordones serranos mencionados, desembocando en el mar después de atravesar en gran parte de su recorrido la zona considerada.

De los mapas topográficos a escala 1:50.000 del I.G.M., surgen las siguientes apreciaciones sobre el drenaje. Las cuencas fluviales de las Sierras Septentrionales y de la Pampa Interserrana presentan un desarrollo incipiente, con una textura de drenaje gruesa. En las Sierras Australes el máximo desarrollo de las cuencas de drenaje se observa en los cursos superiores, principalmente en lo referente a su densidad de drenaje. Esto coincide con la presencia de rocas más antiguas en las que la textura es de mediana hasta fina, mientras que en las rocas cenozoicas varía entre mediana y gruesa. Estas particularidades determinan la importancia de las pendientes que son de características variadas, según se trate de cuencas establecidas en las serranías mencionadas o en el área interserrana. Las cuencas desarrolladas en las Sierras Australes muestran pendientes más pronunciadas que aquéllas que en general se observan en las Sierras Septentrionales, rasgo que se atenúa en las cuencas con nacientes en la Pampa Interserrana. Por tal motivo, la dinámica de los cursos de agua en cada caso presenta variaciones que se reflejan en el trabajo geológico.

## RASGOS GEOMORFICOS

Considerando las unidades geomórficas de la región se destaca una serranía con plegamientos (Sierras Australes) y otra más baja afectada por fallas (Sierras Septentrionales), como así también el área interserrana (Pampa Interserrana), caracterizada principalmente por la presencia de ondulaciones de amplia distribución superficial.

Con relación a los procesos exógenos, la existencia de remanentes de pie de monte, particularmente en las Sierras Australes, así como planicies de inundación, terrazas fluviales, pedimentos de flanco, mantos y lomadas de sedimentos eólicos,

depressiones, etc., constituyen los rasgos más relevantes del paisaje de la región.

No obstante esta variedad de unidades geomórficas, el interés de los autores está principalmente localizado en aquéllas que presentan depósitos correspondientes a los "Sedimentos Postpampeanos", que constituyen las unidades estratigráficas mencionadas para la llanura pampeana bajo las distintas denominaciones de Lujanense, Platense (Frenquelli, 1950), Formación Luján con sus miembros Guerrero y Río Salado (Fidalgo *et al.*, 1973) esencialmente fluviales y Platense, Cordobense (Frenquelli, 1950), Médano Invasor (Tapia, 1935), E<sub>3</sub> y E<sub>1</sub> (Tricart, 1973), Formación La Postrera (Fidalgo *et al.*, 1973), etc., fundamentalmente eólicos. Sus depósitos sólo integran algunas de las unidades geomórficas citadas anteriormente.

La unidad terraza fluvial se encuentra bien definida en algunas cuencas de las Sierras Australes y en pocos casos en el resto de la provincia de Buenos Aires. Por otra parte, dado el empleo que tienen en la literatura geomórfica los términos "terrazza alta" y "terrazza baja" (Frenquelli, 1950), es oportuno aclarar su significado. La denominada "terrazza baja" como el caso del río Salado o el de numerosos ríos y arroyos de la llanura pampeana, no representa terrazas fluviales sino planicies de inundación cubiertas por las máximas crecientes, producidas anualmente o cada dos o tres años. Las unidades estratigráficas que integran la denominada "terrazza baja" comprenden a los miembros Guerrero y Río Salado de la Formación Luján (Fidalgo *et al.*, 1973). La denominación de "terrazza alta" tampoco resulta apropiada ya que no responde a ese tipo de rasgo geomórfico. En realidad se trata de divisorias de diversas jerarquías, constituidas por depósitos no vinculados a una morfología fluvial, sino a la roca de base sobre la cual se desarrolla el paisaje. Dichas acumulaciones pueden estar representadas por los "sedimentos pampeños" (Fidalgo *et al.*, 1975) o también por sedimentos típicamente eólicos fácilmente reconocibles y generalmente más jóvenes que los primeros.

## GEOLOGIA

### Antecedentes

El conocimiento de la geología de la llanura bonaerense se sustenta en el aporte de numerosos trabajos, desde la época de Darwin (1846) hasta el presente. Sin embargo, es indudable que el esquema general actual muestra la destacada labor realizada por Ameghino (1889), aunque influenciado por cri-

terios paleontológicos. Las observaciones efectuadas por este autor han sido completas y detalladas particularmente en lo referente al "pampeano superior" y "pampeano lacustre", así como al "post-pampeano lacustre".

Rovereto (1914) contribuyó con un destacado aporte geomórfico y geológico, lamentablemente poco difundido. Este autor ubicó en el tiempo un esquema que esencialmente no difiere del establecido por Ameghino (1889), aunque colocó el pampeano y postpampeano de este último en el Cuaternario en lugar de considerar al primero Plioceno.

Frenquelli (1950, 1957), sobre la base de los aportes de investigadores anteriores, elaboró un esquema estratigráfico cuyas unidades fundamentales han sido reconocidas desde hace años, aunque sus interpretaciones en ciertos casos son discutibles.

### Estratigrafía

El trabajo de campo consistió en un conjunto de observaciones efectuadas sobre perfiles en los que se encuentran bien diferenciadas las unidades estratigráficas reconocidas por Fidalgo *et al.* (1973). En éstas se distinguen sedimentos fluviales y fluvio-lacustres denominados Formación Luján (Miembro Guerrero y Miembro Río Salado), suelos soterrados nominados Suelo Puesto Callejón Viejo y Suelo Puesto Berrondo, como así también sedimentos eólicos correspondientes a la Formación La Postrera y el Aluvio Actual.

La mayor parte de estas unidades fueron reconocidas por Ameghino (1889) como "pampeano lacustre" y "postpampeano lacustre".

Frenquelli (1950, 1957, figura 4) en su Postpampeano además del Lujanense y Platense fluvial, distinguió dos depósitos eólicos que denominó Platense loésico y Cordobense, sin proporcionar criterios adecuados para su diferenciación.

Tricart (1973) describió también al Lujanense y Platense fluvial, asignándoles mayor antigüedad que el autor precedente. Con relación a los depósitos eólicos diferenció dos unidades denominadas E<sub>3</sub> y E<sub>1</sub>, para las que no aportó argumentos convincentes a su identificación.

Fidalgo y Tonni (1978), sin nominarlos específicamente como entidades litoestratigráficas distintas, diferenciaron por lo menos dos entidades incluidas en la Formación La Postrera, que fueron descriptas en varios lugares donde se hallan superpuestas, como acontece en el área de estudio del presente trabajo (Figura 2, loc. 8).

Las unidades aquí tratadas se encuentran distribuidas prácticamente en todo el ámbito de la pro-

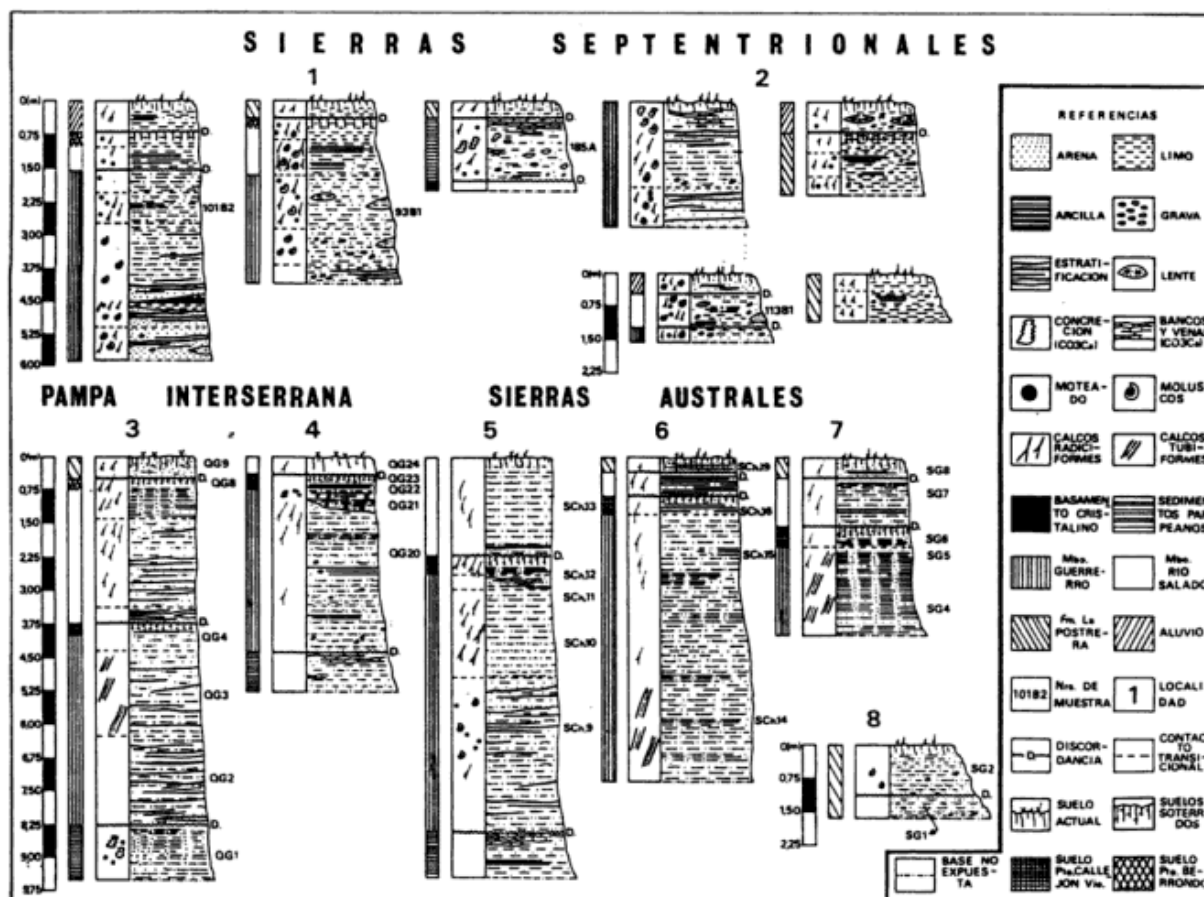


Figura 2: Perfiles sedimentológicos y estratigráficos en las localidades reconocidas.

vincia, con excepción de la región ubicada al sur de la depresión del Salitral de la Vidriera-Salinas Chicas, donde hasta el presente no han sido reconocidas.

Tabla 1. Estratigrafía de las unidades lito y edafoestratigráficas reconocidas.

EPOCA	EDAD MAMIFERO	DEPOSITOS FLUVIALES	DEPOSITOS EOLICOS	SUELOS
HOLOCENO		ALUVIO	ARENAS EOLICAS VO FORMACION LA POSTRERA III (?)	ACTUAL
		DISCORDANCIA DE EROSION		PUESTO BERRONDO
PLEISTOCENO TARDIO	LUJANENSE	MIEMBRO RIO SALADO	FORMACION LA POSTRERA II	
		DISCORDANCIA DE EROSION		PUESTO CALLE-JON VIEJO
		MIEMBRO GUERRERO	FORMACION LA POSTRERA I	
		DISCORDANCIA DE EROSION		"SEDIMENTOS PAMPEANOS"

La estratigrafía de las unidades identificadas, se encuentra ordenada en la tabla 1. Considerando los perfiles más representativos de la región estudiada (ver figura 2), se realiza una síntesis de las características relevantes de cada una de las unidades referidas en ese cuadro estratigráfico. En él se reconoce como roca de base a los "sedimentos pampeanos" (Fidalgo et al., 1975), ya que sus depósitos ocupan la mayor parte de la superficie de la Pampa Interserrana. No obstante, es de aclarar que en las áreas ocupadas por las Sierras Septentrionales y Australes, algunas de las unidades aquí consideradas se relacionan con rocas más antiguas, de edades que varían desde el Precámbrico hasta el Terciario medio.

### Formación Luján

Está integrada por el Miembro Guerrero en su parte inferior y el Miembro Río Salado en la superior. Son respectivamente equivalentes al Lujanense y Platense de Ameghino (1889), Frenguelli



(1957) y Tricart (1973) aunque discrepen los tres autores mencionados en cuanto a la ubicación temporal.

#### *Miembro Guerrero*

Esta unidad caracteriza a valles fluviales y lagunas de mayor antigüedad en la Llanura pampeana. Se halla integrada en su parte inferior por arenas y limos con algo de arcilla y a veces clastos de 1 a 5 cm de diámetro comúnmente de "tosca", aunque en las sierras pueden ser de rocas graníticas, migmatíticas, cuarcíticas, grauvacas, etc., que forman una grava arenosa de colores castaño a castaño grisáceo. El espesor es variable, entre algunas decenas de centímetros hasta 1 y 1,50 m. Se apoya mediante una clara discordancia erosiva sobre depósitos de color castaño rojizo correspondientes a los "sedimentos pampeanos" (Fidalgo *et al.*, 1975).

Hacia arriba continúan sedimentos limo arenosos a limo arcillosos de coloración verde amarillento, de aspecto similar al denominado Lujanense de Ameghino y Frenguelli. Esta sección superior suele presentar desde pequeñas áreas de oxidación, hasta formas tubulares ocráceas, posiblemente biogénicas, aisladas entre sí o estrechamente asociadas; se encuentran verticalmente dispuestas con dimensiones longitudinales de 10 cm o más y 1 cm de diámetro (calcos tubiformes). En zonas serranas o próximas a ellas los sedimentos superiores de la unidad pueden presentar una coloración castaño claro, con una delgada capa algo carbonatada. El espesor de esta parte superior puede alcanzar de 1 a 3 m. Resultan frecuentes las estructuras sedimentarias mecánicas levemente marcadas con variaciones en sentido horizontal y vertical, predominando la estratificación según la clasificación de Potter *et al.* (1980) entre fina (300-30 mm) y muy fina (30-10 mm), hasta la laminación gruesa (10-5 mm) y mediana (5-1 mm), con diseño variable entre regular e irregular.

Ocasionalmente, como se observa en la intersección del río Quequén Grande con la ruta N° 86, se aprecian dos tramos bien diferenciados por la existencia de una discordancia erosiva local. El tramo inferior, que comprende los 2 m iniciales del afloramiento, está aparentemente constituido por arcillas limosas sin evidencias de estratificación, además se encuentran fragmentos aislados de "tosca" rodada en individuos de tamaño entre 2 mm y 9 cm. El tramo superior, con un espesor de 0,40 m, corresponde a un depósito lenticular homogéneo de base ondulada, integrado por limos arenosos con

abundante participación de "tosca" en fragmentos similares a los individuos anteriormente mencionados, concentrados en los niveles inferiores próximos a la base ondulada referida.

En algunas localidades, como acontece en la intersección entre el río Sauce Chico y ruta N° 33 y en Paso Otero sobre el río Quequén Grande, se han observado restos de moluscos de agua dulce pertenecientes al género *Littoridina*.

De acuerdo con los análisis de laboratorio la litología varía entre limos arenosos y arenas limosas. Algunos de estos sedimentos contienen porcentajes variables de partículas carbonáticas diminutas.

Los colores del Miembro Guerrero muestran distintos matices con predominio del gris amarillento (5Y 7/2) a castaño amarillento moderado (10YR 5/4) y castaño amarillento pálido (10YR 6/2). En algunas localidades se observan cambios hacia los niveles superiores, como por ejemplo al verde amarillento grisáceo (5YR 7/2), más definido cuando el sedimento está humedecido. Al perder la humedad la coloración vira al grisáceo, destacándose claramente de las acumulaciones infra y suprayacentes; en otros casos se distinguen matices del gris rosado (5YR 8/1) y el gris oliva claro (5Y 6/1).

#### *Miembro Río Salado*

Se trata de limos arenosos hasta arcillosos de color gris claro blanquecino a gris con tonalidades oscuras, a veces con lentes limo arcillosos de color negro y cantidades variables de materia orgánica. Con frecuencia también se observan, en la parte inferior de esta unidad, estructuras mecánicas bien típicas, representadas especialmente por laminación mediana a gruesa con estratos y láminas de colores alternantes oscuros y claros, los primeros como consecuencia de la abundancia de materia orgánica.

Hacia los niveles superiores desaparece todo vestigio de estratificación, aunque suelen encontrarse delgadas y esporádicas intercalaciones de coloración más clara que el sedimento circundante. En cambio, resulta frecuente la presencia de calcos radiciformes de longitud limitada, muy finos, parcialmente rellenos por material blanquecino pulverulento carbonático.

En la zona serrana, como en las nacientes del arroyo Perdido-Tapalqué, suelen distinguirse paleocauces integrados por depósitos que constituyen verdaderas diamictitas, con clastos de tamaño variado, desde 1 a 5 cm, de rocas de basamento, "tosca" y aún de sedimentos verdes del Miembro Guerrero.

Los depósitos de esta unidad se encuentran en discordancia erosiva sobre remanentes del Suelo Puesto Callejón Viejo desarrollado en la parte superior del Miembro Guerrero, o directamente sobre las sedimentitas de este último, cuando el suelo mencionado ha sido totalmente erodado. El diseño de la discordancia es ondulado hasta paralelo, variación originada por distintos tipos de flujos ácuos con dinámica suficientemente competente como para movilizar al material del Suelo Puesto Callejón Viejo e incluso al correspondiente de la parte superior del Miembro Guerrero.

En otros casos no existen aparentemente discordancias; la relación puede ser transicional pasando gradualmente de los sedimentos de la parte superior del Miembro Guerrero a los de la parte inferior del Miembro Río Salado.

Al comparar los colores de las muestras con aquéllos de la tabla utilizada, se comprueba que el color dominante es grisáceo variando entre gris claro (Nº 7), gris moderado (Nº 6) y gris castaño claro (5YR 6/1), con matices castaño amarillento pálido (10YR 6/2), oscuro (10YR 4/2) y gris rosado (5YR 8/1).

El material biogénico detectable más abundante comprende restos de células silicificadas de la epidermis y parénquima de gramíneas como asimismo espículas quebradas de esponjas de agua dulce y cantidades muy variables de frústulos de diatomeas. Estos sólo fueron registrados en cantidades considerables en las barrancas de Paso Otero (río Quequén Grande). En esta localidad los tramos superiores de la unidad contienen altas concentraciones de frústulos de diatomeas, células de gramíneas y raros elementos esféricos que tal vez correspondan a crisostomados, asociados a carbonato microcristalino y otros constituyentes clásticos. En la flora diatomífera predominan las siguientes formas: *Denticula subtilis* Grun., *Cocconeis placentula* Ehr. y *Hyalodiscus schmidti* Freng., con cantidades subordinadas de *Diploneis ovalis* (Hilse) Cl., *Navicula radiosa* Kütz., *Synedra platensis* Freng., *Surirella striatula* Turp. y *Mastoglia* sp. Concentraciones esporádicas de ejemplares aciculares de *Synedra platensis* Freng. y discoidales de *Hyalodiscus schmidti* Freng., son frecuentes en algunos niveles delgados de coloración más clara que el sedimento circundante.

Por otra parte, los componentes del tramo medio de la unidad en esta localidad han sufrido mayor fracturación. En el mismo, además de las especies identificadas, se han registrado las siguientes: *Epithemia argus* (Ehr.) Kütz., *Rhopalodia* sp. y *Cyclotella meneghiniana* Kütz. También en algunos tramos se encuentran asociados restos de tejidos epiteliales,

células alargadas a cortas de gramíneas y espículas de esponjas.

En general se comprueba un marcado aumento del material orgánico silíceo hacia los términos más jóvenes de la entidad. Las formas reconocidas han sido anteriormente identificadas por Frenguelli (1945b), conjuntamente con otros ejemplares procedentes de distintas localidades de la llanura bonaerense, totalizando más de 200 entre especies y variedades.

#### *Suelo Puesto Callejón Viejo*

En la parte superior del Miembro Guerrero pueden aparecer remanentes de un perfil edáfico erodado, denominado Suelo Puesto Callejón Viejo (Fidalgo et al., 1973). Estos remanentes, que tienen un espesor fluctuante entre 0,05 y 0,50 m, se distinguen fácilmente debido a su coloración más oscura con respecto a la que muestran los depósitos infra y suprayacentes. Varían en relación al contenido porcentual de componentes húmicos, desde gris moderado oscuro (Nº 4) y gris moderado (Nº 5) hasta gris castaño claro (5YR 6/1) y castaño amarillento pálido (10YR 6/2) u oscuro (10YR 4/1), estos dos últimos con matices grisáceos proporcionados por una escasa participación de los componentes señalados. Correspondería a un suelo de tipo "chernozoides" propio de regiones templadas con moderadas precipitaciones estacionales, caracterizado por un Hz A rico en humus color oscuro y un Hz B con menor cantidad de humus color claro, como está desarrollado en el perfil del Balneario de Tornquist, donde además se observa una estructura poliédrica bien definida. En algunas localidades suele contener pequeñas proporciones de material organógeno, en el que se han reconocido algunos ejemplares de espículas de esponjas, células de gramíneas y frústulos de diatomeas correspondientes a: *Surirella striatula* Turp., *Synedra* sp., *Fragilaria brevis-triata* Grun., etc.

#### *Suelo Puesto Berrondo*

En la parte superior del Miembro Río Salado, y como consecuencia de una erosión parcial, aparecen en forma esporádica remanentes de un paleosuelo denominado Suelo Puesto Berrondo (Fidalgo et al., 1973).

Está constituido por limos arenosos, gris castaño claro (5YR 6/1), de espesor variable que alcanza hasta un máximo aproximado a los 0,60 m. Se destaca del material original por presentar una coloración algo más oscura con matices grisáceos.

En algunas localidades sólo aparecen pequeñas cantidades de elementos microfósilíferos, como se comprueba en la intersección del arroyo Tapalqué y ruta N° 76, así como en la del río Sauce Chico con la ruta N° 33 o en el Balneario de Tornquist.

Sobre este suelo o sus remanentes se apoya en discordancia de erosión el Aluvio Actual (figura 2, loc. 1) o, eventualmente, sedimentos de la Formación La Postrera. Otras veces cuando este paleosuelo ha sido totalmente erodado, resulta problemático diferenciar el Miembro Río Salado del Aluvio Actual.

### Formación La Postrera

Se encuentra distribuida en la mayor parte del área estudiada, principalmente en las zonas de pie de monte de ambas serranías y las zonas llanas restantes. Ocupa divisorias y en parte planicies de inundación constituyendo sedimentos acumulados de diferentes etapas, desde el Pleistoceno tardío hasta la actualidad.

Sus espesores varían entre 0,3 y 2 m, pero en áreas próximas al sector suroccidental de las Sierras Septentrionales, puede alcanzar valores mayores, entre 8 y 10 m de potencia.

Los sedimentos son de color castaño amarillento, sin mayores variaciones cromáticas en todo el espesor y extensión de una localidad determinada, sea el afloramiento de una única o de dos unidades estratigráficas superpuestas. Sólo adquieren tonos grisáceos en las zonas donde se desarrollan suelos actuales originados por iluviación de materia orgánica que disminuye gradualmente hacia abajo.

A semejanza de las acumulaciones precedentemente analizadas, comprende un conjunto de sedimentos inconsolidados, integrados principalmente por limos arenosos y arenas limosas. En parte puede contener abundantes calcos radicales de 1 mm de diámetro y 1 a 3 cm de longitud con un material de relleno color blanco y pulverulento, oscuro a negro.

En general muestra un conjunto de rasgos que la distinguen por su posición estratigráfica, color uniforme, aspecto homogéneo y la ausencia de todo vestigio de estratificación. Puede presentar clastos de 1 a 2 cm de diámetro, muy dispersos y además suele contener en las proximidades de las sierras pequeñas lentes de algunos centímetros de longitud.

El suelo actual, ubicado en la parte superior de la Formación La Postrera, puede estar incipientemente desarrollado, siendo típicamente azonal; en otros casos es posible observar un Hz B bien destacado (Fidalgo y Tonni, 1981).

En los casos en que se encuentran dos unidades estratigráficas superpuestas de estos mismos depósitos, se observa claramente una discordancia erosiva que las separa en la parte superior de la unidad inferior. Es común distinguir una franja de 4 a 10 cm de espesor constituida por material pulverulento carbonático. A veces, se presentan nódulos con límites externos difusos (Fidalgo y Tonni, 1981), como se observa en el cruce de la ruta N° 3 con el río Sauce Grande, donde una discordancia de erosión de diseño muy irregular está indicada además por una delgada costra carbonática limitando delgadas lentes en parte carbonáticas, constituidas por guijas blancas muy finas (4-16 mm) de cuarcitas y "tosca" subordinada. El color y la textura de las dos acumulaciones de sedimentos superpuestos son prácticamente indiferenciables.

En la parte basal de esta unidad se distingue una discordancia erosiva que la separa de las rocas de basamento correspondientes a las Sierras Septentrionales y de las cuarcitas en las Sierras Australes. En la Pampa Interserrana se encuentra en similares relaciones estratigráficas sobre los "sedimentos pampeanos", Suelo Puesto Berrondo o el Miembro Río Salado de la Formación Luján. Asimismo, se encuentra separada mediante una discordancia de erosión del Aluvio Actual.

### Aluvio Actual

Valentín (1898), al referirse a su "Formación Aluvial" o "Actual", menciona la existencia, en la zona serrana, de guijarros formando depósitos entre 10 y 15 m de espesor. Con posterioridad Frenquelli (1945b) reconoce en algunos perfiles correspondientes al área por él denominada "zona pampeana", limos recientes del viejo lecho de inundación. Por otra parte, mediante observaciones realizadas por los autores del presente trabajo, en la Pampa Interserrana, se ha comprobado la presencia de material aluvial en las proximidades de los cursos de agua, así como también en zonas deprimidas con drenaje centrípeto. Estas acumulaciones son texturalmente finas, en esencia limos de coloración clara, frecuentemente asociados con material orgánico redepositado y pueden encontrarse apoyadas sobre cualquiera de las unidades descriptas. Su similitud con los sedimentos del Miembro Río Salado (Formación Luján) dificulta su diferenciación principalmente cuando estas acumulaciones se encuentran en contacto. La extensión regional de estos depósitos está en función con el grado de desarrollo de la red de drenaje, constituyendo acumula-

ciones de escaso desarrollo potencial, generalmente entre 0,5 y 1 metro.

### ANÁLISIS MECÁNICO

Los análisis mecánicos correspondientes a los "Sedimentos Postpampeanos" presentan una serie de inconvenientes prácticos que conspiran para el logro de una ajustada interpretación de la granulometría original de los mismos. En este aspecto, en algunas muestras, las diferencias calculadas alcanzan en menos o en más al 5 %, valores considerados excesivos para este tipo de análisis. Ante la duda de la existencia de un posible error operacional, las muestras fueron nuevamente tratadas, repitiéndose cuidadosamente el método empleado. Sin embargo, los resultados alcanzados fueron en algunos casos similares, es decir, que las diferencias se mantuvieron excediendo los límites aceptables. Teniendo en cuenta esta circunstancia, se ha convenido ajustar los valores porcentuales obtenidos, como figura en la tabla 2.

Por otra parte, además del inconveniente mencionado y de los habituales errores que invariablemente se cometen en toda tarea analítica de este tipo, debe tenerse muy en cuenta otro factor negativo que consiste en las anomalías resultantes de una participación sistemática de agregados arcillosos como partículas unitarias de tamaño arena. Es de suponer que a partir de éstos y durante la dispersión del sedimento, una parte porcentualmente desconocida debe dividirse en partículas más pequeñas que en virtud de sus diferentes tamaños pasan a integrar las fracciones menores limo y arcilla. A su vez los agregados arcillosos que aún después de la dispersión conservan las dimensiones propias de la fracción arena, también se fragmentan parcialmente durante el tamizado en seco y sus partículas menores desprendidas pasan a formar parte en cantidades desconocidas del material recogido en el fondo de los tamices.

Asimismo, mediante la realización de observaciones minuciosas, se ha llegado a la conclusión de que una parte de los agregados arcillosos, también porcentualmente desconocida y resistente a la dispersión, se origina artificialmente durante el tratamiento de las muestras, circunstancia que introduce mayores inconvenientes para alcanzar resultados que reflejen la granulometría original de los sedimentos.

Considerando las precedentes circunstancias, se estima que el método convencional de dispersión utilizado no es apropiado para el tratamiento de los sedimentos del Cuaternario bonaerense. Además, el molido mediante fruslero y/o vibrador ultrasónico

resulta inadecuado, pues al existir distintas formas de originarse (agregados arcillosos) la aplicación de esta metodología también modificaría sustancialmente la granulometría original mencionada. En consecuencia, es evidente que resulta problemático obtener resultados precisos mediante el análisis mecánico convencional. Sólo es factible alcanzar con el apoyo granulométrico y el control microscópico una definición relativamente aproximada acerca de la granulometría de estos sedimentos. Como se infiere de la tabla 2, en los "Sedimentos Postpampeanos" en general predominan los limos arenosos, con porcentajes subordinados de arenas limosas. En unas pocas muestras donde las fracciones arena y limo presentan porcentajes similares, o cuando ellas contienen abundantes agregados arcillosos, no resulta posible establecer cuál de las fracciones predomina, al desconocerse la incidencia de estos últimos por los motivos genéticos señalados precedentemente.

No obstante, mediante el control mencionado puede establecerse que el contenido de agregados arcillosos en los "Sedimentos Postpampeanos", con respecto a los hallados en los "sedimentos pampeanos" infrayacentes, resulta manifiestamente menor. Su presencia ha sido anteriormente registrada en algunas localidades por otros autores. Entre ellos, González Bonorino (1965: 83) consigna que los sedimentos del Postpampeano de la ciudad de Buenos Aires contienen una menor proporción de agregados arcillosos con relación a los incluidos en los depósitos del Pampeano.

De acuerdo a los datos indicados, resulta razonable admitir que estas diferencias pueden atribuirse, en parte, a sus distintos orígenes. En este aspecto, teniendo en cuenta que el pasaje entre estas dos entidades es neto, marcado por una discordancia erosiva, como asimismo su similitud litológica, se considera que la entidad superior se encuentra en gran parte constituida por materiales aportados por la entidad subyacente. Esta procedencia, además de la indispensable participación de un conjunto de condiciones ambientales, habría sido la causa fundamental para que la litología de los "Sedimentos Postpampeanos" no difiera mayormente, salvo en el grado de consolidación de aquéllos que integran los "sedimentos pampeanos", aunque en sus componentes se compruebe una evidente variación porcentual, principalmente en el contenido de agregados arcillosos.

Como fuera anteriormente manifestado, en los "sedimentos pampeanos" es común la existencia de distintas características pedogénicas (Riggi et al., 1986), que alcanzan como en el caso extremo, des-

Tabla 2. Fracciones granométricas de las unidades lito y edafoestratigráficas reconocidas. En las tablas 2 y 3 se incluyen algunas muestras cuyos números no se encuentran en los perfiles correspondientes a la figura 2. Esta circunstancia se debe a que los autores han considerado a las mismas ubicadas en las proximidades de los perfiles, como más representativas de las unidades estudiadas.

A R E A	L I T O C L A S I F I C A D O	NÚMERO DE MUESTRA	FRACCIONES GRANOMÉTRICAS						UNIDADES LITO Y EDAFOES- TRATIGRA- FICAS
			ARENA		LIMO		ARCILLA		
			%	%A.J.	%	%A.J.	%	%A.J.	
I	1	233D	35,28	36,43	49,15	50,75	12,42	12,82	FLP  MG  SP
		222C	38,41	39,07	50,75	51,62	9,15	9,31	
		227D	53,36	56,01	35,62	37,38	6,30	6,61	
		209A-E	47,93	47,37	40,85	40,38	12,40	12,25	
		208A-D	34,21	35,37	49,33	50,99	13,20	13,64	
		211A-C	62,39	64,64	27,60	28,60	6,52	6,76	
		101B2	30,59	31,43	58,80	60,40	7,95	8,17	
		93B1	36,00	35,29	50,85	49,85	15,15	14,86	
		85C	73,10	71,23	20,97	20,43	8,55	8,34	
		185A	31,10	32,58	49,67	52,04	14,67	15,38	
	2	114A	18,07	16,87	50,97	53,51	28,22	29,82	FLP
		13C1	36,03	36,07	49,92	49,99	13,92	13,94	MRS
		113B1	32,31	32,40	43,05	43,16	24,37	24,44	
		84A1	32,82	32,01	59,12	57,64	10,62	10,35	MG
45A		68,88	68,00	29,07	28,70	3,35	3,30		
1B		71,27	69,98	25,72	25,26	4,85	4,78		
II	3	Q.G. 9	62,88	64,56	28,75	20,52	5,77	5,92	FLP
		Q.G. 8	38,82	39,40	48,77	49,76	10,62	10,84	SPB
		Q.G. 4	52,75	55,07	37,42	49,06	5,62	5,87	MG
		Q.G. 3	34,84	37,28	51,87	55,50	6,75	7,22	
		Q.G. 2 (1)	44,82	45,44	47,87	48,53	5,95	6,03	
		Q.G. 2	50,32	52,51	39,20	40,90	6,32	6,59	
		Q.G. 11	63,71	63,11	30,42	30,13	6,82	6,76	
		Q.G. 1	55,98	54,72	39,15	38,27	7,17	7,01	
	4	Q.G. 24	34,80	32,73	56,35	53,31	14,75	13,96	MRS
		Q.G. 23	99,28	9,71	62,06	64,94	24,22	25,35	SPCV
		Q.G. 22	24,95	24,93	58,50	58,44	16,65	16,63	MG
		Q.G. 21	32,58	32,27	57,22	56,67	11,17	11,16	
		Q.G. 20	50,54	46,96	49,42	45,93	7,85	7,11	
III	5	S.CH. 13	28,53	27,80	64,14	62,52	9,92	9,68	MRS
		S.CH. 12	15,24	14,27	81,87	76,78	9,55	8,95	SPCV
		S.CH. 11	21,80	21,62	70,46	69,86	8,60	8,52	MG
		S.CH. 10	55,60	52,49	43,32	40,90	7,00	6,61	
		S.CH. 9	27,02	26,44	65,41	64,02	9,76	9,54	
	6	S.CH. 19	44,22	43,64	50,80	49,93	6,52	6,43	FLP
		S.CH. 18	19,64	19,59	57,20	56,94	23,57	23,47	SPCV
		S.CH. 16	42,36	43,02	45,22	45,93	10,88	11,05	MG
		S.CH. 14	21,44	21,46	65,25	65,32	13,20	13,22	
	7	S.G. 8	57,18	58,32	35,90	36,61	4,97	5,07	FLP
		S.G. 7	36,08	36,37	56,55	55,48	9,32	9,15	MRS
		S.G. 6	40,03	40,85	41,88	42,73	16,10	16,42	SPCV
		S.G. 5	28,19	27,93	56,82	56,29	15,92	15,78	MG
		S.G. 4	36,35	38,56	46,80	49,64	11,12	11,80	
8	S.G. 2	73,54	71,47	23,12	22,48	6,22	6,05	FLP	
	S.G. 1	59,14	60,26	29,77	30,34	9,22	9,40		

SP=II SEDIMENTOS PAMPEANOS II      MG=MIEMBRO GUERRERO  
 FLP= FORMACION LA POSTRERA      MRS=MIEMBRO RIO SALADO  
 SPCV=SUELO PUESTO CALLEJON VIEJO      SPB=SUELO PUESTO BERRONDO

cripto recientemente por Teruggi e Imbelloni (1987), a constituir un conjunto de paleosuelos superpuestos que ocupan la totalidad de un afloramiento que alcanza a unos 6 m de potencia.

En los "Sedimentos Postpampeanos", en cambio, salvo en los casos en que se encuentran remanentes de suelos soterrados, no se observan caracteres pedogénicos. Por esta razón podría inferirse

que los agregados arcillosos de estas acumulaciones, en gran parte provienen de la erosión de los "sedimentos pampeanos".

Una prueba de la referida procedencia sería el hallazgo en las muestras de la Formación Luján, expuesta en las barrancas del río Quequén Grande (Paso Otero), de agregados arcillosos con textura esferulítica, cuyo aspecto es similar al registrado en los agregados incluidos en un horizonte K correspondiente a los "sedimentos pampeanos" (Formación Ensenada), expuestos en la excavación donde actualmente se construye el nuevo Teatro Argentino en la ciudad de La Plata (Riggi *et al.*, 1986).

Sin embargo, los "Sedimentos Postpampeanos" de algunas localidades del sur bonaerense acusan mayores porcentajes de agregados arcillosos. Se estima que dicho incremento habría sido controlado por la posición geográfica de los depósitos de donde estos agregados provienen, muy probablemente ubicada en las proximidades del lugar de acumulación, como para alcanzar mayor efectividad la desintegración de los mismos durante la erosión de los "sedimentos pampeanos", o porque éstos, ubicados en el sur bonaerense (Plioceno), tendrían cantidades mayores que los del norte (Pleistoceno medio y superior).

#### ANÁLISIS MINERALÓGICO

Las determinaciones mineralógicas se realizan principalmente en la fracción arena, no obstante se trató de reconocer algunos componentes integrantes de las fracciones limo y arcilla, esta última mediante difracción de rayos X.

Considerando que el material arenoso que integra las unidades de los "Sedimentos Postpampeanos" proviene en gran parte de los "sedimentos pampeanos", para la realización de un análisis comparativo más completo se han evaluado los componentes monominerales más importantes.

Para este propósito, se han tenido en cuenta los valores registrados en la ciudad de Buenos Aires (González Bonorino, 1965) como aquéllos recalculados correspondientes a las barrancas extendidas en la zona costera entre Mar del Plata y Miramar (Teruggi *et al.*, 1957), incluyéndose asimismo, los resultados alcanzados en el estudio de las excavaciones practicadas en la ciudad de La Plata para la construcción del Nuevo Teatro Argentino (Riggi *et al.*, 1986) y algunas muestras de los perfiles levantados para la realización del presente trabajo. Es de señalar que los únicos datos disponibles corresponden a las localidades citadas. No obstante el distanciamiento de ellas, se ha considerado conveniente

realizar este análisis y así establecer probables diferencias entre los "Sedimentos Postpampeanos" y los "sedimentos pampeanos". Por ello, estas comparaciones con los últimos sedimentos mencionados (Formaciones Arroyo Chasicó, Monte Hermoso, Epecuén, La Norma, etc.) sólo confirmarían las probables diferencias.

Los componentes monominerales referidos están integrados por vitroclastos, cuarzo, plagioclasas y feldespatos alcalinos. Es de aclarar que, siguiendo el criterio de González Bonorino (1965) en el grupo de los feldespatos alcalinos han sido incluidos los feldespatos potásicos y las plagioclasas más sódicas. En los restantes componentes participan clastos líticos (principalmente volcánicos), algunos alterados y minerales pesados (opacos, clinopiroxenos, anfíboles, biotita, moscovita, epidoto, zoisita, clinozoisita, granate, clorita, zircón, lamprobolita, etc.).

Con respecto al porcentaje de minerales pesados, no se efectuaron separaciones mediante líquidos apropiados por dificultades de orden práctico (abundancia de líticos con metástasis ferruginosa). Al respecto, González Bonorino (1965) estima que el Pospampeano contiene mayores porcentajes de pesados que el Pampeano.

Dado que las características mineralógicas de los "Sedimentos Postpampeanos" son similares a las propias de los "sedimentos pampeanos", se considera innecesaria la inclusión de una detallada descripción de las mismas en el presente estudio; los autores anteriormente mencionados aportan en sus respectivos trabajos una amplia información acerca de las características de los distintos componentes como también de sus respectivas fuentes.

Si bien la mineralogía entre los referidos grupos sedimentarios resulta similar, se aprecian variaciones porcentuales significativas, principalmente en el contenido de vidrio volcánico.

En la ciudad de Buenos Aires y alrededores, de acuerdo a los perfiles publicados por González Bonorino (1965), los vitroclastos se presentan en cantidades muy variables en el Pampeano, tanto en sentido vertical como horizontal, faltando con frecuencia en ciertos niveles o participando en cantidades reducidas en los distintos perfiles estudiados. Este autor manifiesta que el aporte piroclástico continuó durante la acumulación de la mayor parte del Pampeano superior, decayendo hacia el final de esta etapa. Los registros porcentuales y parciales de vitroclastos por pozo, varían entre un mínimo de 7,41 y un máximo de 24,75. El promedio total porcentual, considerando la totalidad de los pozos registrados, alcanza el 17,57. Estos valores son similares a los

Tabla 3. Mineralogía de las unidades lito y edafoestratigráficas reconocidas.

A R E A	L O C A L I D A D	N U M E R O  D E  M U E S T R A	P O R C E N T A J E S					U N I D A D E  L I T O Y  E D A F O E S T R A T I G R A F I C A S	
			A G R E G A - D O S	V I T R O - C L A S T O S	C U A R Z O	F E L D E S P. A L C A L I N O S	P L A G I O C L A S A S		U N I D A D E
			A R C I L L O - S O S	F R A C C I O N A R E N A (0,062-0,125)					
I	1	233D	0,74	74,09	12,77	9,56	3,18	FLP          MG       SP	
		222C	0,04	70,03	7,99	9,99	11,99		
		227D	0,64	69,58	13,92	10,42	6,08		
		209A-E	0,85	48,57	12,62	15,52	23,29		
		208A-D	1,98	65,29	3,31	18,18	13,22		
		211 A-C	0,99	59,24	12,61	14,57	13,68		
		101 B2	1,75	96,79	0,92	1,38	0,91		
		93B1	1,01	69,46	7,39	13,89	5,26		
		85C	3,96	72,78	5,10	12,76	9,36		
	185A	17,09	44,13	7,34	16,17	32,36			
	2	114A	13,81	56,80	10,53	19,29	19,29	FLP  MRS   MG	
		13C1	5,68	51,73	20,69	19,54	8,04		
		113B1	0,37	73,53	10,25	6,83	9,39		
		84A1	10,61	55,45	10,27	12,14	22,14		
45B		1,37	54,07	20,15	11,28	14,50			
1B		0,33	47,72	20,18	8,24	23,86			
II	3	Q.G. 9	0,07	67,87	15,02	2,72	14,39	FLP SPB   MG   SP	
		Q.G. 8	0,13	64,13	3,79	9,42	22,65		
		Q.G. 4	1,68	45,91	16,66	11,47	25,96		
		Q.G. 3	2,89	59,02	20,65	12,11	8,22		
		Q.G. 2 (1)	2,57	74,17	8,19	8,19	9,45		
		Q.G. 2	3,52	49,93	15,83	14,93	19,31		
		Q.G. 11	6,98	30,96	28,14	11,47	29,41		
		Q.G. 1	34,20	33,39	58,40	13,44	24,68		
	4	Q.G. 24	28,11	38,18	7,27	10,91	43,64	MRS SPCV  MG	
		Q.G. 23	4,09	48,99	4,75	12,24	34,02		
		Q.G. 22	15,64	73,83	7,13	7,13	11,91		
		Q.G. 21	3,95	77,38	3,57	4,75	14,29		
		Q.G. 20	1,62	84,92	0,62	4,39	10,07		
III	5	S.CH. 13	1,80	47,15	19,99	24,29	8,57	MRS SPCV  MG	
		S.CH. 12	11,41	74,50	4,49	16,52	4,49		
		S.CH. 11	15,04	61,35	14,67	11,99	11,99		
		S.CH. 10	0,88	56,72	19,59	4,11	19,58		
		S.CH. 9	4,90	78,14	9,37	3,12	9,37		
	6	S.CH. 19	1,52	48,99	5,10	16,32	29,59	FLP SPCV  MG	
		S.CH. 16	8,15	38,49	9,61	11,55	40,35		
		S.CH. 15	4,07	65,56	6,66	5,55	22,23		
		S.CH. 14	4,36	66,13	5,13	8,20	20,54		
	7	S.G. 8	3,65	37,53	27,09	14,54	20,84	FLP MRS SPCV  MG	
		S.G. 7	11,28	60,01	5,61	8,56	25,72		
		S.G. 6	34,43	28,31	20,65	20,65	30,19		
		S.G. 5	19,83	24,99	15,39	11,46	46,16		
		S.G. 4	15,44	27,78	9,25	18,51	44,46		
	8	S.G. 2	0,00	21,63	16,21	20,27	41,89	FLP	
		S.G. 1	1,35	32,18	9,19	26,44	32,19		
SP="SEDIMENTOS PAMPEANOS"			MG=MIEMBRO GUERRERO			SPCV=SUELO PUESTO			
FLP=FORMACION LA POSTRERA			MRS=MIEMBRO RIO SALADO			CALLEJON VIEJO			
			SPB=SUELO PUESTO BERRONDO						

obtenidos en el perfil levantado en las excavaciones realizadas para la construcción del nuevo Teatro Argentino y en la intersección de las calles 11 y 45 en la ciudad de La Plata, con valores de 17,40 % y 21,70 %, respectivamente (Riggi *et al.*, 1986).

Por otra parte, de la totalidad de muestras estudiadas correspondientes a los "Sedimentos

Postpampeanos" del sur bonaerense, en el 88 % de las mismas predominan los vitroclastos con valores elevados, variables entre el 25 % y 96 %. En el porcentaje restante resultan más abundantes las plagioclasas, mientras que el cuarzo y el fedespato alcalino se encuentran con valores relativamente bajos con cifras de uno o dos dígi-

tos, estos últimos generalmente inferiores a la tercera decena (ver tabla 3).

De la comparación porcentual de vitroclastos contenidos en los "sedimentos pampeanos" de distintas localidades del ámbito bonaerense, con los valores establecidos en el conjunto de los "Sedimentos Postpampeanos" aquí analizados, surgen variaciones muy marcadas que permiten su diferenciación y además esbozar alguna interpretación.

En general se aprecia que el contenido de vitroclastos en el segundo conjunto sedimentario mencionado acusa cantidades muy superiores con relación al primero, alcanzando valores aproximados al 58 % como promedio de la totalidad de las muestras estudiadas. Cabe advertir, que en el conjunto infrayacente, ya sea localmente en los perfiles estudiados o de otros puntos de la llanura bonaerense, el contenido de estos piroclastos se encuentra por debajo del 25 % (tabla 3). Este manifiesto aumento de la participación vitroclástica estaría muy probablemente vinculado a una reactivación del volcanismo cordillerano durante el final del Pleistoceno y el Holoceno.

En cuanto a la forma de transporte de este material, se presume que por presentar sus aristas indicios de desgaste, habrían sido reiteradamente transportados por remoción de acumulaciones de cenizas volcánicas extendidas en el región extraandina, incorporándose eólicamente al material sedimentario en tránsito, erosionado a partir de los "sedimentos pampeanos" distribuidos en el área bonaerense.

González Bonorino (1965) señala que el material epiclástico referido proviene de un conjunto de fuentes genéticas y geográficamente distintas. Entre ellas menciona, en primer término, el escudo brasileño como originario de parte del cuarzo y el microclino. Asimismo, manifiesta que algunos componentes tienen una procedencia más compleja, con participación de clastos de rocas traquíticas, traquiandesíticas y pórfiros cuarcíferos, estos últimos derivados de la "Serie Porfírica" expuesta en el sector norte patagónico. También los referidos clastos son característicos en las areniscas pertenecientes a la Formación Río Negro, marginalmente extendida en las provincias de Buenos Aires, Río Negro y La Pampa. Por otra parte, atribuye la presencia, aunque en una proporción bastante menor del basamento de las Sierras Pampeanas, en parte por contribución directa y en parte por remoción de las areniscas rojas permotriásicas y terciarias que se encuentran adosadas a las mismas, en la actualidad parcialmente eliminadas por erosión.

En cuanto a la naturaleza de las arcillas en términos generales indica que la procedencia de la illita

se encuentra vinculada a los fragmentos líticos y minerales feldespáticos de la región peripampeana, mientras que la montmorillonita proviene de rocas meteorizadas de la cuenca paranense. Este cambio composicional en el tipo de arcilla sería el resultado de la sustitución del drenaje paranense primitivo por el drenaje pampeano.

Procedencias similares habrían sido propuestas por Teruggi *et al.*, (1957), aunque estos autores no mencionan la posibilidad de un aporte del escudo brasileño.

Es importante consignar, de acuerdo a las observaciones de laboratorio realizadas por los autores del presente trabajo en muestras correspondientes a dos perfiles (ríos Sauce Grande y Sauce Chico con las intersecciones de las rutas N° 51 y N° 33, respectivamente), que las Sierras Australes también han contribuido con material clástico a la integración de estos sedimentos. Esta apreciación deriva del reconocimiento de "nuevos" materiales constituidos principalmente por fragmentos cuarcíticos y granos de cuarzo marginalmente reemplazados por laminillas micáceas verdosas muy claras, dispuestas paralelamente, integrando un tipo similar al conocido en la literatura petrográfica como "chevaux de frise". Esta clase de reemplazo ha sido identificada en rocas cuarcíticas de la Formación Hinojo (Serie de Curamalal, Silúrico) que afloran en las mencionadas sierras (Leguizamón y Teruggi, 1989).

Por otra parte, teniendo en cuenta los inconvenientes que se presentan cuando se intenta reconocer ciertos componentes, sobre todo de la fracción limo fino, es posible establecer mediante un análisis somero algunas generalidades. En algunos sedimentos se distingue una disminución de litoclastos, como así mismo, un aumento de minerales pesados. En otros, es posible percibir una disminución de material orgánico silíceo, mientras que hay casos con cierta abundancia del mismo, principalmente cuando participan formas alargadas, finas y/o pequeñas, como espículas de esponjas, ejemplares del género *Synedra* o cuando los frústulos de diatomeas sólo alcanzan dimensiones muy pequeñas. Asimismo, el aumento suele obedecer a la presencia de pequeñas células de gramíneas o de frústulos de diatomeas quebradas.

Los análisis efectuados en la fracción arcilla han revelado que la totalidad de los sedimentos estudiados muestran estructuras con un grado deficiente de cristalinidad.

En cuanto a la presencia y porcentajes estimados de los minerales arcillosos, también es posible apreciar que no existen diferencias significativas



para distinguir a las distintas unidades. En general predomina la illita sobre el resto de los argilominerales. La montmorillonita es escasa, aunque en algunos casos, como acontece en ciertos niveles de los "sedimentos pampeanos" subyacentes, del Miembro Guerrero, Suelo Puesto Callejón Viejo y Miembro Río Salado, el porcentaje estimado puede aumentar hasta alcanzar valores similares a la illita y/o caolinita y/o clorita. Con mayor frecuencia la caolinita y/o clorita se encuentran como vestigios, mientras que los minerales interstratificados, por norma presentan una definición poco clara y, además, en algunos casos participan como vestigios, como también el cuarzo, feldespatos, calcita y yeso. Además, se advierte que las características señaladas mantienen cierta correspondencia con las determinadas en los "sedimentos pampeanos" de la ciudad de La Plata (Riggi *et al.*, 1986).

### ANÁLISIS GEOLOGICO

El presente análisis se refiere a los conocimientos alcanzados acerca de los "sedimentos pampeanos" (Fidalgo *et al.*, 1975) y de las acumulaciones correspondientes a los "Sedimentos Postpampeanos" de este sector bonaerense.

Los mayores aportes realizados, desde el punto de vista sedimentológico, con respecto a los "sedimentos pampeanos" corresponden a Teruggi *et al.* (1957), para la zona de barrancas comprendida entre Mar del Plata y Miramar, cuyos depósitos más antiguos incluyen a la denominada Formación Chapadmalal (Kraglievich, 1952), del Plioceno superior, siguiendo en orden estratigráfico sedimentos asimilables al "Ensenadense" y "Bonaerense" (Frenguelli, 1957). Con similar orientación González Bonorino (1965) estudió el Pampeano correspondiente al "Ensenadense" y "Bonaerense" de la ciudad de Buenos Aires y alrededores, realizando además algunas observaciones en relación a los depósitos del Pospampeano.

En consecuencia, teniendo en cuenta los escasos conocimientos alcanzados sobre el tema, deberán considerarse con cierta precaución las generalidades mineralógicas que puedan resultar del estudio de los "sedimentos pampeanos", expuestos en los ríos Sauce Grande, Sauce Chico y Quequén Grande, cuya ubicación estratigráfica posiblemente sea anterior al "Ensenadense" y "Bonaerense".

En la región estudiada, los "sedimentos pampeanos" constituyen la mayor parte de la roca de base o substrato sobre el que se apoyan los "Sedimentos Postpampeanos", que en su parte inferior comienzan con el Miembro Guerrero de la Formación

Luján (Fidalgo *et al.*, 1973), del Pleistoceno tardío. Dicha entidad corresponde a un depósito de origen principalmente fluvial, perteneciente a una típica planicie de inundación con muy baja pendiente, salvo en las inmediaciones de las Sierras Septentrionales, donde se interna en sectores de relieve algo más pronunciado entre afloramientos del basamento cristalino.

Tanto en la llanura como en las vecindades de las Sierras Septentrionales y Australes, el Miembro Guerrero comienza con rodados de "tosca" entre 1 y 2 cm de diámetro, englobados por una matriz arenolimsa de color castaño a castaño amarillento. En zonas aledañas a las Sierras Australes y en sectores internos de las Sierras Septentrionales, el Miembro Guerrero suele presentar en su base una coloración castaño a castaño grisácea, conteniendo además de los rodados mencionados, clastos procedentes de las unidades premesozoicas, como cuarcitas, limolitas, areniscas, granitos, migmatitas, etc.

En todas las localidades estudiadas, los sedimentos del Miembro Guerrero pasan gradualmente a acumulaciones aparentemente más finas, de coloración verdosa a verde amarillenta hasta verde grisácea hasta el tercio medio y superior de la unidad. Estas acumulaciones corresponden a las clásicamente conocidas bajo la denominación de Lujanense.

En la actualidad estos depósitos se interpretan como acumulados bajo condiciones de un clima árido a semiárido de baja temperatura, contemporáneos al menos en su tercio superior con la Formación La Postrera (parte inferior), ambos portadores de una fauna de mamíferos extinguidos.

Estos sedimentos fluviales constituyen los más antiguos testimonios del comienzo de la elaboración de la red de drenaje, habitualmente observada en la región, con excepción de algunas zonas aledañas a las Sierras Australes, donde aparecen depósitos de pie de monte de mayor antigüedad, aún no investigados.

Simultáneamente con la acumulación del tercio superior del Miembro Guerrero, se depositaron sobre las divisorias próximas sedimentos eólicos correspondientes a la parte inferior de la Formación La Postrera (tabla 1), constituidos por limos de color amarillento grisáceo hasta castaño blanquecino.

Sobre el referido miembro se desarrolló el Suelo Puesto Callejón Viejo, de aspecto "chernozoides", muy probablemente formado como consecuencia de un aumento de la temperatura durante las postrimerías del Pleistoceno y comienzos del Holoceno, época cuando comienzan a prevalecer condiciones de mayor humedad. Asimismo, es probable que es-

te suelo se halla desarrollado en el tramo inferior de la Formación La Postrera (véase tabla 1).

De ser correcta esta última interpretación, el único testimonio de una posible pedogénesis sería la existencia de carbonato de calcio pulverulento localizado en el contacto (discordancia) que separa los dos depósitos superpuestos de los sedimentos eólicos mencionados.

Por encima del Suelo Puesto Callejón Viejo se acumularon los sedimentos fluviales correspondientes al Miembro Río Salado (Formación Luján). Con frecuencia es posible observar que dicho suelo ha sido totalmente erodado, pasándose aparentemente en forma gradual del Miembro Guerrero al Miembro Río Salado. Esta última entidad, de granometría fina, se caracteriza por su coloración gris blanquecina en seco y una estratificación muy fina hasta laminar, principalmente desarrollada hacia la base de la misma.

Conjuntamente con los sedimentos del Miembro Río Salado se depositaron, en zonas vecinas y divisorias, sedimentos eólicos de la Formación La Postrera. En las localidades donde se encuentra formada por depósitos superpuestos, pero sin la acumulación de carbonato de calcio mencionado, resulta problemática su diferenciación.

En la parte superior del Miembro Río Salado ha tenido lugar la formación de otro suelo, denominado Suelo Puesto Berrondo. Considerando que este último muestra características similares a las del Suelo Puesto Callejón Viejo y a la de los suelos actuales, se estima que ambos se formaron bajo condiciones climáticas (temperatura y precipitación) semejantes a las que rigen en la actualidad.

En los lugares donde el Suelo Puesto Berrondo no ha sido totalmente erodado con frecuencia es posible encontrarlo soterrado por el Aluvio Actual o por sedimentos eólicos correspondientes a la parte superior de la Formación La Postrera, caracterizada por presentar un suelo actual con desarrollo muy incipiente.

Con relación a la Formación La Postrera, cuando coexisten dos entidades superpuestas de esta unidad, generalmente se encuentran separadas por una discordancia erosiva debajo de la cual se observa un enriquecimiento de carbonato de calcio pulverulento, aunque las restantes particularidades megascópicas no presentan diferencias notables. También es posible observar remanentes de una Hz B bien desarrollado (Fidalgo *et al.*, 1986), separando las dos entidades mencionadas.

Otra característica que distingue a la unidad precedente consiste en las diferencias que presentan los perfiles de suelos. Existen casos con buen desarrollo, en los que se distingue claramente una Hz B

textural; en otros, el desarrollo resulta incipiente e incluso típicamente azonal, lo que induce a suponer la existencia de un tercer depósito correspondiente a la Formación La Postrera.

Desde el punto de vista geomórfico, las áreas serranas, en un caso muestran alturas de escasa magnitud aunque de relieve abrupto (Sierras Australes) y en el otro lomadas sumamente bajas, rodeadas por "sedimentos pampeanos" (Sierras Septentrionales).

En las Sierras Australes se desarrollaron cuencas fluviales que dieron lugar a la formación de pie de montes, como asimismo, terrazas fluviales que al alejarse de las serranías marcan en el paisaje los cauces de los ríos principales, erodando el material de una planicie de inundación, en general, de escaso desarrollo. En las cuencas que descienden de las Sierras Septentrionales, sólo se observan planicies de inundación de escaso desarrollo, en las que los ríos principales erodan verticalmente en forma pronunciada en las vecindades de las serranías, disminuyendo dicha profundización hacia las zonas distales de algunas partes del flanco norte, como los arroyos Tapalqué, Azul, de los Huesos, etc.

Las acumulaciones eólicas enmascaran con frecuencia las formas del paisaje extendiéndose preferentemente en un manto de 2 a 5 m de espesor, aunque en las zonas aledañas a las serranías pueden alcanzar entre 8 y 10 metros. De no registrarse la elevada proporción de vitroclastos en estos sedimentos, se asemejarían a los verdaderos loesses y así se los ha considerado comúnmente.

En amplios sectores de la costa atlántica y al oeste de Bahía Blanca, se han desarrollado verdaderos médanos constituidos por arenas medianas a gruesas, con partículas carbonáticas procedentes de conchillas trituradas, abarcando una franja paralela a la costa, de algunos centenares de metros hasta 1 o 2 km de ancho.

La mayor parte de los rasgos geomórficos vinculados con las unidades tratadas en el presente trabajo se desarrollaron entre el Pleistoceno tardío y la actualidad, correspondiendo los más recientes a los médanos costeros citados en el párrafo anterior.

## CONCLUSIONES

La litología de los "Sedimentos Postpampeanos" está constituida principalmente por limos gruesos y arenas limosas, con proporciones variables de arcilla. En algunos casos estos sedimentos son algo carbonáticos y/o yesíferos.

Carecen de las típicas concreciones carbonáticas (muñecos, etc.) contenidas en los "sedimentos pam-

peanos", si bien pueden aparecer en algunas localidades carbonatos estratiformes de espesores muy delgados, e incluso concreciones nodulares, radicales, etc.

Acerca de las estructuras sedimentarias mecánicas expuestas en la Formación Luján, la existencia de evidencia de estratificación aunque poco marcada, es una particularidad relativamente frecuente, mientras que en la Formación La Postrera la inexistencia de todo vestigio de la misma es excluyente.

Presentan una marcada disminución de agregados arcillosos, con relación a los contenidos en los "sedimentos pampeanos".

La distribución vertical de vitroclastos resulta generalmente más regular que la registrada en los "sedimentos pampeanos".

Los "Sedimentos Postpampeanos" suelen contener valvas de moluscos en cantidades variables con relación a las localidades y ubicación de los perfiles, como también fragmentos óseos de mamíferos extinguidos y autóctonos.

EL Miembro Guerrero de la Formación Luján, como asimismo la parte inferior de la Formación La Postrera, contienen fauna extinguida, correspondiente al Pleistoceno tardío.

El Suelo Puesto Callejón Viejo representa el pasaje de condiciones climáticas áridas y semiáridas de épocas frías, a épocas más húmedas y templadas con alternancias de aridez que se habrían repetido dos o tres veces durante los últimos 10.000 a 20.000 años aproximadamente.

La textura de drenaje de las cuencas correspondientes a las Sierras Septentrionales y la Pampa Interserrana es generalmente gruesa, adquiriendo mayor relevancia cuando las mismas se desarrollan sobre rocas y acumulaciones del Cenozoico. En las Sierras Australes, la textura de drenaje varía entre mediana y fina, cuando las cuencas se encuentran sobre terrenos del Paleozoico, o entre mediana y gruesa cuando aquéllas se localizan sobre rocas y sedimentos del Cenozoico.

Los pie de montes, pedimentos de flanco y terrazas fluviales bien definidas, sólo se encuentran en las cuencas mayores que descienden de las Sierras Australes, no habiéndose observado en las

cuencas que lo hacen de las Sierras Septentrionales.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan su reconocimiento al Dr. F. Roellig por la dedicación puesta de manifiesto en el estudio difractométrico de las arcillas. Del mismo modo, a las autoridades del LEMIT, especialmente a los integrantes de la Sección Geología a cargo del Dr. C. Cortelezzi por las facilidades otorgadas para la realización del tamizado de las muestras. Al CONICET por los medios económicos facilitados, PID N° 314950088.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- AMEGHINO, F., 1889. *Contribución al conocimiento de los mamíferos de la República Argentina*. Acad. Nac. Cienc., Actas, 4: 1-1027, Córdoba.
- BURGOS, J. J. y A. L. VIDAL, 1951. *Los climas de la República Argentina, según la nueva clasificación de Thorntwaite*. Meteoros (Servicio Meteorológico Nacional): 3-32, Buenos Aires.
- DARWIN, C., 1846. *Geological observations in South America*. En: J. Murray Ed. "The Geology of the voyage of the Beagle". 1-272, Londres.
- FIDALGO, F., 1983. *Algunas características de los sedimentos superficiales en la cuenca del Río Salado y en la Pampa Ondulada*. Col. Inter. Hidrol. Grand. Llan., Com. Nac. Progr. Hidrol., 2: 1043-1067, Olavarría.
- \_\_\_\_\_ y P. E. TONNI, 1978. *Aspectos paleoclimáticos del Pleistoceno tardío-Reciente de la provincia de Buenos Aires*. Segunda Reunión Informativa del Cuaternario Bonaerense, CIC: 21-28, La Plata.
- \_\_\_\_\_ y \_\_\_\_\_, 1981. *Sedimentos eólicos del Pleistoceno tardío-Reciente en el área Interserrana bonaerense*. 8º Congr. Geol. Argent., Actas, 3: 33-39, San Luis.
- \_\_\_\_\_ y \_\_\_\_\_, 1982. *The Holocene in Argentina, South America in Chronostratigraphic subdivision of the Holocene*. (Mangerud, J., Birks, H. J. B. and Jäger, D. D., Editors). *Striae*, 16: 49-52, Uppsala.
- \_\_\_\_\_, F. O. DE FRANCESCO y U. R. COLADO, 1973. *Geología superficial en las Hojas Castelli, J. M. Cobo y Monasterio (Provincia de Buenos Aires)*. 5º Congr. Geol. Argent., Actas, 4: 27-39, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_ y R. PASCUAL, 1975. *Geología superficial de la llanura bonaerense (Argentina)*. 6º Congr. Geol. Argent., Relatorio, 103-138. Bahía Blanca.
- \_\_\_\_\_, R. O. GENTILE y H. A. CORREA, 1986. *Geología y Geomorfología en la Cuenca del Arroyo Tapalqué*. CIC. Inf. 30: 1-73, La Plata.

- FRENGUELLI, J.**, 1945. *El Piso Platense*. Rev. Mus. La Plata, Geol., 2 (17): 287-311, La Plata.
- \_\_\_\_\_, 1945b. *Las diatomeas del Platense*. Rev. Mus. La Plata. N. S. Sec. Paleontol., 3 (16): 77-211, La Plata.
- \_\_\_\_\_, 1950. *Rasgos generales de la morfología y la geología de la provincia de Buenos Aires*. LE-MIT. Ser. 2 (33): 1-72, La Plata.
- \_\_\_\_\_, 1957. *Neozoico*. En: *Geografía de la República Argentina*. Soc. Argent. Est. Geog. GAEA, 2, tercera parte: 1-115, Buenos Aires.
- GONZALEZ BONORINO, F.**, 1965. *Mineralogía de las fracciones arcilla y limo del Pampeano en el área de la ciudad de Buenos Aires y su significado estratigráfico y sedimentológico*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 20 (1): 57-150, Buenos Aires.
- KRAGLIEVICH, J. L.**, 1952. *El perfil geológico de Chapadmalal y Miramar, Provincia de Buenos Aires*. Resumen Preliminar, Rev. Museo Munic. Cienc. Nat. y Trad. Mar. del Plata, 1 (1): 8-37, Mar del Plata.
- LEGUIZAMON, A. y M. TERUGGI**, 1989. *Contribución al conocimiento petrológico estructural de las rocas de la Formación Hinojo, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires*. Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses, 323-329.
- NAGERA, J. J.**, 1932. *Primera Carta Geológica de Tandilia, Escala 1:500.000*. Impreso en Litografía Colombatti y Cía. Ltda, 123, Buenos Aires.
- POTTER, P. E., J. B. MAYNARD y W. A. PRYOR**, 1980. *Sedimentology of shale*. Spring Verlag, 1-303, New York, Heidelberg, Berlin.
- RIGGI, J. C., F. FIDALGO, O. MARTINEZ y N. PORRO**, 1986. *Geología de los "Sedimentos Pampeanos" en el Pdo. de La Plata*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 41 (3-4): 316-333, Buenos Aires.
- ROVERETO, C.**, 1914. *Studi di Geomorfología Argentina. IV. La Pampa*. Soc. Geol. Ital., Boll., 33: 75-128, Roma.
- SERVICIO METEOROLOGICO NACIONAL**, 1958a. *Estadísticas climatológicas 1901-1950*. Public. B1, 1: 1-44, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1958b. *Estadísticas climatológicas 1941-1950*. Public. B1, 6: 1-161, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1969. *Estadísticas climatológicas 1951-1960*. Public. B1, 6: 1-170, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1985. *Estadísticas climatológicas 1961-1970*. Estad. 35: 1-216, Buenos Aires.
- TAPIA, A.**, 1935. *Pilcomayo, Contribución al conocimiento de las llanuras Argentinas*. Dir. Min. Geol. Bol., 40: 1-124, Buenos Aires.
- TERUGGI, M. E., M. C. ETCHICHURY y J. R. REMIRO**, 1957. *Estudio sedimentológico de los terrenos de las barrancas de la zona Mar del Plata-Miramar*. Museo Argent. Cienc. Nat. "Bernardino Rivadavia", Rev., 4 (2), Geol.: 167-250, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, y **P. A. IMBELLONI**, 1987. *Paleosuelos loessicos superpuestos en el Pleistoceno superior-Holoceno, de la región de La Plata, provincia de Buenos Aires*. Ciencia del Suelo, 5 (2): 209-215.
- THORNTWAITE, C. W.**, 1948. *An approach toward a rational classification of climate*. The Geographical Review, 38 (1): 55-94.
- TONNI, E. P. y F. FIDALGO**, 1978. *Consideraciones sobre los cambios climáticos durante el Pleistoceno tardío-Reciente en la provincia de Buenos Aires. Aspectos ecológicos y zoogeográficos relacionados*. Ameghiniana, 15 (1-2): 235-259, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, y \_\_\_\_\_, 1982. *Geología y Paleontología de los sedimentos del Pleistoceno en el área de Punta Hermengo (Miramar, provincia de Buenos Aires)*. Aspectos paleoclimáticos. Ameghiniana, 19 (1-2): 79-108, Buenos Aires.
- TRICART, J.**, 1973. *Geomorfología de la Pampa Depresiva*. INTA, XII, Colección Científica, 1-202, Buenos Aires.
- VALENTIN, J.**, 1898. *Bosquejo geológico de la Argentina*, 2º Censo Nacional 1895; Parte geol.: 61-109, Buenos Aires.

Recibido: 5 de setiembre, 1989.  
Aceptado: 16 de enero, 1992.

**F. FIDALGO**  
**R. O. GENTILE**  
**H. A. CORREA**

Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata  
Paseo del Bosque s/n, 1900 La Plata  
Argentina

**J. C. RIGGI**

**N. PORRO**

Dirección Nacional de Minería y Geología  
Julio A. Roca 651 P. 10, Buenos Aires  
Argentina

## DATAACIONES DE ROCAS MAGMATICAS EN EL JURASICO INFERIOR DEL NORDESTE DEL MACIZO DEL DESEADO, SANTA CRUZ

Ricardo Varela, Hugo Pezzuchi, Adolfo Genini y Mario Zubia

**RESUMEN:** Se ofrecen los resultados de análisis isotópicos por el método Rb-Sr e isocronas para granitoides de la Formación La Leona, expuestos en Estancia La Calandria y por el método K-Ar para pórfidos mesosilícicos de la zona Estancias El Laurel-El Sacrificio. En el primer caso además se incluyen en el diagrama de evolución isotópica datos anteriores disponibles para afloramientos del Bajo de La Leona, comprobándose una identidad en edad y en valor de relación  $Sr^{87}/Sr^{86}$  inicial. Las edades de los granitoides ( $198 \pm 3$  Ma) y la de los pórfidos fenodacíticos biotíticos ( $192 \pm 5$ ;  $199 \pm 2$  Ma), indican la ocurrencia de procesos de intrusividad discordante y volcanismo en el Jurásico inferior. Se procura una interpretación tectónica del magmatismo.

**ABSTRACT:** Isotopic Rb-Sr analysis and isochrones from La Leona granitoids of Estancia La Calandria and K-Ar data from mesosilicic porphyries of the area Estancia El Laurel-El sacrificio, are presented. Previous isotopic data of Bajo de La Leona area are included in the first isochrone, checking the age and the  $Sr^{87}/Sr^{86}$  initial ratio. The ages of the granitoids ( $198 \pm 3$  Ma) and of the biotitic fenodacitic porphyries ( $192 \pm 5$ ;  $199 \pm 2$  Ma) point out to a non-conformable plutonic emplacement as well as a volcanic activity during the Early Jurassic. A tectonic interpretation of the magmatism is also attempted.

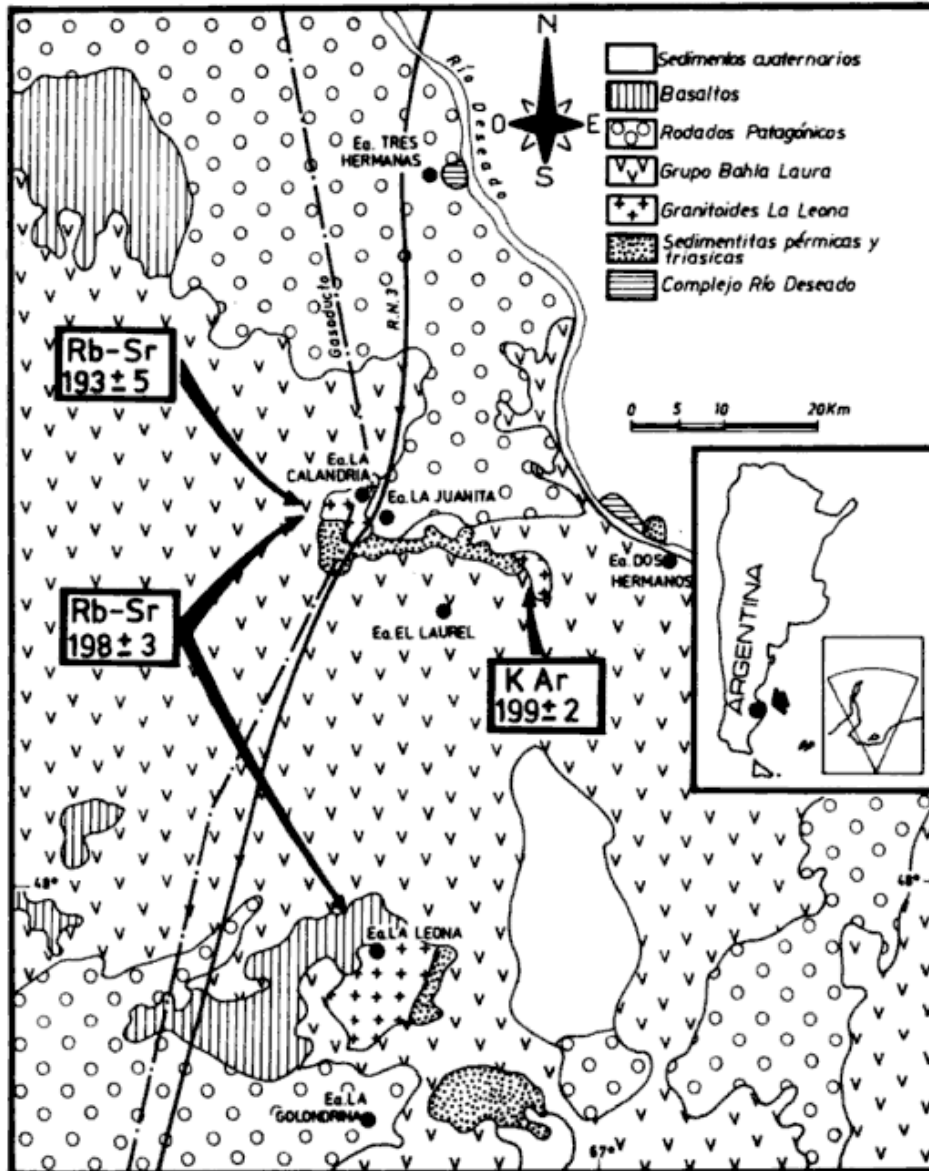
### INTRODUCCION Y ANTECEDENTES

En la composición geológica del sector nororiental del Macizo del Deseado (véase figura 1) participan: a) rocas metamórficas e ígneas de un Basamento Cristalino Precámbrico-Paleozoico inferior denominado Complejo Río Deseado (Viera y Pezzuchi, 1976); b) una cubierta sedimentaria neopaleozoico-omesozoica con megaflores, que consta de una sección pérmica (Formación La Golondrina, Arhangelsky, 1958; Formación La Juanita, Arrondo, 1972) y una sección triásica (Formación El Tranquilo, Di Persia, 1965); c) plutonitas granítico-granodioríticas de la Formación La Leona (Arrondo, 1972) intrusivas respecto a las sedimentitas pérmicas y triásicas; d) lavas mesosilícicas y ácidas más tobas y sedimentitas epiclásticas del Grupo Bahía Laura (Lesta y Ferello, 1972); e) basaltos de meseta, pefitas y psamitas de los llamados Rodados Patagónicos, del Terciario superior-Cuaternario.

Contribuciones con edades isotópicas han permitido ubicar cronoestratigráficamente algunos de los componentes mencionados. Edades anteriores al año 1977 han sido recalculadas con valores de constantes de desintegración en uso (Steiger y Jäger, 1977). En el Basamento ígneo-metamórfico cabe mencionar la datación K-Ar de anfibolitas de Estancia Dos Hermanos, con  $549 \pm 20$  Ma (Pezzuchi, 1978) y la de leuco-

granitos de Estancia Tres Hermanas, con  $420 \pm 10$  Ma, método Rb-Sr sobre roca total (Chebli *et al.*, 1976). La edad de los granitoides de la Formación La Leona es conocida por los datos Rb-Sr (edades aparentes o mínimas) sobre biotita de roca granítica de Estancia La Juanita, con  $199 \pm 7$  Ma (Halpern *et al.*, 1970), aquéllos del Bajo de La Leona sobre biotita de granodioritas y adamellitas, con  $197 \pm 10$ ,  $202 \pm 10$  y  $175 \pm 9$  (Stipanovic *et al.*, 1971) y por una determinación K-Ar sobre biotita de una adamellita de Estancia La Calandria, con  $202 \pm 5$  Ma comunicado por Chebli *et al.* (1976). Una edad K-Ar que se obtuviera sobre un leucogranito del Bajo de La Leona, con  $350 \pm 10$  Ma, fue considerada anómala por Godeas (1985) ya que los datos geológicos permiten deducir que el stock de leucogranito es post-Pérmico por ser intrusivo en sedimentitas de la Formación La Golondrina y aún posterior a la masa plutónica principal granodiorítica (aproximadamente 200 Ma) que es intruida por pequeños stocks de leucogranitos. Por último y para las volcanitas del Grupo Bahía Laura son numerosas las edades radiométricas disponibles, pudiendo citarse las obtenidas por el método K-Ar para rocas del Bajo de San Julián, con  $161 \pm 10$  a  $138 \pm 10$  Ma, en el Jurásico medio y superior (Spalletti *et al.*, 1982).

El conocimiento de las unidades geológicas pre-Grupo Bahía Laura ha tenido aportes en los últimos años sobre la base de mapeos detallados, como es el



**Figura 1:** Ubicación, bosquejo geológico y resultados radiométricos ofrecidos. Datos geológicos simplificados de Vergani y Stach (1984).

caso de la mención de nuevos afloramientos de basamento ígneo-metamórfico en el Bajo de La Leona por Marquez y Panza (1986). El mismo resultado han proporcionado reconocimientos efectuados por autores de esta contribución (H.P., A.G., M.Z., Giacosa *et al.*, 1990) en la zona de las estancias El Laurel-El Sacrificio, donde se descubrió que se exponen rocas metamórficas y eruptivas asociadas, atravesadas por diques de variada composición y edad desconocida. El otro autor (R.V.) tuvo oportunidad de visitar los afloramientos y se encargó de los análisis isotópicos para el cálculo de edades. En la oportunidad se consideró de interés efectuar determinaciones por el método Rubidio-Estroncio e isocronas para rocas plutónicas de Estancia La Calandria y la datación Potasio-Argón de

diques de pórfidos mesosilícicos que atraviesan el mencionado asomo de Basamento ígneo-metamórfico de Estancia El Laurel-El Sacrificio, que motivan la presente contribución.

### ROCAS DATADAS, METODOLOGIA APLICADA Y RESULTADOS OBTENIDOS

#### Estancia La Calandria

Se seleccionaron dos muestras para datación Rb-Sr, una correspondiente a una diorita (M1) y la otra a un granito (M2), en ambos casos de cortes efectuados para la instalación del gasoducto tendido localmente poco al oeste de la Ruta Nacional N° 3. La diorita (M1)

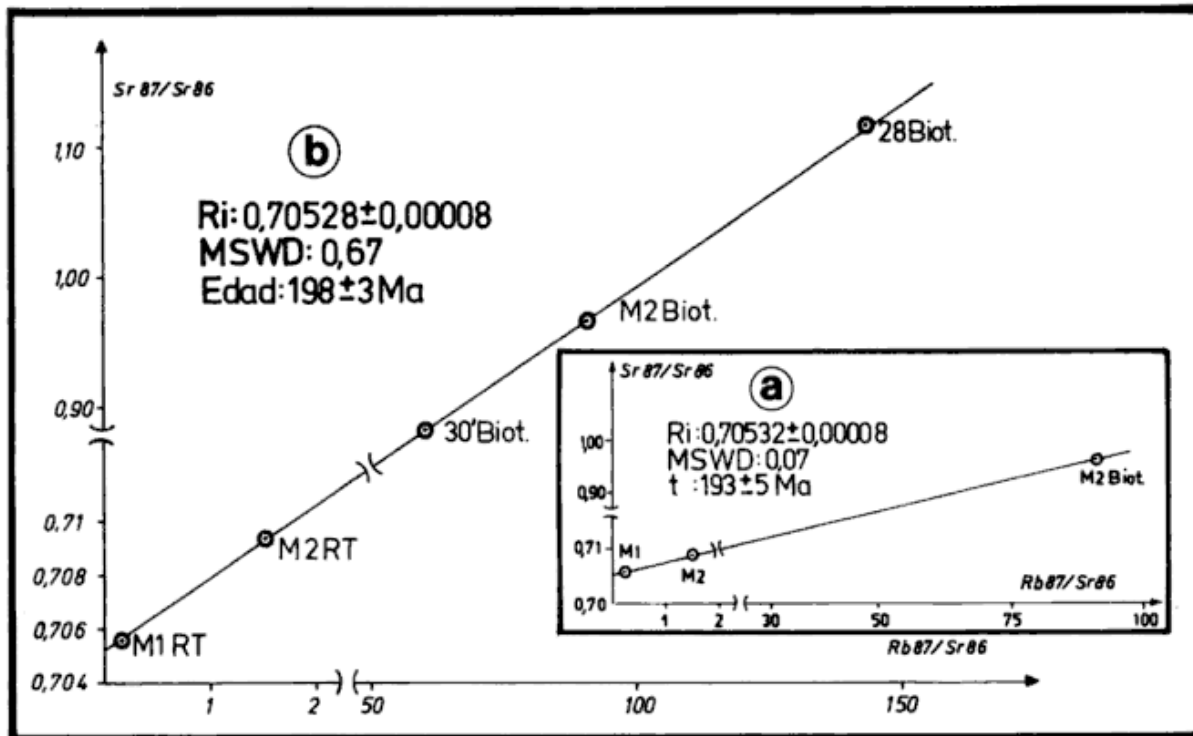


Figura 2: Diagramas isocrónicos para granitoides de la Formación La Leona. a) muestras de Estancia La Calandria; b) muestras de Estancias La Calandria y La Leona.

se caracteriza petrográficamente por ser mesocrática, tener textura granuda, con dominio de plagioclasa intermedia, escaso cuarzo (aproximadamente 5%), hornblenda verde y biotita castaño verdosa. Accesorariamente presenta abundantes cristales de minerales opacos y escasa titanita. Se clasifica como **diorita hornbléndico-biotítica** y se destaca el grado de conservación mineral, sin ningún signo de alteración. El granito (M2) presenta textura granuda mediana a gruesa, con relaciones locales micropegmatíticas a mirmequíticas. Es rico en cuarzo anhedral y en feldespatos; el feldespato potásico es una micropertita, en tanto que la plagioclasa es oligoclasa; la relación entre feldespatos la aproxima a una adamellita. El mafito presente es biotita, bien conservada y acompañada por escasos opacos y titanita. Se clasifica como **granito biotítico**.

Los contenidos de rubidio y estroncio de las rocas datadas fueron determinados preliminar y semicuantitativamente en el Laboratorio de Difracción y Fluorescencia de Rayos X de la Facultad de Ciencias Naturales de la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco. Sobre esta base, debido a las bajas relaciones  $Rb/Sr$  ( $\leq 0,5$ ), se decidió preparar un concentrado de biotita de M2, para de esta forma analizar dos rocas totales y una fase mineral. Las rocas totales fueron procesadas químicamente en el Centro de Inves-

tigaciones Geológicas (CIG) de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata, según técnica descrita en Varela *et al.* (1988) y en la que los contenidos de rubidio y estroncio son obtenidos por FRX y la composición isotópica de estroncio por espectrometría de masas en San Pablo, Brasil. El concentrado de biotita fue analizado en el Centro de Pesquisas Geocronológicas de la Universidad de San Pablo (Brasil) por el método de dilución isotópica y espectrometría de masas. Los datos analíticos constan en tabla 1.

El diagrama isocrónico (véase figura 2a) llevó al cálculo de la mejor recta según el modelo I de regresión propuesto por Mc Intyre (en Brooks *et al.*, 1972). La edad obtenida es de  $193 \pm 5 \text{ Ma}$ , con muy buen alineamiento de las tres determinaciones ( $MSWD: 0,07$ ) y una relación inicial  $Sr^{87}/Sr^{86}$  de  $0,70532 \pm 0,00008$ . Cabe señalar del mismo el comportamiento colinear de la biotita, que se desprende del cálculo independiente que puede efectuarse sólo con las dos rocas totales ( $t: 196 \text{ Ma}$ ;  $R_i: 0,7053$ ), una recta casi coincidente con la que se ha calculado incluyendo el análisis de biotita.

Por otra parte, con los datos aportados se puede demostrar el carácter comagmático de los afloramientos de Estancia La Calandria-La Juanita y los de Bajo de La Leona (véase figura 2b). Al efecto se ha resuelto según el modelo Mc Intyre I el diagrama

**Tabla 1. Datos analíticos método Rb-Sr. (1)  $\lambda Rb^{87}$ :  $1,42 \times 10^{-11} a^{-1}$ ; (2) tomados de Stipanovic et al. (1971).**

Nº Muestra campo	Lab.	Rb ppm	Sr pp	Rb/Sr	Rb <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	Edad Ma±1 σ (1)
M1 RT	CIG 236	41,8	808,5	0,05	0,150±0,003	0,70572±0,00008	
M2 RT	CIG 207	181,8	351,0	0,52	1,499±0,030	0,709469±0,000040	193±5
M2 Biot.	SPR 9064	802,0	26,12	30,7	91,02±1,19	0,95437±0,00257	198±3
28 Biot. (2)	Dallas	838	16,88	49,6	144±2,88	1,111±0,001	
30' biot. (2)	Dallas	574	27,46	20,9	60,5±1,21	0,8809±0,0009	

ma isocrónico para las dos rocas totales y un concentrado de biotita de Estancia La Calandria, más dos concentrados de biotita de una adamellita y una granodiorita del Bajo de La Leona, éstos últimos analizados por Halpern et al. (1970) con motivo del cálculo de edades mínimas (con Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> inicial asumido: 0,707). El conjunto de cinco análisis aporta con muy buen alineamiento (MSWD: 0,67) una edad de 198±3 Ma y una relación inicial Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup>: 0,70528±0,00008.

#### Estancia El Laurel-Estancia El Sacrificio

Rocas de diques mesosilícicos alojados en el sustrato ígneo-metamórfico en proximidades del camino que une Estancia El Laurel y Estancia El Sacrificio fueron analizadas por el método K-Ar. La roca tipo de estos diques presenta textura porfírica, con fenocristales de cuarzo y plagioclasa y pasta fina eutaxítica en la que se aprecia una orientación atribuible a flujo lávico. Algunos fenocristales de plagioclasa mayores al centímetro se encuentran parcialmente digeridos por la pasta. Esta última es rica en feldespatos, cuarzo y abundante biotita verde; la biotita también forma "coronas" alrededor de fenocristales de feldespato. La roca se clasifica como **pórfido fenodacítico biotítico**.

Para el trabajo de datación se separaron dos fracciones, una de ellas correspondiente a los fenocristales de plagioclasa y la otra a la pasta eutaxítica. Los datos analíticos se dan en tabla 2 y las edades son coherentes entre sí, con 192±5 y 199±2 Ma, respectivamente. Sobre esta base puede tomarse un promedio de ambos valores, aunque cabe indicar

que por su contenido de potasio (2,55 %) y bajo valor de argón atmosférico en la extracción correspondiente (4 %), debe darse mayor peso a la segunda determinación, de 199 Ma.

#### DISCUSION

Los análisis isotópicos método Rb-Sr por isocrona comunicados en esta contribución nos permiten:

- Ratificar, con ligero ajuste, la edad de emplazamiento de los granitoides de Estancia La Calandria-Estancia La Juanita, hacia los -193±5 Ma, Jurásico inferior de acuerdo con la escala de tiempo geológico propuesta por Menning (1989) o la adoptada por la Geological Society of America (Palmer, 1983), aunque más ampliamente Triásico superior-Jurásico inferior atendiendo a la incertidumbre que en dicha Escala tiene la ubicación del deslinde de ambos períodos geológicos (208±18 Ma);
- Proporcionar el valor de la relación isotópica inicial de estroncio (Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup>: 0,70532±0,00008) para el plutonismo de la Formación La Leona;
- Sobre la base de la colinearidad de la biotita respecto a la recta definida por rocas totales asegurar la no ocurrencia de eventos termo-tectónicos de importancia en el sector nororiental del Macizo del Deseado con posterioridad a esa edad. La temperatura de cierre del sistema geoquímico para la biotita en el par rubidio-estroncio es de 300°C (Bernard-Griffiths, 1985);
- La consideración de los datos provenientes de análisis isotópicos de biotitas aportados por Halpern et al. (1970), posible por el comprobado comportamiento colinear de dicha fase mineral, nos per-

**Tabla 2. Datos analíticos método K-Ar. (1)  $\lambda K^{40}$ :  $5,543 \times 10^{-10} a^{-1}$ ; error según Cox y Dalrymple (1967).**

Nº Lab.	Material	% K	Ar <sup>40</sup> Rad. x10 <sup>-6</sup> (cc STP/g)	Ar <sup>40</sup> Atm. %	Edad Ma±1 σ (1)
SPK 6173	Plagioclasa	0,420	3,30	28,0	192±5
SPK 6174	Pasta eutaxítica	2,44	19,92	4,0	199±2



mite a través del análisis del diagrama isocrónico correspondiente, asegurar el sincronismo y comagmatismo de ambos asomos, el de La Calandria-La Juanita y el del Bajo de La Leona. De esta manera cabe admitir una dimensión mínima de 60 km de longitud para el plutón correspondiente o área afectada por plutonismo. Se destaca que la antigüedad de  $198 \pm 3$  Ma, obtenida al considerar la totalidad de los datos disponibles, es tomada como la mejor datación para los granitoides de la Formación la Leona; al mismo tiempo es notorio que no hay modificación significativa de la relación  $Sr^{87}/Sr^{86}$  inicial, en este caso de  $0,70528 \pm 0,00008$ ;

e) La variedad y composición de rocas intrusivas citadas para la Formación La Leona y el valor de la relación isotópica inicial de estroncio, relativamente bajo, permiten indicar la proveniencia cortical del magmatismo, aunque con probable contaminación mantélica;

f) La datación de pórfidos fenodacíticos por su parte informa a través de la edad de  $192 \pm 5$  y  $199 \pm 2$  Ma, que en la comarca acaecían además procesos volcánicos hacia el Triásico superior-Jurásico inferior. El carácter discordante de los granitoides de la Formación La Leona, con aureolas de contacto en su caja, es compatible con el emplazamiento coetáneo de diques en un régimen no compresivo a extensional, por lo que se acepta el valor similar de fechados obtenidos para plutonitas y volcanitas;

g) La interpretación tectónica del magmatismo que nos ocupa puede hacerse a través de las contribuciones de Uliana *et al.* (1985), Rapela y Kay (1988) y Dalla Salda *et al.* (en prensa). Los primeros autores, mediante el estudio del importante volcanismo mesojurásico de Patagonia, interpretaron que el mismo representa la culminación de un episodio de deformación tensional, iniciado en el Triásico tardío o Jurásico temprano. Proponen además que el complejo volcánico de Patagonia, compatible por su geoquímica con una génesis relacionada a fusión de material cortical, está relacionado a la fase de transición entre un arreglo de subducción con losa poco inclinada y una configuración con losa altamente buzante, aunque no directamente ligada a procesos ígneos asociados al correspondiente arco magmático.

Rapela y Kay (1988), indican para el Pérmico-Jurásico medio una orientación geotectónica noroeste-sudeste, donde el denominado Batolito de Patagonia central cruza diagonalmente la Patagonia de noroeste a sudeste desde Lago Panguipulli en Chile ( $196 \pm 20$  Ma), Pilcaniyeu ( $195 \pm 5$  Ma), Gastre ( $208 \pm 1$  Ma) y posiblemente nordeste del Macizo del Deseado. Agregan que el magmatismo silíceo pue-

de representar fusiones corticales resultantes de intrusiones basálticas a profundidad y destacan la coincidencia de una principal zona de formación de cizalla y grabens. Las edades radiométricas aportadas en la presente contribución ratifican y amplían argumentos en favor de un magmatismo jurásico inferior (triásico superior?) en el noreste del Macizo del Deseado. Deben tenerse en cuenta además, por constituir puntos geográficos intermedios, los estudios geocronológicos y/o estratigráficos de rocas del Stock José de San Martín (K-Ar:  $207 \pm 10$ ,  $197 \pm 10$  Ma; Franchi y Page, 1980) y de la secuencia del Grupo Pampa de Agnia, en el curso medio del río Chubut, con importante actividad ígnea andesítica liásica (Musacchio, 1981).

Dalla Salda *et al.* (en prensa), en el sector noroccidental del macizo Norpatagónico describieron y caracterizaron geotectónicamente una asociación plutónico-volcánica triásica hasta Jurásico inferior (Chasicó-Mencué, 239-203 Ma). Allí se presentan para esa fecha evidencias de un estado extensional de la corteza, con palingénesis de su base, lo que provocó el emplazamiento de un plutonismo tonalítico-leucogranítico íntimamente asociado a la construcción de un gran plateau riolítico y cuencas distensivas con taflofloras triásicas y liásicas.

En suma, los datos que se aportan en esta contribución son coherentes con la interpretación de un magmatismo Triásico-Jurásico en Patagonia extraandina, debido a un proceso distensivo de corteza continental vinculado a un episodio de "rifting".

## AGRADECIMIENTOS

Al Sr. Miguel Viola, quien efectuó determinaciones por FRX en la Universidad Nacional de la Patagonia. Especial reconocimiento expresamos al Dr. Koji Kawashita, de la Universidad de San Pablo, Brasil, por el asesoramiento y apoyo brindado, que permitieron lograr los resultados presentados. Los Dres. C. Cingolani y L. Dalla Salda aportaron con sugerencias durante la elaboración del trabajo, que lo mejoraron sensiblemente.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ARCHANGELSKY, S., 1958. *Estudio geológico y paleontológico del Bajo de La Leona (Santa Cruz)*. Acta Geológica Lilloana, 2: 5-136, Tucumán.
- ARRONDO, O. G., 1972. *Estudio geológico y paleontológico en la zona de la estancia La Juanita y alrededores, provincia de Santa Cruz, Argentina*. Rev. Mus. La Plata, 7, Paleontol., 43: 1-194, La Plata.
- BERNARD-GRIFFITHS, J., 1985. *La méthode de datation Rubidium-Strontium*. En: Méthodes de data-

- tion par les phénomènes nucléaires naturels. Applications, 77-100, Masson. París.
- BROOKS, C., S. R. HART y W. WENDT**, 1972. *On the realistic use of two-error regression treatments as applied to Rb-Sr data*. Rev. Geophysics & Space Physics, 10 (2): 551-578.
- COX, A. y G. B. DALRYMPLE**, 1967. *Statistical analysis of geomagnetic reversal data and the precision of potassium-argon dating*. Jour. Geophys. Res., 72 (10): 2603-2614.
- CHEBLI, G. A., J. GEBHARD y M. MENZEL**, 1976. *Estratigrafía y magmatismo en la zona de la Estancia La Juanita y alrededores (Departamento Deseado, Provincia de Santa Cruz)*. 6º Congr. Geol. Argent., Actas, 1: 357-373, Buenos Aires.
- DALLA SALDA, L., R. VARELA y C. CINGOLANI**, en prensa. *Los granitoides de Chasicó-Mencué, Macizo Norpatagónico, Río Negro*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 46 (3-4).
- DI PERSIA, C.**, 1965. *Presencia de sedimentos triásicos en el ambiente del Deseado*. Acta Geológica Lilloana, 7: 147-154, Tucumán.
- FRANCHI, M. R. y R. F. N. PAGE**, 1980. *Los basaltos cretácicos y la evolución magmática del Chubut occidental*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 35 (2): 208-229, Buenos Aires.
- GIACOSA, R., M. MARQUEZ, H. PEZZUCHI y M. I. FERNADEZ**, 1990. *Geología y estratigrafía preliminar del complejo ígneo-metamórfico y rocas eruptivas asociadas en el Macizo del Deseado, área de las estancias El Sacrificio y El Laurel, Santa Cruz, Argentina*. 11º Congr. Geol. Argent., Actas, 2: 85-88, San Juan.
- GODEAS, M. C.**, 1985. *Geología en el Bajo de La Leona y su mineralogía asociada*. Provincia de Santa Cruz. Asoc. Geol. Argent., Rev., 40 (3-4): 262-277, Buenos Aires.
- HALPERN, M., M. UMPIERRE URQUHART y E. LINARES**, 1970. *Radiometric ages of crystalline rocks from southern South America as related to Gondwana and Andean geologic provinces*. Actas Upper Mantle Symposium: 345-356, Buenos Aires.
- LESTA, P. y R. FERELLO**, 1972. *Región extraandina de Chubut y norte de Santa Cruz*. En: *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc., 602-687, Córdoba.
- MARQUEZ, M.J. y J. L. PANZA**, 1986. *Hallazgo de basamento ígneo-metamórfico en el Bajo de La Leona, Departamento Deseado, provincia de Santa Cruz*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 41 (1-2): 206-209, Buenos Aires.
- MENNING, M.**, 1989. *A synopsis of numerical Time Scales 1917-1986*. Episodes, 12 (1): 3-5.
- MUSACCHIO, E. A.**, 1981. *Extratigrafía de la Sierra Pampa de Agnia en la región extraandina de la provincia de Chubut, Argentina*. 8º Congr. Geol. Argent., Actas, 3: 343-357, Buenos Aires.
- PALMER, A. R.**, 1983. *The Decade of North American Geology, 1983 geologic time scale*. Geology, 11 (9): 503-504.
- PEZZUCHI, H. D.**, 1978. *Estudio geológico de la zona de Estancia Dos Hermanos, Estancia 25 de Marzo y adyacencias, Departamento Deseado, provincia de Santa Cruz*. Fac. Cienc. Nat. y Mus. La Plata, Tesis Doctoral, inédito, La Plata.
- RAPELA, C. W. y S. M. KAY**, 1988. *Late Paleozoic to Recent magmatic evolution of northern Patagonia*. Episodes, 11 (3): 175-182.
- SPALLETTI, L. A., A. M. IÑIGUEZ RODRIGUEZ y M. MAZZONI**, 1982. *Edades radimétricas de piroclastitas y vulcanitas del Grupo Bahía Laura, Gran Bajo de San Julián, Santa Cruz*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 37 (4): 483-385, Buenos Aires.
- STEIGER, R. H. y E. JÄGER**, 1977. *Subcommission on Geochronology: Convention on the use of decay constants in Geo-and Cosmochronology*. Earth and Planetary Sci. Lett., 36 (3): 359-362.
- STIPANIC, P. N., R. O. TOUBES, J. P. SPIKERMANN y M. HALPERN**, 1971. *Sobre la composición y edad de algunas plutonitas del nordeste de la provincia de Santa Cruz, Patagonia (República Argentina)*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 26 (4): 459-467, Buenos Aires.
- ULIANA, M. A., K. T. BIDDLE, D. W. PHELPS y D. A. GUST**, 1985. *Significado del vulcanismo y extensión mesojurásicos en el extremo meridional de Sudamérica*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 40 (3-4): 231-253, Buenos Aires.
- VARELA, R., C. CINGOLANI y L. DALLA SALDA**, 1988. *Geocronología Rubidio-Estroncio en granitoides del Basamento de Tandil, provincia de Buenos Aires, Argentina*. 2º Jorn. Geol. Bonaerenses, Actas, 2: 291-305, Bahía Blanca.
- VERGANI, G. D. y N. H. STACH**, 1984. *Recopilación geológica de la provincia de Santa Cruz*. 9º Congr. Geol. Argent., Actas, 1: 605-618, Buenos Aires.
- VIERA, R. y H. PEZZUCHI**, 1976. *Presencia de sedimentitas pérmicas en contacto con rocas del "Complejo Metamórfico" de la Patagonia extraandina, Estancia Dos Hermanos, provincia de Santa Cruz*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 31 (4): 281-283, Buenos Aires.

Recibido: 13 de setiembre, 1989.

Aceptado: 17 de diciembre, 1991.

**R. VARELA**

Centro de Investigaciones Geológicas,  
UNLP y CONICET  
Calle 1 N° 644, 1900 La Plata, Argentina

**H. PEZZUCHI**

**A. GENINI**

**M. ZUBIA**

Centro de Exploración Patagonia Sur  
Secretaría de Minería y Universidad Nacional de la  
Patagonia San Juan Bosco  
Barrio Don Bosco, km. 8, 9003 Comodoro Rivadavia,  
Argentina

## EL BASAMENTO CRISTALINO DE LA REGION NORPATAGONICA DE LOS LAGOS GUTIERREZ, MASCARDI Y GUILLELMO, PROVINCIA DE RIO NEGRO

Luis H. Dalla Salda, Carlos A. Cingolani y Ricardo Varela

**RESUMEN:** Se efectuaron estudios petrológicos, estructurales, geoquímicos y geocronológicos sobre rocas que componen el basamento cristalino del ámbito norpatagónico. El mismo está compuesto por esquistos, gneises, cuarcitas, anfibolitas y migmatitas. En el lago Guillermo se destaca un importante cuerpo de anfibolitas. La estructura íntima presenta dos fases de deformación orientadas N75°/31°S y N130°/61°NE. El metamorfismo principal alcanza un grado medio a medio-alto. El complejo muestra también la presencia de intrusivos menores de composición tonalítica y granodiorítica, que acusan contenidos de Na<sub>2</sub>O relativamente bajos y son metaaluminosos, pudiendo haber derivados del manto. Por su parte las rocas básicas del lago Guillermo podrían haberse originado en un margen continental activo. La edad Rb/Sr obtenida de 727±48 Ma y la interpretación de las edades mínimas por el método K-Ar, conjuntamente con los datos petrológicos y estructurales, permitirían correlacionar a este basamento con el Complejo Colohuincul, generado por la actividad tectotérmica del denominado ciclo Brasileño.

**ABSTRACT:** Petrology, structure, geochemistry and geochronology of part of the rocks of the northpatagonian crystalline basement are presented. The latter is composed by schists, gneisses, quartzites, amphibolites and migmatites; in the Guillermo lake area a large amphibolite body is conspicuous. The intimate structure shows two main deformation phases trending N75°/31°S and N130°/61°NE. The main metamorphic event attained a middle to middle-high grade. Some minor metaaluminous low Na<sub>2</sub>O tonalite and granodiorite plutons, emplaced in the metamorphic complex, are interpreted as mantle derived, whereas the metabasites of Guillermo lake are more consistent with a continental active margin origin. The Rb-Sr 727±48 Ma age as well as the interpretation of the K-Ar data, jointly with the petrology and structures, allow to refer it to the Colohuincul Complex, supporting the evidence of the tecto-thermic activity of the Brazilian Cycle in the region.

### INTRODUCCION

El basamento de los Andes Norpatagónicos expuesto en la región al sur-suroeste de la ciudad de Bariloche se caracteriza por constituir un complejo ígneo-metamórfico. Sobre el mismo se desarrolló liminarmente el arco magmático meso-cenozoico y el conjunto se manifiesta actualmente como una serie de escamas tectónicas a lo largo del flanco oriental andino.

El complejo fue mapeado como "esquistos cristalinos asociados a rocas plutónicas del basamento" por Feruglio (1947); en tanto que como "rocas metamórficas" del basamento cristalino en general, fue también designado en la región y para sectores ubicados más al sur de ella, por González Bonorino (1944, 1946, 1973, 1974, 1979) y González Bonorino y González Bonorino (1978). Por su parte como Formación Lago Mascardi fue asignado por Greco (1975). Este último nominó otra unidad metamórfica (Formación Cerro El Fuerte) separada del "basamento cristalino" por su menor grado metamórfico y supuesta edad liásica, constituida por

pizarras esquistosas y ortocuarcitas asociadas a hornfelses, ubicada al norte del río Manso superior y lago Mascardi. Esta unidad quizás sea correlacionable, por su posible edad jurásica, con el Grupo Huemul (González Bonorino, 1979). Cabe señalar finalmente que este complejo metamórfico fue también mapeado por González Díaz y Nullo (1980), pero con la denominación de Formación Cushamen por correlación con las metamorfitas así designadas por Volkheimer (1964) en la región centro-occidental del Macizo Norpatagónico.

En este trabajo se aporta información de mayor detalle que la conocida hasta el momento sobre la petrología, estructura, geoquímica de algunas rocas, radiometría de las metamorfitas y plutonitas de las zonas de los lagos Guillermo, Mascardi y Gutiérrez. Los datos han sido agrupados de manera de poder caracterizar este basamento y aportar a la correlación con la Formación Colohuincul (Turner, 1965) de la zona ubicada al oeste de Junín de los Andes y con referencias geocronológicas anteriores para regiones cercanas (Parica, 1986; Linares *et al.*, 1988; Dalla Salda *et al.*, en prensa b) de tal for-

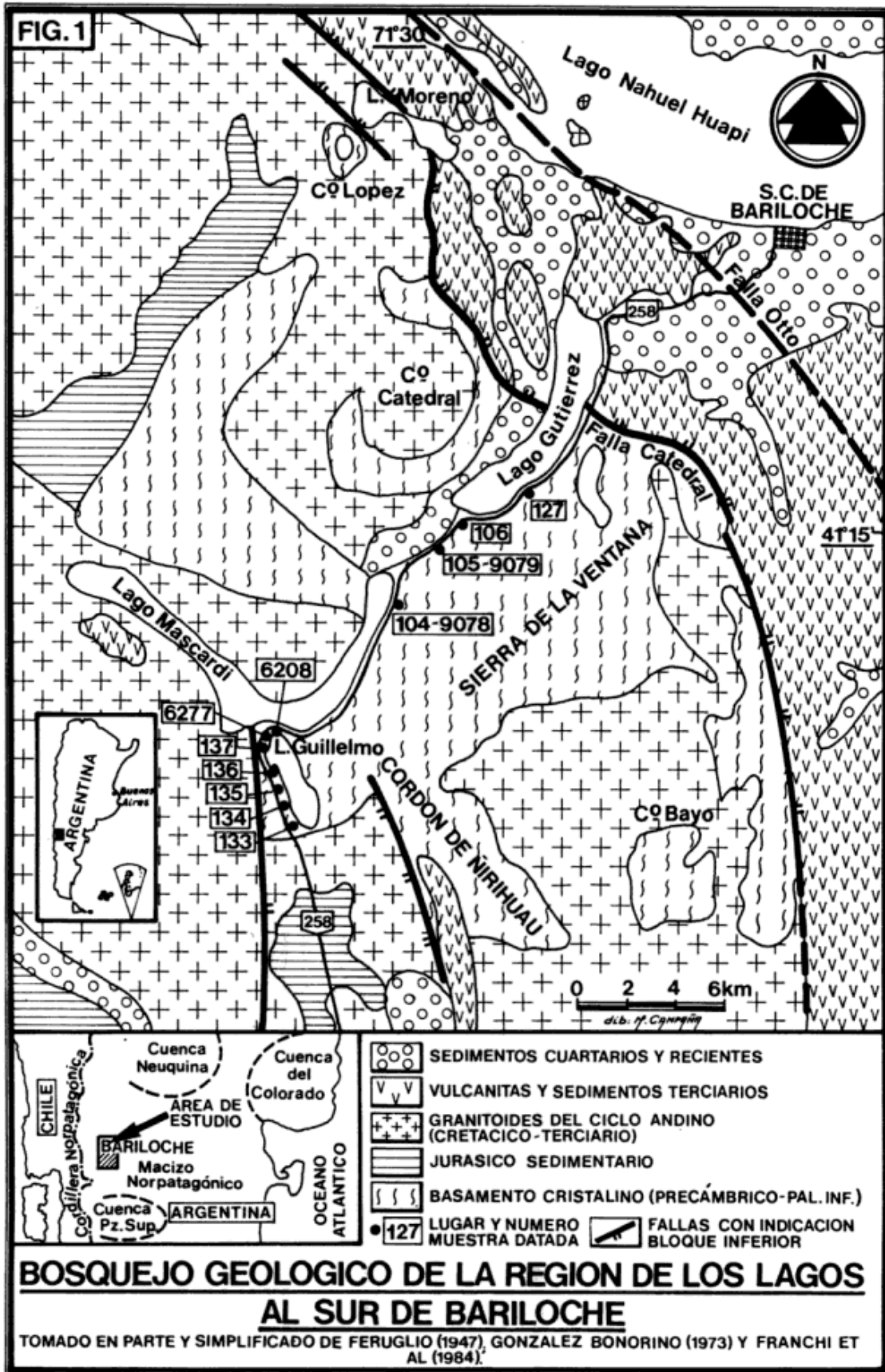


Figura 1: Geología de la región entre el sur del lago Nahuel Huapi y el lago Guillermo (provincia de Río Negro), en el sector occidental del Macizo Norpatagónico.

ma que ello permita precisar con mayor exactitud los eventos ígneo-metamórficos del basamento preandino del Macizo y la Cordillera Norpatagónica.

### CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL BASAMENTO DE LA REGIÓN

El basamento de la región de estudio se encuentra relativamente bien expuesto desde el lago Gutiérrez pasando por el flanco sur y sureste del cerro Catedral y la base del cerro Ventana, las costas del lago Mascardi, especialmente en la base del sector norte del cordón de Ñirihuau, y desde allí, continúa hacia el sur por las costas del lago Guillermo (véase figura 1). En buena parte los asomos están penetrados por los granitos andinos o cubiertos por volcánicas terciarias y relleno moderno. Hacia el este, el basamento mencionado es recubierto por las volcánicas y sedimentitas terciarias de la Formación Ventana (González Bonorino, 1973) o por depósitos glaciares y fluvio-glaciares, conos de deyección y detritos de falda serranos. Además el importante ciclo volcánico-sedimentario terciario emplazó numerosos cuerpos menores en él, tales como diques, chimeneas y masas intrusivas informes, conductos de los derrames de lavas y piroclásticas terciarias. Hacia el oeste se encuentra cubierto en parte, por los depósitos liásicos de la Formación Cerro El Fuerte o equivalentes de similar edad (Formación Millaqueo) o son reemplazados por los afloramientos de los importantes plutones del ciclo Andino.

En la región estudiada el basamento cristalino está compuesto por una asociación de esquistos y gneises asociados a migmatitas, anfibolitas y cuarcitas (o esquistos cuarzosos) en los cuales se emplazan cuerpos de granitoides de variada composición. En general son rocas similares a las descritas por González Bonorino (1973 y 1979) para las zonas de Sierras de la Ventana y Cuyín Manzano, correlacionadas en ese momento con las unidades del Paleozoico superior de la Cordillera de la Costa de Chile.

### ESTRUCTURA DEL COMPLEJO IGNEO-METAMORFICO

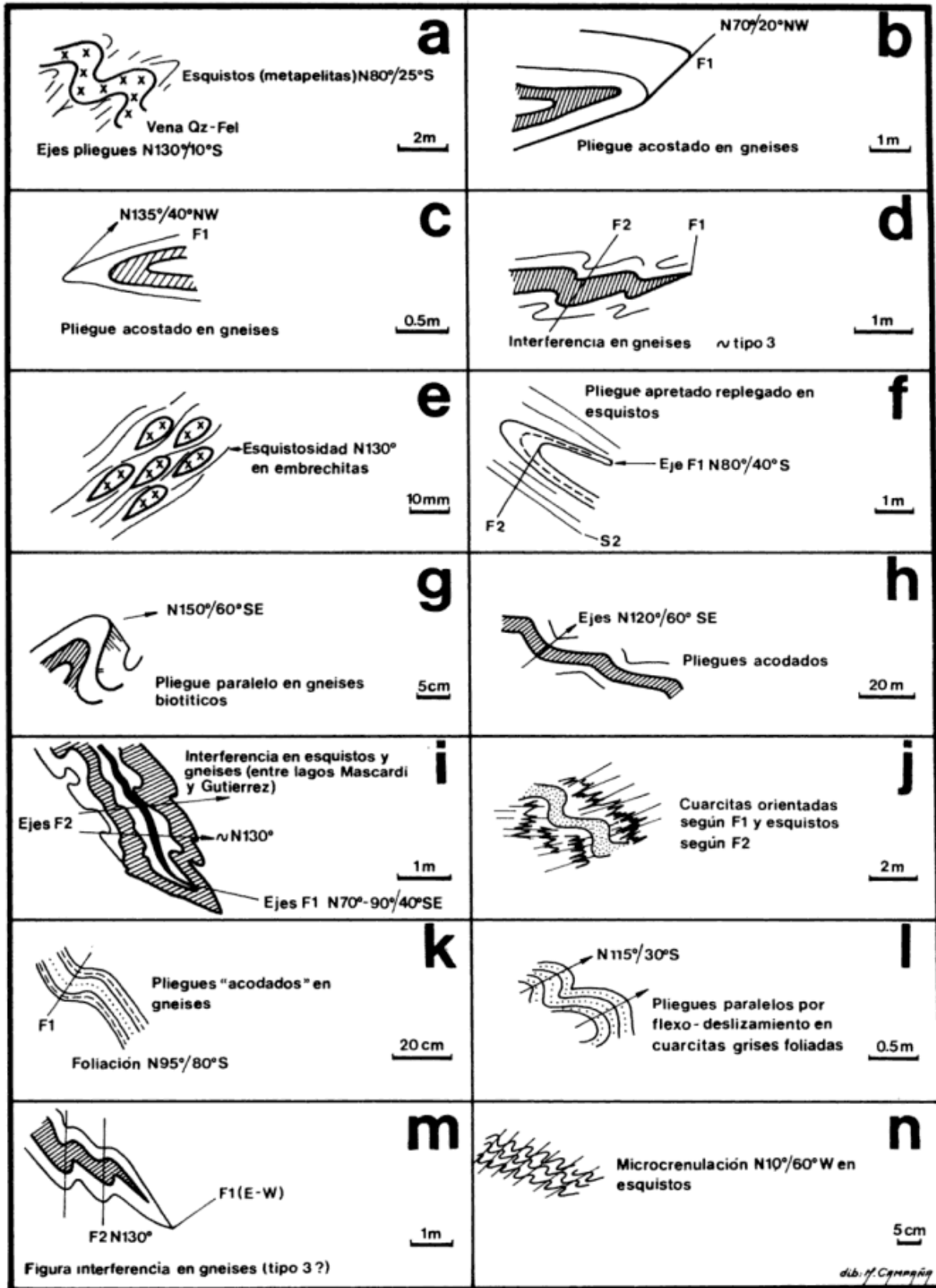
La estructura general de la región consiste en la repetición de una serie de bloques limitados por fallas inversas de rumbo oestenoeste-estesureste y norte-sur, con planos inclinados tanto al este como al oeste. Algunas líneas estructurales han sido interpretadas como fallas de rumbo, como aquella que limita el bajo de Nahuel Huapi (Dalla Salda y Franzese, 1987) y vinculadas con la génesis de las cuen-

cas volcánico-sedimentarias terciarias. Se agregan algunas superficies menores de fracturación subhorizontal relacionadas con un clivaje de fractura en rocas del basamento y que marcan pequeños corrimientos. Asimismo se podría interpretar que, en general, buena parte de las restantes fallas (especialmente las más modernas) son gravitativas, tal como lo interpretara González Bonorino (1979), relacionadas con el colapso del orógeno andino.

En lo que se refiere a la estructura íntima de este complejo podemos expresar que se encuentra caracterizada por un modelo en el que participan dos fases principales de deformación dúctil, que produjeron pliegues por aplanamiento con generación de superficies de esquistosidad, a su vez deformadas por un episodio dúctil-frágil final. Como se muestra en los dibujos de las estructuras plegadas mesoscópicas reconocidas (véase figura 2), el sistema deformacional puede ser dividido en dos grupos de estructuras: **simples**, producto de una sola fase deformacional o de fases coaxiales y coplanares (a, b, c, g, h, k y l) y de **interferencia**, revelando la superposición de dos fases dúctiles de deformación (d, f, i, j y m). Por su parte la microcrenulación (n, en figura 2) resultaría parte del episodio final posterior al desarrollo y deformación dúctil de las superficies S previamente originadas.

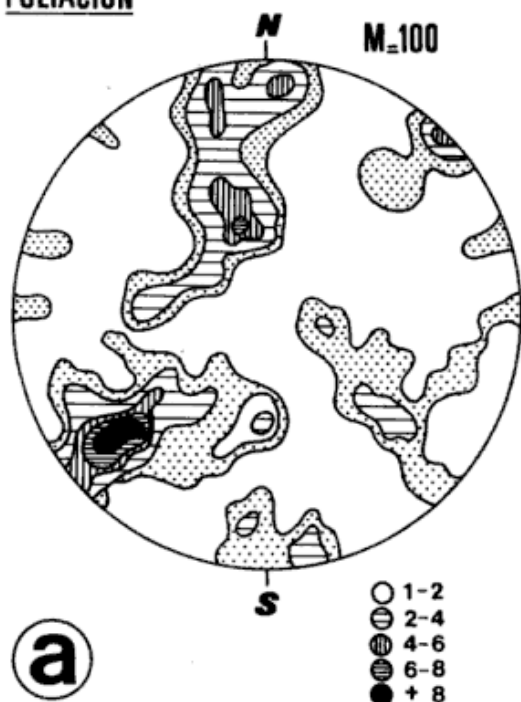
En los afloramientos cercanos al lago Mascardi el basamento se encuentra representado por esquistos micáceos, gneises biotíticos y anfibolitas, deformados según una esquistosidad dominante N100°-120°, replegada con pliegues mesoscópicos de ejes N90°, que coincide con una lineación mineral en los gneises (tipo a, b, c y k, figura 2). Las anfibolitas, que muestran texturas macizas con variedades lentiblasticas, se encuentran plegadas casi isoclinalmente (tipos b y c, figura 2). El conjunto se halla cortado por abundantes planos de clivaje orientados N20°-40°/20°-60°O.

En Villa Mascardi los gneises muestran una orientación de su foliación N80°/85°S-N y unos 8 km al sur es posible advertir las dos orientaciones regionales, F1 casi este-oeste y F2 alrededor de N120°-130° que corresponden a las direcciones más penetrativas de la región. En esta zona se reconoció un banco de unos 50 m de cuarcita gris, algo esquistosa y foliada, plegada en un estilo abierto según N110° (tipo l, figura 2). En el lago Mascardi se observaron nuevamente esquistos, gneises y anfibolitas orientadas N60°/40°S, acompañados por escasas migmatitas grises oscuras y un granitoide rosado claro emplazado en el conjunto y que ocupa, aflorando por unos 2 km, la zona entre los lagos Mascardi y Gutiérrez. Este último se encuentra aso-

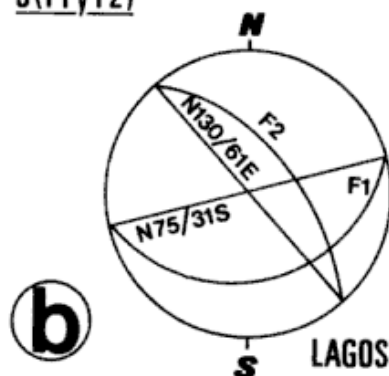


**Figura 2:** Principales tipos de pliegues mesoscópicos y figuras de interferencia observadas en las metamorfitas de la región estudiada.

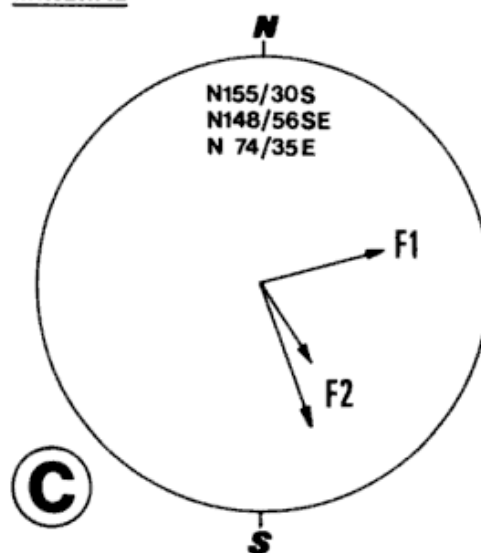
**DIAGRAMA DE POLOS DE ESQUISTOSIDAD Y FOLIACION**



**PRINCIPALES PLANOS DE LAS SUPERFICIES S(F1 y F2)**



**PRINCIPALES EJES DE PLIEGUES Y LINEACION MINERAL**



**Figura 3:** Representación estereográfica de las estructuras planares, lineares y plegadas de las metamorfitas del Complejo Colohuincul.

ciado a numerosos filones cuarzo-feldespáticos orientados N15° y N80°, en ambos casos inclinándose 80° al este y sureste respectivamente (la primera dirección cortando a la segunda) y a algunos diques de tipo lamprofíricos de tonos verdosos. Es posible que las cuarcitas y gneises descritos sean en realidad verdaderos relictos de basamento englobados en las plutonitas. El conjunto metamórfico se encuentra cortado por planos de clivaje orientados N95°/75°N y cruzados por una importante falla andina de rumbo norte-sur que inclina 80° al O. Cabe señalar que también entre los lagos Mascardi y Gutiérrez se encontraron figuras de interferencia tipo 3 de Ramsay (1967) indicando la superposición de las dos fases de deformación antes señaladas (tipos d, f, i y m, en figura 2).

Entre los gneises, la mayoría de ellos grises y biotíticos, se observan algunas embrechitas y epibolitas, en algunos casos con porfiroblastesis siguiendo la orientación N130° (e, figura 2) por lo que se estima que el grado metamórfico (anfibolitas almandínicas) debió ser compatible con anatexis.

Cabe señalar que las estructuras casi este-oeste de buena parte de los gneises se encuentran también presentes en el faldeo oriental y en las cercanías de la cumbre del cerro Catedral (Punta Princesa), donde afloran gneises y epibolitas esquistosas con intercalaciones de esquistos granatíferos similares a los del lago Gutiérrez, orientados N35°-45°/45°NO y gneises con intercalaciones de anfibolitas lineadas (o dioritas?) (N90°/30°N), que además contie-

nen lentes de esquistos corrugados cloritizados con granate (N90°/40°N), en los que se destacan zonas con abundantes venas de cuarzo muy deformadas. En el flanco oriental del cerro López, algo más al norte, se encuentran escasos asomos de esquistos biotíticos y cuarzo-biotíticos algo bandeados (N35°/45°NO).

En síntesis entendemos que el análisis de deformación realizado mediante el diagrama de polos de superficies *S* metamórficas (figura 3 a y b), el de los principales ejes de pliegues y lineación mineral (figura 3 c) y las figuras de interferencia encontradas en la zona indicarían la presencia de dos fases de deformación principales que orientaron estadísticamente los planos de esquistosidad según: F1 = N75°/31°S y F2 = N130°/61°NE (figura 3 b).

### LAS PRINCIPALES UNIDADES DEL COMPLEJO IGNEO-METAMORFICO

Las unidades más representativas del complejo son: esquistos, gneises, cuarcitas, anfíbolitas y migmatitas. En ellas se encuentran emplazados cuerpos menores de granitoides interpretados como sin a tardi-tectónicos.

Entre los **esquistos** se reconocen las siguientes variedades: biotíticos (que eventualmente pueden presentar algo de hornblenda), hornbléndicos con epidoto (tipo esquisto anfibólico o anfíbolita planar), granatíferos y biotíticos con abundante clorita (interpretados como diaforéticos).

En general estas rocas presentan textura lepidoblástica con variaciones lentiblasticas. Las **variedades biotíticas** son grises verdosas de grano medio y pueden presentar texturas decusadas y/o porfiroblásticas (herencia volcánica?). Los porfiroblastos de plagioclasa se encuentran zonados con una composición central de alrededor de An 36 % y bordes de An 30 %, acompaña cuarzo deformado y, eventualmente, algo de hornblenda. Los **esquistos con anfíbol (hornblenda) y epidoto (pistacita)** son de grano fino y bandeados, semejando también a un gneis o a una anfíbolita planar; su plagioclasa es variable en composición entre An 25-35 %. Las dos variedades antes descritas son comunes en los afloramientos de la zona entre los lagos Gutiérrez y Mascardi. En el perfil sobre la costa sur del lago Gutiérrez se reconocieron **esquistos granatíferos** porfiroblásticos, de granate y plagioclasa, que muestran texturas helicíticas, marcando una cristalización sintectónica con la generación de la superficie *S* más conspicua de la región. Estas rocas muestran además otra esquistosidad menos notoria generada a lo largo del flanco de una crenula-

ción que afecta la esquistosidad principal. El granate y la plagioclasa son acompañados por biotita castaña, moscovita, cuarzo y algo de clorita diaforética crecida sobre granate y biotita.

Los esquistos con abundante clorita y biotita que son interpretados como diaforéticos, son rocas verde oscuras y de grano medio compuestas por clorita verde, biotita castaña, moscovita y cuarzo. Algunas portan formas de granates totalmente reemplazadas por clorita.

Los gneises se exponen en conjunto como rocas grises a grises verdosas de grano medio a grueso y con un fino bandeo y es común la transición entre ellas y los esquistos y las migmatitas. La variedad más frecuente, que aflora entre otros lugares cerca de Villa Mascardi, es de composición tonalítica con biotita, hornblenda y epidoto, con su plagioclasa transformada en un fino agregado de sericita y clorita. Una variedad, que porta sillimanita fibrolítica (también tonalítica) presenta plagioclasa (An 44 %), biotita castaño rojiza y cuarzo deformado.

Un tipo interesante para determinar parte de la roca madre, son los gneises calcosilicáticos (sur del lago Gutiérrez) que muestran colores grises, bandeados, texturas granoblásticas con biotita, hornblenda, epidoto y calcita.

Las **cuarcitas**, de colores grises a grises verdosos claros y grano medio a fino, se encuentran como intercalaciones menores en los esquistos biotíticos del lago Gutiérrez, como por ejemplo en los primeros afloramientos hacia el este, entre los lagos Gutiérrez y Mascardi y en las costas de este último donde se las observó como resistatos dentro de un movilizad migmatítico tonalítico. En general presentan texturas de grano a lentiblasticas con cuarzo altamente deformado de bordes crenulados acompañado por escasa moscovita, plagioclasa y epidoto. Una variedad presenta milimétricas bandas con granate, moscovita, plagioclasa (reemplazada por sericita) y clorita diaforética.

Las **anfíbolitas** se encuentran como cuerpos menores intercalados en los esquistos y gneises del perfil a lo largo de los lagos Gutiérrez y Mascardi o como cuerpos mayores aflorando desde el lago Mascardi hasta el extremo sur del lago Guillermo; estas últimas serán tratadas más adelante en particular. Los cuerpos menores son grises verdosos oscuros, esquistosos (a veces bandeados) y de grano medio a fino. Presentan texturas nematoblásticas o granoblásticas y una plagioclasa intermedia altamente reemplazada por sericita y clorita, acompañada por hornblenda, cuarzo deformado con abundantes inclusiones de epidoto y, en oportunidades calcita me-



tamórfica, revelando, como en algunos gneises, una posible derivación de rocas calco-silicáticas.

Las **migmatitas** muestran texturas principalmente porfiroblásticas y en menor proporción bandeadas. Los paleosomas deformados, replegados (en un caso se observaron dos esquistosidades cruzadas) son de composición tonalítica hasta diorítica con plagioclasa intermedia, a veces con trenes de inclusiones deformadas, con moscovita, clorita, opacos y cuarzo y un neosoma constituido por cuarzo, plagioclasa sódica y moscovita.

El complejo muestra varios **intrusivos menores** de composición **tonalítica** y uno algo mayor (aflo- ra por unos 2 km) **granodiorítico**. No obstante cabe volver a repetir que muchas de las rocas más básicas se confunden con anfibolitas y sólo son separables de ellas cuando son macizas, algo más leucocráticas y poseen xenolitos. Unos 5 km al norte de la Estación del ACA Mascardi se destaca el cuerpo menor de una tonalita homogénea (86CC3, ver tabla 1) con pequeños xenolitos de metamorfitas con hornblenda, dos clivajes de corte orientados  $N70^{\circ}/60^{\circ}S$  y  $N20^{\circ}/45^{\circ}O$  y fajas de 3 a 5 m de espesor con cataclasis e hidrotermalismo que desarrolla escasa clorita y piritita. Esta roca es similar a la encontrada algo más al oeste, asociada a gneises y migmatitas cercanas al cruce del camino que conduce al cerro Tronador.

Entre los lagos Gutiérrez y Mascardi se observa otro afloramiento de tonalita biotítica (86CC4, tabla 1) con pequeños xenolitos (1-3 cm) de esquistos, cruzada por una diabasa de grano fino de 0,70 m de potencia orientada  $N160^{\circ}/70^{\circ}E$ . Esta tonalita, de textura granuda seriada media a fina, posee alrededor de 25 % de biotita, la plagioclasa (que supera en contenido al cuarzo) está zonada con una composición central de An 36 % y de borde An 30 %, en tanto que el cuarzo está crenulado y deformado; la biotita que está parcialmente reemplazada en clorita, contiene cristales menores de plagioclasa; como accesorios se presentan hornblenda, apatita y opacos.

Desde este afloramiento, unos 3 km hacia Bariloche y antes de llegar al lago Gutiérrez por el sur, aflora por unos 2 km una granodiorita rosada clara de grano medio y textura seriada con biotita castaña reemplazada por clorita, plagioclasa zonada (An 40-30 %), alrededor de 7 % de microclino micropertítico y cuarzo anhedral deformado (86CC5, tabla 1).

### LAS ANFIBOLITAS DEL LAGO GUILLELMO

En el ambiente antes descrito se encuentran em- plazados importantes cuerpos de anfibolitas que

afloran a lo largo del flanco occidental del lago Guillelmo (por el sur) hasta el lago Mascardi (por el norte), con muy buenas exposiciones a lo largo de la ruta 258 que une Bariloche con El Bolsón. Allí aparece una serie de rocas grises oscuras, de grano mediano, algo esquistosas y con un clivaje de corte sobreimpuesto que, bajo un primer análisis, especialmente considerando su extensa distribución y su relación hacia el oeste con el Batolito Patagónico Andino, podría interpretarse como parte de los magmas básicos parentales del mismo, relacionándolas con tonalitas, dioritas y aún gabros hornbléndicos, ya que la plagioclasa llega a ser tan básica como An 52 %.

No obstante, consideramos a las mismas como verdaderas anfibolitas por presentar una esquistosidad primaria derivada de la disposición orientada de sus minerales durante un episodio metamórfico que, además, produjo abundante epidoto, el que por sus relaciones texturales es también primario. Sin duda que las edades K-Ar, aunque rejuvenecidas, representan edades mínimas que sin embargo alcanzan para asimilarlas al basamento cristalino (*cf. infra*).

Como se adelantó, las rocas en cuestión presentan tonalidades grises preferentemente oscuras y minerales orientados ( $N120^{\circ}$ ). En las mismas se observan cuerpos menores lenticulares de esquistos biotíticos y hornbléndicos, semejantes a "xenolitos tectónicos" (Dalla Salda, 1989). Al conjunto se sobreimpone un intenso clivaje de fractura orientado  $N10^{\circ}/80^{\circ}O$  que interpretamos como producto de la tectónica andina. Coincidentes con esta dirección se desarrollan escasos bancos miloníticos de 2 a 5 m de potencia de rumbo norte-sur. Aproximadamente en el km 40 de la ruta 258 la esquistosidad (y algo del bandeo que presentan las rocas) tienen una posición  $N50^{\circ}/60^{\circ}NO$ ; este tipo de litología y estructura se mantiene constante hasta el norte del lago Guillelmo.

Estas rocas muestran una textura grano a lenticular con una definida orientación de los anfíboles y las plagioclasas (que son los minerales dominantes de todas las rocas estudiadas), semejándose en todo a la que presentan la mayoría de las anfibolitas planares y lineadas. Además de esta orientación, que se produjo simultáneamente con la recristalización, se observa un clivaje de corte que separa microlitones milimétricos alargados en forma oblicua a la lineación mineral que, en oportunidades se encuentran marcados por planos rellenos por óxidos de hierro. Algunas variedades muestran una franca textura cataclástica, con planos de deformación coincidentes con los de corte descriptos

**Tabla 1. Análisis químicos de elementos mayoritarios de las plutonitas y anfibolitas de los lagos Gutiérrez, Mascardi y Guillermo. (x) Granodioritas (xx) Anfibolitas.**

Muestras %	86CC3 (x)	86CC4 (x)	86CC5 (x)	86CC1 (xx)	86CC2 (xx)	86CC37 (xx)	86CC38 (xx)	86CC39 (xx)	86CC40 (xx)	86CC41 (xx)
SiO <sub>2</sub>	67,57	66,46	70,48	52,67	57,04	54,53	59,86	54,50	55,08	57,04
TiO <sub>2</sub>	0,55	0,89	0,43	0,61	0,87	0,51	0,55	0,61	0,46	0,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,65	16,22	14,85	17,05	16,05	18,85	17,05	18,05	18,45	17,41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	4,68	4,99	3,62	9,81	8,57	8,52	7,34	8,33	8,57	7,62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,95	0,51	0,28	4,80	3,14	2,69	2,86	2,81	2,74	3,11
FeO	3,36	4,03	3,01	4,51	4,89	5,25	4,03	4,97	5,25	4,06
MnO	0,086	0,04	0,03	0,20	0,13	0,17	0,15	0,20	0,16	0,16
MgO	1,36	1,49	1,06	5,22	4,14	4,75	3,53	4,56	4,57	4,14
CaO	4,72	5,50	4,21	9,79	7,84	9,01	7,21	8,81	9,28	7,45
Na <sub>2</sub>	2,10	2,20	2,19	3,56	3,84	2,78	3,04	2,94	2,95	3,56
K <sub>2</sub> O	2,27	1,98	2,76	0,37	0,63	0,34	0,76	0,57	0,31	0,52
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,19	0,11	0,17	0,16	0,13	0,16	0,19	0,10	0,10
Pérdida por calcinación	1,44	0,82	0,97	0,87	1,22	1,28	0,76	1,60	0,82	1,83
H <sub>2</sub> O	1,15	0,10	0,19	0,22	0,10	0,05	0,16	0,19	0,26	0,34
TOTAL	100,28	100,43	100,57	100,04	100,05	100,34	100,12	100,00	100,43	100,22

anteriormente. Algunas muestras, de siete analizadas petrográficamente, presentan delgadas venillas de calcita y epidoto.

Las anfibolitas son de dos tipos: **hornbléndicas** y **hornbléndico-biotíticas**; las primeras son más frecuentes hacia el sur del lago, en tanto que las segundas parecen ser típicas de la región cercana al lago Mascardi. Las hornbléndicas presentan una variación del contenido de anfíbol de un 30-50 %; la plagioclasa, que en algunos casos se presenta débilmente zonada, varía en composición entre An 52 % y An 40 %. Acompaña alrededor del 5 % de cuarzo anhedral ondulante, opacos y en tres de las cuatro muestras estudiadas de este tipo, epidoto pistacítico.

Las variedades hornbléndico-biotíticas, poseen alrededor de 10 % de biotita castaña o biotita casi totalmente reemplazada en penina; en este caso la plagioclasa es ligeramente más sódica variando entre An 46 % y An 40 %, y el contenido de cuarzo puede alcanzar un 10 %, no presentando epidoto.

Cabe remarcar finalmente que por sus texturas, la composición (presencia de epidoto primario en las variedades hornbléndicas), su relación de campo con las rocas del basamento de la región aflorante algo más al este y al norte sobre los lagos Mascardi y Gutiérrez, así como la presencia de lentes de esquistos interpuestos entre ellas, a lo que se agregan las edades K-Ar y Rb-Sr encontradas (*cf. infra*), hacen pensar que las rocas del lago Guillermo resultan metamorfitas anfibólicas (probablemente ortoanfibolitas) con estructuras planares y lineares en general coincidentes con las del basamento cercano, tal como fuera postulado por Feruglio

(1947) y desarrolladas durante un episodio metamórfico precámbrico (*cf. infra*).

#### GEOQUIMICA DE LAS PLUTONITAS ASOCIADAS A LAS METAMORFITAS Y DE LAS ANFIBOLITAS DEL LAGO GUILLELMO

Con el fin de caracterizar y comparar las rocas plutónicas y anfibolíticas de la región, se realizaron diez análisis químicos. Tres de ellos (86CC3, 4 y 5) corresponden a cuerpos menores de granitoides del perfil sobre los lagos Gutiérrez-Mascardi; y siete a las anfibolitas del Guillermo (86CC1 y 2, 86CC37 a 41, tabla 1).

Los cuerpos menores corresponden, el primero (86CC3) y el segundo (86CC4) a una tonalita hornbléndica y a una biotítica respectivamente, que por las relaciones de campo parecen sintectónicas y relacionados con los movilizados anatéticos durante la migmatización, y el tercero (86CC5), a una granodiorita biotítica, tardiotectónica respecto a dicho evento anatético. Como es posible advertir, estas rocas presentan al menos 10 % más de SiO<sub>2</sub> que las anfibolitas del Guillermo. Las primeras plotean como tonalitas (campo 5a) en el diagrama de Streckeisen y Le Maitre (1979) en tanto que el grupo de anfibolitas lo hace preferentemente en el 10b, clasificando como doleritas con alto tenor de anortita en su plagioclasa (ver figura 4).

En un diagrama AFM también es fácil de distinguir entre estos dos grupos ya que el primero de ellos es afín a las rocas intermedias en tanto que las

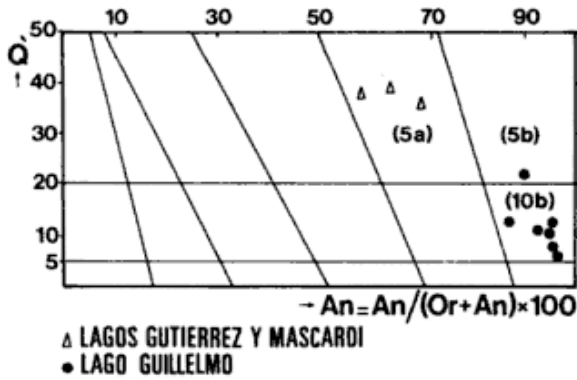


Figura 4: Diagrama Q'-An de granodioritas de los lagos Gutiérrez y Mascardi y de anfibolitas del lago Guillermo.

anfibolitas del lago Guillermo lo son a las rocas básicas, sólo comparables a algunas plutonitas de esa composición, de edad paleozoica inferior, de la región de Pilolil-Rahue al norte de San Martín de los Andes (Dalla Salda *et al.*, en prensa b).

Las rocas más ácidas, con K normal, presentan contenidos de Na<sub>2</sub>O relativamente bajos (menor a 2,2 %) con no más de 2,8 % de K<sub>2</sub>O. Son metaaluminosas (A/CNK entre 1,03 y 1,08) y no presentan diópsido normativo con valores de corindón de 1,42

y 0,92 para las tonalitas y 0,87 para la granodiorita, en tanto que las relaciones Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O son límites en la zona de deslinde entre los granitoides de tipo I (ígneos) o S (metamórficos). Como primera interpretación y de acuerdo con lo propuesto por Chapell y White (1974) estas rocas se encontrarían en el límite de los parámetros elegidos para separar ambos conjuntos.

No obstante, de acuerdo con Dalla Salda *et al.*, (en prensa a) utilizando los "parámetros multicatiónicos" de Batchelor y Bowden (1985) para establecer distintos ambientes generadores de magmas graníticos, es posible indicar que los granitoides del sur de Bariloche deberían haber derivado del fraccionamiento del manto como parte de una asociación tholeítica, en tanto que las rocas básicas del Guillermo representarían derivados de un margen activo (grupo calco-alcalino y trondjemítico). Asimismo se interpretó que los granitoides de Gutiérrez-Mascardi se asocian con muchas de las rocas del basamento Precámbrico-Paleozoico tipo "Mamil Choique" de Paso Flores, Comallo y Paso Chacabuco, la mayoría de ellas también tonalíticas y asociadas a migmatitas y metamorfitas, en tanto que las del lago Guillermo lo hacen con las rocas cordilleranas del ciclo pre-andino paleozoico y, en parte andinas. Respecto a la interpretación de los granitoides

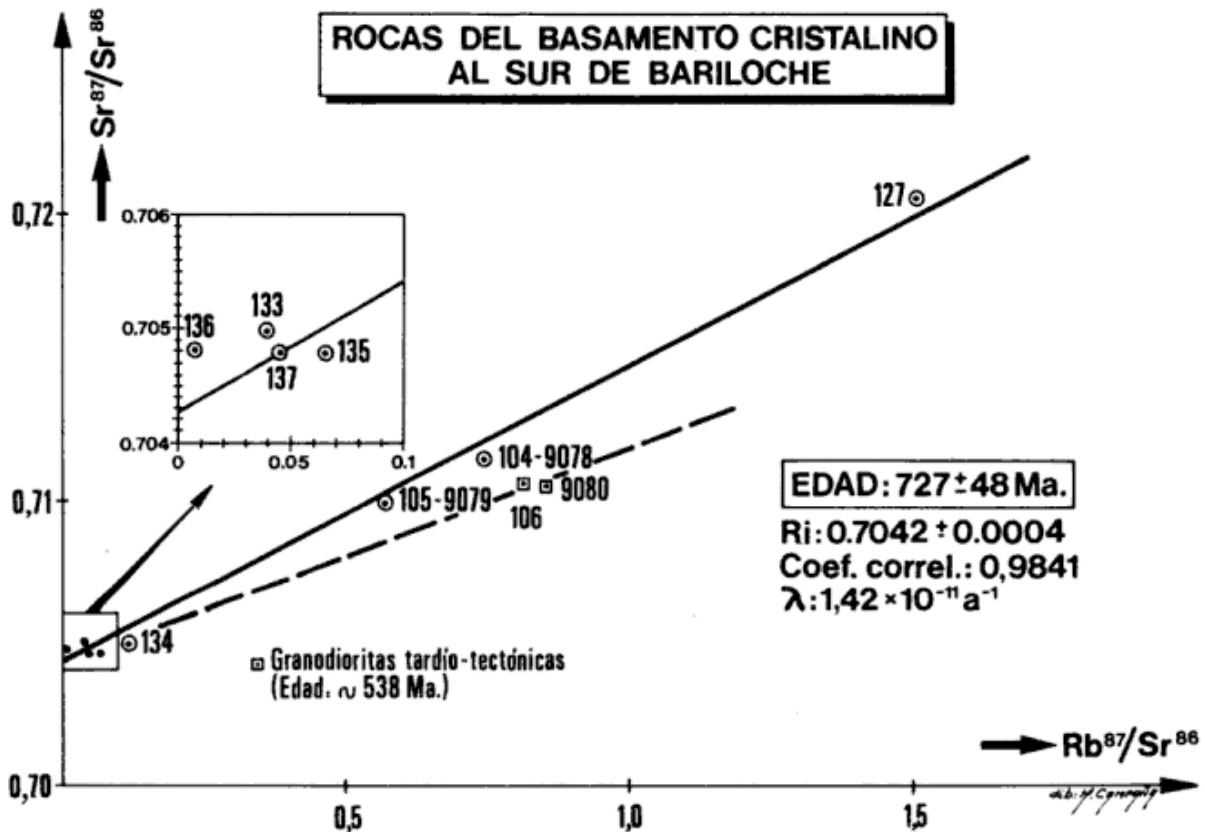


Figura 5: Diagrama de evolución isotópica Rb-Sr de rocas del basamento.

según estos parámetros, ella no parece estar de acuerdo con lo observado en el campo ya que estos se encuentran íntimamente relacionados con gneises y migmatitas de un modo similar a las que tienen las rocas sintectónicas o sin-colisionales anatécicas. Esto podría quizás explicarse debido a una conexión en niveles profundos entre una zona de anatexis en facies de anfibolitas de los metasedimentos con magmas diferenciados del manto superior. Debe observarse que la relación inicial  $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,7043$  de la línea de evolución isotópica presentada (véase figura 5) también parece coincidir con esta interpretación. Estos magmas se generarían durante el mismo proceso de sobrecalentamiento que desarrolló el metamorfismo. Por su parte las metabasitas podrían tener vinculación con un arco magmático calco-alcalino precámbrico desarrollado con anterioridad al metamorfismo y al emplazamiento de los cuerpos menores fraccionados del manto.

#### CONSIDERACIONES SOBRE LA PETROLOGIA DE LAS METAMORFITAS

De las observaciones petrográficas realizadas sobre las metamorfitas es deducible que ellas tuvieron como protolito una secuencia sedimentaria integrada por grauwacas (gneises con biotita y hornblenda), pelitas aluminosas (gneises biotíticos y sillimaníticos), pelitas calcáreas (gneises con hornblenda, epidoto y calcita), pelitas s.l. (esquistos y gneises con biotita, granate y moscovita), areniscas cuarzosas (cuarcitas, cuarcitas con moscovita y granate) en las que se emplazaron basaltos, diabasas y/o gabros (anfibolitas con hornblenda, plagioclasa y epidoto).

Las metamorfitas muestran tres episodios metamórficos principales:

**M1** (relictual, inclusiones en granate y plagioclasa) grado biotita (?) (biotita + moscovita + plagioclasa + cuarzo) interpretado como estático sobre una superficie S sedimentaria (?).

**M2** regional, principal, generador de la esquistosidad y foliación más penetrativa, grado granate en esquistos, grado alto con sillimanita en gneises y grado hornblenda + plagioclasa hasta An 52 % en anfibolitas; compatible con migmatización local, sintectónico.

**M3** (local, retrógrado, a veces incompleto) grado clorita (clorita + moscovita + albita + epidoto); postdeformación de S1 generada durante M2.

El metamorfismo principal M2 varía entre medio a medio-alto (en el sentido de Winkler, 1979) representado por dos zonas: esquistos con granate y gneises con sillimanita en metapelitas y anfiboli-

tas con epidoto y anfibolitas con labradorita en las metabasitas. Simultáneamente con este evento se produjo anatexis local en las metagrauwacas y metapelitas con plagioclasa sódica y alto tenor de agua desarrollando embrechitas y epibolitas.

#### EDAD DEL BASAMENTO CRISTALINO

A los fines de ubicar cronoestratigráficamente las exposiciones del Complejo ígneo-metamórfico al sur-sureste de San Carlos de Bariloche, se procedió a la evaluación de la información bibliográfica previa disponible y al análisis isotópico de metamorfitas, anfibolitas y granitoides asociados.

Toubes y Spikermann (1973) dataron por el método K-Ar en el marco de un trabajo entre los paralelos 40° y 44° S, concentrados de biotita de un esquistos moscovítico granatífero del Cerro Catedral (240±30 Ma); anfíbol de tonalitas del Lago Moreno (131±10 Ma; 112±5 Ma; 92±10 Ma; 285±30 Ma); anfíbol de microdiorita del lago Mascardi (127±10 Ma) y biotita de tonalita del Cerro Catedral (113±7 Ma). Dichos autores previnieron que las edades ofrecidas tienen el sentido de "edades mínimas aparentes" aunque preliminarmente las asignaron a "fases de actividad magmática" ocurridas entre el límite Devónico-Carbónico (345 Ma) y el Cretácico (84-131 Ma).

Posteriormente, por el método Rb-Sr, Halpern *et al.* (1975) ofrecieron una isocrona de referencia con 300 Ma para esquistos cuarzo-micáceos del lago Gutiérrez y otra con 225 Ma para granodioritas del brazo oeste del lago Mascardi.

Con motivo de la presente contribución se analizó por el método Rb-Sr un conjunto de rocas de este basamento cristalino que incluye gneises, anfibolitas, tonalitas y granodioritas (véase tabla 2). La metodología aplicada consistió en la determinación cuantitativa de los contenidos de Rubidio y Estroncio por FRX (con equipo Phillips 2Kv) y en la concentración de Estroncio para determinación de la relación  $Sr^{87}/Sr^{86}$  natural. El valor de  $\lambda Rb^{87}$  utilizado es de  $1,42 \times 10^{-11} a^{-1}$  (Steiger y Jäger, 1977) y la determinación de la línea de evolución isotópica según modelo III de McIntyre (Brooks *et al.*, 1972).

El procesamiento químico fue efectuado en el Centro de Investigaciones Geológicas (CIG) y las mediciones isotópicas en el Centro de Pesquisas Geocronológicas (San Pablo, Brasil) y en el Laboratorio de Geología Isotópica (Belem, Brasil), utilizando espectrómetros Micromass modelos VG 252 y 254 respectivamente. Sobre una muestra de anfibolita fue repetido el análisis en el National En-

Tabla 2. Datos analíticos correspondientes a las dataciones efectuadas por los métodos Rb-Sr y K-Ar.

## a. Método Rubidio-Estroncio

Lab.	Muestra N° Campo	Roca	Localidad (1)	Rb ppm <sup>(2)</sup>	Sr ppm <sup>(2)</sup>	Rb <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup> (2)	Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	Edad y Error Ma (6)
CIG 104	86CC3	Tonalita hornbléndica	Ruta 258; 5 km Norte Est. ACA. Mascardi	84,0	330,0	0,737	0,712995±0,000032	(3)
SPR 9078	86CC3	Tonalita hornbléndica	"	83,6	320,7	0,755	0,70984±0,00004	(4)
CIG 105	86CC4	Tonalita biotítica	Ruta 258 entre Lagos Gutiérrez y Mascardi	70,3	351,0	0,580	0,71007±0,00047	(4)
SPR 9079	86CC4	Tonalita biotítica	"	66,9	347,3	0,558	0,70979±0,00004	(4)
CIG 106	86CC5	Granodiorita biotítica	"	102,3	364,7	0,812	0,71066±0,00047	(4)
SPR 9080	86CC5	Granodiorita biotítica	"	97,3	332,0	0,849	0,71047±0,00004	(4)
CIG 127	86CC6	Gneis sillimanítico	Lago Gutiérrez	37,2	71,9	1,500	0,72048±0,00035	(4)
CIG 133	86CC37	Anfibolita	Ruta 258, Lago Guillelmo	6,0	448,3	0,039	0,70499±0,00031	(4)
CIG 134	86CC38	Anfibolita	"	16,4	389,9	0,122	0,70503±0,00024	(4)
CIG 135	86CC39	Anfibolita	"	10,5	470,1	0,064	0,70480±0,00007	(4)
CIG 136	86CC40	Anfibolita	"	1,0	412,1	0,007	0,70484±0,00013	(4)
CIG 137	86CC41	Anfibolita	"	5,8	373,0	0,046	0,70477±0,00012	(4)
							0,704573±0,000090	(5)

## b. Método Potasio-Argón

Lab.	Muestra N° Campo	Roca y material analizado	Localidad (1)	% K	Ar <sup>40</sup> Rad. x10 <sup>-6</sup> cc STP/g	Ar <sup>40</sup> A tm %	Edad y Error Ma (6)
SPK 6208	86CC1	Anfibolita (Anfibol)	Ruta 258 Lago Guillelmo	0,1715	2,50	19,6	344±30
SPK 6277	86CC41	"	"	0,2288	3,20	70,8	329±24

Referencias: (1) Ver ubicación en figura 1; (2) Errores: ± 2 % en el contenido de Rb y Sr y ± 3 % en el valor de la relación Rb<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup>; (3) Espectrometría de masas efectuada en el Laboratorio de Geología Isotópica de la Universidad Federal de Pará, Belem, Brasil; (4) Ídem en el C.P.Geo. Sao Paulo, Brasil; (5) Repetición de ataque químico y espectrometría en N.E.R.C. (Isotope Geology Centre). Londres, Gran Bretaña; (6) Análisis efectuados en el C.P.Geo. Sao Paulo, Brasil; error según Cox y Dalrymple (1967).

vironment Research Council, Isotope Geology Centre (Londres, Inglaterra), con un espectrómetro Micromass VG 254.

Los contenidos de Rubidio y Estroncio indican una variación para el primero entre apenas 1 y 102 ppm y para el segundo entre 72 y 470 ppm, con relaciones Rb/Sr bajas, no superando el valor de 0,5 de acuerdo con la naturaleza de los materiales analizados. La interpretación según un diagrama de evolución isotópica  $Rb^{87}/Sr^{86}$  vs.  $Sr^{87}/Sr^{86}$  (véase figura 5) revela que el conjunto (excluyendo CIG 106-SPR9080) puede ser resuelto mediante una única recta de  $727 \pm 48$  Ma, con una relación inicial  $Sr^{87}/Sr^{86}$  de  $0,7042 \pm 0,0004$ .

La edad que se ofrece corresponde según nuestra apreciación, al principal evento metamórfico discernido (M2) y puede ser comparada con aquella de  $714 \pm 10$  Ma, con relación inicial  $Sr^{87}/Sr^{86}$  de  $0,7047 \pm 0,0001$ , comunicada por Parica (1986) para rocas de la Formación Colohuincul del Lago Curruhue Grande, y con aquellos valores de  $615 \pm 26$  y  $630 \pm 25$  Ma sobre rocas del basamento del sureste de Neuquén y noroeste de Río Negro, halladas por Linares et al. (1988).

Cabe también señalar que otra determinación de edad mediante la metodología Rb-Sr obtenida recientemente (Dalla Salda et al., en prensa b), proveyó un dato de  $860 \pm 23$  Ma, para gneises tonalíticos biotíticos-hornbléndicos y sillimaníticos de la zona cercana a San Martín de los Andes (Neuquén).

Con respecto a las edades de las anfibolitas expuestas en el lago Guillermo, y que han sido incorporadas en los análisis Rb-Sr (véase tabla) para obtener valores de relaciones  $Sr^{87}/Sr^{86}$  iniciales, cabe destacar que se han concretado dos determinaciones por el método K-Ar, sobre concentrado de anfíboles. Ambos datos,  $344 \pm 30$  y  $329 \pm 24$  Ma son coherentes entre sí y pueden ser interpretados como edades mínimas. Regionalmente y también por el método K-Ar se han obtenido numerosos datos entre 330 y 370 Ma para concentrados de biotita y anfíboles de gneises, granodioritas y migmatitas del basamento cristalino de San Martín de los Andes, Paso Flores y Paso Chacabuco, que será motivo de una próxima contribución. De acuerdo con lo anterior se hace relevante investigar con mayor detalle la interpretación de si ha ocurrido un evento tectotérmico en el Devónico superior-Carbónico o si las edades están reflejando un proceso de enfriamiento por alzamiento regional.

En el mismo diagrama de evolución isotópica puede observarse la ubicación del análisis correspondiente a una granodiorita (CIG106-SPR9080), excluida en el cálculo de edad del metamorfismo

por recta isocrónica. La misma, recordamos es tardiotectónica respecto al metamorfismo y anatexis descriptos. La edad, calculada con relación inicial asumida de 0,7042 es de aproximadamente 538 Ma y está de acuerdo con la distinción de campo y composicional efectuada.

## CONCLUSIONES

La estructura interna del basamento ígneo-metamórfico está caracterizada por un modelo en que participan dos fases de deformación dúctiles (F1:  $N75^{\circ}/31^{\circ}S$  y F2:  $N130^{\circ}/61^{\circ}NE$ ) que produjeron pliegues por aplanamiento y figuras de interferencia, deformadas posteriormente por un episodio dúctil-frágil.

El basamento estudiado está compuesto en general por esquistos, gneises, cuarcitas, anfibolitas y migmatitas. En ellos se encuentran emplazados cuerpos tonalíticos a granodioríticos menores, interpretados como sin a tardiotectónicos. En el lago Guillermo el basamento se encuentra caracterizado por ortoanfibolitas de variedades hornbléndicas y biotíticas.

Las metamorfitas muestran tres episodios metamórficos principales: M1 relictual, interpretado como estático sobre una estratificación original. M2 regional, principal, origina la esquistosidad y la foliación más penetrativa, grado granate en esquistos, grado alto con sillimanita en gneises y grado hornblenda con plagioclasa, hasta con anortita 52 % en anfibolitas, compatible con una migmatización local y sintectónica y M3 local y retrógrado.

Las tonalitas y granodioritas con K normal tienen relativamente bajos contenidos de  $Na_2O$ , son metaaluminosas, pero no se definen como de tipo I o S. No obstante parecen haber derivado del fraccionamiento del manto. Las anfibolitas podrían representar una génesis en margen activo.

La edad Rb-Sr del metamorfismo principal del basamento estudiado es de  $727 \pm 48$  Ma, con una relación isotópica inicial  $0,7042 \pm 0,0004$ . Por el método K-Ar se obtuvieron edades mínimas sobre anfibolitas de  $344 \pm 30$  y  $329 \pm 24$  Ma.

De acuerdo con los estudios realizados sobre la estructura, petrología, geoquímica y geocronología, este basamento sería correlacionable con el aflorante en la región de San Martín de los Andes y aún más al norte con el del lago Curruhue Gran-

de, por lo que proponemos aplicar la denominación de Complejo Colohuincul.

El conjunto es revelador de la presencia de la actividad tectotérmica del Ciclo Brasileño en el basamento de los Andes Norpatagónicos.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue realizado mediante el subsidio PID N° 3904501/85 de CONICET a quien se agradece el apoyo brindado. Asimismo se destaca la colaboración del Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo, Sao Paulo, Brasil) y del Laboratorio de Geología Isotópica, de la Universidad Federal do Pará, Belem, Brasil, quienes realizaron las determinaciones isotópicas de Estroncio al espectrómetro de masas.

Dajamos constancia también de nuestro reconocimiento al Dr. Roberto Caminos por la lectura crítica del manuscrito y comentarios aportados para mejorar el texto original.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- BATCHELOR, R. A. y P. BOWDEN, 1985. *Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters*. Chemical Geology, 48: 43-45.
- BROOKS, C., S. R. HART y W. WENDT, 1972. *On the realistic use of two-error regression treatments as applied to Rb-Sr data*. Rev. Geophys. & Space Physics, 10 (2): 551-578.
- CHAPELL, P. W. y A. J. WHITE, 1974. *Two contrasting granites types*. Pacific Geology, 8: 173-174.
- COX, A. y G. B. DALRYMPLE, 1967. *Statistical analysis of geomagnetic reversal data and the precision of potassium-argon dating*. Journ. Geophys. Res., 72 (10): 2603-2614.
- DALLA SALDA, L. H., 1989. *Structural domains boundaries in metamorphic belts from South America*. 28th Int. Geol. Congr., Abstracts, 1: 361-362.
- \_\_\_\_\_ y J. FRANZESE, 1987. *Las megafracturas del Macizo y la Cordillera Norpatagónica argentina y la génesis de las cuencas volcánico-sedimentarias terciarias*. Rev. Geol. Chile, 31: 3-13, Santiago.
- \_\_\_\_\_, R. VARELA y C. A. CINGOLANI, en prensa a. *Los granitoides de Chasicó-Mencué, Macizo Norpatagónico, Río Negro. Su implicancia geotectónica*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 46 (3-4).
- \_\_\_\_\_, C. A. CINGOLANI y R. VARELA, en prensa b. *El basamento pre-andino ígneo metamórfico de San Martín de los Andes, Provincia de Neuquén*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 46 (3-4).
- FERUGLIO, E., 1947. *San Carlos de Bariloche, Hoja 40b, escala 1:200.000*. Carta Geológica-Económica de la Argentina. Dir. Geol. Min., (sin texto), Buenos Aires.
- FRANCHI, M., F. NULLO y C. PROSERPIO, 1984. *Mapa geológico Provincial de Río Negro. Compilación escala 1:400.000*. 9º Congr. Geol. Argent.
- GONZALEZ BONORINO, F., 1944. *Descripción geológica de la Hoja 41b, Río Foyel*. Dir. Nac. Geol. Min., Bol., 56: 1-124, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1946. *Contribución a la petrología del noroeste de la Patagonia*. Rev. Mus. La Plata (n.s.). Sec. Geol., 4: 1-89.
- \_\_\_\_\_, 1973. *Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Ltao Ltao*. Fundación Bariloche. Publicación, 16: 1-53.
- \_\_\_\_\_, 1974. *La Formación Millaqueo y la "Serie Porfírica" de la Cordillera Norpatagónica*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 19 (2): 145-154.
- \_\_\_\_\_, 1979. *Esquema de la evolución geológica de la Cordillera Norpatagónica*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 24 (3): 184-202.
- \_\_\_\_\_ y G. GONZALEZ BONORINO, 1978. *Geología de la región de San Carlos de Bariloche. Un estudio de las formaciones terciarias del Grupo Nahuel Huapi*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 33 (3): 175-210.
- GONZALEZ DIAZ, E. y F. NULLO, 1980. *Cordillera Neuquina*. En: Geología Regional Argentina. Acad. Nac. Cienc., 2: 1099-1147, Córdoba.
- GRECO, R., 1975. *Descripción geológica de la Hoja 40a, Cerro Tronador*. Serv. Geol. Nac., (inédito), Buenos Aires.
- HALPERN, M., P. N. STIPANICIC y R. O. TOUBES, 1975. *Geocronología (Rb/Sr) en los Andes Australes Argentinos*. Asoc. Geol. Argent., 30 (2): 180-192, Buenos Aires.
- LINARES, E. M. C. CAGNONI, M. DO CAMPO y H. A. OSTERA, 1988. *Geochronology of metamorphic and eruptive rocks of Southeastern Neuquen and northwestern Río Negro Provinces, Argentine Republic*. Journ. South Am. Earth Sci., 1 (1): 53-61.
- PARICA, C. A., 1986. *Resultados geocronológicos preliminares de las Formaciones Colohuincul y Huechulafquen, Provincia de Neuquén*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 40 (1-2): 201-205, Buenos Aires.
- RAMSAY, J., 1967. *Folding and fracturing of rocks*. McGraw, 1-568.
- STEIGER, R. H. y E. JAGER, 1977. *Subcomisión on Geochronology: Convention on the use of decay constants in Geo-and Cosmochronology*. Earth and Planetary Sciences Letters, 36 (3): 359-362.
- STRECKEISEN, A. L. y R. W. LE MAITRE, 1979. *A chemical approximation to the igneous rocks*. N. Jahrb. Min., 136: 169-206.
- TOUBES, R. y J. SPIKERMANN, 1973. *Algunas edades K-Ar y Rb-Sr de plutonitas de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 40° y 44° de latitud Sur*.

Asoc. Geol. Argent., Rev. 28 (4): 382-396, Buenos Aires.

**Recibido:** 21 de diciembre, 1989.  
**Aceptado:** 13 de diciembre, 1991.

**TURNER, J. C. M.**, 1965. *Estratigrafía de la comarca Junín de los Andes (Neuquén)*. Acad. Nac. Cienc., Bol., 44: 5-51, Córdoba.

**VOLKHEIMER, W.**, 1964. *Estratigrafía de la zona extraandina del Departamento de Chubut entre los paralelos 42° y 42°30' y los meridianos 70° y 71°*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 19 (2): 85-107, Buenos Aires.

**WINKLER, E.**, 1979. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer Verlag, 1-348.

**L. H. DALLA SALDA**  
**C. A. CINGOLANI**  
**R. VARELA**

Centro de Investigaciones Geológicas.  
Universidad Nacional de La Plata - CONICET  
Calle 1 N° 644, 1900 La Plata, Argentina.



## SEDIMENTOLOGIA DE LA FORMACION TALACASTO: PLATAFORMA FANGOSA DEL DEVONICO PRECORDERANO, PROVINCIA DE SAN JUAN

Ricardo Alfredo Astini

**RESUMEN:** Seis facies de grano predominantemente fino se discriminaron en la Formación Talacasto del Devónico de la Precordillera sanjuanina: 1) fangolitas areno-limosas bioturbadas, 2) fangolitas limo-arcillosas bioturbadas, 3) fangolitas bandeadas, 4) pelitas laminadas, 5) areniscas finas laminadas y 6) calizas micríticas bioturbadas. En conjunto caracterizan a depósitos de plataforma fangosa, análogos a los depósitos modernos de sistemas de plataforma vinculados distalmente a la desembocadura de grandes ríos. Las facies se agruparon en tres secuencias de facies que ordenadas verticalmente permitieron realizar un análisis paleobatimétrico de la unidad. El estudio de icnofábricas permitió determinar las condiciones del sustrato y las relaciones entre tasas de sedimentación y tasas de bioturbación. Las tasas de sedimentación se calcularon tentativamente.

**ABSTRACT:** A Lower Devonian muddy shelf sequence located in western Argentina, in the Precordillera basin, was studied. The Talacasto Formation, which is almost 650 m thick in its northern extent, comprises six fine grained shelf facies included in three cyclically arranged facies sequences: normal weather below wave action muddy shelf ("A"), periodically influenced stormy weather muddy shelf ("B") and a condensed section ("C"). Facies trends closely resemble across-shelf trends on modern muddy river-supplied shelves, suggesting that the processes were similar. A paleodepth curve was developed and decompacted accumulation rates were tentatively calculated within the unit. Detailed examination of these deposits and related subordinated sandy layers provide insight into the nature and role of the various processes affecting the environment. Different relations between rates of sedimentation and bioturbation are depicted from rock slice analysis. Composite ichnofabrics and trace fossils tiering relations were a useful tool to interpret bottom-water and substrate redox conditions.

### INTRODUCCION

Existen dos grupos de facies predominantes en plataformas: facies fangosas y facies arenosas. Aunque las lutitas y fangolitas constituyen más del 70 % de las rocas sedimentarias (Potter *et al.*, 1980; Blatt, 1982), los modelos de facies arenosas están mucho más desarrollados que los fangosos y son los que permiten definir más concluyentemente los paleoambientes. Recientemente Leithold (1989), Savrda y Bottjer (1987) y Schieber (1989), destacan la importancia y sensibilidad de las facies pelíticas en el reconocimiento de ambientes depositacionales, que brindan la posibilidad de observar gran número de detalles texturales y sus variaciones en pequeños tramos de afloramiento o incluso en testigos o muestras de mano.

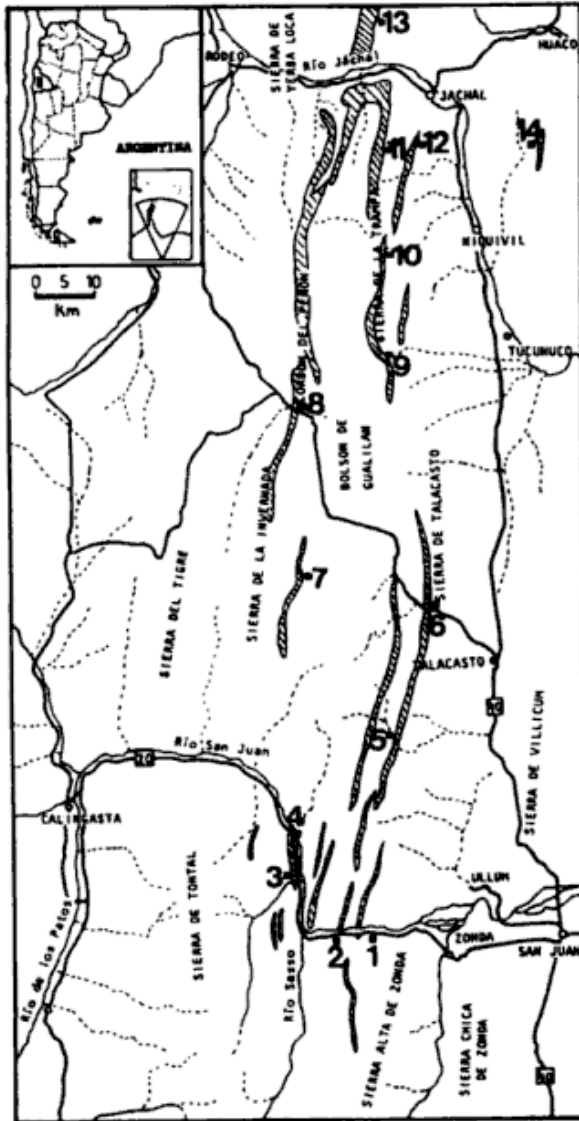
El estudio de secuencias fangosas es particularmente interesante por cuanto éstas constituyen frecuentes rocas generadoras de hidrocarburos. La sistematización de sus parámetros puede constituirse en una herramienta predictiva de gran importancia en el análisis de cuencas.

El objetivo del presente trabajo es proporcionar una sedimentología descriptiva e interpretativa detallada de la Formación Talacasto, en particular de las facies fangosas, que permita establecer la base para un análisis moderno de la cuenca devónica.

### MARCO GEOLOGICO

La Formación Talacasto (Padula *et al.*, 1967) del Devónico precorderano (figura 1) aflora en forma casi ininterrumpida a lo largo de la Precordillera Central. Abarca el territorio sanjuanino entre los 30° y los 31° 30' de latitud sur (latitudes aproximadas de los ríos Jáchal y San Juan, respectivamente). Su sección tipo está localizada en la Quebrada de Talacasto que corta a la Sierra homónima.

Esta unidad está constituida por una secuencia monótona de fangolitas y vaques muy bioturbados con intercalaciones de capas muy delgadas y continuas de areniscas finas. En forma subordinada se localizan cuerpos arenosos de mayor jerarquía (Astini, 1990a) y también lentes y concreciones carbonáticas. El color general de la unidad es gris-verdo-



**Figura 1:** Mapa de ubicación de afloramientos de la Formación Talacasto y secciones estratigráficas analizadas. 1-Río San Juan (km 43), 2-Río Sassito (km 47), 3-Isla del Sauce (km 57), 4-Tambolar (km 77), 5-La Deheza, 6-Talacasto, 7-Cerro Las Crucecitas, 8-Cerro Agua del Peñón, 9-Quebrada de Las Tunas, 10-Quebrada Río de Las Casitas, 11-Quebrada de Las Aguaditas, 12-Loma de Los Piojos, 13-Quebrada Agua de Los Pajaritos, 14-Cerro del Fuerte.

so, pero localmente presenta fajas oxidadas de colores ócre y morado. Baldis (1975a y b) interpreta a esta unidad como depósitos de plataforma en base a su contenido paleontológico y a las características litoestratigráficas generales aportadas por Espisúa (1968). Boucot *et al.* (1969, pág. 45) son quienes por primera vez señalan la ausencia de facies marinas profundas en esta unidad.

En esta oportunidad se analizaron los perfiles aflorantes sobre el río San Juan (km 43, 49, 57 y 77), Quebrada de Talacasto (Sierra de Talacasto), Cerro Las Crucecitas (sur de Gualilán), Cerro Agua

del Peñón (oeste-noroeste de Gualilán), Quebrada de Las Tunas (oeste del Cerro La Chilca), Quebrada de Las Casitas (extremo sur de la Sierra de la Trampa), Quebrada de Las Aguaditas (oeste del Cordón de Los Blanquitos), Loma de Los Piojos (suroeste de Jáchal), Quebrada Agua de Los Pajaritos (noroeste de Jáchal) y flanco occidental del Cerro del Fuerte (figuras 1 y 2, Tabla 4).

### CONSIDERACIONES GENERALES Y METODOLOGICAS

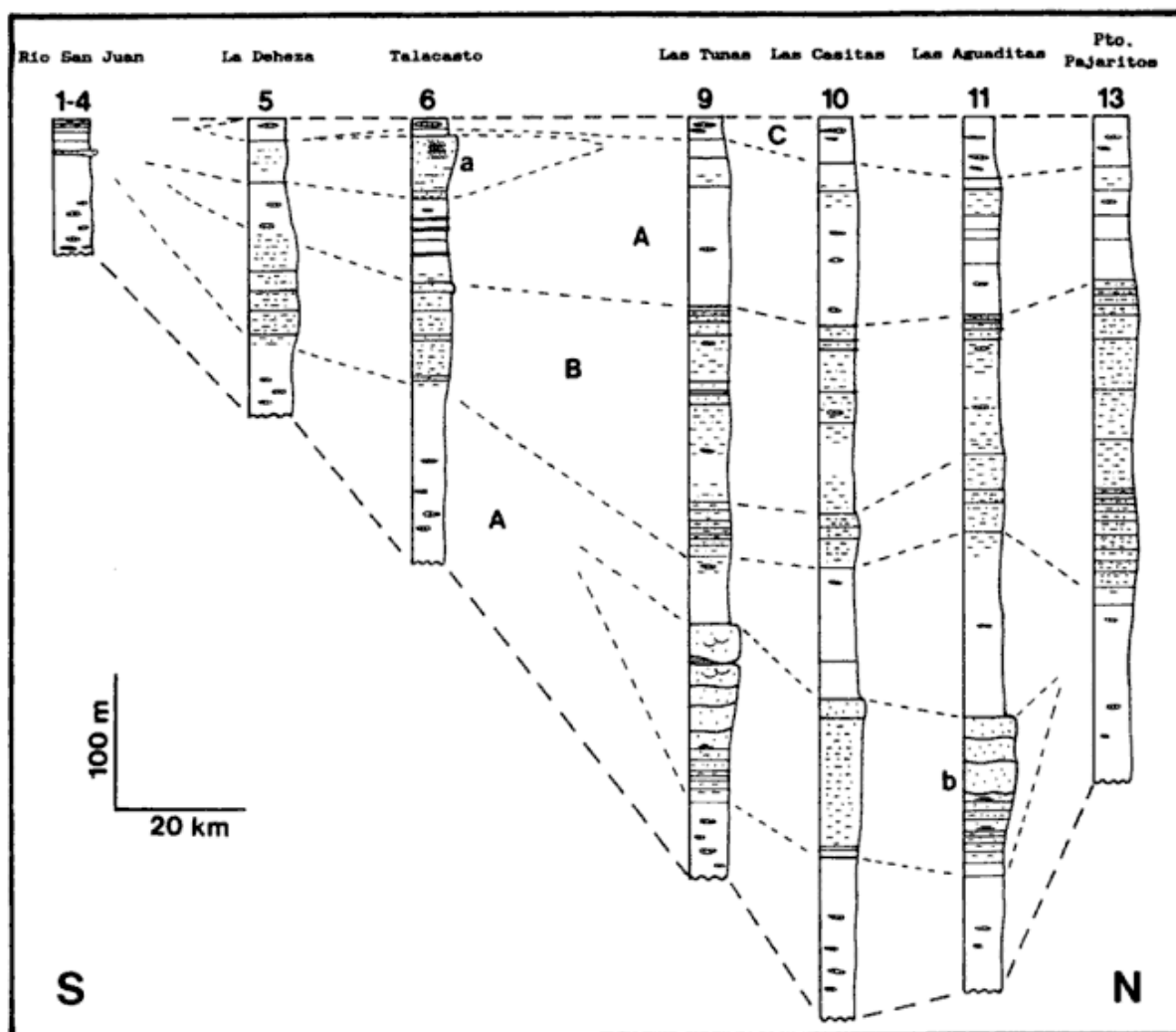
La delimitación de facies en secuencias fangosas requiere de un minucioso análisis, factible de hacerse en el campo y complementarse en el laboratorio con la realización de pulidos, cortes delgados y análisis granulométricos. En este trabajo se subraya la necesidad de diferenciar las facies en el campo.

La sistematización de facies en plataformas fangosas puede realizarse satisfactoriamente empleando las estructuras sedimentarias conjuntamente con los parámetros texturales y excepcionalmente los mineralógicos. Con éstos podemos inferir las condiciones energéticas del medio ambiente (hidrodinámicas, de oxigenación, de nutrientes) y las condiciones del sustrato. En la sistematización de espesores se empleó la escala de Ingram (1954), en granulometrías la propuesta de Wentworth (1922) y para los colores la tabla del Servicio Geológico Norteamericano.

No son muchas las estructuras sedimentarias mecánicas que aparecen comúnmente asociadas a granulometrías finas. Se destacan variedades ondulíticas y de laminación paralela que, con frecuencia, se hallan parcialmente bioturbadas por la acción de organismos detritívoros endo y epibentónicos. Con respecto a la textura, se adoptaron criterios semicuantitativos de campo (Lundegard y Samuels, 1980; Blatt, 1982, pág. 49) para diferenciar contenidos relativos de arcilla, limo y arena fina.

El uso de algún adjetivo referido al contenido mineralógico o coloración característica es recomendable sólo cuando permite realizar una interpretación adicional. Las glauconitas y las fosforitas son, en especial, minerales asociados de gran importancia paleoambiental y paleobatimétrica (Bentor, 1980; Odin y Lettole, 1978; Odin y Matter, 1981; Odin, 1985) en facies de plataformas silicoclásticas.

En las secuencias fangosas es importante tener en cuenta que los cambios de facies no se visualizan como entre las facies arenosas. Variaciones sutiles en las condiciones ambientales, no implican



**Figura 2:** Columnas estratigráficas de la Formación Talacasto analizadas a lo largo de un corte sur-norte de la cuenca precordillerana. Los números corresponden a su localización en el mapa de ubicación (figura 1). Las letras mayúsculas A, B y C corresponden a las secuencias de facies definidas (ver texto), mientras que las minúsculas a y b corresponden a los litosomas arenosos detallados en la figura 8.

cambios bruscos notables en el patrón general y los cambios netos, en contrapartida, son muy significativos y reflejan variaciones alocíclicas (grandes inundaciones que provocan influjo inusual de sedimentos hacia la plataforma, progradación deltaica, cambios climáticos, cambios relativos del nivel del mar, etc.).

Los sustratos fangosos pueden subdividirse en tres niveles, de acuerdo al grado y tipos de bioturbación existentes: a) nivel superficial, b) nivel de transición y c) nivel histórico (Berger *et al.*, 1979; Ekdale *et al.*, 1984; Savrda *et al.*, en prensa). El espesor de estos niveles es variable entre algunos centímetros y decímetros de acuerdo a la composición del sustrato y condiciones redox. El nivel superficial representa un intervalo de rápida y completa homogeneización biológica. Las estructuras

biogénicas tienen muy bajo potencial de preservación debido al continuo retrabajo de organismos endo-epibentónicos y al estado inconsolidado del fango. La textura y el color son homogéneos. El nivel de transición es una zona de mezcla (Nittrouer y Sternberg, 1981) heterogénea (textura moteada). El sedimento es más firme y las perforaciones son producidas por organismos (endobentónicos) que normalmente viven y se alimentan a mayor profundidad desde la superficie. El nivel histórico es aquél en el cual ya no existe actividad bioturbadora y se tornan activos los procesos diagenéticos y de cementación. En fondos con agradación continua, los distintos niveles van siendo incorporados progresivamente al infrayacente, de manera que el que tiene mayor potencial de preservación es el de transición, por debajo del cual no hay actividad biológi-

Tabla 1: Facies fangosas de la F. Talacasto y porcentajes relativos (explicación en el texto y figura 3).

		% rel.
1- Fangolitas areno-limosas bioturbadas	{ con o sin glauconita	40 %
2- Fangolitas limo-arcillosas bioturbadas		40 %
3- Fangolitas bandeadas		2 %
4- Pelitas laminadas	{ con bioturbación variable	7 %
5- Areniscas finas laminadas		8 %
6- Calizas micríticas bioturbadas		3 %

ca. Esta restricción está relacionada básicamente con límites de oxigenación (Savrda y Bottjer, 1986, 1987, 1989).

Debido a la separación vertical de hábitats de los organismos por debajo de la interfase sedimento-agua ("tiering" de Levinton y Bambach, 1975; Ausich y Bottjer, 1982 y 1990), las estructuras biogénicas del nivel de transición están típicamente asociadas por niveles o estratificadas ("tiers" de Bromley y Ekdale, 1986; Wetzel y Aigner, 1986; Bottjer y Savrda, en prensa). La estratificación normal de la infauna detritívora está conformada de base a techo por los siguientes icnotipos: *Chondrites*, *Zoophycos*, *Thalassinoides* y *Planolites*. En el registro geológico, esta partición vertical o estratificación, se infiere a partir de las relaciones de corte entre las distintas perforaciones del nivel histórico (Ekdale, 1985; Bromley y Ekdale, 1986; Savrda y Bottjer, 1986). Estas relaciones han permitido establecer el concepto de icnofacies oxígeno dependientes (IOD de Savrda y Bottjer, *op. cit.*, 1987 y 1989) definidas sobre la base de la diversidad, diámetro y profundidad de penetración de las perforaciones preservadas. Las icnofacies permiten evaluar las condiciones de paleoxigenación de los fondos y a través de su registro continuo, pueden establecerse variaciones cíclicas de las condiciones redox que afectaron al sustrato.

Es importante hacer notar, que si bien las condiciones redox del ambiente tienen influencia sobre las del sustrato, un medio aeróbico no implica necesariamente un sustrato oxigenado, ya que el porcentaje de oxígeno disuelto en sus poros, está condicionado por su composición litológica y la tasa de bioturbación. Las variaciones en la tasa de bioturbación de una sección continua, pueden estar relacionadas con cuatro factores principales, dos de índole composicional: granulometría y contenido de nutrientes y dos ambientales: variaciones en la oxigenación del fondo y de la tasa de sedimentación. Para determinar la importancia de cada uno de estos factores, se necesita realizar análisis sedimen-

tológicos texturales y geoquímicos complementarios, que exceden el alcance de este trabajo.

En un sustrato fangoso puede existir un gradiente rápido de consumo del oxígeno disuelto en los poros intersticiales por actividad bacteriana aerobia. De esta manera, y como veremos en el desarrollo de este trabajo, puede existir en el nivel de transición una asociación icnológica característica de bajos niveles de oxigenación.

## ANÁLISIS DE FACIES

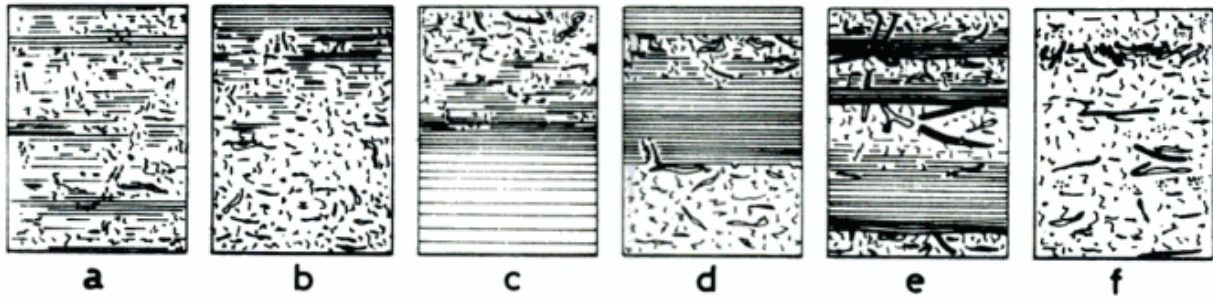
Seis facies fangosas y sus variaciones son fácilmente reconocibles en el campo (Cuadro 1 y figura 3) dentro de la Formación Talacasto: 1) fangolitas areno-limosas bioturbadas, 2) fangolitas limo-arcillosas bioturbadas, 3) fangolitas bandeadas, 4) pelitas laminadas, 5) areniscas finas laminadas y 6) calizas micríticas bioturbadas.

### Facies 1 y 2.- fangolitas areno-limosas y limo-arcillosas bioturbadas:

Las facies de fangolitas (1 y 2) comprenden la mayor parte del espesor de los depósitos de la Formación Talacasto (80 %) y sus colores varían entre grises, verdes y amarillentos. Poseen mezclas granulométricas con predominio de arena fina y limo en el primer caso (vaques fangosos) y de limo y arcilla en el segundo. Su rasgo característico es la ausencia casi total de estratificación y de estructuras sedimentarias primarias por efectos de la bioturbación. Esta es, en general, lo suficientemente intensa como para homogeneizar los depósitos (véase Moore y Scrutton, 1957).

La presencia de macrofósiles (fundamentalmente braquiópodos, trilobites y bivalvos) generalmente enteros y distribuidos al azar y en posiciones muy variadas, es otro rasgo común de estas facies. En general, parecen corresponder a faunas autóctonas removidas, *in situ*, por bioturbación (concentraciones biogénicas extrínsecas de Kidwell *et al.*, 1986). Con frecuencia sólo se preservan sus moldes inter-



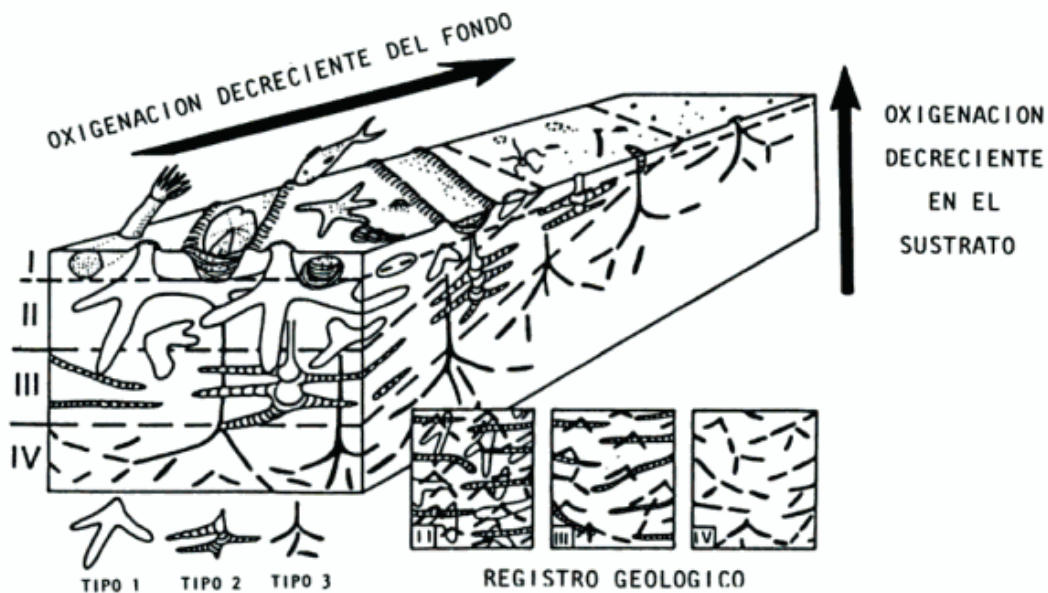


**Figura 4:** Fábricas de relación entre tasa de sedimentación (ts) y tasa de bioturbación y mezcla (tb) en la Formación Talacasto. a) sustrato con preservación de algunas estructuras sedimentarias (tstb). b) sustrato con aumento gradual de la ts y con tb constante. c) sustrato con disminución gradual de la ts con tb constante. d) sustrato con aumentos repentinos de la ts. e) sustrato con alternancia de alta y baja ts con erosión. f) sustrato homogeneizado con tb ts. La tb puede ser continua (parte inferior) o discontinua (parte superior).

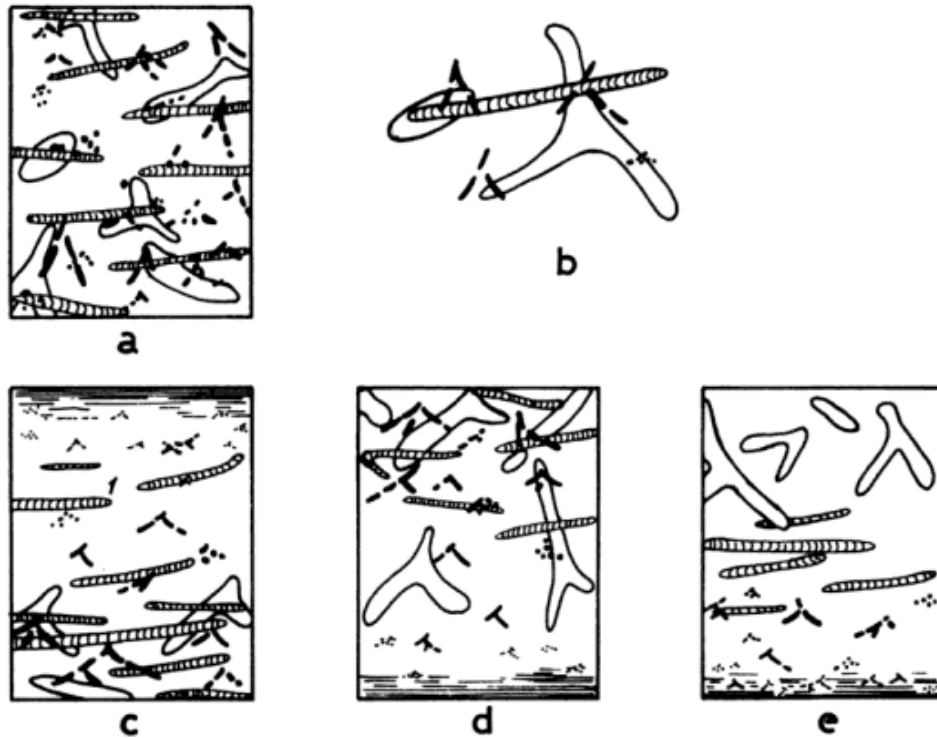
tes a la icnocenosis de *Thalassinoides*. Pueden reconocerse en estos depósitos diferentes tipos de fábrica bien desarrollados (Figs. 4 y 5), que están relacionados con la interacción entre tasas de sedimentación y de bioturbación. En general, predominan las fábricas producidas por bioturbación continua en fondos oxigenados con tasas de sedimentación discontinuas. La tasa de sedimentación y su granulometría limitan la cantidad de oxígeno disuelto en el sustrato, condicionando así, la icnocenosis característica de la subcapa de transición y pasando en forma rápida desde la capa superficial oxigenada a la de transición (anaeróbica), que es preservada en la subcapa histórica.

En la figura 4 se esquematizan las fábricas más comunes halladas en estas facies, pudiendo deter-

minarse en base a la densidad, diversidad, diámetro y relación de entrecruzamiento de las trazas, variaciones en la tasa de sedimentación y en el porcentaje de oxígeno disuelto. En el primer caso, cuando la tasa de bioturbación no llega a superar la de sedimentación, se preservan algunos rasgos de estructuras sedimentarias primarias (figura 4a). También pueden observarse, variaciones graduales (4b y 4c) o repentinas (4d) de la tasa de sedimentación o alternancia de momentos con alta y baja tasa de sedimentación y preservación de superficies erosivas (4e). La homogeneización completa de una capa (4f) implica tasas de bioturbación superiores a las de sedimentación. La variación del porcentaje de oxígeno disuelto en el sustrato se determina en base a la predominancia de las icnocenosis de tipo



**Figura 5:** Bloque diagrama esquemático ilustrando las relaciones entre los efectos producidos por organismos que habitan un sustrato fangoso en las subcapas superficial (I) y de transición (II, III, IV) con desarrollo de un gradiente de oxigenación. Obsérvese la estructura estratificada y relaciones de corte entre las perforaciones, esperables en este contexto. 1, 2 y 3 (perforaciones de tipo *Thalassinoides*, *Zoophycos* y *Chondrites*) concuerdan con las icnofacies oxígeno dependientes (IOD), estratificadas en II, III y IV. Adaptado de Savrda y Bottjer (1987).



**Figura 6:** Diagramas esquemáticos de las ichnofábricas oxígeno dependientes (IOD) de la Formación Talacasto preservadas en el nivel histórico. (Adaptados y modificados de Savrda y Bottjer, 1986). a) relaciones desarrolladas entre las sucesivas asociaciones de trazas en sustratos estables con condiciones de oxigenación normal. b) Detalle de las relaciones de corte entre marcas generadas en distintos momentos en la subcapa de transición. c) relación característica de desoxigenación gradual del sustrato. d) relación característica de oxigenación gradual del sustrato. e) relación característica de desoxigenación rápida del sustrato. En este último, quedan virtualmente congeladas y estratificadas las IOD.

*Thalassinoides*, *Zoophycos* o *Chondrites* (Tabla 2) y a sus relaciones de corte y diámetro (figura 5). En la figura 6a y 6b se observan las relaciones entre perforaciones sucesivas, desarrolladas en la subcapa de transición de un sustrato estable, con condiciones de oxigenación decrecientes en profundidad. En 6c y 6d se esquematizan las relaciones de cam-

po más comunes, que caracterizan a un gradual decrecimiento e incremento respectivamente, del porcentaje de oxígeno disuelto en el sustrato. Otra relación frecuente es la de la figura 6e, que caracteriza a un evento de rápida desoxigenación. En ésta, queda virtualmente fosilizada la estratificación de hábitats ("tiering"), debido al cambio repentino de

**Tabla 2. Partición vertical de hábitats o estratificación de las asociaciones de trazas acorde a los porcentajes de oxígeno disuelto en el sustrato (icnocenosis oxígeno dependientes - IOD). Las perforaciones de mayor diámetro son eliminadas progresivamente y las asociaciones más profundas migran hacia arriba como consecuencia de la disminución en la concentración de oxígeno libre interporal y agradación del fondo. (Según Bromley y Ekdale, 1984 y Savrda y Bottjer, 1987).**

		Oxigenación del agua del fondo			
		Bien Oxigenada		Anaeróbica	
Diámetro de perforaciones	Oxigenación del sustrato	<i>Planolites</i> <i>Thalassinoides</i> <i>Zoophycos</i> <i>Chondrites</i>	<i>Thalassinoides</i> <i>Zoophycos</i> <i>Chondrites</i>	<i>Zoophycos</i> <i>Chondrites</i>	<i>Condriles</i>
Profundidad del sustrato					
<b>RELACION GENERAL DE ESTRATIFICACION OXIGENO-DEPENDIENTE</b>					

condiciones aeróbicas a anaeróbicas que impide la migración ascendente de los organismos que ocupan los niveles más profundos (capaces de soportar ambientes con muy bajos porcentajes de oxígeno disuelto). Las icnofacies más frecuentes en estas facies son las de *Zoophycos* y *Chondrites*, que comúnmente están superpuestas. La relación normal es de *Chondrites* cortando y distorsionando a *Zoophycos*. Esta relación indica el ascenso gradual de la icnofacies de *Chondrites*, por disminución gradual del porcentaje de oxígeno disuelto dentro del sustrato. Esta asociación es, en general, característica de bajos niveles de oxigenación del sustrato (cf. Bromley y Ekdale, 1984; Wetzel, 1987).

La granulometría media de estas facies (0,1 mm) es demasiado gruesa como para resultar, en forma excluyente, de procesos de decantación pura. Por ello, se interpretan como depósitos mixtos de tracción-decantación generados en concomitancia con corrientes de fondo, producto de los procesos dinámicos en la plataforma (corrientes mareales o producidas por tormentas). La intensa bioturbación superficial y fábrica interna bioturbada, indican fondos bien oxigenados y sustratos aeróbicos a disaeróbicos (de Rhoads y Morse, 1971). Los eventos de desoxigenación rápida pueden ser relacionados con sedimentación periódica de capas de tormenta distales o a influjos sedimentarios inusuales que aceleran la tasa de sedimentación, como depósitos de corrientes densas producto de crecidas ("flood layers"). Estos depósitos serían modificados posteriormente por acción biológica (cf. Nittrouer *et al.*, 1986).

#### **Facies 3.- fangolitas bandeadas:**

En las fangolitas bandeadas (3) el rasgo sobresaliente es la alternancia de bandas delgadas a medianas (centimétricas a decimétricas) de distinta tonalidad. Internamente son homogéneas, presentando entre ellas pasajes graduales rápidos o netos. El bandeo de coloración que se observa en el campo (gris claro y gris verdoso), raramente es producto de bioturbación diferencial (distintas tasas de bioturbación alternantes), ya que existen variaciones granulométricas o del contenido de materia orgánica, sulfuros o minerales autigénicos entre las bandas. Estos caracteres litológicos, independientes del proceso biológico, ejercieron posiblemente un control primario sobre la tasa de bioturbación.

En todos los casos el bandeo es interpretado como alternancia repetitiva (¿periódica?) de las condiciones del fondo. Esta facies podría corres-

ponder a un estado menos homogeneizado de la facies 2. También existe la posibilidad de que la homogeneidad de las bandas pelíticas sea debida a períodos de sedimentación floculada. La floculación de fangos depende fundamentalmente del ambiente químico (Moon y Hurst, 1984), siendo favorecida en ambientes con potencial redox positivo. La sedimentación floculada genera un aspecto macizo en los depósitos por la orientación aleatoria de las partículas (O'Brien *et al.*, 1980; Moon y Hurst, *op. cit.*) y es común en ambientes de plataforma más o menos oxigenados, en conexión con desembocaduras de grandes ríos donde los sedimentos se mantienen floculados (Bennett *et al.*, 1981).

#### **Facies 4.- pelitas laminadas:**

La facies de pelitas (4) presenta homogeneidad granulométrica (sin arena) y bioturbación en grados variables. No obstante, puede observarse laminación paralela primaria característica de muy bajos regímenes de flujo. En esta facies se encuentran particularmente bien preservadas e íntimamente asociadas las IOD de *Zoophycos* y *Chondrites*. La asociación de estos icnogéneros indica bajos contenidos de oxígeno disuelto en los poros del sedimento, siendo un factor limitante para el desarrollo de icnofacies más complejas. A su vez, la laminación primaria indica que la tasa de sedimentación superó a la de bioturbación, en la capa superficial. Esto implica una tasa de sedimentación alta o una escasa oxigenación de la capa límite ("boundary layer") del fondo.

Esta facies se ha depositado en un ambiente con muy baja energía de fondo, principalmente por decantación. La ausencia de corrientes de fondo habría permitido la generación de una delicada laminación paralela y disminuido el oxígeno disuelto, contribuyendo así a la preservación de materia orgánica en los sedimentos. Esta, a su vez, sirve de nutriente para los organismos endobentónicos. Tanto *Zoophycos* como *Chondrites*, pero particularmente este último, son generados en sedimentos disaeróbicos a anóxicos (Bromley y Ekdale, 1984). Tanto Bromley y Ekdale (*op. cit.*) como Savrda *et al.* (en prensa), sostienen que estos icnogéneros son dependientes del potencial redox (Eh), más que del tipo de sedimento o de la batimetría del ambiente.

#### **Facies 5.- areniscas finas laminadas:**

La facies de areniscas finas (5) está constituida por areniscas finas y muy finas, bien seleccionadas,



con bajos contenidos de protomatriz ( 15 %) y cemento esparfítico.

Aflora en capas delgadas de color gris verdoso, con espesores promedio entre 3 y 10 cm y geometrías tabulares (relación extensión lateral/espesor 100), con acuñamientos laterales muy suaves. Generalmente las capas individuales pueden seguirse lateralmente por decenas y centenares de metros, en los cuales sólo describen atenuamientos y engrosamientos leves. Los contactos basales son netos pero los superiores son, en general, difusos por efectos de la bioturbación. En las bases hay escasas marcas de flujo polimodales y trazas de tipo *Planolites-Paleophycus* (cf. Pemberton y Frey, 1982). Las estructuras predominantes son laminación paralela, ondulada y microlaminación cruzada. Esta última, presenta superficies cóncavas erosivas que suelen llegar hasta la base de la capa y sus longitudes de onda oscilan entre 10 y 16 cm, mientras que sus amplitudes son siempre menores a 10 mm. La secuencia completa de estructuras involucra laminación paralela en la base, pasando a ondulada y finalmente, términos ondulíticos en el tope (figura 3e). Estos últimos son los más afectados por bioturbación. En la parte inferior se observan cortes con ángulos variables de trazas de escape (figura 3e).

Esta facies se interpreta como depósitos generados por tracción en regímenes de flujo variables, influenciados por corrientes combinadas, unidireccionales y oscilatorias. Las laminaciones cruzadas y formas erosivas cóncavas son producto de oscilación, generando formas análogas a las descritas por Allen (1981), de Raaf *et al.* (1977) y Newton (1968). La energía hidrodinámica ha sido suficiente como para seleccionar los materiales, eliminando la matriz arcillosa. La amplia dispersión espacial de esta facies indica topografías de fondo plano. Teniendo en cuenta los índices de óndula (cerca de 8) y las granulometrías presentes (cf. Clifton y Dingler, 1984; Diem, 1985; González Bonorino, 1986), se estimaron para estos depósitos profundidades normales de entre 42 y 58 m y extraordinarias de entre 70 y 91 m.

Dos pueden ser las alternativas de generación de esta facies: a) por zarandeo o selección ("winnowing") *in situ*, producida por la acción del oleaje de tormentas sobre el fondo o b) tratarse de material transportado e introducido por tormentas (véase Nelson, 1982; Aigner, 1985) o por crecidas periódicas en la cuenca de alimentación, sujetas con posterioridad a un retrabajo superficial.

#### Facies 6.- calizas micríticas bioturbadas:

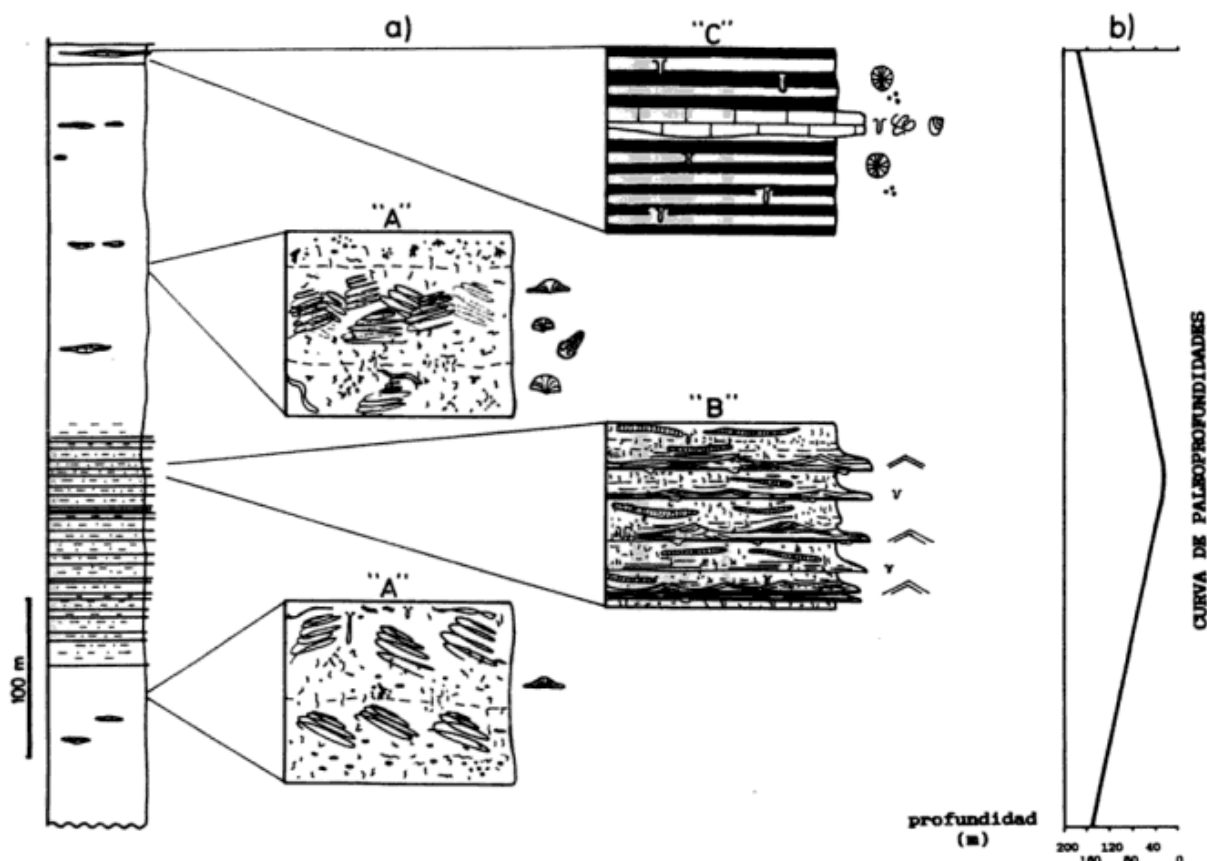
La facies de calizas (6) es de distribución errática y ocupa volúmenes variables, pero siempre menores al 5 % dentro del contexto silicoclástico. Se trata de calizas grises micríticas y margosas, con textura de mudstones, wackestones y más raramente de floatstones esqueléticos gruesos. Los bioclastos están constituidos, fundamentalmente, por braquiópodos articulados, pobremente seleccionados y generalmente enteros, acompañados en orden decreciente por inarticulados, gastrópodos, bivalvos, nautiloideos y conuláridos. Descriptivamente, alguno de estos depósitos podría corresponder a coquinas fangosoportadas y desorganizadas.

Esta facies presenta patrones de bioturbación bien desarrollados, particularmente visibles en los mudstones donde las trazas presentan mayor complejidad geométrica. En los floatstones bioclasticos gruesos el desorden interno en la disposición de las conchillas se atribuye a la acción de organismos detritívoros que retrabajaron el sustrato. La geometría de estos depósitos es lenticular o irregular, con relaciones de extensión lateral/espesor variables entre 10 y 50. Los mudstones y margas, frecuentemente fétidos y portadores de abundante pirita, suelen tener geometría lateral más continua pero igualmente irregular.

Esta facies calcárea con texturas variables se interpreta en todos los casos como depósitos autóctonos, generados por precipitación bioquímica en ambientes con baja turbidez. Dado el contexto general en el que se encuentran, son interpretados como producto de momentos de interrupción o de disminución de la sedimentación silicoclástica, lo cual permitió su profusa bioturbación. La discontinuidad de estos depósitos podría estar vinculada a fenómenos de disolución. La abundante pirita, fetidez y color gris oscuro de los mudstones, indica condiciones reductoras generadas por la descomposición de materia orgánica. Los floatstones corresponderían más que a coquinas propiamente dichas, a concentraciones locales ( densidad relativa) de fósiles autóctonos removidos *in situ* por organismos detritívoros y carroñeros del fondo.

#### SECUENCIAS DE FACIES

En función del agrupamiento natural entre las facies anteriormente definidas, se diferenciaron en el campo tres secuencias de facies que se repiten en sentido vertical y que permiten realizar la interpretación del ambiente depositacional. Las facies asociadas son 1, 2 y 6; 4 y 5 ; 3 y 6, que respectiva-



**Figura 7:** Columna generalizada de la Formación Talacasto en el sector Norte de la cuenca y detalles de las secuencias de facies (a). En el borde izquierdo (b) se grafica una curva de paleoprofundidades obtenida en base a la interpretación litofacial (ver texto).

mente, conforman las secuencias de facies "A", "B" y "C" (figura 7).

#### Secuencia "A":

Se interpreta como depósitos pertenecientes a plataforma fangosa sin influencia de oleaje. Está constituida principalmente por las facies 1 y 2, y en volumen muy subordinado (al 3%) por la facies 6. Esta última estaría marcando momentos de muy baja tasa de sedimentación análogos a los de facies fangosas con minerales glauconíticos. Estas interrupciones temporales de la sedimentación favorecieron la generación de aloquímicos y la profusa bioturbación. La profundidad de depositación de la secuencia se infiere por analogía con otras similares, entre los 70 y 200 m (cf. Howard y Reineck, 1981; Stanley *et al.*, 1983; Norris, 1986; Leithold, 1989; Nittrouer *et al.*, 1984), ubicándose en ambiente de plataforma media o externa. Por otra parte, la asociación icnofacial corresponde a la de *Zoophycos*, que según Seilacher (1967) es característica de la zona comprendida entre la base del oleaje de tormenta y las profundidades de talud

y cuenca profunda en donde son frecuentes las turbiditas.

Se interpreta que la intensidad del proceso de bioturbación ha sido responsable de la homogeneización parcial de las facies 1 y 2, en tanto que el estado de los sedimentos saturados con agua no habría permitido la preservación de las paredes de las perforaciones (cf. Ekdale, 1985) en la subcapa superficial, lo que implica una continuidad relativa de la sedimentación. Si hubieran existido evidencias marcadas de sedimentación episódica, (turbiditas o tempestitas), se habrían conservado más nítidamente asociaciones de trazas estratificadas (véase Savrda *et al.*, en prensa), debido a los gradientes interrumpidos de la tasa de sedimentación y a la desoxigenación rápida que estos eventos producen.

Condiciones análogas se producen actualmente en plataformas fangosas ligadas a desembocaduras de grandes ríos (Mc Cave, 1971 y 1972; Drake, 1976; Karlin, 1980; Reineck y Singh, 1980, pág. 364; Gibbs, 1981; Nittrouer y Sternberg, 1981; Kuehl *et al.*, 1982; Gorsline *et al.*, 1984; Nittrouer *et al.*, 1984 y 1986; Leithold, 1989), en donde la concentración de sedimentos suspendidos es elevada. La intensa actividad biológica de organismos

detrítivos indica fondos con abundante materia orgánica y nutrientes disponibles, que según Ekdale *et al.* (1984) y Nittrouer *et al.* (1984 y 1986), son característicos de plataformas costa afuera ("offshore"). Según Mc Cave (1985), los máximos índices de bioturbación se registran en la zona alta o interior de la plataforma externa.

Esta asociación de facies se corresponde parcialmente con los Miembros de "Lutitas Nodulares" y de "Lutitas Verdes" reconocidos por Espisúa (1968) en la Quebrada de Las Chacritas y ampliados posteriormente para toda la cuenca por Baldis (1975a).

#### Secuencia "B":

Se interpreta como depósitos pertenecientes a plataforma fangosa con influencia periódica de oleaje. Está constituida por una alternancia repetitiva de las facies 4 y 5, que podrían definirse como fangolitas y areniscas tabulares intercaladas rítmicamente, con una relación promedio de arena/pelita igual a 1/5. Esta asociación predomina en el Miembro de "Areniscas Azules" de Espisúa (1968) y Baldis (1975a).

Capas episódicas de mayor granulometría que la correspondiente a la sedimentación de fondo ("background") en la que se intercalan, se describen con gran frecuencia en plataformas (Leithold, 1989) y se han interpretado como producto de sedimentación por eventos (Seilacher, 1982), generalmente asociados a tormentas (Ager, 1974; Aigner, 1985; Niedoroda *et al.*, 1989).

De las dos alternativas propuestas para la generación de la facies 5, la de **material introducido por tormentas** es en este caso la más plausible, ya que el espesor y la textura primaria de la mayoría de las capas arenosas no pueden haber sido producidos por **zarandeo in situ** de los materiales del fondo con el batido de la base de olas de tormenta. Tomando como ejemplo el porcentaje máximo de arena en la facies 1 (20 a 40 %), se necesitaría remover 10 cm de fangolitas arenosas y un **factor de enriquecimiento** del 50 % (muy elevado), para que se forme una capa de 1 a 2 cm de arena. En el perfil de Loma de Los Piojos por ejemplo, hay un promedio de 16 eventos por cada metro, con una relación de arena/pelita de 0,4. El promedio de los espesores de las capas de arena fina oscila en los 2,5 cm. Para que se genere una capa de 2,5 cm de espesor se deberían erosionar 20 a 40 cm del fondo (con porcentajes de arena promedio y factores de enriquecimiento elevados), lo cual es bastante improbable para profundidades de plataforma interna e incluso media. Además, este impedimento se mag-

nifica si se tiene en cuenta el **efecto de blindaje** ("armouring" o "shielding") que ocurre en el sustrato frente al retrabajo de las tormentas, luego de generarse la primera lámina de materiales gruesos sobre el fondo (Katchel y Smith, 1986; Niedoroda *et al.*, 1989). El espesor de sustrato que debe ser erosionado antes que se produzca el blindaje o acorazamiento del lecho, no permitiría que se formen la mayoría de las capas arenosas de esta secuencia.

Las capas individuales de arena raramente exceden los 10 cm, por lo que podrían explicarse, siguiendo a Leithold (1989), como capas de tormenta constituidas por material puesto en suspensión desde lugares más proximales de la plataforma interna, que con posterioridad a su depositación fueron retrabajados por flujos oscilatorios. Alternativamente, podría tratarse de **inunditas** ("flood layers") retrabajadas por flujos combinados.

En ambientes modernos las estructuras físicas se preservan bien hasta los 40 m de profundidad (Drake *et al.*, 1985; Norris, 1986). Por debajo de la misma, se acentúan los efectos destructivos de la bioturbación. Esto es debido a que a esas profundidades, son aún frecuentes los retrabajos de oleaje y elevados los valores de la tasa de sedimentación con respecto a la de mezcla biológica. La profundidad de sedimentación de esta secuencia se infiere entre los 30 y 80 m, teniendo en cuenta análogos modernos (véase Mc Cave, 1971; Howard y Reineck, 1981; Cacchione *et al.*, 1984; Drake *et al.*, 1985; Norris, 1986; Leithold, 1989).

Teniendo en cuenta la frecuencia de capas de arena (facies 5) de 10 a 20/m, las características basales no erosivas del 75 % de las capas, los porcentajes de laminación cruzada (60 % del total), el espesor promedio de estas capas (2 a 5 cm) y las tasas de bioturbación presentes (índices de proximalidad de Aigner y Reineck, 1982; Aigner, 1985), esta secuencia se situaría entre la parte inferior de la zona de transición y la parte superior de la plataforma fangosa.

#### Secuencia "C":

Se interpreta como una sección condensada de plataforma. Esta constituida por las facies 3 y 6, que alternan con un neto predominio volumétrico de 3. Se caracteriza por poseer una coloración gris y ocre bandeada y espesores constantes en toda la cuenca entre 5 y 10 m, lo cual brinda un excelente nivel guía para la correlación de perfiles (figura 2). García (1945) la denominó "horizonte con *Pleurotomaria*", para el sector ubicado al suroeste de Jáchal. La coloración ocre es debida a la oxidación

de la pirita y minerales ferruginosos que son abundantes en la facies 3. La abundancia de calizas, su profusa bioturbación, la presencia de corales (rugosa), *in situ*, que requieren aguas claras y presencia de gastrópodos, braquiópodos y restos de nautilóideos indican que esta secuencia se depositó en áreas protegidas de la acción del oleaje y corrientes, en condiciones de escasa sedimentación detrítica. Asimismo, la ausencia de estructuras mecánicas indica el reparo ambiental.

Un elemento muy importante de esta secuencia es su coronamiento por una fangolita arenosa con elevado porcentaje de granos de minerales ferruginosos del grupo de las glauconias (Odin y Matter, 1981) de 80 cm de espesor promedio y muy bioturbada. Estos constituyen excelentes indicadores de intervalos condensados (Di Paola, 1986). Loutit *et al.* (1988) definen como sección condensada a un "intervalo estratigráfico marino delgado caracterizado por tasas de sedimentación muy bajas (1 a 10 mm/1000 años), constituido por sedimentos hemipelágicos, depositados en la plataforma media, externa, talud o cuenca profunda, durante períodos de máximo ascenso relativo del nivel del mar o máximo transgresivo de la línea de costa".

Se infiere para esta secuencia un rango de profundidades compatibles con ambientes de plataforma media o externa. Su depositación se habría llevado a cabo durante un período de ascenso relativo del nivel del mar, generando condiciones de cuenca subalimentada ("starved basin") en la plataforma media y externa.

### RELACIONES ENTRE SECUENCIAS

Las secuencias de facies "A" y "B" se relacionan en sentido vertical (figura 7a) y lateral en forma recurrente y se diferencian fácilmente en el campo por sus perfiles de erosión. Los afloramientos de "A", dada su homogeneidad y granulometría fina, ocupan los sectores deprimidos y frecuentemente presentan un diaclasamiento catafilar (seudonodular) bien desarrollado. Los de la secuencia "B" por su relación arena/pelita más elevada, generan resaltes topográficos y crestas continuas que se siguen fácilmente en el campo y en aerofotografías. La secuencia "C" es en todos los perfiles la faja cuspidal de la formación y se diferencia claramente por su coloración, espesor constante y perfil de erosión cóncavo.

Desde la base hacia el techo la plataforma fangosa de la Formación Talacasto ha experimentado cambios aparentes en la paleobatimetría (figura 7b). En contacto neto, sobre la secuencia de plataforma

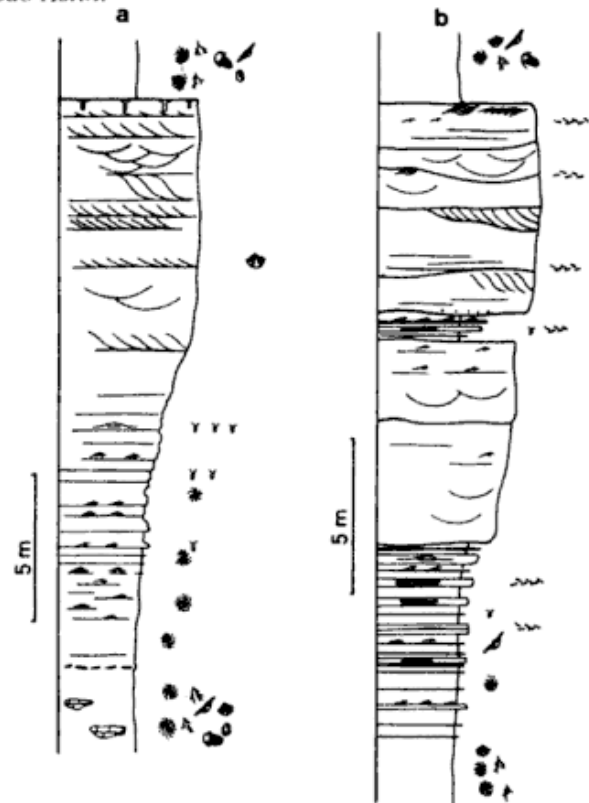


Figura 8: Detalles de los cuerpos arenosos hallados en la Formación Talacasto. a) litosoma aflorante en el tramo superior del perfil de Talacasto e interpretado como una barrera arenosa de plataforma. b) litosoma aflorante en el flanco oriental de la Sierra de la Trampa y flanco occidental del Cordón de Los Blanquitos, interpretado como parte de un lóbulo deltaico desactivado súbitamente.

mixta de la Formación Los Espejos (Astini y Piovano, en prensa) y análogas (Formación Tambolar), se deposita la secuencia de facies "A" predominantemente fangosa, a profundidades medias estimadas superiores a 80 m. La secuencia se someriza en el tramo medio inferior de la unidad, hasta llegar a profundidades medias del orden de los 30 a 40 m, donde la efectividad del oleaje (Mc Cave, 1971) es más elevada. Allí aumenta la relación arena/pelita y la preservación de estructuras sedimentarias mecánicas. A continuación, una retrogradación del sistema (aparente profundización), habría generado el retorno al dominio de secuencias fangosas ("A"), que en esta oportunidad presenta mayor cantidad de intercalaciones carbonáticas fosilíferas. Son muy comunes, asimismo, las concreciones fosilíferas calcáreas, cuya génesis se vincula con controles primarios de la sedimentación. Estas litologías indicarían aporte silicoclástico interrumpido (*cf.* Brenner y Davies, 1973; Spetch y Brenner, 1979), durante el cual, el sustrato más firme habría provisto un mejor sustento para la epifauna. La sedimentación en el fondo llega a un mínimo en el tope de la formación, donde se desarrolla la sección condensada (figura 7) que implica condiciones de cuen-

**Tabla 3: Valores aproximados de la tasa de sedimentación mínima de la Formación Talacasto. La presencia de importantes discontinuidades internas queda descartada al menos desde un punto de vista litofacial.**

Sector (Fig. 1)	Espesor aprox.	Tiempo involucrado (Devónico inferior)	Índice de Descompac.	Tasa de sedimentación
Norte	600 m	12 millones de años	1,7	85 mm/1000 años
Sur	100 m	12 millones de años	1,7	14,2 mm/1000 años

ca subalimentada, tal vez, asociadas a la máxima profundidad alcanzada. Esta última secuencia, particularmente bien desarrollada en el sector centro-norte de la cuenca, constituye el mejor nivel guía de la cuenca Devónica y se propone como nivel de referencia cronoestratigráfico. Progresivamente, cubren a la sección condensada depósitos rítmicos gradados que indicarían el comienzo de una progradación deltaica rápida, correspondiente a la Formación Punta Negra. En el sector Norte de la cuenca estas turbiditas son portadoras de importantes concentraciones fosilíferas (coquinas) que incluyen *Australospirifer antarcticus* (Morris y Sharpe) y *Australocoelia tourteloti* (Boucot y Gill) asociados con chonétidos.

Algunas intercalaciones delgadas y medianas, de samitas gradadas con secuencias de estructuras desacelerantes y con geometría tabular (Astini, 1990a), suelen hallarse agrupadas o aisladas dentro del contexto fangoso de la secuencia de facies "A", siendo más comunes en el tramo medio y superior de la unidad. Estas capas unieventuales (Seilacher, 1982) se vinculan con fenómenos episódicos, normales en ambientes de plataforma (véase Galloway y Morton, 1989). Asimismo, Astini (1990a) reconoce en el tramo superior del perfil tipo en la Sierra de Talacasto, un cuerpo arenoso mantiforme (figura 8a) comparable con los depósitos de barras arenosas de plataforma. Se trata de areniscas homogéneas, con desarrollo de abundantes "sets" medianos y gruesos de estratificación cruzada planar, tangencial por la base y artesas de escala métrica. Laminación paralela y ondulitas simétricas se hallan subordinadas. El litosoma describe un claro enarenamiento hacia el techo y su contacto cuspidal es neto, con abundantes perforaciones verticales que indican un tiempo de no depositación entre las facies traccionales areníticas y las fangosas suprayacentes. En la base se desarrollan facies heterolíticas y localmente abundantes intraclastos pelíticos, que indican una fase erosiva. La generación de barras arenosas y campos de megaondas activas en plataformas fangosas ha sido motivo de in-

tenas discusiones en Tillman y Siemers (1984) y su origen, aún incierto, es vinculado a líneas de costa sumergidas o a procesos dinámicos de la plataforma, relacionados con corrientes mareales o producidas por tormentas y desarrolladas sobre una superficie transgresiva (Gaynor y Swift, 1988).

La presencia de posibles discontinuidades estratigráficas dentro de esta unidad aún no ha podido corroborarse desde un punto de vista paleontológico. Herrera (en prep.) lleva a cabo estudios al respecto.

El análisis de las secciones estratigráficas (figura 1 y 2, Tabla 4) permite corroborar el esquema de correlación propuesto por Baldis (1975a y b) en sentido norte-sur para el sector ubicado al Norte de la localidad de Talacasto. Al sur de dicha localidad, el espesor de la unidad disminuye marcadamente, acompañado de cambios de facies (ausencia aparente de la secuencia "B"). A diferencia de Baldis (*op. cit.*), se considera que el Miembro superior de "Lutitas Verdes y Moradas", propuesto originalmente por Espisúa (1968), está genéticamente ligado a la base de la Formación Punta Negra, constituyendo la transición entre ambas unidades. En éste se registra un aumento creciente de capas turbidíticas con briznas vegetales producto de una posible progradación deltaica (Astini, 1990b). Esta es la causa por la cual los espesores promedio de la Formación Talacasto aquí propuestos son inferiores a los de Baldis (1975a y b). El techo de la Formación Talacasto se sitúa en el tope de la sección condensada. Los miembros lutíticos de los autores antes mencionados (aquí secuencia de facies "A"), presentan mejor correlación lateral que el miembro arenoso. Este último (secuencia de facies "B") puede correlacionarse lateralmente (figura 2) con litosomas arenosos (figura 8b) que Astini (1990a) describe en el tramo inferior medio de la unidad y vincula con sedimentación deltaica.

Este sistema depositacional fangoso se habría generado en un ambiente predominantemente tranquilo y subsidente, con altas tasas de sedimentación aportadas por ríos, como carga básicamente suspen-

**Tabla 4: Espesores de La Formación Talacasto en distintas localidades de la Precordillera sanjuanina. Datos tomados de: <sup>(1)</sup> Baldís, 1975a; <sup>(2)</sup> Furque, 1975; <sup>(3)</sup> Hugo *et al.*, 1977; <sup>(4)</sup> Espisúa, 1968; <sup>(5)</sup> Este trabajo. Los espesores considerados en este trabajo equivalen a la diferencia entre los espesores máximos considerados hasta entonces y el Miembro superior.**

PERFILES (de sur a norte)	ESPESORES (m)		
	anteriores	Miemb. sup.	Este trabajo
Río San Juan <sup>(1)</sup>	115	15	100
La Deheza <sup>(1)</sup>	258	35	223
Talacasto <sup>(5)</sup>	371	40	331
Cerro Agua del Peñón <sup>(5)</sup>	482	82	400
Mogotes Azules <sup>(2)</sup>	500	102	398
Los Azulejitos <sup>(3)</sup>	597	120	477
Las Tunas (Salto Negro) <sup>(5)</sup>	777	201	576
Las Chacritas <sup>(4)</sup>	938	226	712
Las Casitas <sup>(5)</sup>	760	77	683
Qda. de Los Pozo <sup>(1)</sup>	950	70	880
Qda. de Las Aguaditas <sup>(5)</sup>	828	163	663
Loma de Los Piojos <sup>(5)</sup>	737	77	660
Agua de Los Pajaritos <sup>(5)</sup>	600	100	500

didada, que sobrepasa la línea de costa para depositarse en la plataforma. El espesor (compactado) de la secuencia supera los 600 m en el sector septentrional de la cuenca (Tabla 4). Aplicando índices de descompactación confiables (Van Hinte, 1978; Bond y Kominz, 1984; Dickinson *et al.*, 1987) de 1,7, su espesor máximo restituido sería cercano a los 1000 m. De acuerdo a un cálculo tentativo del tiempo abarcado por esta unidad (Devónico inferior, 12 Ma según Baldís, 1975b) y los espesores preservados, las tasas de sedimentación promedio aproximadas variarían entre 85 mm/1000 años en el sector Norte de la cuenca y 14 mm/1000 años en el sector Sur (Tabla 3).

Desde un punto de vista secuencial, esta unidad correspondería a un sistema depositacional de plataforma, desarrollado durante niveles del mar altos. En la base apoya en contacto neto (con desarrollo local de una superficie coarctada o nodular) sobre otro sistema depositacional de plataforma (Astini y Piovano, *en rev.*) y en el tope, pasa transicionalmente (Astini, 1990b) a un sistema deltaico. Cuerda y Baldís (1971) y Baldís (1975b) señalan la paraconformidad existente entre el sistema Silúrico y el Devónico. Aquí se interpreta a dicho contacto como una superficie transgresiva y, si bien no hay evidencias de marcada erosión, existe al menos desde un punto de vista litofacial una marcada discontinuidad entre el sistema de plataforma mixta del Silúrico y el fangoso aquí descrito, que indica la existencia de una superficie de inundación entre ambas.

El análisis de la estratigrafía secuencial permite comparar, tentativamente, al sistema silicoclástico eopaleozoico de la Precordillera Argentina con modelos desarrollados en cuencas de antepaís (Astini *et al.*, *en prep.*) similar al propuesto por Swift *et al.* (1987) para el interior occidental norteamericano durante el Mesozoico. Es importante resaltar que Benedetto *et al.* (1985) ya señalaron para el Silúrico precordillerano una génesis vinculada al desarrollo de una incipiente cuenca de antepaís ("foreland basin"). A su vez, Baldís (1975b) resaltó la similitud paleogeográfica existente entre las cuencas Silúrica y Devónica, y propuso como ambiente depositacional de la Formación Talacasto, una cuenca interna subsidente con un arco occidental que genera bajos fondos marinos.

## CONCLUSIONES Y PERSPECTIVAS

La Formación Talacasto es una secuencia fangosa depositada en ambientes de plataforma. Su análisis de facies permite diferenciar 6 facies fangosas (figura 3), agrupadas en 3 secuencias de facies (figura 7a): de plataforma fangosa media a externa sin influencia de oleaje ("A"), de plataforma fangosa interna con influencia periódica de oleaje ("B") y de intervalo condensado ("C"). Este último constituye un excelente nivel guía y corona la formación, separándola de la suprayacente (Formación Punta Negra). La curva de paleopropiedades (figura 7b) de esta unidad comienza con valores promedios de 80 m, describe una somerización en su tramo infe-

rior medio y un retorno a condiciones ambientales energéticas más restringidas.

Las variaciones paleobatimétricas pueden haberse generado por cambios en la velocidad de subsidencia, cambios en la tasa de sedimentación, cambios eustáticos o por su interrelación.

Las facies de fangolitas areno-limosas y limo-arcillosas constituyen el volumen predominante (80 %) de la formación y permitieron establecer las condiciones del sustrato y características de la bioturbación presente. Su fábrica indica las relaciones entre la tasa de sedimentación y la de bioturbación. Se identificaron icnofacies oxígeno dependientes (IOD) dominadas por la asociación de *Chondrites* y *Zoophycos*.

La granulometría media del conjunto de facies indica un predominio de los procesos de depositación desde suspensión sobre los de tracción, característicos de plataforma media a interna. En este ambiente la sedimentación de fangos es favorecida por la escasa actividad del oleaje.

La facies de areniscas finas laminadas (5) permite analizar la hidrodinámica del ambiente y su batimetría. Se interpretan como capas de tormenta (tempestitas distales) o alternativamente, como inunditas retrabajadas superficialmente por corrientes oscilatorias y combinadas. Indican, a su vez, la mayor proximalidad de la secuencia, asociada a un aumento de la efectividad del oleaje.

Este sistema depositacional fangoso se habría generado en una plataforma predominantemente tranquila y subsidente, con tasas de sedimentación relativamente altas, al menos en el sector central y Norte de la cuenca.

Secuencias fangosas análogas a la descrita en este trabajo se depositan en la actualidad, en ambientes de plataformas vinculadas a desembocaduras de grandes ríos. En general, éstas registran elevadas tasas de sedimentación y bioturbación y sus interrupciones se vinculan a causas alocíclicas. El reconocimiento de eventos excepcionales aperiódicos (tempestitas y turbiditas) en este tipo de ambientes es difícil, debido al escaso rango de granulometrías disponibles y a la intensa bioturbación existente.

Un análisis paleontológico y bioestratigráfico detallado de esta unidad, que se está realizando actualmente (Herrera, en prep.; Waisfeld, en prep.; Sánchez, en prep.), permitirá no sólo complementar los resultados de este trabajo con aportes paleoecológicos de su fauna, sino establecer la cronología precisa de esta unidad. Esto es necesario para poder realizar un cálculo de tasas de sedimentación más exactas y poder así, determinar la velocidad de

subsidencia de la cuenca y la existencia de discontinuidades internas.

## AGRADECIMIENTOS

Se agradece la lectura crítica del manuscrito original y sugerencias aportadas por los Dres. Z. Herrera, J.L. Benedetto, y O. López Gamundí. Observaciones de la Dra. E. Di Paola y de los árbitros de esta revista contribuyeron a mejorar el trabajo.

Este trabajo se enmarca dentro del Proyecto de Investigación y Desarrollo (P.I.D.) N03-106700/88 financiado por el CONICET, que desarrolla el grupo de trabajo de la Cátedra de Estratigrafía y Geología Histórica de la Universidad Nacional de Córdoba.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- AGER, D.V., 1974. *Storm deposits in the Jurassic of the Moroccan high Atlas*. Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol., 15: 83-93.
- AIGNER, T., 1985. *Storm depositional systems*. Lecture notes in Earth Science 3, 1-147, Springer-Verlag, Heidelberg.
- \_\_\_\_\_ y H.E. REINECK, 1982. *Proximal trends in modern storm sands from the Helgoland Bight (North Sea) and their implications for basin analysis*. Senckenberg. Marit., 14: 183-215.
- ALLEN, P.A., 1981. *Wave generated structures in the Devonian lacustrine sediments of south-east Shetland and ancient wave conditions*. Sedimentology, 28: 369-379.
- ASTINI, R.A., 1990a. *Cuerpos de arena en la Formación Talacasto, plataforma fangosa del Devónico precordillerano, Provincia de San Juan*. 3er Reun. Argent. Sedim., Actas: 13-18.
- \_\_\_\_\_, 1990b. *Formación Punta Negra: Un abanico submarino o un complejo deltaico de plataforma?*. 3er Reun. Argent. Sedim., Actas: 19-24.
- \_\_\_\_\_ y E.L. PIOVANO, en prensa. *Facies de plataforma terrígena del Silúrico de la Precordillera sanjuanina y su análisis depositacional*. Asoc. Geol. Argent., Rev.
- AUSICH, W.I. y D.J. BOTTJER, 1982. *Tiering in suspension feeding communities on soft substrata throughout the Phanerozoic*. Science, 216: 173-174.
- \_\_\_\_\_ y \_\_\_\_\_, 1990. *Infauna and epifauna*. En: Briggs, D.E. y P.R. Crowther (eds.), *Paleobiology: a synthesis*. Blackwell Publ., Oxford, 41-49.
- BALDIS, B.A., 1975a. *El Devónico inferior de la Precordillera Central, Parte 1: Estratigrafía*. Asoc. Geol. Argent., Rev. 30: 53-83.
- \_\_\_\_\_, 1975b. *Valoración de elementos faunísticos para una zonación y datación de edades en el Devónico inferior de la Precordillera Argentina*. 1er Cong. Argent. Paleont. Bioestrat. I: 219-240.

- BENEDETTO, J.L.A., Z. HERRERA y T. SANCHEZ**, 1985. *Paleoambiente de sedimentación de la Formación Los Espejos y su significado en la interpretación de la cuenca silúrica de la Precordillera Argentina*. Reun. Comun. Paleontol., 1: 31-63, San Juan.
- BENNETT, R.H., W.R. BRYANT y G.H. KELLER**, 1981. *Clay fabric of selected submarine sediments: fundamental properties and models*. J. Sedim. Petrol., 51: 217-232.
- BENTON, Y.K.** (ed.), 1980. *Marine phosphrites*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 29, 1-247.
- BERGER, W.H., A.A. EKDALE y P. F. BRYANT**, 1979. *Selective preservation of burrows in deep-sea carbonates*. Mar. Geol., 32: 205-230.
- BLATT, H.**, 1982. *Sedimentary petrology*. Freeman & Comp. 1-564. New York.
- BOND, G.C. y M.A. KOMINZ**, 1984. *Construction of tectonic subsidence curves for the early Paleozoic miogeocline, southern Canadian Rocky Mountains: implications for subsidence mechanisms, age of breakup, and crustal thinning*. Geol. Soc. Am. Bull., 95: 155-173.
- BOTTJER, D.J. y C.H.E. SAVRDA**, en prensa. *Fossils as indicators of oxygen levels*. Encyclopaedia of paleobiology. Elsevier.
- BOUCOT, A.J., J.G. JOHNSON y J.A. TALENT**, 1969. *Early Devonian brachiopod Zoogeography*. Geol. Soc. Am. Spec. Paper, 119: 1-113.
- BRENNER, R.L. y D.K. DAVIES**, 1973. *Storm-generated coquina sandstone: genesis of high-energy marine sediments from the Upper Jurassic of Wyoming and Montana*. Geol. Soc. Am. Bull., 84: 1685-1698.
- BROMLEY, R.G. y A.A. EKDALE**, 1984. *Chondrites: A trace fossil indicator of anoxia in sediments*. Science, 224: 872-874.
- \_\_\_\_\_, 1986. *Composite ichnofabrics and tiering of burrows*. Geol. Mag., 123: 59-65.
- CACCHIONE, D.A., D.E. DRAKE, W.D. GRANT y G.B. TATE**, 1984. *Rippled scour depressions on the inner continental shelf off Central California*. J. Sedim. Petrol., 54: 1280-1291.
- CLIFTON, H.E. y J.R. DINGLER**, 1984. *Wave-formed structures and paleoenvironmental reconstruction*. Mar. Geol., 60: 165-198.
- CUERDA, A.J. y B.A. BALDIS**, 1971. *Silúrico-Devónico de la Argentina*. Ameghiniana, 8: 128-164.
- DICKINSON, W.R., R.A. ARMIN, N. BECKVAR, T.C. GOODLIN, S.U. JANECKE, R.N. MARK, R.N. NORRIS, G. RADEL y A.A. WORTMAN**, 1987. *Geohistory analysis of rates of sediment accumulation and subsidence for selected California basins*. California basins. Rubey 3: 1-23. Prentice-Hall Inc.
- DI PAOLA, E.**, 1986. *Glauconitización y cambios del nivel del mar*. 1er Reun. Argent. Sedim., Actas: 217-220.
- DIEM, B.**, 1985. *Analytical method of estimating paleowave climate and water depth from wave ripple marks*. Sedimentology, 32: 705-720.
- DRAKE, D.E.**, 1976. *Suspended sediment transport and mud deposition on continental shelves*. en: Stanley D.J. y D.J.P. Swift (eds.), *Marine sediment transport and environmental management*. 127-158. John Wiley, New York.
- \_\_\_\_\_, **D.A. CACCHIONE y H.A. KARL**, 1985. *Bottom currents and sediment transport on San Pedro shelf, California*. J. Sedim. Petrol., 55: 15-28.
- EKDALE, A.A.**, 1985. *Paleoecology of the marine endobenthos*. Palaeogeog. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 50: 63-81.
- \_\_\_\_\_, **R.G. BROMLEY y S.G. PEMBERTON**, 1984. *Ichnology: Trace fossils in sedimentology and stratigraphy*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Short Course Notes 15, 1-317.
- ESPISUA, E.** 1968. *El Paleozoico inferior en el Río de Las Chacritas, Dpto Jáchal, Provincia de San Juan, con especial referencia al Silúrico*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 23: 297-311.
- FURQUE, G.**, 1975. *Estratigrafía de la Sierra de Mogotes Azules, SO de Jáchal, San Juan*. 1er Cong. Argent. Paleont. Bioestrat. Tomo I: 275-282.
- GALLOWAY, W. E. y R. A. MORTON**, 1989. *Geometry, genesis, and reservoir characteristics of shelf sandstone facies, Frio Formation (oligocene), Texas coastal plain*. GCS Soc. Econ. Paleont. Mineral. Found. 7th Ann. Res. Conf. Proc., 89-115.
- GARCIA, E.**, 1945. *Estratigrafía y tectónica de la zona situada inmediatamente al SO de Jáchal*. Tesis inédita, La Plata.
- GAYNOR, G.C. Y D.J.P. SWIFT**, 1988. *Shannon sandstone depositional model: sand ridge dynamics on the Campanian western interior shelf*. J. Sedim. Petrol., 58: 868-880.
- GIBBS, R.J.**, 1981. *Sites of river-derived sedimentation in the ocean*. Geology, 9: 77-80.
- GONZALEZ BONORINO, G.**, 1986. *Determinación de la profundidad de agua en que se formaron ondulitas simétricas por corrientes oscilatorias*. 1er Reun. Argent. Sedim., Actas: 221-224.
- GORSLINE, D.S., R.L. KOLPACK, H.A. KARL, D.E. DRAKE, P. FLEISCHER, S.E. THORNTON, J.R. SCHWALBACH y C.H.E. SAVRDA**, 1984. *Studies of fine-grained sediment transport processes and products in the California Continental Borderland*. En: Stow, D.A.V. y D.J.W. Piper (eds.), *Fine-grained sediments: Deep-water processes and facies*. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 15: 395-415.
- HOWARD, J.D. y H.E. REINECK**, 1981. *Depositional facies of high-energy beach to offshore sequence: comparison with low-energy sequence*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 65: 807-830.
- HUGO, C.A., H.A. LEANZA y H.C. MARCHESE**, 1977. *Estratigrafía del Paleozoico inferior en Aguada de Los Azulejitos, San Juan, Argentina*. Asoc. Geol. Argent., Rev. 32: 227-235.



- INGRAM, R. L., 1954. *Terminology for the thickness of stratification and parting units in sedimentary rocks*. Bull. Geol. Soc. Am., 65: 937-938.
- KARLIN, 1980. *Sediment sources and clay mineral distributions off the Oregon coast*. J. Sedim. Petrol., 50: 547-560.
- KATCHEL, N.B. y J.D. SMITH, 1986. *Geological impact of sediment-transporting events on the Washington continental shelf*. En: Knight, R.J. y J.R. McLean (eds.), *Shelf sands and sandstones*. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. 11: 145-162.
- KIDWELL, S.M., F.T. FÜRSICH y T. AIGNER, 1986. *Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations*. Palaios, 1: 228-238.
- KUEHL, S.A., C.A. NITTROUER y D.J. DEMASTER, 1982. *Modern sediment accumulation and strata formation on the Amazon continental shelf*. Mar. Geol., 49: 279-300.
- LEITHOLD, E.L., 1989. *Depositional processes on an ancient and modern muddy shelf, northern California*. Sedimentology, 36: 172-202.
- LEVINTON, J.S. y R.K. BAMBACH, 1975. *A comparative study of Silurian and recent deposit-feeding bivalve communities*. Paleobiology, 1: 97-124.
- LOUITT, T.S., J. HARDENBOL, P.R. VAIL y G.R. BAUM, 1988. *Condensed sections: The key to age dating and correlation of continental margin sequences*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ. 42: 183-213.
- LUNDEGARD, P.D. y N.D. SAMUELS, 1980. *Field classification of fine-grained sedimentary rocks*. J. Sedim. Petrol., 50: 781-786.
- MC CAVE, I.N., 1971. *Wave effectiveness at the sea bed and its relationship to bed-forms and deposition of mud*. J. Sedim. Petrol., 41: 89-96.
- \_\_\_\_\_, 1972. *Transport and escape of fine-grained sediment from shelf areas*. En: Swift, D.J.P. et al., (eds.), *Shelf sediment transport*, 225-248. Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg.
- \_\_\_\_\_, 1985. *Recent shelf clastic sediments*. En: Brenchley, P.J. y B.P.J. Williams (eds.), *Sedimentology: recent developments and applied aspects*. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 18: 49-65.
- MOON, C.F. y C.W. HURST, 1984. *Fabric of muds and shales: an overview*. En: Stow, D.A.V. y D.J.W. Piper (eds.), *Fine-grained sediments: Deep-water processes and facies*. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 15: 579-593.
- MOORE, P.G. y P.C. SCRUTTON, 1957. *Minor internal structures of some recent unconsolidated sediments*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 41: 2723-2751.
- NELSON, C.H., 1982. *Modern shallow water graded sand layers from surges. Bearing Shelf: a mimic of Bouma sequences and turbidite systems*. J. Sedim. Petrol., 52: 537-545.
- NEWTON, R.S., 1968. *Internal structure of wave-formed ripple marks in the nearshore zone*. Sedimentology, 11: 275-292.
- NIEDORODA, A.W., D.J.P. SWIFT y J.A. THORNE, 1989. *Modeling shelf storm beds: controls of bed thickness and bedding sequence*. GCS Soc. Econ. Paleont. Mineral. Foundation 7th Ann. Res. Conf. Proceed.: 15-39.
- NITTROUER, C.A. y R.W. STERNBERG, 1981. *The formation of sedimentary strata in an allochthonous shelf environment: the Washington continental shelf*. Mar. Geol., 42: 201-232.
- \_\_\_\_\_, D.J. DEMASTER y B.A. MCKEE, 1984. *Fine-scale stratigraphy in proximal and distal deposits of sediment dispersal systems in the East China Sea*. Mar. Geol., 61: 13-24.
- \_\_\_\_\_, S.A. KUEHL y B.A. MCKEE, 1986. *Association of sand with mud deposits accumulating on continental shelves*. En: Knight, R.S. y J.R. McLean (eds.), *Shelf sands and sandstones*. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 2: 17-25.
- NORRIS, R.N., 1986. *Taphonomic gradients in shelf fossil assemblages: Pliocene Purisima Formation, California*. Palaios, 1: 256-270.
- O'BRIEN, N.R., K. NAKASAWA y S. TOCUHASHI, 1980. *Use of clay fabric to distinguish turbiditic and hemipelagic siltstones and silts*. Sedimentology, 27: 47-61.
- ODIN, G.S., 1985. *Significance of green particles (Glaucony, Berthierine, Chlorite) in arenites*. En: Zuffa, G.G. (ed.), *Provenance of arenites*. Iato ASI Series, Reidel. 279-307.
- \_\_\_\_\_, y R. LETOLLE, 1978. *Les glauconies et aspects voisins ou confondus: signification sédimentologique*. Bull. Soc. Géol. France, 20: 553-558.
- \_\_\_\_\_, y A. MATTER, 1981. *De glauconiarum origine*. Sedimentology, 28: 611-641.
- PADULA, E.L., E.O. ROLLERI, A.R.G. MINGRAMM, P. CRIADO ROQUE, M.A. FLORES y B.A. BALDIS, 1967. *Devonian of Argentine*. Int. Symp. Dev. Syst., Calgary, II: 165-199.
- PEMBERTON, S.G. y R.W. FREY, 1982. *Trace fossil nomenclature and the Planolites-Paleophycus dilemma*. J. Paleont., 56: 843-881.
- POTTER, P.E., J.B. MAYNARD y W.A. PRIOR, 1980. *Sedimentology of shale*. Springer-Verlag, New York, 1-303.
- RAAF, J.M. DE, J.R. BOERSMA y A. VAN GELDER, 1977. *Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland*. Sedimentology, 24: 451-483.
- REINECK, H.E. y I B. SINGH, 1980. *Depositional sedimentary environments with reference to terrigenous clastics*. Springer-Verlag, 2nd Ed., Heidelberg, 1-549.
- RHOADS, D.C. y J.W. MORSE, 1971. *Evolutionary and ecologic significance of oxygen-deficient marine basins*. Lethaia, 4: 413-428.
- SAVRDA, CH. E. y D.J. BOTTJER, 1986. *Trace-fossil model for reconstruction of paleo-oxygenation in bottom waters*. Geology, 14: 3-6.

- \_\_\_\_\_, y \_\_\_\_\_, 1987. *Trace fossils as indicators of bottom-water redox conditions in ancient marine environments*. En: Bottjer D.J. (ed.), *New concepts in the use of biogenic sedimentary structures for paleoenvironmental interpretation*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Pacific Section., 52: 3-25.
- \_\_\_\_\_, y \_\_\_\_\_, 1989. *Trace-fossil model for reconstructing oxygenation histories of ancient marine bottom waters: application to upper cretaceous Niobrara Formation, Colorado*. Palaeogeog. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 74: 49-74.
- \_\_\_\_\_, y A. SEILACHER, en prensa. *Redox-related benthic events. En: Cycles and events in Stratigraphy*. Springer-Verlag.
- SEILACHER, A., 1967. *Bathymetry of trace fossils*. Mar. Geol., 5: 413-428.
- \_\_\_\_\_, 1982. *General remarks about event deposits*. En: Einsele, G y A. Seilacher (eds.), *Cyclic and event stratification*. Springer-Verlag, 161-174.
- SCHIEBER, J., 1989. *Facies and origin of shales from the mid-Proterozoic Newland Formation, Belt Basin, Montana, USA*. Sedimentology, 36: 203-219.
- SPETCH y R.L. BRENNER, 1979. *Storm wave genesis of bioclastic carbonates in Upper Jurassic epicontinental mudstones, east central Wyoming*. J. Sedim. Petrol., 48: 1307-1322.
- STANLEY, D.J., S. K. ADDY y E.W. BEHRENS, 1983. *The mudline: variability of its position relative to shelf break*. En: Stanley, D.J. y G.T. Moore (eds.), *The shelf Break: critical interfase on continental margins*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 33: 279-298.
- SWIFT, D.J.P., P.M. HUDELSON, R.L. BRENNER y P. THOMPSON, 1987. *Shelf construction in a foreland basin: storm beds, shelf sandbodies and shelf-slope depositional sequences in the Upper Cretaceous Mesaverde Group, Book Cliffs, Utha*. Sedimentology, 34: 423-457.
- TILLMAN, R.W. y C.H.T. SIEMERS (eds), 1984. *Siliclastic shelf sediments*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 34, 1-268.
- VAN HINTE, J., 1978. *Geohistory analysis-application of micropaleontology in exploration geology*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 62: 201-222.
- WENTWORTH, C.K., 1922. *A scale of grade and class terms for clastic sediments*. J. Geology, 30: 377-395.
- WETZEL, A., 1987. *Ichnofabrics in Eocene to Maestrichtian sediments from Deep Sea Drilling Project site 605, off the New Jersey coast*. En: van Hinte, J.E. et al. (eds.), *Initial reports from the Deep Sea Drilling Project*, 93: 825-835. Washington.
- \_\_\_\_\_, y T. AIGNER, 1986. *Stratigraphic completeness: tiered trace fossils provide a measuring stick*. Geology, 14: 234-237.

Recibido: 24 de agosto, 1990.

Aceptado: 14 de marzo, 1992.

R. A. ASTINI

CONICET  
Facultad de Cs. Ex., Fis. y Naturales, Universidad  
Nacional de Córdoba,  
Av. Vélez Sársfield 299, CC 395, 5000 Córdoba,  
Argentina

## INCLUSIONES MAGMATICAS EN INTRUSIVOS RIODACITICOS DEL DISTRITO MINERO LOS MANANTIALES, PROVINCIA DE CHUBUT

María Eugenia Varela y Amado Leandro Bengochea

**RESUMEN:** Las inclusiones magmáticas representan microistemas que preservan información sobre las condiciones físico-químicas del magma en el momento que las mismas fueron formadas. Los estudios petrográficos detallados de las inclusiones de fusión, la caracterización de su evolución después del entrapamiento y los estudios termométricos de elevadas temperaturas proveen información sobre la química de la fusión.

**ABSTRACT:** Silicate melt inclusions represent microsystems that preserve unique information on the physico-chemical conditions of the magma at the moment when the inclusions were formed. Detailed petrographic studies of melt inclusions, their characterization of post-trapping evolution and microthermometric studies at high temperatures provide information on the chemistry of melts.

### INTRODUCCION

Los estudios realizados en los fenocristales de cuarzo de los intrusivos riodacíticos de emplazamiento poco profundo en Mina Angela (provincia de Chubut) revelaron la presencia de inclusiones magmáticas.

El objetivo de esta comunicación es dar a conocer los primeros avances sobre su estudio.

La importancia de estas inclusiones de fusión, especialmente para la petrología, radica en que representan muestras válidas del magma, por lo tanto su análisis provee respuestas acerca de la naturaleza y cantidad de volátiles, así como información sobre la composición, temperatura, etc.

Los estudios realizados comprenden análisis petrográficos y termométricos, mediante los cuales se determinó la temperatura, el contenido de volátiles y las características de entrapamiento de las inclusiones.

### ANTECEDENTES

Las inclusiones magmáticas o de fusión son aquéllas que se entrapan durante la diferenciación magmática mediante una cristalización fraccionada. Según Roedder (1979), cuando la inclusión de fusión es entrapada dentro de un mineral, se encuentra aislada de las demás fases sólidas que deberían estar presentes en el mismo magma, y por lo tanto no se puede determinar la verdadera curva del líquido del magma, aunque sí la temperatura a la cual dicha fusión se satura con respecto a las fases adicionales. Si la inclusión contiene cristales de las

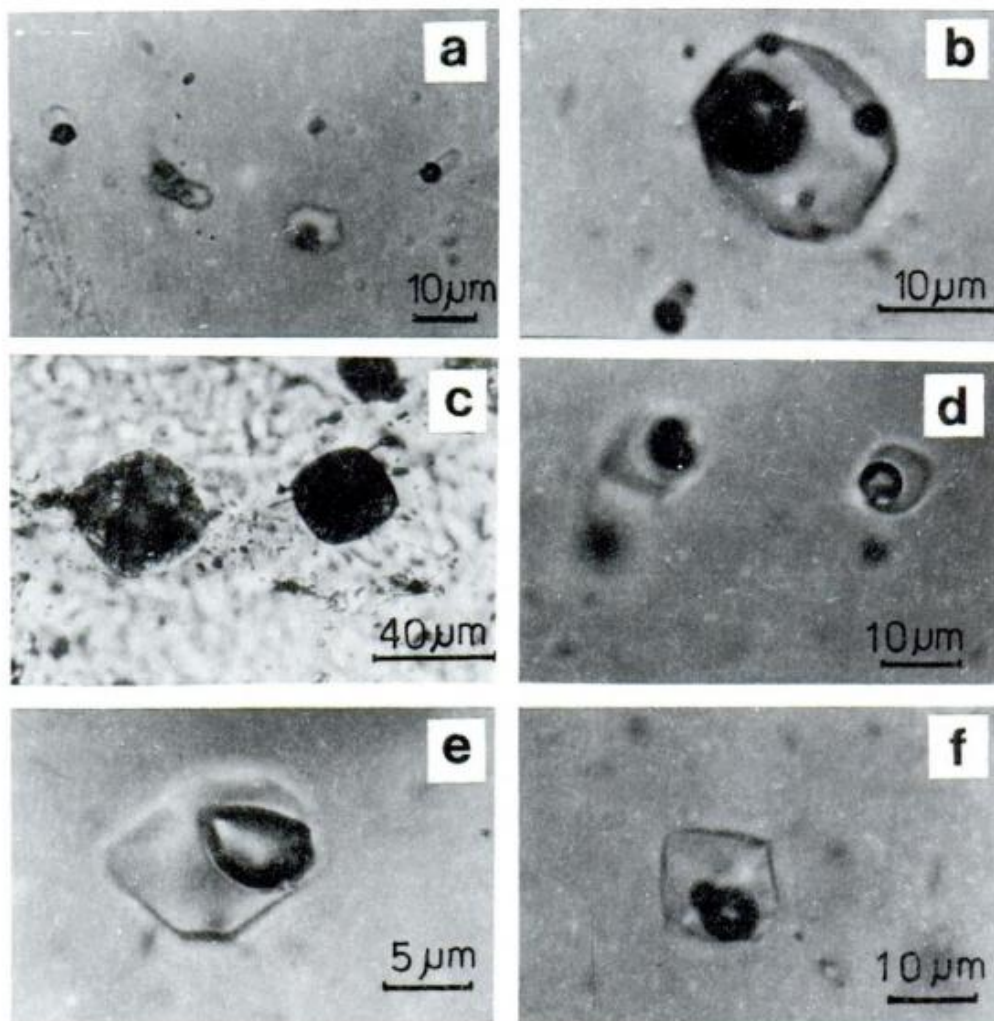
fases de interés, es posible definir la temperatura a la cual debieron cristalizar en equilibrio, determinando las temperaturas de desaparición de dichas fases durante el calentamiento experimental.

Numerosos autores, entre los que se puede citar a Zakharchenko (1973, 1976), determinaron en rocas graníticas de emplazamiento poco profundo, donde no ha habido un proceso de recristalización, temperaturas de homogeneización de inclusiones magmáticas entre 900° C y 1000° C.

Asimismo, Watanabe (1981) menciona la presencia de inclusiones de fusión hipersalinas a temperatura ambiente, que se encuentran acompañadas por inclusiones acuosas de baja densidad, representando posiblemente un proceso de ebullición o condensación.

Los trabajos termométricos de calentamiento realizados por Roeder (1971) sobre inclusiones magmáticas indican que la homogeneización y la fusión de los cristales hijos, así como el renucleamiento y crecimiento, requieren horas, días o semanas, a diferencia de las inclusiones acuosas en donde sólo son necesarios algunos segundos. La temperatura de homogeneización será, al igual que en las inclusiones acuosas, la temperatura mínima de entrapamiento a la cual se deberá realizar la correspondiente corrección por presión.

Dado que este es un tema no tratado con anterioridad en el país las características en las técnicas del tratamiento que se debe impartir a las inclusiones magmáticas se encuentra en una etapa de experimentación y desarrollo, ya que los trabajos realizados hasta la fecha se refieren exclusivamente a inclusiones acuosas.



**Figura 1:** a - Inclusiones magmáticas con formas de cristales negativos. b - Inclusión magmática conteniendo múltiples burbujas de vapor. c - Inclusiones desvitrificadas con forma de cristales negativos. d, e - inclusiones magmáticas conteniendo vidrio, burbujas de gas, y pequeños cristales hijos no identificados. f - Inclusión magmática compuesta por vidrio, burbuja de gas y un glóbulo de sulfuro (?).

Murase y Mc Birney (1973) estudiaron la compresibilidad adiabática de una serie de fusiones silicatadas a partir de sus densidades y velocidades de onda longitudinales. Expresaron que la compresibilidad adiabática del vidrio silicatado y de fusiones es prácticamente constante por debajo de 800° C y se incrementa abruptamente alrededor de 1000° C y 1200° C. Ya dentro de un estado de fusión, retoma un comportamiento constante.

Roedder (1984) combina los datos antes expuestos con los trabajos de expansión termal en cristales y vidrios (Skinner, 1966) concluyendo que al efecto de 1 Kbar de presión en el momento de entrapamiento corresponderá una corrección de la temperatura por presión de aproximadamente 20° C, cantidad despreciable considerando los rangos de temperatura de trabajo.

## ESTUDIOS PETROGRAFICOS

Los estudios se realizaron en los fenocristales de cuarzo de los diques riodacíticos aflorantes en Mina Angela, mediante la utilización de secciones delgadas bipulidas.

A temperatura ambiente se ha podido observar que las inclusiones de fusión contengan vidrio, una burbuja de gas y ocasionalmente cristales hijos, los cuales se encuentran formando masas. Esta clase de inclusiones corresponde al Tipo "I" de Roedder y Coombs (1967) o al Tipo "G" de Weisbrod (1981).

En general es difícil su reconocimiento debido a que prácticamente no existe diferencia entre el índice de refracción del mineral hospedante y el del vidrio silicatado que forma la inclusión. Es por ello que frecuentemente se definen mejor sus características cuando son sometidas a estudios ter-

mométricos. Generalmente se presentan con formas de cristales negativos, como puede observarse en la figura 1.a.

Se asume que la fase presente en el momento del entrapamiento corresponde al magma silicatado. Posteriormente, como consecuencia de la diferente contracción entre la fusión silicatada y el cristal hospedante, desde la temperatura de entrapamiento hasta la cual dicha fusión se transforma en vidrio rígido (Friedman *et al.*, 1963) se forma una burbuja de gas. La viscosidad de las fusiones silicatadas puede ser incrementada por un enfriamiento rápido, esto suele dar como resultado la formación de varias burbujas de gas. Este fenómeno ocasionalmente se produce en el laboratorio durante las experiencias termométricas, debido a un rápido enfriamiento luego de someter a la inclusión a temperaturas extremas ( $> 900^{\circ}\text{C}$ ). Los resultados del mismo se pueden observar en la figura 1.b.

De acuerdo a los trabajos de Clocchiatti (1975) y Touret y Frezzotti (en prensa), la presencia de inclusiones desvitrificadas con forma de cristales negativos y ausencia de pequeñas inclusiones orientadas alrededor de los ejes de la cavidad es característica de magmas pobres en volátiles.

La figura 1.c presenta el fenómeno de desvitrificación en una inclusión magmática.

Es muy difícil conocer la causa del proceso de desvitrificación, según Takenouchi y Katsura (1972) este fenómeno ocurre en las inclusiones de mayor tamaño y no necesariamente significa un proceso de enfriamiento lento, sino que puede deberse a la acción de soluciones hidrotermales.

La presencia de fases fluidas es difícil de detectar en las inclusiones magmáticas. La densidad de la fase fluida depende de la cantidad de gas y de la presión en el momento de entrapamiento. Cuando el entrapamiento se produce a profundidades someras, con presiones menores de 1 Kbar, la densidad del fluido será tan baja que incluso el uso de técnicas analíticas sofisticadas no detectarán la presencia de fases volátiles libres.

Por lo tanto, Touret y Frezzotti (en prensa) determinaron un método indirecto para detectar fases fluidas de acuerdo a las dimensiones relativas entre la burbuja de gas y el vidrio mediante observaciones microscópicas.

En el caso de existir un entrapamiento homogéneo, las inclusiones magmáticas estarán caracterizadas por una relación de volumen alta y constante entre el vidrio y el gas, así como la presencia de cristales hijos en la burbuja.

En todas las inclusiones magmáticas de los intrusivos en estudio, la relación de volumen vi-

drio/gas es constante y como puede observarse en las figuras 1.d y 1.e existen pequeñas masas de cristales hijos en la burbuja. La presencia de cristales hijos puede significar que en el momento del entrapamiento de la fase magmática silicatada habrían existido glóbulos inmiscibles de un fluido salino denso (Roedder y Coombs, 1967).

## ESTUDIO TERMOMETRICO

El estudio termométrico se realizó en esquiras bipulidas en una platina Leitz 1350 debido a que las temperaturas de trabajo superan los  $1000^{\circ}\text{C}$ .

El comienzo de la fusión, el cual requiere de varias horas de calentamiento, se manifiesta con la formación de un menisco que corresponde al límite entre la fase vidrio silicatado fundido y vidrio silicatado no fundido. El avance del menisco se produce en dirección a la burbuja hasta lograr la homogeneización total.

De acuerdo a los comportamientos observados, hasta  $900^{\circ}\text{C}$  las inclusiones no presentan variaciones apreciables, aún manteniendo esta temperatura por varias horas. Cuando se superan levemente los  $1000^{\circ}\text{C}$ , comienza a observarse la fusión del vidrio silicatado. Para lograr la completa fusión, y por lo tanto la homogeneización de las inclusiones, se debe mantener esta temperatura de fusión por varias horas, generalmente más de siete.

Las temperaturas obtenidas por Takenouchi y Katsura (1972) en inclusiones magmáticas en riolitas o por Takenouchi e Imai (1975) en riolitas de áreas mineralizadas en Japón varían desde  $870^{\circ}\text{C}$  hasta  $1200^{\circ}\text{C}$ .

Para las inclusiones analizadas, en determinados casos, se llegó hasta temperaturas de  $1200^{\circ}\text{C}$  sin alcanzar una homogeneización completa. Las temperaturas extremas obtenidas y la homogeneización parcial de las inclusiones pueden atribuirse a problemas experimentales, en particular, a interacciones entre el fundido y el mineral hospedante y la evolución interna de la inclusión. Se debe tener en cuenta que el vidrio es un líquido metaestable y por lo tanto no funde como tal; puede suceder que la fase vítrea en la inclusión reaccione como se mencionó anteriormente y se genere un fundido que se distingue ópticamente.

Estos fenómenos, sumados a la falta de instrumental adecuado que permita mantener por más tiempo las inclusiones a temperaturas elevadas, podrían originar variaciones en las temperaturas de homogeneización.

La inclusión que se observa en la figura 1.f presentaba a temperatura ambiente una burbuja de gas y vi-

drio silicatado. Al someterla a calentamiento durante una hora a 1150° C se observa una protuberancia al lado de la burbuja, la cual se definió mucho mejor cuando transcurrieron varias horas de calentamiento, resultando en una pequeña fase sólida considerada tentativamente como un glóbulo de sulfuro. Este proceso irreversible puede atribuirse a una inmiscibilidad *in situ*, fenómeno bastante común en inclusiones silicatadas. Roedder (1965) y De Vivo *et al.* (1988) describen la presencia de procesos irreversibles a partir de inclusiones magmáticas en basaltos alcalinos, donde glóbulos de sulfuros fundidos se desmezclan de la inclusión de vidrio silicatado.

### CONCLUSIONES

Las inclusiones de fusión reconocidas están constituidas por una fase vítrea, una fase gaseosa y ocasionalmente masas de cristales hijos contenidos en la burbuja de gas. Se las clasifica como de tipo "I" o de tipo "G" según Roedder y Weisbrod respectivamente.

Estas inclusiones han sido atrapadas mediante un proceso homogéneo y el magma que les dió origen habría sido pobre en volátiles.

Las temperaturas obtenidas durante las experiencias de calentamiento varían entre 1000° C y 1200° C. Teniendo en cuenta que la presión determinada mediante el estudio de inclusiones primarias acuosas por Varela (1990) para estos intrusivos riodacíticos, no supera los 500 bars, no sería necesario efectuar correcciones a las temperaturas obtenidas.

### AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer al CONICET por el apoyo brindado para realizar estas investigaciones y a la Dra. Graciela Mas por la lectura crítica del manuscrito.

### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- CLOCCHIATTI, R., 1975. *Les inclusions vitreuses des cristaux de quartz. Etude optique, termo-optique et chimique. Applications géologiques.* Mém. Soc. Géol. France, 54-122: 96.
- DE VIVO, B., M. L. FREZZOTTI, A. LIMA y R. TRIGILA, 1988. *Spinel Iherzolite nodules from Oahu Island (Hawaï): results on fluid inclusions studies.* Bull. Minéral., 111: 307-319.
- FRIEDMAN, L., W. LONG y R. SMITH, 1963. *Viscosity and water content of rhyolite glass.* J. Geophys. Res., 68: 6523-35.
- MURASE, T. y A. MC BIRNEY, 1973. *Properties of some Common Igneous rocks and Their Melts at High Temperatures.* Geol. Soc. Am. Bull., 84 (11): 3563-3592.
- ROEDDER, E., 1965. *Liquid CO<sub>2</sub> inclusions in olivine-bearing nodules and phenocrysts from basalts.* Am. Mineral., 50: 1746-1782.
- \_\_\_\_\_, 1971. *Natural and laboratory crystallization of lunar glasses from Apollo 11.* Min. Soc. Japan. Spec. Paper 1, 5-12.
- \_\_\_\_\_, 1979. *Origin and significance of magmatic inclusions.* Bull. Mineral., 102: 487-510.
- \_\_\_\_\_, 1984. *Fluid Inclusions.* Reviews in Mineralogy, 12. Miner. Soc. Am., 643.
- \_\_\_\_\_, y D. COOMBS, 1967. *Inmiscibility in granitic Melts, Indicated by Fluid Inclusions in Ejected Granitic Blocks from Ascension Island.* J. Petrol., 8 (3): 417-452.
- SKINNER, B., 1966. *Thermal Expansion.* En: S. P. Clark, Jr. (Ed.): *Handbook of physical Constants.* Geol. Soc. Am. Mem., 97: 75-96.
- TAKENOUCHI, S. y T. KATSURA, 1972. *Volcanic Glass Inclusions in Rhyolite and Tuff from the Chitose Mine, Hokkaido.* Mining Geology, 22: 383-391.
- \_\_\_\_\_, y H. IMAI, 1975. *Glass and fluid inclusions in acidic igneous rocks from some mining areas in Japan.* Economic Geology, 70: 750-769.
- TOURET, J. y M. L. FREZZOTTI, en prensa. *Magmatic remnants in plutonic rocks.* Bull. Soc. Geol. France.
- VARELA, M. E., 1990. *Las inclusiones fluidas en el Distrito Minero Los Manantiales (Chubut) y su aplicación como guía de exploración en los yacimientos polimetálicos.* Tesis Doctoral. Biblioteca Central, Univ. Nac. del Sur.: 198. (Inédito).
- WATANABE, M., 1981. *Reconnaissance study on the fluid inclusions in some Jurassic and Cretaceous granitic rocks in Republic of Korea.* Mining Geol., 31: 109-115.
- WEISBROD, A., 1981. *Fluid Inclusions in shallow intrusives.* En: Hollister & Crawford. Eds. *Fluid inclusions: Applications to petrology.* Mineralogical Association of Canada: 241-267.
- ZAKHARCHENKO, A., 1973. *Pegmatite - forming melt-solutions, on the basis of their inclusions in minerals of granite-chamber pegmatites.* Proc. Commission on Ore-Forming FLuids in Inclusions, 6: 172-183.
- \_\_\_\_\_, 1976. *Transition of melts into fluid solutions, the evolution of their composition, nature and metal content (on inclusions in minerals of granite and chamber pegmatites).* Abs. 5th Int. Commission on Ore-Forming FLuids in Inclusions, Symp. on fluid Inclusions. Fluid Inclusion Res. Proc. of Commission on Ore-Forming Fluids in Inclusions. 8: 200-201.

Recibido: 29 de agosto, 1990.

Aceptado: 12 de abril, 1992.

M. E. VARELA  
A. L. BENGOCHEA

CONICET  
Universidad Nacional del Sur  
San Juan 670  
8000 Bahía Blanca, Argentina

## ESTRUCTURA DE LA SIERRA LAGUNA BLANCA Y ZONAS ALEDAÑAS, PROVINCIA DE CATAMARCA

Oswaldo E. González, Fernando D. Hongn y Ricardo Mon

**RESUMEN:** Se describe la estructura interna del basamento precámbrico de la sierra Laguna Blanca, que representa una franja aislada de bajo metamorfismo dentro de un ambiente con un metamorfismo mucho mayor. En el faldeo occidental fue descubierta una espesa secuencia de Terciario continental. La tectónica regional andina de este sector de la Puna Oriental está dada por grandes corrimientos que han acercado y apilado láminas de basamento, de distinta composición litológica, que originalmente deben haber estado a distancias mucho mayores.

**ABSTRACT:** The structure of the Sierra Blanca Precambrian basement is described. It represents an isolated belt of low metamorphic rocks in a highly metamorphosed basement. In the western slope of the sierra a thick continental Tertiary sequence was discovered. The andean regional structure of this part of the Puna Plateau consists in overthrust basement slabs, showing different petrologic composition, probably belonging to units which originally were at great distance.

### INTRODUCCION

La sierra Laguna Blanca forma parte de los elevados cordones montañosos del borde oriental de la Puna de Catamarca, constituidos principalmente por rocas del basamento precámbrico.

En esta comunicación se exponen los resultados de una investigación estructural de detalle del faldeo occidental de la sierra y se incluyen consideraciones sobre la tectónica regional de este sector de la Puna. Las investigaciones realizadas en la vertiente occidental tuvieron además carácter exploratorio ya que prácticamente no existían antecedentes concretos sobre la geología de esta área, fuera de los proporcionados por comunicaciones de carácter regional. El faldeo oriental de la sierra está cubierto por la Hoja Geológica "Laguna Blanca" (Turner, 1973) y la región situada al noreste fue estudiada por Navarro García (1984).

Las tareas de investigación geológica de esta remota comarca de la Puna se vieron favorecidas en los últimos años por la apertura de la ruta provincial 43 que permite un acceso directo al área (figura 1).

### UNIDADES ESTRATIGRAFICAS

El sector occidental de la sierra Laguna Blanca está constituido principalmente por esquistos de bajo grado intruidos por granitoides tonalíticos y granodioríticos, además de los restos de una potente cobertura de Terciario continental. Esta constitu-

ción geológica difiere de la del faldeo oriental de la sierra donde aparecen extensas manifestaciones de volcanitas cenozoicas y el basamento está representado por granitos migmatíticos (Turner, 1973).

### Basamento

Litológicamente el basamento ectínfítico está caracterizado por una alternancia de metapelitas y metapsamitas, con predominio de estas últimas dado el mayor espesor de sus bancos. La secuencia está afectada por un metamorfismo de bajo grado. Las ectinitas afloran hacia el sur de la quebrada Honda, entre ésta y la quebrada Aguas Coloradas en el sector centro oriental y desde la quebrada de Aguas Coloradas hacia el sur, constituyendo totalmente el flanco occidental de la sierra Laguna Blanca. Entre las quebradas Honda y de Varas hay una angosta faja de basamento ectínfítico, que aflora entre el granitoide y las coladas andesíticas terciarias (ver mapa de la figura 2).

La proporción de psamitas respecto a las pelitas es mayor en el sur (Aguas Coloradas y Agua Delgada) que en el norte. En el tramo austral los espesores de los bancos psamíticos alcanzan hasta 2-2,50 m, son más comunes potencias de 1 a 1,50 metros. Los bancos más arenosos preservan laminaciones sedimentarias, especialmente donde la deformación, localmente, es menos intensa.

Hacia el norte de la quebrada Honda el basamento es plutónico. Está definido por granitoides granodioríticos-tonalíticos porfíricos. El tamaño de

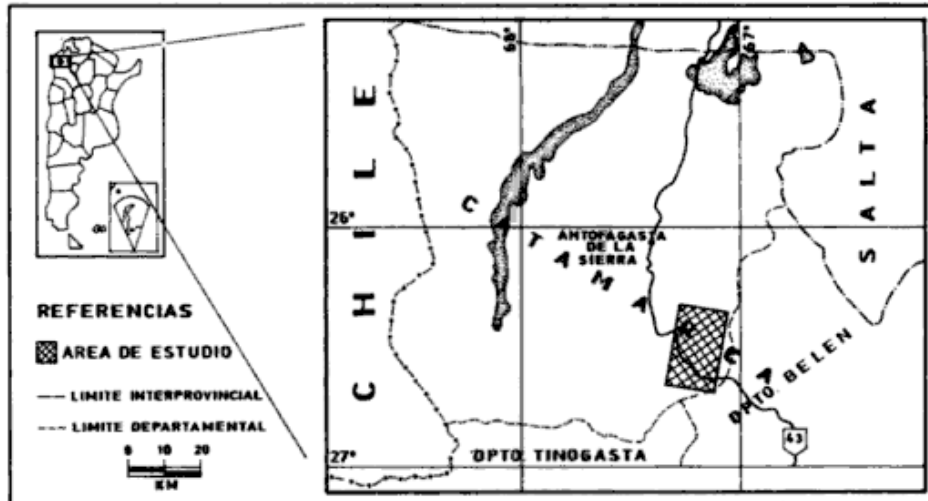


Figura 1. Mapa de ubicación.

grano aumenta de oeste a este, encontrándose los términos porfíricos más notables en las cabeceras de la quebrada de Varas. Los fenocristales de feldespato potásico producen el cambio de tonalitas a granodioritas. En la quebrada de Varas se observan paquetes de esquistos oscuros de hasta 30 m de espesor, posiblemente su origen se relacione a colgajos o grandes xenolitos de la roca de caja dada su proximidad al contacto con las ectinitas. Este contacto no pudo observarse directamente, sin embargo las relaciones de campo sugieren contactos netos y discordantes. También hay sectores donde el contacto es tectónico (extremo noreste del mapa de la figura 2).

#### Edad y correlación del basamento

Al plantear la edad y correlación del basamento de la sierra Laguna Blanca surgen variados interrogantes. En las últimas investigaciones realizadas en la región este basamento fue atribuido al Ordovícico (Alonso *et al.*, 1984; Omarini y Baldis, 1984; Alderete *et al.*, 1985). Sin embargo deben tenerse en cuenta algunos aspectos estructurales que hasta ahora no han sido reconocidos en el Paleozoico, destacándose la polideformación.

El Ordovícico que aflora hacia el oeste de la sierra El Peñón, tiene el estilo siempre típico de la deformación oclóyica. La sierra del Peñón, constituida por esquistos y calizas polideformadas, está cabalgada sobre el Ordovícico mediante un corrimiento oclóyico de magnitud regional (Mon y Hongn, 1988). No hay razones geológicas para suponer un aumento de la deformación hacia el este de tal manera que al basamento de la sierra Laguna Blanca pueda atribuírsele esa edad. En Mon y Hongn

(1987, 1988) se presentan los argumentos que limitan la idea de un aumento de metamorfismo y de deformación oclóyica hacia el este como se postuló frecuentemente (Viramonte *et al.*, 1976; Coira *et al.*, 1982; Omarini y Baldis, 1984, etc.).

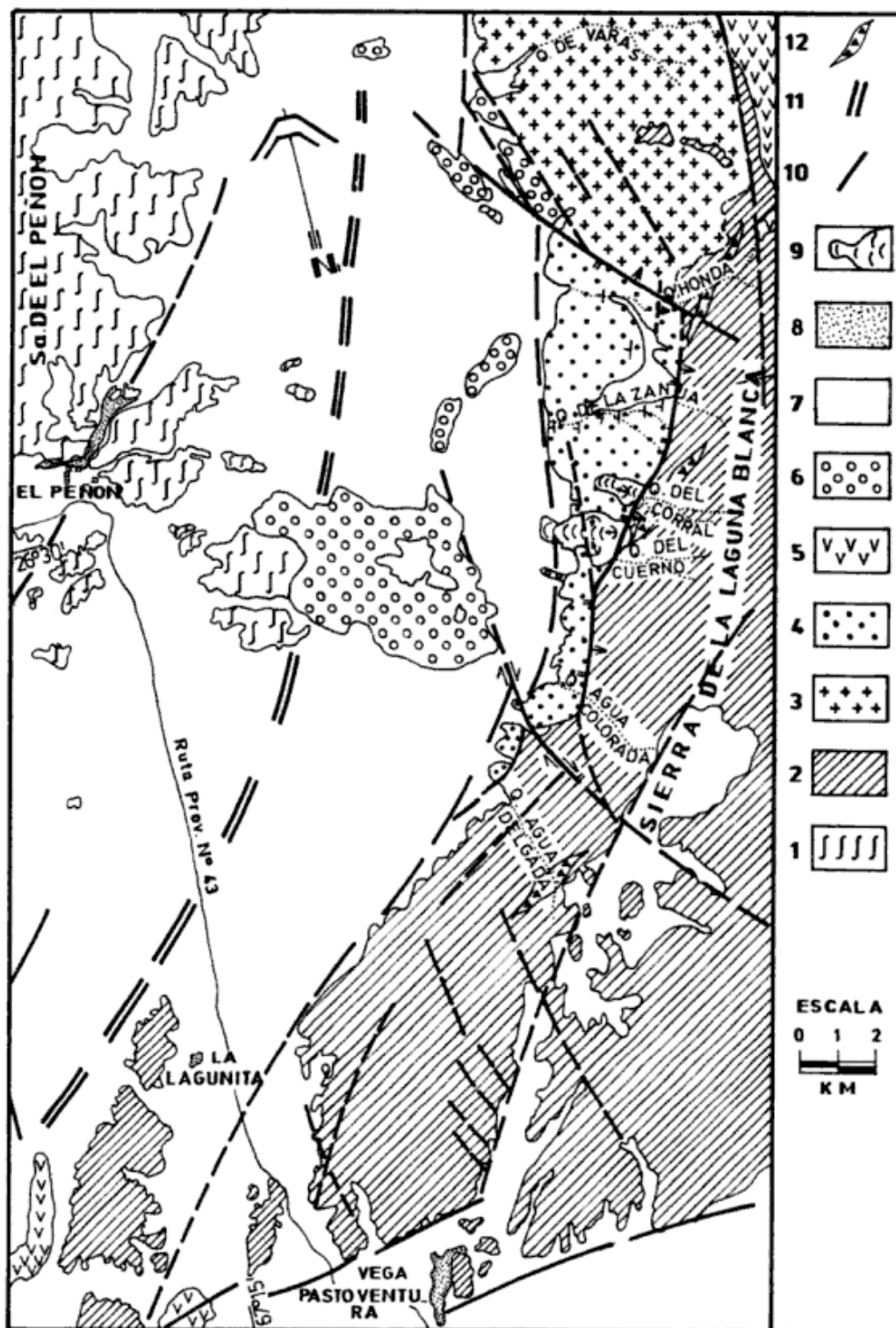
Sin negar que las ectinitas de la sierra Laguna Blanca tienen una litología que a primera vista puede ser confundida con la del Ordovícico, el análisis estructural en detalle resalta rasgos que permiten integrarlas al basamento preoclóyico.

Por otro lado, el basamento de la sierra Laguna Blanca es correlacionable con el que aflora hacia el este, en el borde suroriental de la Puna. El mismo está representado por las ectinitas de la Formación Loma Corral y los granitoides de la Formación Chango Real (Turner, 1973), que afloran en la sierra homónima.

González *et al.* (1985) mencionan edades radimétricas ordovícicas para los granitoides de la sierra de Chango Real en la sierra de Papachacra, datos que deben tomarse con precaución dado que no concuerdan con las observaciones geológicas. El Ordovícico no tiene deformaciones tan intensas, menos aún en sectores apartados de la franja de deformación oclóyica que se sitúa hacia el oeste.

Al considerar las relaciones existentes entre el basamento de la sierra Laguna Blanca y el que aflora en las inmediaciones del Peñón, surge otro interesante problema de correlación. Este último se caracteriza por un complejo metamórfico integrado por gneises, esquistos y calizas, con un metamorfismo de mediano a alto grado y una deformación muy intensa, que imprimió un estilo tectónico muy característico, definido por un plegamiento apretado vergente hacia el este. A esta deformación se le





**Figura 2:** Geología del área: 1- Basamento precámbrico (esquistos, gneises y calizas); 2- Basamento precámbrico (ectinitas); 3- Basamento preordovícico? (granitoides); 4- Terciario (conglomerados y areniscas); 5- Terciario superior-Cuartario (andesitas y dacitas); 6- Cuartario (aglomerados aterrazados); 7- Cuartario (relleno aluvial y depósitos de pie de monte); 8- Vegas y Lagunas; 9- Deslizamientos de rocas terciarias; 10- Fallas; 11- Contacto tectónico (cubierto) entre ectinitas (Laguna Blanca) y esquistos-gneis-calizas (sierra El Peñón) y 12- Brechas tectónicas de edad incierta (aparentemente preandina).

asocia una intensa milonitización. Otro rasgo litológico destacable de este complejo radica en las manifestaciones pegmatíticas parcialmente afectadas por la deformación.

Entre este basamento y el de la Laguna Blanca anteriormente descrito es difícil aceptar un pasaje gradual. Hay otras dos relaciones posibles: una discordancia o un contacto tectónico. Esta última op-

ción parece el mecanismo más apropiado para explicar las relaciones entre estas dos franjas de basamento con características tan diferentes. El contacto tectónico está cubierto por el relleno aluvial moderno y su traza sobre el mapa de la figura 2 es tentativa.

### Terciario

En el faldeo occidental de la sierra Laguna Blanca se descubrió una potente acumulación de sedimentitas terciarias continentales que hasta ahora no había sido mencionada ni incluida en las cartas geológicas regionales.

La sección más ilustrativa de esta secuencia se observa en la quebrada de la Zanja. En la parte basal se encuentra un conglomerado pobremente estratificado constituido principalmente por rodados bien redondeados de esquistos, cuarcitas y granitos, con matriz arenosa escasamente cementada por sílice. El diámetro predominante de los rodados es entre los 15 y 20 cm, pero se encuentran raramente, también algunos grandes rodados de granitos, que alcanzan hasta 6 m<sup>3</sup>. El espesor de esta sección conglomerádica basal es de 1100 m, aproximadamente.

Hacia arriba la secuencia se hace gradualmente arenosa pasando a areniscas rojas bien estratificadas con intercalaciones limolíticas. El espesor de este paquete arenoso alcanza los 50 metros. Continúa con una serie de colinitas gris-castaños de 220 m de espesor, con estratificación cruzada típica de dunas bien desarrolladas.

Hacia arriba siguen areniscas tobáceas grises intercaladas con conglomerados finos del mismo color. El espesor total de la secuencia visible en el faldeo occidental de la sierra Laguna Blanca alcanza aproximadamente 1420 metros.

Los contactos tanto en el techo como en la base son tectónicos. Sin embargo la falla que eleva el basamento contra la parte más baja de la secuencia se supone que no tiene un rechazo significativo, de manera que los conglomerados rojos deben ser efectivamente la parte basal de ésta. La parte superior de la secuencia terciaria está también truncada por otra falla regional, ubicada al oeste de la anterior (véase mapa en figura 2). No resulta fácil correlacionar estas manifestaciones del Terciario continental con las otras que han sido descritas en el ámbito de la Puna y en las Sierras Pampeanas noroccidentales. Las secuencias clásticas más cercanas hacia el oeste se encuentran en la sierra Los Colorados y en los alrededores de Antofagasta de la Sierra (Herrero, 1972; Rojo, 1972). Mientras que ha-

cia el este se ubican al naciente de la sierra de Chango Real (Turner, 1973), donde aflora una entidad atribuida al Mioceno con la cual la secuencia de la quebrada La Zanja muestra ciertas afinidades litológicas. También parecería estar relacionada con la Formación Geste del Grupo Pastos Grandes (Turner, 1964). Sin embargo se considera que no existe aún información suficiente como para establecer correlaciones precisas.

### Cuaternario

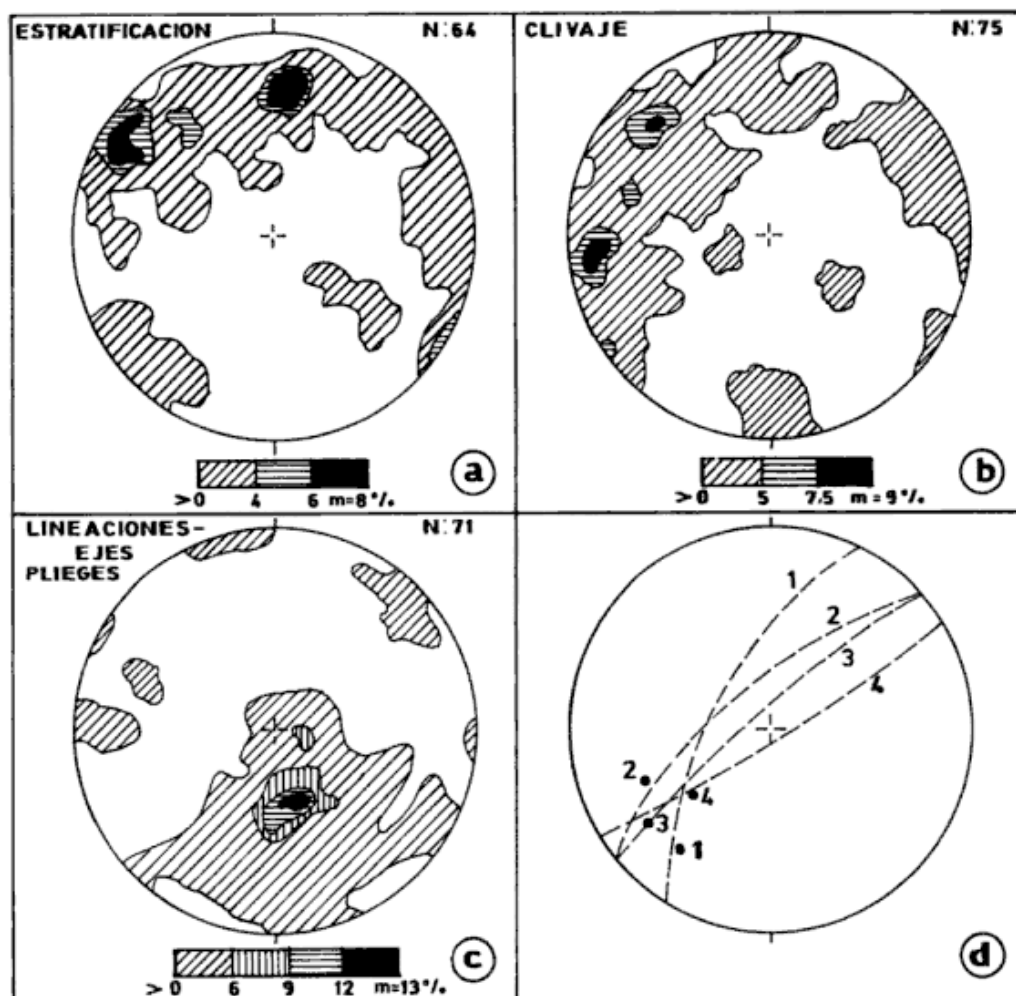
El Cuaternario está representado por litologías clásticas y volcánicas. Las primeras constituyen los rellenos aluviales y los depósitos de pie de monte. El volcanismo reciente está caracterizado por andesitas, basianandesitas y por rocas claras, no controladas en el campo, cartografiadas a partir de fotografías aéreas, en las que se diferencian caracteres morfológicos de la colada volcánica clara que permite inferir altas viscosidades y por lo tanto altos porcentajes de sílice. Generalmente las manifestaciones volcánicas cuaternarias están relacionadas a las fallas con actividad tectónica reciente (Mon et al., 1988). Sin embargo las volcanitas de la región noreste del mapa (parte elevada de la sierra), pueden ser más antiguas que del Terciario superior.

Los depósitos de pie de monte alcanzan significativo desarrollo en el faldeo occidental de la sierra Laguna Blanca, donde se encuentran a alturas considerables respecto al nivel actual de los ríos, sugiriendo la acción de marcados movimientos de ascenso reciente.

En el bolsón situado entre las sierras del Peñón y Laguna Blanca (vega del Peñón) debe existir una importante acumulación de sedimentos cuaternarios portadores de acuíferos dados los significativos caudales de agua que se insumen en esta depresión.

### ESTRUCTURA

La estructura de esta región es el resultado de varias fases orogénicas superpuestas. Las más antiguas culminaron con la orogénesis Panamericana - 500 a 700 Ma- y son las responsables de la estructura polifásica que muestra el basamento prepaleozoico. En la sierra Laguna Blanca no hay elementos de juicio para valorar los efectos de las fases oclóyicas y chánicas por no haber afloramientos de las secuencias paleozoicas donde están registrados estos eventos. Los testimonios más próximos de éstos se encuentran en el faldeo occidental de la sierra del Peñón. La estructura y el relieve actual obe-



**Figura 3:** Diagramas estereográficos del basamento de la sierra Laguna Blanca. Diagramas a, b y c: Diagramas de isofrecuencias sobre los polos de estratificación, clivaje principal y lineaciones-ejes de pliegues. Diagrama d: Fallas y estrías que indican fuertes componentes de rumbo en el desplazamiento. Los números indican a los planos y sus respectivas estrías. Los diagramas se realizan con red equiareal de Schmidt, hemisferio inferior y se presentan sistemáticamente orientados respecto al norte.

decan a la acción de los movimientos andinos que culminaron en el Plioceno-Pleistoceno y a los movimientos recientes, cuyos efectos aún no han sido suficientemente valorados, aunque existen elementos de juicio para pensar que no son desdeñables.

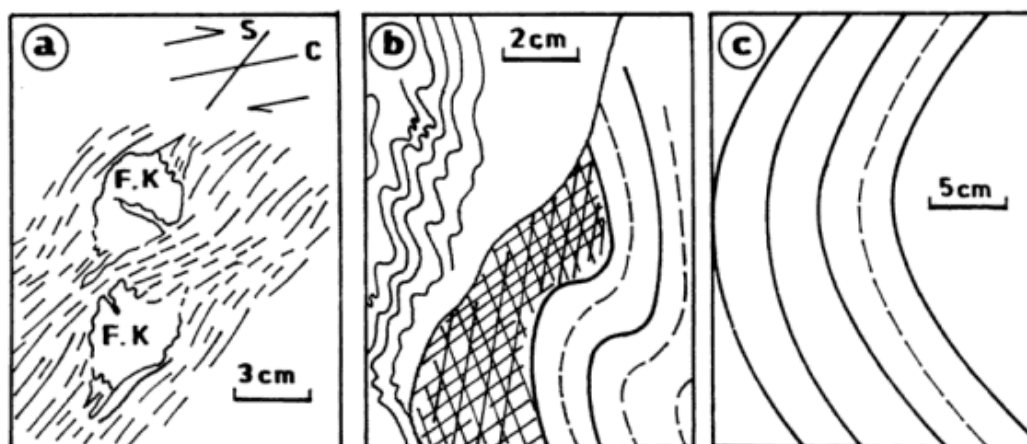
#### Estructura del basamento metamórfico

La estructura interna del basamento ectínfco está caracterizada por un plegamiento intenso de alto buzamiento, al que se asocia un clivaje de plano axial bien desarrollado. El plegamiento tiene rumbo norte-sur a noreste-suroeste, con ejes que buzanan entre  $55^{\circ}$  y  $65^{\circ}$  hacia el sursuroeste (ver figuras 3a y 3c). En la zona sur (Aguas Coloradas y Agua Delgada) los pliegues tienen buzamiento vertical o muy próximos a esta posición, rasgo que permite observarlos sólo en secciones horizontales.

El clivaje asociado al primer plegamiento tiene rumbo norte-sur a noreste-suroeste y altas in-

clinaciones hacia el este y sureste (ver figura 3b). En los términos pelíticos está representado por un clivaje pizarreño, mientras que en los bancos psamíticos se define como un clivaje espaciado donde la deformación es suave y como un bandeo tectónico, posiblemente asociado a solución de presión, donde la deformación es más intensa. Hay bancos psamíticos que preservan una laminación primaria a la que se le superpone el bandeo tectónico.

La intensidad de la deformación varía a lo largo de la sierra, no determinándose un patrón de variación, aunque es manifiesto el control litológico que existe en las distintas expresiones de la deformación, más marcada cuando predominan litologías pelíticas. De tal manera es que tenemos sectores donde el clivaje transpone fuertemente a la estratificación, mientras que en otros se observa un clivaje bien definido pero con buena preservación de las estructuras primarias.



**Figura 4:** Secciones detalladas de algunas mesoestructuras ilustrativas del basamento. a: Granitoide milonitizado con desarrollo de estructuras S-C. Los fenocristales de microclino (F.K.) presentan un comportamiento semidúctil en los bordes mientras que en sus partes centrales se desarrollan grietas de tensión (frágiles), perpendiculares a la dirección de máximo estiramiento (en la figura esta dirección coincide con el plano S). b: Estratificación (sector derecho) y primer clivaje (sector izquierdo) con pliegues apretados de tipo similar impresos por la segunda fase deformativa. c: Pliegues paralelos a la estratificación asociados a la segunda fase de deformación. Estas figuras corresponden a reproducciones simplificadas de fotografías tomadas en el terreno.

El basamento granítico que aflora en la quebrada de Varas ofrece un buen ejemplo sobre el desarrollo de una franja de milonitización. En el tramo inferior de la quebrada de Varas, el granitoide prácticamente no presenta deformación. En el tramo medio comienza a manifestarse una deformación incipiente de los fenocristales de feldespato potásico que presentan colas asimétricas, rasgo que se va acentuando hacia la cabecera de la quebrada, donde se observan estructuras miloníticas muy conspicuas, destacándose estructuras S-C (Lister y Snoke, 1984), muy bien definidas por los fenocristales, alargados según la superficie S y con bordes estirados que representan las superficies C (figura 4a). Además de estas estructuras y de los "ojos asimétricos" desarrollados sobre los fenocristales, también se originan estructuras cintadas con bandas de cuarzo que indican una deformación avanzada. El pasaje entre los términos no deformados y los que presentan estructuras cintadas es continuo. El mismo va acompañado por una reducción en el tamaño del grano, efecto propio del proceso de milonitización. Las facies porfiroides son aptas para el desarrollo de estructuras miloníticas ilustrativas. A partir de ellas se puede determinar que la dirección de los esfuerzos que producen la milonitización, responden a un cabalgamiento del bloque oriental sobre el occidental. Al respecto, cabe acotar que Rosello y Le Corre (1989) detectan una importante faja de milonitización hacia el este, en la Cuesta de Randolpho, donde las estructuras miloníticas indican transportes tectónicos hacia el nornoreste, con condiciones de cizallamiento dúctil sig-

nificativas. La deformación milonítica es ubicada en el Ordovícico por Rosello y Le Corre (*op. cit.*), de acuerdo a dataciones absolutas existentes en la región. Las milonitas de la sierra Laguna Blanca muestran transportes tectónicos opuestos a las de la Cuesta de Randolpho, rasgo que debe tenerse presente al profundizar los estudios del basamento en esta comarca, especialmente en la correlación de las unidades que lo conforman.

Vale recordar que de acuerdo al estilo de deformación que presenta el Ordovícico de la Puna Catamarqueña (Allmendinger *et al.*, 1982; Mon y Hongn, 1987), los transportes tectónicos hacia el nornoreste no son propios de la deformación oclóyica, es decir que las milonitas de la Cuenca de Randolpho deberían ser preoclóyicas. A su vez, este criterio aconseja considerar la posibilidad que las milonitas del granito de la sierra Laguna Blanca sean oclóyicas.

La milonitización que afecta al granitoide también se observa en las ectinitas, tanto en los tabiques esquistosos que presenta el granito como en parte de los afloramientos del tramo superior de la quebrada Honda. La milonitización es un proceso posterior al plegamiento principal de las epimetamorfitas (plegamiento antes descrito).

Las ectinitas también están afectadas por una segunda fase de deformación que produce plegamiento de distintas características. Se reconocen desde pliegues similares a los que se asocia un clivaje de crenulación (figura 4b) hasta pliegues abiertos, tipo paralelos, sin desarrollo de clivaje asociado (figura 4c). Estos pliegues afectan tanto a la estratifi-

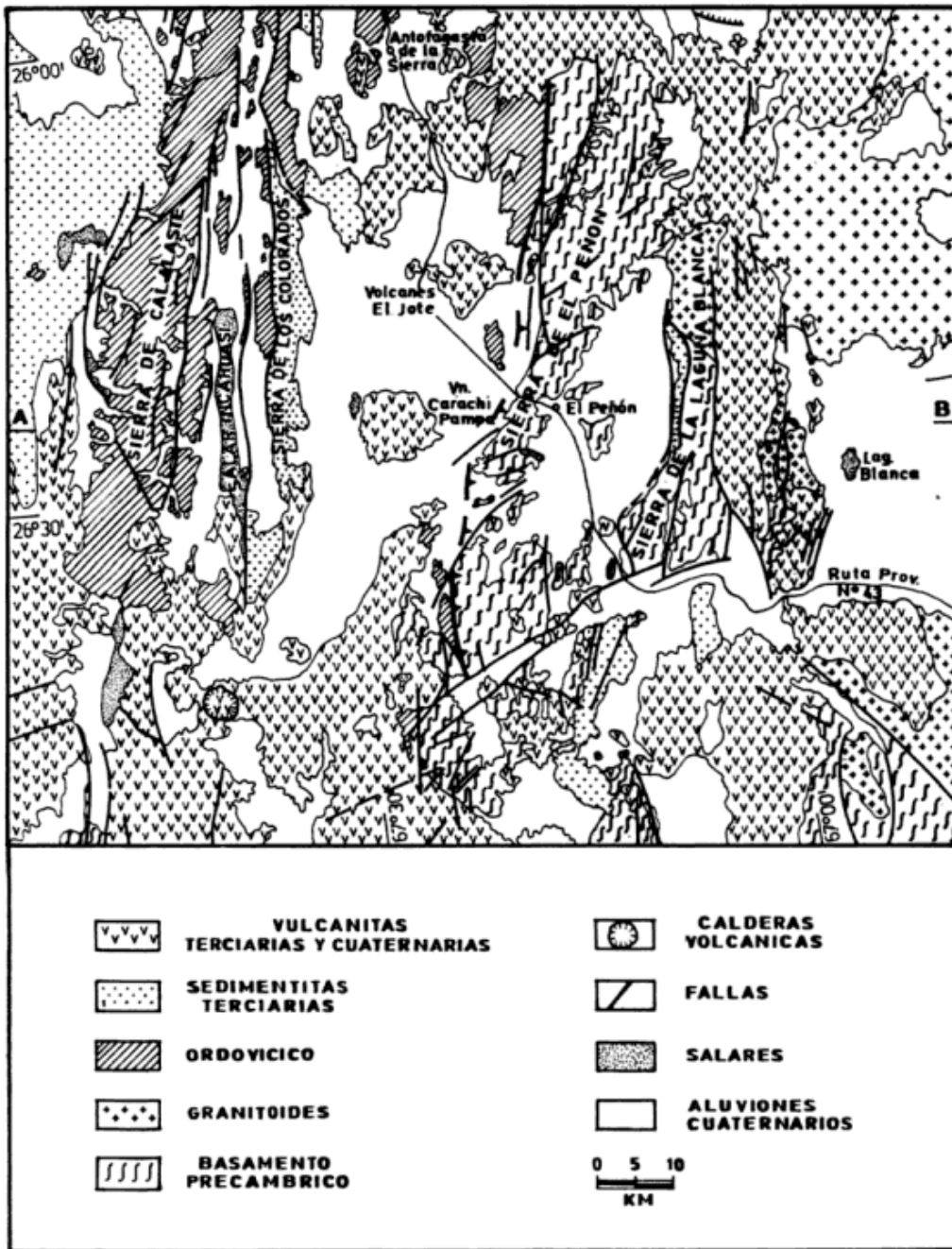


Figura 5: Geología de la región.

cación como al clivaje. En el caso de la figura 4c, la estratificación plegada por esta fase corresponde al flanco de un pliegue asociado a la primera deformación. En algunos sitios la segunda deformación está sólo representada por un clivaje suave que afecta a los anteriores elementos estructurales. Las estructuras asociadas a esta fase no están representadas regularmente, sólo se reconocen localmente. Los ejes de los pliegues tienen rumbo este-este-sureste, próximos a la horizontal, mientras que las superficies axiales son subhorizontales o de baja inclinación hacia el este.

No se observaron elementos para determinar la relación existente entre la deformación milonítica que afecta al granitoide y parcialmente a las ectinitas y la deformación de las ectinitas que estamos comentando. Aparentemente, en base a la posición espacial de las estructuras asociadas en cada caso, no existe relación alguna entre ellas.

Otro rasgo destacable dentro del basamento ec-tinítico está dado por afloramientos de brechas tectónicas, desarrolladas generalmente en bancos psamíticos, posiblemente debido a la mayor resistencia de estas litologías. Las brechas se reconocie-

**CORTE REGIONAL A - B**

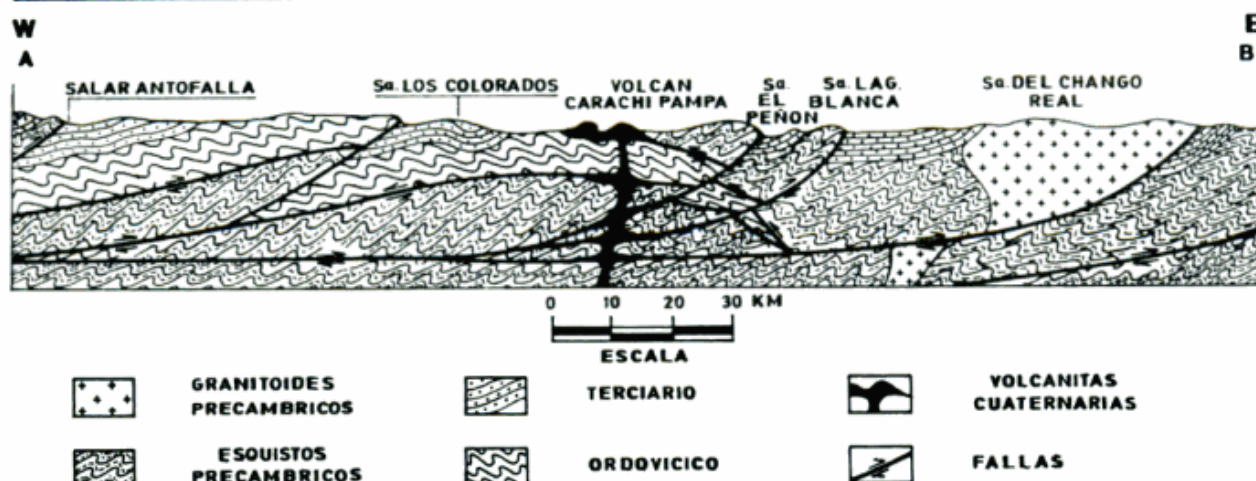


Figura 6: Perfil geológico regional.

ron en las cabeceras de la quebrada Honda, del Corral y Agua Delgada (ver mapa en figura 2) y no estarían ligadas a la falla que pone en contacto el basamento con el Terciario.

Las litologías psamíticas están intensamente craqueladas en estas zonas de fallas, con venillas de carbonatos de 1 mm a 3 cm de espesor rellenas de grietas. En la brecha que aflora en la quebrada Honda se observa silicificación y óxidos de manganeso. Las pelitas que se reconocen en estas zonas de brechas muestran una deformación muy intensa, con un clivaje que transpone totalmente a la estratificación, rasgo que se reconoce en charnelas aisladas de pliegues intrafoliales.

Dentro de las zonas de fallas se distinguen fallas menores con estrías, cuyo análisis indica planos de rumbo noreste-suroeste con desplazamientos de marcada componente de rumbo (figura 3 d).

Si bien no existen indicadores directos del tipo de falla, dadas las características de las zonas de brecha las mismas se suponen inversas.

Si consideramos las particularidades de las zonas de brecha y la dirección de las fallas respecto al contacto tectónico entre el basamento y el Terciario, es válido suponer que el fallamiento es anterior. Es difícil precisar su edad, sólo hay indicios para sugerir su anterioridad respecto a las fallas que afectan al Terciario.

Si observamos la ubicación de las brechas sobre el mapa y los planos de fallas medidos sobre las mismas (figura 3d), es evidente que no están alineadas en lo que podría ser la traza de una falla mayor. Esto lleva a suponer la presencia de varias fallas de importancia a las que se le asocian las brechas observadas, además de la muy posible presencia de

zonas de fallas similares entre las quebradas estudiadas.

**Estructura andina**

En el perfil de la figura 6, se muestra un corte esquemático que representa una interpretación de la estructura regional de la Puna Oriental, basada en información cartográfica de superficie. La estructura profunda que se representa es inferida, ya que no hay información del subsuelo disponible.

La estructura andina generada durante el Terciario superior, se superpone a la tectónica oclóyica. El rasgo visible más conspicuo de esta última es el cabalgamiento del basamento precámbrico sobre el Ordovícico, observable en el borde occidental de la sierra del Peñón. Este ha sido desplazado por los movimientos andinos como se observa en el perfil y la figura 5.

Se supone que las fallas andinas representan grandes corrimientos vergentes hacia el naciente; que tienden a horizontalizarse en el subsuelo. Estos corrimientos produjeron un pronunciado acortamiento de la franja fallada. Esto en parte explica las pronunciadas diferencias que muestra el basamento entre sierras contiguas, como las que se registran entre la sierra del Peñón y la sierra Laguna Blanca. Es probable que estos corrimientos andinos hayan acercado y apilado terrenos que originalmente se encontraban distantes. El acortamiento estimado para el sector representado en el perfil alcanza a aproximadamente 90 kilómetros (30%). La misma sierra Laguna Blanca se encuentra dislocada por una falla de carácter regional que puede explicar las diferencias que se observan entre su flanco oriental y occidental.

Los rasgos de la tectónica andina se encuentran parcialmente enmascarados por la acción de una tectónica mucho más reciente, cuaternaria, que ha provocado pronunciados movimientos verticales. Los testimonios más elocuentes de éstos son las terrazas ascendidas a niveles más elevados que los de los ríos actuales. En la ladera occidental de la sierra Laguna Blanca se encuentran hasta cien metros por encima de los cauces que hoy se observan en los ríos actuales. Por otra parte hay una tectónica cuaternaria de ruptura que se manifiesta mediante fallas que cortan a depósitos de pie de monte cuaternarios. Estas estructuras son especialmente visibles en el borde occidental de la sierra del Peñón.

El rápido ascenso de las sierras ha provocado intensa erosión y aporte considerable de sedimentos que han ahogado el relieve, y han cubierto a las fallas andinas que en general no son visibles en superficie.

### CONCLUSIONES

Dentro de los macizos de basamento de la Puna Oriental, la sierra Laguna Blanca muestra ciertas particularidades; está constituida por facies de bajo grado de metamorfismo, que representan una franja aislada que no ha sido alcanzada por los intensos procesos de metamorfismo y deformación que afectan a las rocas que afloran en las sierras vecinas. La polideformación que presentan los esquistos de la sierra Laguna Blanca, excluye su asignación al Ordovícico que, en áreas próximas, presenta un estilo de deformación totalmente distinto. Probablemente la sierra Laguna Blanca constituye un área que ha quedado entre dos franjas de milonitización intensa, al oeste la que aflora en la sierra del Peñón y al naciente la que se manifiesta en los cordones del borde de la Puna. En el faldeo occidental se ha descubierto una espesa secuencia terciaria que era hasta ahora desconocida. Su existencia introduce cambios significativos en las reconstrucciones paleogeográficas propuestas para la región.

### AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo ha sido financiado mediante fondos del CONICET, asignados al PID N° 3129800/88 "Tectónica de los Andes del Norte Argentino". También se agradece el apoyo brindado por la Secretaría de Minería, a través de la Jefatura de Área del CENOA (sede Tucumán) a esta investigación.

### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ALDERETE, M., P. BORTOLOTTI, R. MOYANO y J. OJEDA, 1985. *Lineamientos y vulcanismo de la Puna Argentino-Chileno entre 25° y 27° de latitud Sur*. 4º Congr. Geol. Chileno, Actas, 4: 172-193.
- ALLMENDINGER, R., T. JORDAN, M. PALMA y V. RAMOS, 1982. *Perfil estructural de la Puna Catamarqueña (25°-27°S)*. Argentina. 5º Congr. Geol. Argent., Actas, 1: 499-518.
- ALONSO, R., G. VIRAMONTE y R. GUTIERREZ, 1984. *Puna Austral. Bases para el subprovincialismo geológico de la Puna Argentina*. 9º Congr. Geol. Argent., Actas, 1: 499-518.
- COIRA, B., J. DAVIDSON, C. MPODOZIS y V. RAMOS, 1982. *Tectonic and magmatic evolution of the Andes of Northern Argentina and Chile*. Earth Sci. Rev., 18: 303-332, Amsterdam.
- GONZALEZ, R. M. CABRERA, P. CATELLOTE, M. OMIL, P. BORTOLOTTI, R. MOYANO y J. OJEDA, 1985. *Esquemática de la ubicación espacial y temporal de la eruptividad de Sierras Pampeanas Occidentales*. República Argentina. 4º Congr. Geol. Chileno, Actas, 3: 138-150.
- HERRERO, J., 1972. *Contribución al conocimiento geológico de la serranía de Filo Colorado. Antofagasta de la Sierra, Catamarca, Argentina*. Univ. Nac. Tucumán, Fac. Cs. Ns., Seminario, 1-49, inédito, S. M. de Tucumán.
- LISTER, G. y W. SNOKE, 1984. *S-C Mylonites*. J. Struct. Geol., 6 (6): 617-638.
- MON, R. y F. HONGN, 1987. *Estructura del Ordovícico de la Puna*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 42: 31-38.
- \_\_\_\_\_, y \_\_\_\_\_, 1988. *El corrimiento del borde occidental del Cratógeno Central de la Puna*. Asoc. Geol. Argent., 43: 338-342.
- \_\_\_\_\_, R. MENA, R. MARRETT y F. HONGN, 1988. *Rasgos de Neotectónica de la Puna Austral (República Argentina)*. 5º Congr. Geol. Chileno, Actas, 1: A19-A36, Santiago.
- NAVARRO GARCIA, L., 1984. *Estratigrafía de la región comprendida entre los paralelos de 26°00' a 27°15' de latitud sur y los meridianos de 66°30' a 67°00' de longitud oeste, provincia de Catamarca*. 9º Congr. Geol. Argent., Actas, 1: 353-383, S. C. Bariloche.
- OMARINI, R. y B. BALDIS, 1984. *Sedimentología y mecanismo deposicionales de la Formación Puncoviscana (Grupo Lerma, Precámbrico-Cámbrico) del norte argentino*. 9º Congr. Geol. Argent., 1: 383-398.
- ROJO, R., 1972. *Geología de la región comprendida entre Nacimientos y Antofagasta de la Sierra, Catamarca, Argentina*. Univ. Nac. Tucumán, Fac. Cs. Ns., Seminario, 1-179, inédito, S. M. de Tucumán.
- ROSELLO, E. y C. LE CORRE, 1989. *Evidencias cinemáticas de una tectónica cabalgante Paleozoica inferior en el sector austral de la Faja Eruptiva de la Puna oriental, Catamarca, Argentina*. Reun. Geotranssectas América del Sur, Actas: 185-189, Mar del Plata.

**TURNER, J.**, 1964. *Descripción Geológica de la Hoja 7c, Nevado de Cachi*. Dir. Nac. Geol. y Minería, Bol., 99: 1-69, Buenos Aires.

\_\_\_\_\_, 1973. *Descripción Geológica de la Hoja 11d, Laguna Blanca*. Serv. Nac. Min. Geológico, Bol., 142: 1-61, Buenos Aires.

**VIRAMÓNTE, J., R. SUREDA y M. RASKOVSKY**, 1976. *Rocas metamórficas de alto grado del oeste del Salar Centenario, Puna Salteña*. 6º Congr. Geol. Argent., Actas, 2: 191-206.

**Recibido:** 6 de setiembre, 1990.

**Aceptado:** 15 de febrero, 1992.

**O. E. GONZALEZ**

CENOA (Secretaría de Minería)  
Facultad de Ciencias Naturales  
Miguel Lillo 205, 4000 San Miguel de Tucumán  
Argentina

**F. D. HONGN**

CONICET  
Buenos Aires 177, 4400 Salta, Argentina

**R. MON**

CONICET  
Facultad de Ciencias Naturales  
Miguel Lillo 205, 4000 San Miguel de Tucumán.  
Argentina



## LAS MANIFESTACIONES DE HIERRO EN SKARNS DEL FLANCO SURORIENTAL DEL CERRO CAICAYEN (37°27'S; 70°27'30"O), NEUQUEN

Marta B. Franchini y Lawrence D. Meinert

**RESUMEN:** Las manifestaciones de hierro en skarns del flanco suroriental del cerro Caicayén están emplazadas en un arco volcánico ensiálico y se encuentran asociadas a rocas ígneas subvolcánicas del Paleógeno. Consisten en cuatro bolsones formados por 70 % de limonitas y 30 % de pirita, magnetita con esfalerita, calcopirita y skarns, situados en la aureola externa de un cobre porfírico. Se generaron por el reemplazo metasomático-hidrotermal de las sedimentitas jurásicas, contemporáneo con el emplazamiento y la cristalización de los filones capa de andesita cuarzosa y andesita. Los skarns presentan zonaciones minerales de acuerdo a las rocas que reemplazan y a la distancia al intrusivo; los minerales más abundantes (epidoto, clinopiroxeno (Hd28-60), granate (Ad 95-97), magnetita pseudomórfica según hematita y cuarzo) indican la presencia de fluidos hidrotermales ricos en agua, pobres en CO<sub>2</sub> y con valores de la fugacidad del oxígeno altos e intermedios (log fO<sub>2</sub> entre -20,5 y -31,5). Del mismo modo que otros skarns de epizona, se estima que los silicatos y la magnetita se formaron a presiones menores de 500 bares. Estos minerales fueron afectados por reacciones retrógradas; inicialmente se alteraron a minerales hidratados y cuarzo, la magnetita en siderita y luego fueron reemplazados por abundante cuarzo. La depositación de los sulfuros fue coetánea con la alteración retrógrada de los skarns; los bolsones tienen pirita diseminada y en venillas en los skarns y como reemplazos masivos de la caliza y de los exoskarns. Las manifestaciones de Caicayén forman parte de una variedad de skarns genéticamente vinculada a los cobres porfíricos, pero el hierro como metal dominante los diferencia de los típicos depósitos de este tipo.

**ABSTRACT:** Iron skarns deposits on the SE slope of cerro Caicayén, Neuquén Province, occur in a volcanic arc developed on continental crust and they are associated to Early-Tertiary subvolcanic igneous rocks. They consist of four lense-shaped bodies with 70 % limonites and 30 % pyrite, magnetite, calcopyrite related to skarns and situated in the outer aureole of the porphyry copper deposits. The skarns and metal concentrations were caused by magnetic-hydrothermal replacement of Jurassic sedimentary rocks which took place at the same time as the emplacement and crystallization of quartz andesite and andesite. The skarns show a zonal pattern according to the rocks they replaced and the distance to the intrusive contact. The dominant silicates and oxides (epidote, clinopiroxene [Hd28-60], garnet [Ad95-97], quartz and magnetite after hematite) indicate that hydrothermal fluids were water-rich, poor in CO<sub>2</sub> and with high to intermediate oxygen fugacities (log fO<sub>2</sub> between -20.5 and -30.5). A pressure below 500 bars for silicates and magnetite formation is estimated like for other epizonal skarns. These anhydrous minerals of the early stage were affected by retrograde reactions; first they turned into hydrous silicates, magnetite into siderite and then, they were replaced by quartz. The sulfide deposition took place after main skarn formation and synchronous with retrograde alteration. They have pyrite as disseminations and veins in skarns and as massive replacements of marble at the skarn fronts. Caicayén deposits belong to a variety of skarns genetically associated to a porphyry copper pluton, but they have iron as a main metal.

### INTRODUCCION

En la Cordillera de los Andes, en el norte de Neuquén y sur de Mendoza, el volcanismo de edad paleógena está representado por numerosos cuerpos subvolcánicos, unidades volcánicas extrusivas y cuerpos intrusivos que han sido agrupados por Llambías y Rapela (1987) en una provincia magmática a la que denominaron Provincia Volcánica Neuquino-Mendocina.

Los depósitos minerales asociados a la facies intrusiva de este ciclo magmático forman una faja de rum-

bo norte-sur que fue caracterizada por Malvicini y Llambías (1982) y, con posterioridad, por Malvicini *et al.*, (en preparación) como una provincia metalogenética del Paleógeno. Algunos de estos depósitos han sido estudiados en detalle como, por ejemplo, Vegas Peladas (Arrospide, 1972), Cerro de la Virgen (Angelelli, 1942), Hierro Indio (Rigal, 1942) en Mendoza y Colpilli (Llambías y Malvicini, 1978), Los Maitenes El Salvaje (Domínguez *et al.*, 1984), La Erika (Domínguez y Gómez, 1988) en Neuquén mientras que existen numerosas manifestaciones de las cuales se desconocen sus características geológicas y genéticas.

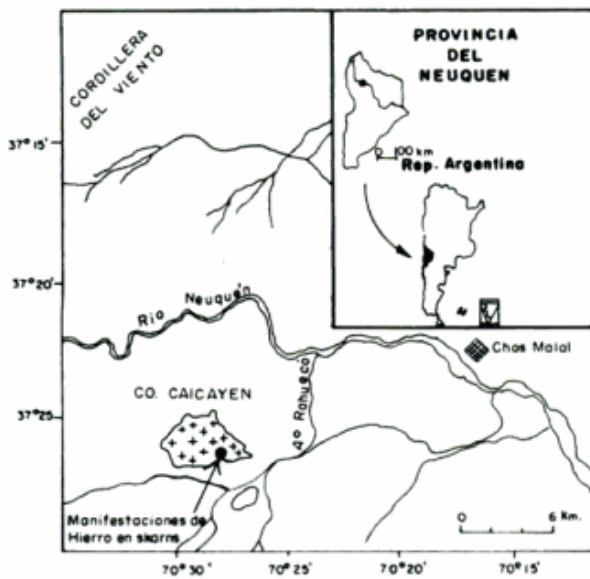


Figura 1: Ubicación de las manifestaciones de hierro en skarns.

El cerro Caicayén (37°27'S; 70°27'30"O) en Neuquén, está formado por un lacolito y numerosos filones capa de composición intermedia que pertenecen a esta provincia volcánica paleógena. En su flanco suroriental se localizan concentraciones minerales (figura 1) que en los últimos años han sido explotadas por la extracción de mena de hierro con destino a la Cementera Patagónica de la localidad de Zapala. Estas manifestaciones consisten en cuatro bolsones formados por 70 % de limonitas y 30% de magnetita, pirita con esfalerita, calcopirita asociados a skarns y desarrollados en la aureola externa de un área con alteración hidrotermal y sulfuros diseminados tipo cobre porfírico (Casé, com. verb., 1988).

El presente trabajo tiene por objetivo brindar un análisis sobre las características geológicas y los estadios evolutivos de los skarns del cerro Caicayén, de los cuales no existen trabajos previos. Con sus conclusiones se espera contribuir al conocimiento global de los depósitos minerales vinculados al magnetismo paleógeno y su aplicación futura en la exploración minera de la provincia.

Para estudiar los skarns y concentraciones metálicas se realizaron 87 secciones delgadas y 39 secciones pulidas. Al estudio mineralógico por métodos ópticos se le agregaron las determinaciones de 26 minerales por medio de rayos X (CIG, La Plata; cátedra de Mineralogía, UN de Salta y Servicio Geológico Minero Nacional, Buenos Aires) y 22 análisis químicos con sonda electrónica (Washington State University). Para conocer las compo-

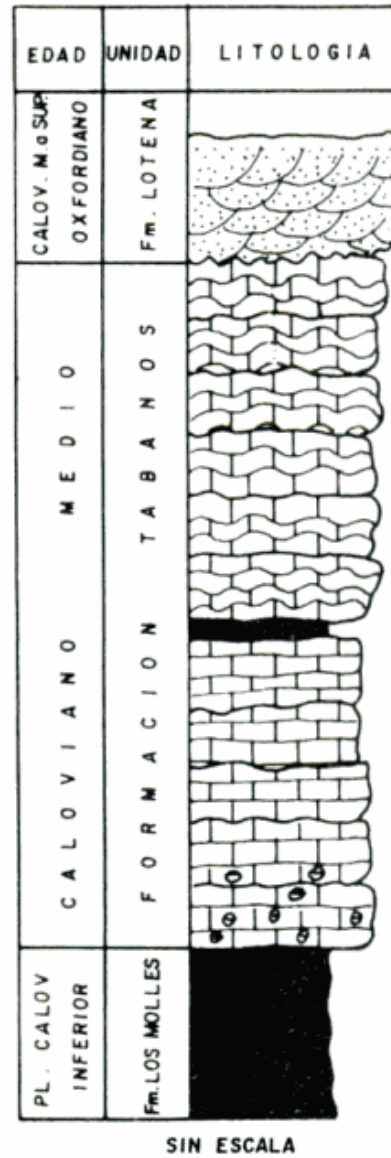
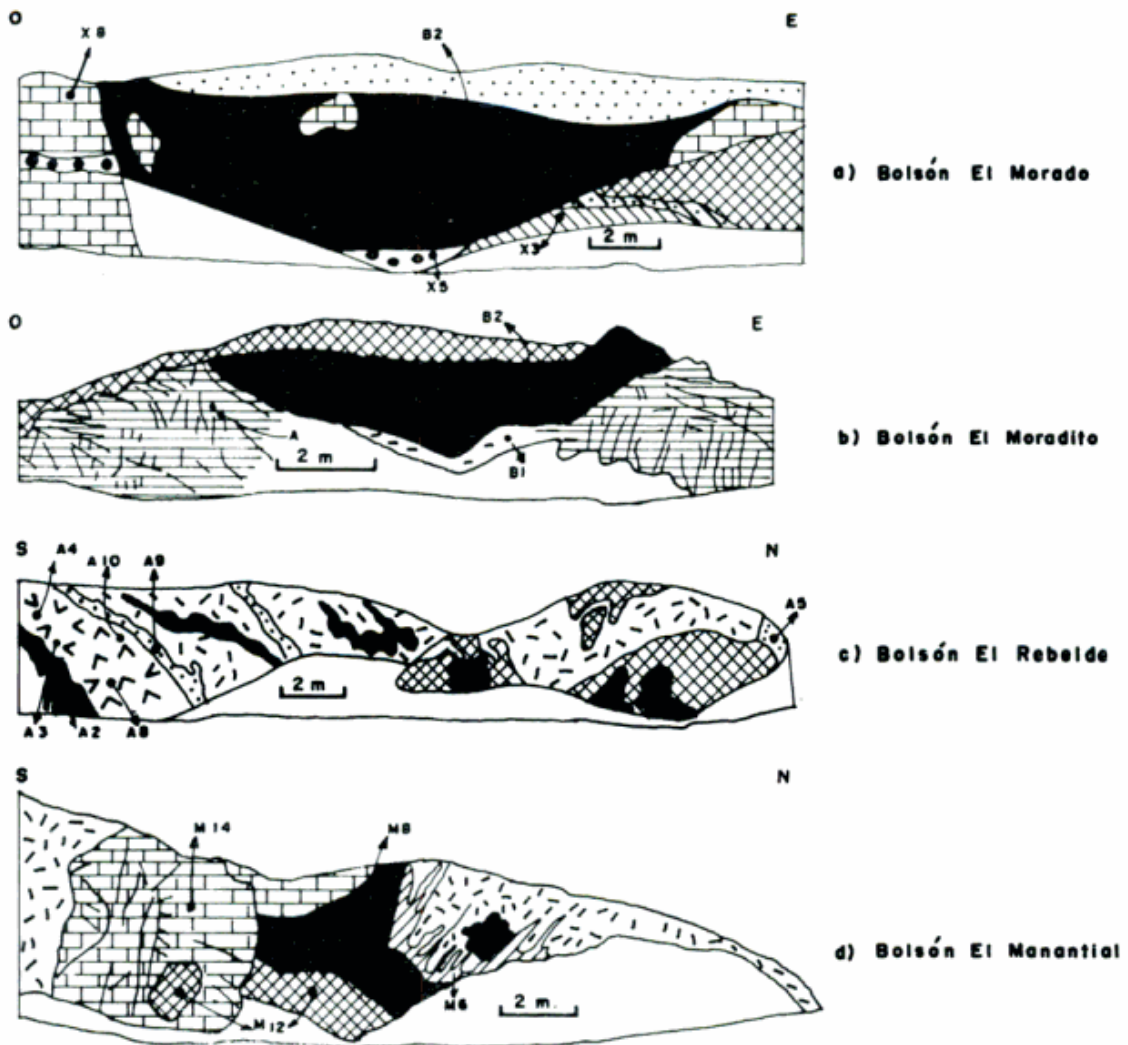


Figura 2: Perfil estratigráfico parcial expuesto en el área de los skarns.

siciones de los bolsones y las rocas asociadas se realizaron los análisis químicos de 23 muestras representativas (LAQUIGE; Dir. Gral. de Minería, Neuquén).

### GEOLOGIA DE LOS SKARNS Y CONCENTRACIONES METALICAS

Las mineralizaciones se formaron en el contacto entre las rocas ígneas y la caliza de la Formación Tábanos (Stipanovic, 1965). En los bolsones El Morado y El Moradito también afectan a las pelitas de la Formación Los Molles (Weaver, 1931) y las areniscas de la Formación Lotena (Weaver, 1931). La columna estratigráfica expuesta en el área de los bolsones comprende: 3 m inferiores de pelitas; 12 m de calizas y 4 m de areniscas (figura 2).



REFERENCIAS















	Cubierto		Endoskarn de Clinzoicita clinopiroxeno.
	Goethita		Endoskarn de Calcita-Epidoto-diopsido
	Silice - Limonitas + Sulfuros		Endoskarn de Clinocloro
	Exoskarn de granate. Ad. (95-97)		Hornfels pelítico
	Exoskarn de clinopiroxeno. Hd (30-60)		Hornfels alterados
	Endoskarn de Epidoto		Caliza Fm. Tábanos
	Endoskarn de Epidoto-clinopiroxeno. Hd (28-46)		Andesita cuarzosa y andesita.
*→A1 N° Muestra analizada			

Figura 3: Secciones transversales esquemáticas de los cuerpos mineralizados.

La Formación Los Molles se presenta diaclasada y evidencia metamorfismo de contacto. Consiste en pelitas grises oscuras a negras dispuestas en estratos tabulares finos, constituidas por illita, cuarzo, feldespato potásico y caolinita (según rayos X). De acuerdo con Minniti *et al.* (1986) esta unidad se depositó en un ambiente de cuenca interior durante el Pliensbaquiano inferior-Caloviano inferior. La Formación Tábanos apoya directamente sobre las pelitas y aloja la mayor parte de los skarns. Está formada por dos bancos: el inferior de calizas tipo boundstone con yeso y estructura nodular y el superior de calizas estromatolíticas con estratificación ondulada. Los bancos calcáreos están muy diaclasados con dos juegos principales de rumbos N80° y N150°; entre los bancos de calizas suelen presentarse lentes de pelitas. Esta unidad se formó durante el caloviano medio en un ambiente perilitoral somero con dominio de facies carbonática (Minniti *et al.*, 1986). La Formación Lotena apoya en discordancia sobre las calizas de la Formación Tábanos y está representada por areniscas con estratificación entrecruzada de génesis continental, depositadas durante el Caloviano medio a superior y el Oxfordiano inferior (Minniti *et al.*, 1986).

Las rocas ígneas asociadas a los skarns son cuerpos subvolcánicos muy fracturados, bajo formas de filones capa de andesita cuarzosa y andesita expuestos en el flanco suroriental del Cerro Caicayén.

Los bolsones El Morado, el Moradito y El Rebelde se localizan en el contacto entre las sedimentitas jurásicas y un filón capa de andesita cuarzosa. En superficies frescas la roca es gris claro con tonalidades verdosas, su textura es porfírica con fenocristales de tamaño variable (0,12 a 1,4 cm) y una pasta afanítica muy fina. Los fenocristales son de hornblenda, plagioclasa y cuarzo. La hornblenda tiene buen desarrollo y suelen encontrarse varios individuos formando glomérulos de hasta 2 cm de diámetro. Los individuos de plagioclasa aparecen en tablillas con maclas y zonación notoria. El cuarzo se encuentra en cristales bipiramidales con abundantes senos de corrosión. Los minerales acceso-

rios consisten en apatita, titanita y titanomagnetita intercrecida con ilmenita. En el bolsón El Manantial, la roca ígnea es un filón capa de andesita, muy similar en composición y textura a la andesita cuarzosa, pero contiene menor cantidad de cuarzo y mayor proporción de hipersteno y diópsido normativos. Según las características químicas, estas rocas son calcoalcalinas, tienen un contenido de potasio normal (1,07 %) y porcentajes de sílice comprendidos entre 60,41 y 61,93 % (Franchini, en prensa).

De acuerdo con las hipótesis más modernas sobre el origen del volcanismo paleógeno de Neuquén y Mendoza (Llambías y Rapela, 1989), el ambiente tectónico de los depósitos correspondería a un arco volcánico desarrollado sobre corteza continental, más primitivo que el arco volcánico del Paleógeno situado al sur de los 38°30' S, pero mejor definido y localizado, probablemente, más cerca de la fosa oceánica.

## DESCRIPCION DE LOS SKARNS Y CONCENTRACIONES METALICAS

### CONFIGURACION ESTRUCTURAL

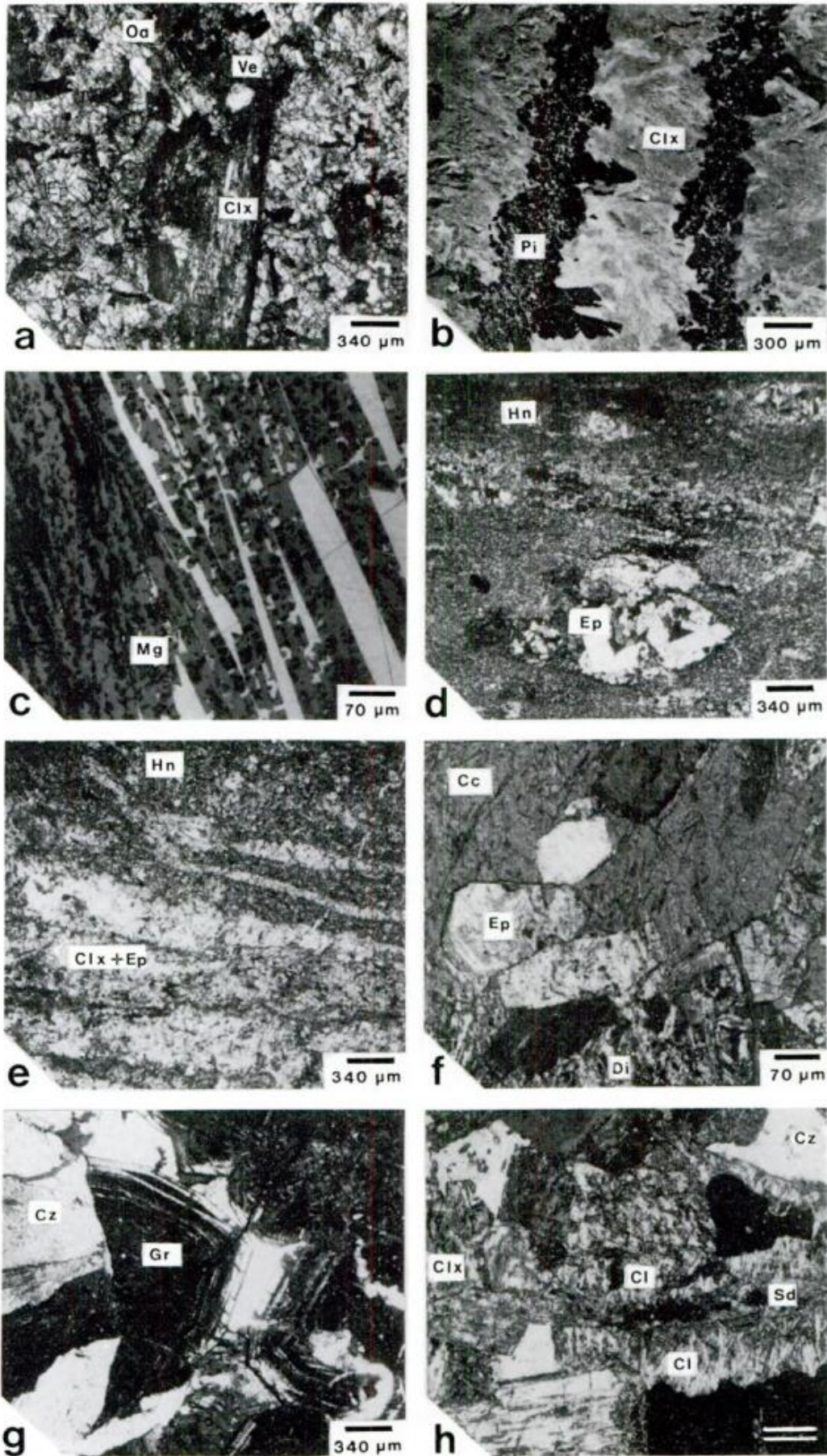
De las tres posibilidades de configuración estructural de los skarns establecidos por Burt (1972) y Burt y Petersen (1974), la más común es aquella en la cual el cuerpo intrusivo en contacto con la caliza se halla rodeado por el skarn; éste último se localiza a lo largo del contacto y siguiendo determinadas capas favorables. Esta relación estructural se observa en los bolsones El Rebelde, El Morado y El Moradito donde los skarns rodean al filón capa de andesita cuarzosa. En el bolsón El Manantial el skarn está rodeado por el intrusivo; la caliza constituye un bloque caído en la roca ígnea.

### MINERALOGIA Y PETROGRAFIA

#### Hornfels pelíticos

Afloran en los bolsones El Morado y El Moradito. En el primero están expuestos en la base del

**Figura 4:** a) Endoskarn bolsón El Rebelde formado por epidoto dispuesto en mosaico granoblástico heterogranado con vesubiana y opacos alterados; contiene clinopiroxeno relicto. b) Exoskarn bolsón El Rebelde formado por clinopiroxenos (Hd30-60) en bandas que alternan con sulfuros posteriores. c) Exoskarn El Rebelde: magnetita pseudomórfica de hematita reemplazada por pirita. d) Endoskarn bolsón El Morado representado por lentes de epidoto que reemplazan al hornfels pelítico. e) Endoskarn bolsón El Morado: epidoto y clinopiroxeno (Hd28-46) con textura granonematoblástica que reemplaza al hornfels pelítico. f) Endoskarn de calcita-epidoto-diópsido desarrollado en las pelitas de la Formación Tábanos, bolsón El Morado. g) Exoskarn bolsón El Morado formado por granate (Ad95-97) con zonación y débilmente anisótropo, cuarzo intersticial y limonitas. h) Alteración retrógrada en el exoskarn del bolsón El Rebelde: clorita reemplazando al clinopiroxeno con siderita y cuarzo posteriores que acompañan al opaco. Símbolos: Cc: calcita; Clx: clinopiroxeno; Cl: clorita; Cz: cuarzo; Di: diópsido; Ep: epidoto; Granate; Hn: hornfels; Sd: siderita; Mg: magnetita; Pi: pirita; Oa: opacos alterados; Ve: vesubiana. Nícoles cruzados.



**Tabla 1.** Composiciones químicas de los clinopiroxenos, granates y epidotos obtenidas con sonda electrónica (Departamento de Geología, Universidad del Estado de Washington). Símbolos: Px, piroxeno; núc, núcleo; bor, borde del cristal. En la figura 3 se muestran las ubicaciones de las muestras analizadas.

Muestra Mineral	A8-1.13 Px. núc	A8-1.14 Px. bor	A8-1.18 Px. núc	A8-1.21 Px. Núc	A8-1.22 Px. núc	A8-1.23 Px. bor
SiO <sub>2</sub>	52,47	51,69	51,45	50,80	53,01	53,08
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,03	0,04	0,01	0,00	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,38	0,54	0,27	0,56	0,11	0,30
FeO	13,08	17,45	15,66	16,94	9,48	8,77
MnO	0,97	0,88	1,08	1,19	1,33	1,04
MgO	9,65	6,96	8,12	6,77	11,67	12,30
CaO	23,95	23,46	23,98	23,46	24,60	24,56
Na <sub>2</sub> O	0,23	0,26	0,21	0,32	0,08	0,19
K <sub>2</sub> O	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Total	100,74	101,27	100,81	100,07	100,28	100,31
Hedenbergita	41,9 %	56,8 %	50,2 %	56,1 %	30,0 %	27,6 %
Johansenita	3,1 %	2,9 %	3,5 %	4,0 %	4,2 %	3,3 %
Diópsido	55,0 %	40,3 %	46,3 %	39,9 %	65,8 %	69,1 %
Muestra Mineral	A9-1.6 Px. núc	A9-1.7 Px. bor	A9-1.8 Px. núc	A9-1.10 Px. núc	A9-1.11 Px. núc	A10-1.25 Px.
SiO <sub>2</sub>	50,51	50,98	51,66	51,34	51,02	52,05
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,87	0,30	0,28	0,10	0,51	0,24
FeO	18,31	17,72	16,29	16,18	18,15	12,33
MnO	1,61	0,98	0,95	1,17	0,84	0,84
MgO	5,86	6,76	7,66	7,79	6,73	9,89
CaO	23,25	24,05	23,85	23,95	23,48	24,01
Na <sub>2</sub> O	0,52	0,23	0,24	0,15	0,34	0,27
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,93	101,04	100,95	100,68	101,08	99,63
Hedenbergita	60,2 %	57,6 %	52,7 %	51,8 %	58,6 %	40,0 %
Johansenita	5,3 %	3,2 %	3,1 %	3,8 %	2,7 %	2,7 %
Muestra Mineral	A10-1.26 Px. núc.	A10-1.27 Px. bor.	A10-1.29 Px.	X3-1.42 Px.	X3-1.43 Px.	
SiO <sub>2</sub>	52,25	52,22	52,25	50,82	53,19	
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,03	0,00	0,11	0,05	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,15	0,14	0,08	0,96	1,18	
FeO	12,95	12,68	12,06	13,70	8,87	
MnO	0,82	1,21	1,39	1,80	1,91	
MgO	9,47	9,67	9,96	8,04	11,44	
CaO	24,05	24,09	23,96	23,67	23,86	
Na <sub>2</sub> O	0,20	0,17	0,10	0,15	0,18	
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	
Total	99,93	100,21	99,80	99,25	100,72	
Hedenbergita	42,2 %	40,7 %	38,7 %	45,9 %	28,5 %	
Johansenita	2,5 %	3,9 %	4,5 %	6,1 %	6,2 %	
Diópsido	55,0 %	55,4 %	56,8 %	48,0 %	65,3 %	
Muestra Mineral	X5-2.4 Granate	X5-2.5 Granate	A9-1.17 Epidoto	X3-1.41 Epidoto		
SiO <sub>2</sub>	35,7	35,8	38,18	38,75		
TiO <sub>2</sub>	0,0	0,0	0,02	0,00		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,5	0,2	28,89	26,70		
FeO	-	-	-	-		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,3	30,6	11,95	8,59		
MnO	0,7	0,6	0,03	0,08		
MgO	0,0	0,1	0,03	0,04		
CaO	33,1	33,4	22,91	23,81		
Na <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,00	0,02		
K <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,00	0,00		
Total	100,26	100,67	97,01	97,99		
Al	2,5 %	0,9 %	75,8 %	82,8 %		
Fe	95,2 %	96,7 %	24,2 %	17,0 %		
Mn	2,4 %	2,5 %	0,1 %	0,2 %		

bolsón con un espesor que varía desde 0,3 m en el centro hasta 1,5 m en el borde oriental. Al oeste del mismo hay una lente de hornfels pelítico intercalada entre los bancos inferior y superior de la Formación Tábanos. En el depósito El Moradito afloran en los flancos oriental y occidental con 3 m de espesor (figura 3). Son rocas macizas, grises, grises amarillentas a grises verdosas y están muy diacladas. Presentan textura bandeada heredada de la textura original de las pelitas. El tamaño de grano es muy fino (0,122 mm) y según la composición mineralógica se distinguen tres tipos de hornfels: cuarzo-plagioclásico-clorítico (El Moradito) y cuarzo plagioclásico-anfibólico (El Morado), ambos formados por el metamorfismo de contacto de la Formación Los Molles y cuarzo-piroxénico (diópsido según rayos X) formado por el metamorfismo de contacto de las pelitas intercaladas en la Formación Tábanos.

En los cuatro bolsones, los bancos de calizas están constituidos por granos de calcita recristalizados dispuestos en mosaicos granoblásticos heterogranudos, pero que conservan la estratificación original. Estas rocas tienen granos de cuarzo distribuidos en forma irregular.

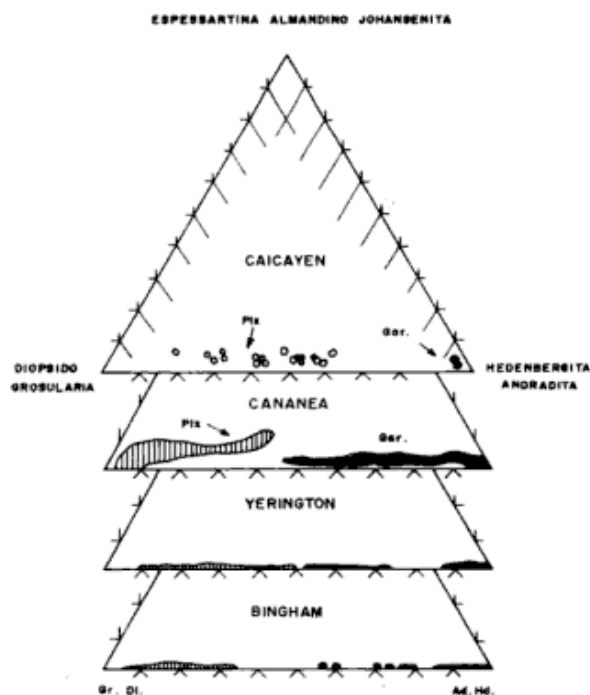
### Skarns

El bolsón El Rebelde se localiza en el contacto entre la caliza y el filón capa de andesita cuarzosa. El afloramiento se extiende 24 m en dirección norte sur paralelo al contacto, el ancho medido en dirección este-oeste es de 15 m y tiene un espesor de 10 m. El área está afectada por una falla anterior al skarn que produjo el brechamiento del intrusivo. El skarn consiste en el endoskarn o zona de epidoto formado en la andesita cuarzosa y el exoskarn o zona de clinopiroxeno desarrollado en la caliza (figura 3c). En el flanco norte del bolsón, el endoskarn aflora en contacto con la brecha del intrusivo y la zona de cuarzo con limonitas y tiene 1,2 m de ancho; en el borde sur está expuesto con 0,5 m de ancho en contacto con la brecha y el exoskarn. El límite entre las zonas es neto. La roca está constituida por epidoto, vesubiana, minerales opacos alterados además de clinopiroxeno reléctico. El epidoto es el mineral más abundante (88 %), forma un mosaico granoblástico heterogranudo (entre 0,06 y 2 mm). La vesubiana aparece en prismas cortos (entre 0,06 y 0,25 mm) asociada a un mineral que se encuentra reemplazado pseudomórficamente por titanita con leucóxeno y limonitas, lo cual permite suponer que se trata de un óxido de hierro y titanio. Tanto la vesubiana como los minerales opacos son escasos (2

%). En el flanco sur del bolsón, en las muestras extraídas del contacto con el exoskarn hay clinopiroxeno riolítico (Figura 4a). De acuerdo con Einaudi (1982 a), estas texturas de reemplazo presentes en el contacto entre las zonas de los skarns representan el desarrollo simultáneo de ellas; las zonas internas reemplazan parcialmente a las externas.

La zona de clinopiroxeno está expuesta en el flanco sur del bolsón, entre el endoskarn y la zona de goethita (figura 3c); tiene 4,5 m de ancho y está formada por clinopiroxeno, magnetita, cuarzo con titanita y apatita. El clinopiroxeno (Hd 30-60) constituye el mineral esencial de exoskarn (41 %); está distribuido en forma regular a lo largo de la zona. Aparece en cristales columnares y fibrosos con tamaños variables; en contacto con el endoskarn las fibras adquieren muy buen desarrollo -del orden de los 10 mm de longitud- mientras que del lado de la goethita el tamaño de los individuos es menor del mm. Según Einaudi (1977) la heterogeneidad en el tamaño de los cristales indica relictos de la estratificación de la caliza. Los individuos se disponen en bandas subparalelas que alternan con sulfuros posteriores (figura 4b) y, menos frecuente, en agregados fibrosos radiales o fibras entrecruzadas. En el contacto con el endoskarn hay una zona de 0,5 m de ancho formada por cristales tabulares de magnetita de hasta 2 cm de longitud, pseudomórficos según hematita que suelen aparecer reemplazados por el clinopiroxeno y los sulfuros posteriores (figura 4c). Esta zona constituye el 10 % del exoskarn.

El bolsón El Morado se localiza 300 m al oeste del bolsón El Rebelde; tiene 18 m de largo, un ancho máximo de 7 m y 19 m de espesor. El contacto inferior entre el intrusivo y el depósito está cubierto; la andesita cuarzosa está expuesta sobre las areniscas de la Formación Lotena. El skarn presenta la siguiente zonación: zona de epidoto-clinopiroxeno; zona de epidoto y zona de granate formadas por el reemplazo de las pelitas, las areniscas y las calizas, respectivamente (figura 3 a). Las dos primeras forman los endoskarns y la tercera el exoskarn (Einaudi *et al.*, 1981; Einaudi y Burt, 1982; Einaudi, 1982b). Para definir las zonas se tuvieron en cuenta los minerales más abundantes en cada una de ellas. En el centro del bolsón y sobre la zona de granate, el hornfels pelítico está reemplazado por epidoto-clinopiroxeno (Hd28-46). El epidoto está en cristales idiomorfos y subidiomorfos de hasta 0,6 mm de diámetro y el clinopiroxeno se encuentra en cristales hojosos de hasta 10 mm de longitud dispuestos en agregados semiradiales. Hacia el este del bolsón, en pocos centímetros los minerales disminuyen de tamaño y en cantidad y la zona se manifiesta en for-



**Figura 5:** Composiciones de los granates y piroxenos de los skarns de Caicayén expresadas en porcentajes molares de grosularia, andradita, espessartina-almandino para los granates y diópsido, hedenbergita, johansenita para los piroxenos. Para comparar se han ilustrado las distribuciones composicionales de los piroxenos y granates presentes en los depósitos de cobre en skarns (recopilado por Einaudi y Burt, 1982).

ma de lentes de clinzoisita-ferrosalita (según rayos X)-cuarzo y venillas de cuarzo-epidoto, cuarzo-clinzoisita, cuarzo-ferrosalita y cuarzo que reemplaza en forma parcial al hornfels (figura 4d). En el flanco occidental del bolsón, entre los bancos calcáreos de la Formación Tábanos y reemplazando al hornfels pelítico, hay un endoskarn similar en composición al desarrollado en la Formación Los Molles. Tiene 3 m de largo y 40 cm de espesor y está formada por dos zonas: la superior, con meta-cristales de epidoto, diópsido (según rayos X) y calcita con cuarzo subordinado dispuestos en segregaciones irregulares, lenticulas, cordones y venillas que atraviesan la roca (figura 4e) y la inferior, (ubicada entre la zona de epidoto-diópsido y el banco de caliza inferior), que consiste en prismas de calcita que alcanzan hasta 10 mm de longitud con textura en empalizada. En el techo del bolsón, la arenisca está reemplazada por la zona de epidoto (78 %) con feldespato potásico y minerales opacos alterados. Finalmente, la zona de granate está expuesta en el centro y la base del bolsón con 1 m de largo y 0,8 m de espesor. Está formada por granate (Ad 95-97) con cuarzo y trazas de magnetita. El grana-

te aparece en cristales débilmente anisótropos (figura 4f) dodecaédricos y trapezoédricos, con estructura zonal y maclados por sectores; algunos individuos alcanzan hasta 2 cm de diámetro; en dos cristales se encontraron inclusiones de biotita.

Cuatrocientos metros al norte del bolsón El Rebelde hay un bloque de calizas con dimensiones reducidas, aislado del banco original y rodeado de un filón capa de andesita. En el tope del bloque y en contacto con el intrusivo se desarrolla el bolsón El Manantial. El afloramiento está ubicado preferentemente en el banco calcáreo, tiene 7 m de largo y 10 cm de espesor (figura 3c). El endoskarn, formado por clinocloro cristalino tipo B (según rayos X), reemplaza a la andesita a lo largo de los planos de diaclasas.

En la figura 5 se ilustran las composiciones de los granates y los clinopiroxenos de los skarns. En la tabla 1 se presentan las composiciones químicas de esos silicatos y del epidoto.

## ALTERACION RETROGRADA DE LOS SKARNS

### Alteración de los silicatos a minerales hidratados

En el exoskarn del bolsón El Rebelde hay epidoto reemplazando en forma parcial a los clinopiroxenos; es más abundante en contacto con la zona de goethita. Las cloritas (según las características ópticas se trataría de dos variedades de cloritas) también reemplazan a los piroxenos según el clivaje, rellenando microfracturas, forman halos alrededor de los individuos y abanicos dispuestos en los espacios intercristalinos (figura 4g). Del mismo modo que el epidoto son más abundantes en el borde externo del exoskarn donde reemplazan pseudomórficamente a los clinopiroxenos. En el endoskarn hay clorita y un anfíbol similar a los de la serie tremolita-ferroactinolita que reemplazan en forma incipiente al epidoto y al clinopiroxeno relíctico, respectivamente. En el bolsón El Morado, la clorita y los minerales arcillosos reemplazan a los endoskarns de clinopiroxenos-epidoto. En el bolsón El Manantial, en contacto con el endoskarn que se conserva sin alterar, la caliza está transformada en una roca compuesta por clorita, illita y arcillas (según rayos X).

### Reemplazos de los skarns y las rocas sedimentarias por cuarzo con siderita, calcita, analcima y ópalo

En los cuatro bolsones es común la presencia de cuerpos irregulares constituidos por cuarzo con sul-



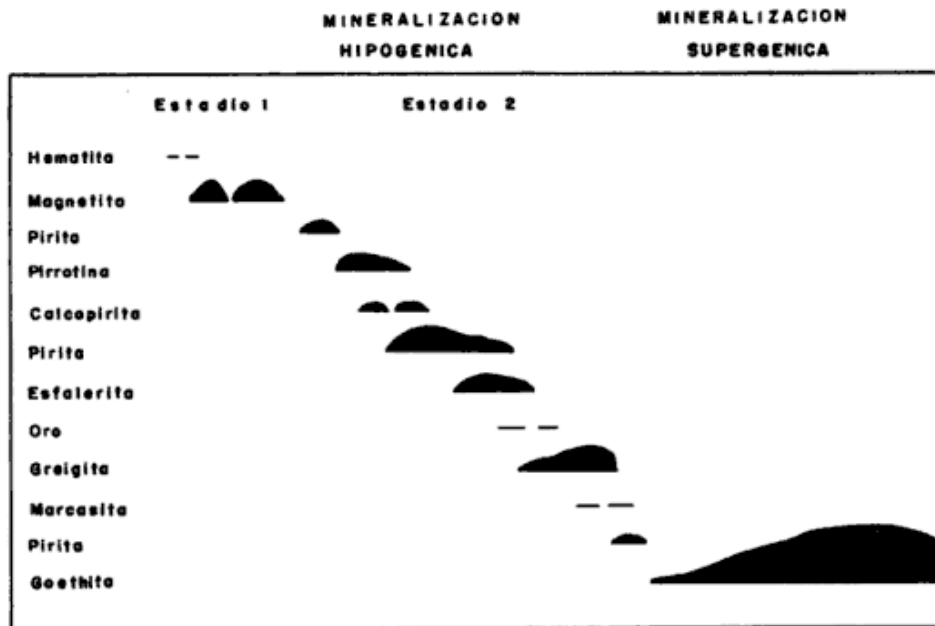


Figura 6: Diagrama paragenético de los minerales de mena presentes en las manifestaciones de hierro en skarns de Caicayén.

furos y limonitas que alcanzan hasta 8 m de longitud y reemplazan los bordes externos de los exoskarns y a las rocas sedimentarias (figura 3 a, b, c y d). En los cortes delgados se reconocieron dos generaciones de cuarzo. En los skarns hay venillas de cuarzo, siderita, y calcita que acompañan a los sulfuros. Localmente estas venillas se ensanchan y forman metacristales de cuarzo, siderita y calcita que reemplazan a los silicatos y sus productos de alteración. En los bolsones El Rebelde y El Manantial hay siderita en agregados de cristales finos que reemplazan a los exoskarns (figura 3). Las relaciones texturales observadas en tres muestras del exoskarn El Rebelde permiten establecer que la siderita es anterior a la calcita y al cuarzo y es muy posible que se haya formado a partir de la destrucción de la magnetita. En los bolsones restantes no se encontró siderita; en el exoskarn del bolsón El Morado la andradita está reemplazada por cuarzo con pirita y en el hornfels pelítico de El Moradito hay analcima y ópalo (según rayos X).

### Sulfuros

Se presentan asociados a clorita, cuarzo, siderita, calcita y reemplazan a los silicatos de los skarns, a la caliza, a los hornfels pelíticos y a la roca ígnea.

En el bolsón El Rebelde, los sulfuros aparecen diseminados en el endoskarn, en venillas y agregados masivos en el exoskarn, en venillas y como relleno de las diaclasas en la caliza y en la andesita cuarzosa. En el endoskarn hay greigita, pirita, pi-

rrrotina con esfalerita, calcopirita y marcasita; sus porcentajes han sido calculados a partir de los análisis químicos efectuados en el skarn y se encuentran comprendidos entre 8,91 % en contacto con el clinopiroxeno y 0,11 % en peso en la roca que aflora en el flanco norte del bolsón. En el exoskarn los sulfuros son más abundantes; están en venillas, diseminados y distribuidos masivamente en el límite externo del exoskarn, del lado de la caliza. El mineral más frecuente es la pirita y, en menor proporción, se encuentran pirrotina, greigita con esfalerita, calcopirita y marcasita. El porcentaje promedio de los sulfuros -calculado en base a los análisis químicos de 4 muestras es de 38,11 %. En contacto con la mineralización la caliza y la andesita cuarzosa tienen venillas y cristales diseminados de pirrotina con calcopirita y pirita. En los bolsones El Morado y El Moradito, como resultado de la oxidación posterior, los sulfuros primarios del exoskarn están transformados en cuerpos irregulares de limonitas. En los endoskarns hay pirrotina con calcopirita y pirita diseminadas y en venillas que reemplazan a los silicatos; en una muestra se encontraron granos de oro de 0,01 y 0,2 mm de diámetro. En el bolsón El Moradito, los hornfels pelíticos contienen pirrotina con calcopirita y pirita y en el bolsón El Manantial, hay pirita con esfalerita, pirrotina, calcopirita, greigita y marcasita; constituyen el 51,5 % de la roca, valor calculado en base a los análisis químicos de una muestra.

En los cuatro bolsones la pirita es el sulfuro más abundante. Se han reconocido tres generaciones: la

**Tabla 2: Resumen de las principales características de las manifestaciones de hierro en skarns de Caicayén.**

	EL REBELDE	EL MORADO	EL MORADITO	EL MANANTIAL
Rocas Sedimentarias	calizas	pelitas calizas areniscas	pelitas calizas areniscas	calizas
Rocas Igneas	andesita cuarzosa	andesita cuarzosa	andesita cuarzosa	andesita
Morfología de los skarns	lenticular en contacto con el intr. 24 m x 10 m	lenticular contacto int. calizas cubierto. 18 m x 15 m	lenticular similar al bolsón El Morado	xenolito de calizas en andesita 7 m x 10 m
Minerales de los Endoskarns	Epidoto vesubiana opacos alterados	Epidoto clinopiroxenos (Hd28-46) calcita clinozoisita cuarzo.	—————	Clinocloro
Minerales de los Exoskarns	Clinopiroxenos (Hd30-60) magnetita cuarzo	Granates (95-97) cuarzo magnetita	—————	—————
Minerales retrógrados	Epidoto cloritas arcillas anfíbol siderita cuarzo calcita	Cloritas arcillas cuarzo analcima	Arcillas cuarzo ópalo	Clorita illita arcillas siderita cuarzo calcita
Sulfuros	Pirita pirrotina esfalerita greigita marcasita calcopirita	Pirita pirrotina calcopirita oro	Pirita calcopirita pirrotina	Pirita esfalerita calcopirita pirrotina marcasita greigita
Minerales supergénicos	goethita	goethita	goethita	goethita

más antigua aparece en agregados masivos de individuos mayores de 1 mm, la segunda generación se encuentra en agregados granulares muy finos (0,005 mm); ambas reemplazan en forma intergranular y masiva, en venillas y pseudomórficamente a magnetita (figura 4 c), pirrotina y silicatos (figura 4 b). La tercera generación deriva de la recristalización de la greigita.

En Caicayén, los controles de la mineralización fueron principalmente estratigráficos y estructurales. Sin embargo, los minerales de los skarns formados con anterioridad a los sulfuros y la caliza representaron un control químico y/o textural adicional sobre las menas. Ejemplos de este último tipo de control son los reemplazos pseudomórficos de clinopiroxenos por pirita y pirrotina y la deposición masiva de sulfuros en el límite externo de los skarns, del lado de la caliza.

Las relaciones texturales observadas en el examen microscópico han permitido confeccionar el diagrama paragenético generalizado de los bolsones (figura 6). En la tabla 2 se resumen las principales características de los skarns y concentraciones metálicas de Caicayén.

### COMPOSICION QUIMICA

En la figura 7 se han representado las concentraciones de los óxidos y en la figura 8 de los elementos Pb, Zn, Cu, Ag y Au que contienen las distintas zonas de los bolsones, las rocas ígneas y sedimentarias. A pesar de que las muestras analizadas incluyen minerales formados con posterioridad a los skarns, al analizar la distribución de los óxidos y elementos siempre se hará referencia a los endoskarns y exoskarns. De acuerdo a las distribuciones

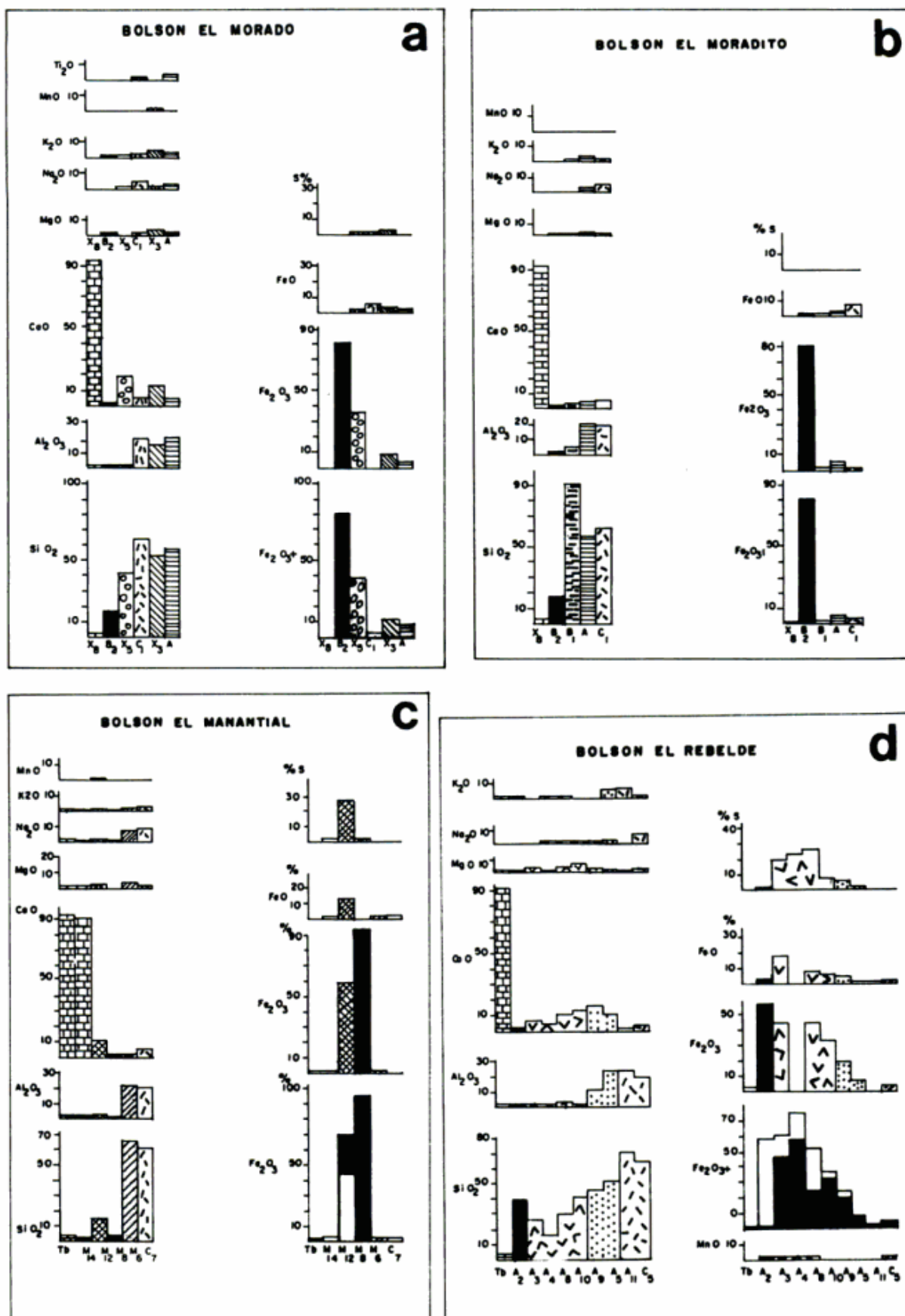


Figura 7: Porcentajes de los óxidos presentes en las distintas zonas del skarn, la roca ígnea, las pelitas y la caliza. Símbolos iguales a los de la figura 3.

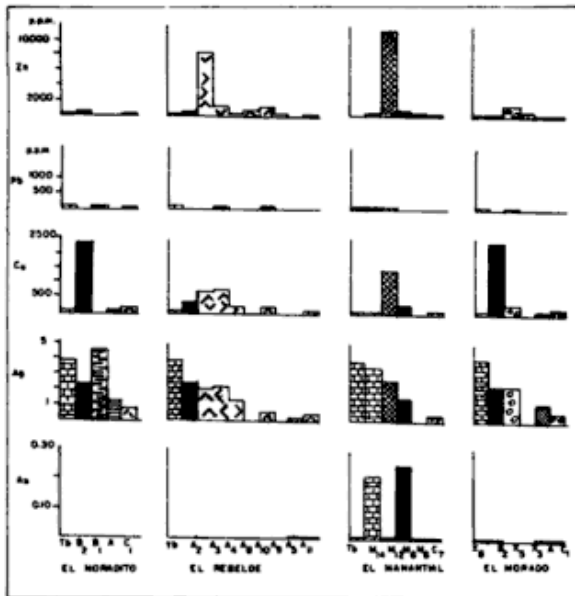


Figura 8: Distribución y porcentajes de los elementos: Ag, Cu, Au, Pb y Zn en los cuatro bolsones. Símbolos iguales a los empleados en la figura 3 a, b, c y d.

y porcentajes de los óxidos y elementos se reconocen los siguientes caracteres distintivos:

-Los cuatro bolsones presentan un incremento progresivo de  $\text{SiO}_2$  desde la caliza hacia el límite interno de los exoskarns (entre 36 % y 12 %). En los endoskarns, en cambio, al comparar los valores de  $\text{SiO}_2$  con los de las rocas ígneas y pelitas, en los primeros es evidente una disminución de este óxido del orden de los 22,9 % y 11,3 %. Estas tendencias indicarían que, durante la formación de los skarns, hubo un aporte de  $\text{SiO}_2$  hacia la caliza, mientras que en las pelitas y en las rocas ígneas se produjo en parte, su lixiviación.

-Durante la mineralización la caliza no sufrió variaciones considerables en el contenido del  $\text{Al}_2\text{O}_3$  original. Los exoskarns analizados muestran un incremento de este óxido en relación a la caliza de sólo 3 % y 0,13 %, mientras que en las rocas ígneas y en las pelitas hubo una disminución del orden de los 16 % y 2 %. Se estima que la distribución de este componente estuvo controlada por las composiciones de las rocas.

-La caliza contiene 52,24 % de  $\text{CaO}$ . En los exoskarns, el rango composicional de este óxido varía entre 0,14 % y 17 %. Excepto en el endoskarn del Manantial, en los restantes endoskarns el porcentaje de  $\text{CaO}$  es mayor que el de la roca ígnea y el de las pelitas. La distribución de este componente permite establecer que, durante la formación de los skarns, gran parte del  $\text{CaO}$  fue extraído de la caliza e incorporado a las pelitas y a la andesita cuarzosa.

-Tanto la caliza como las rocas ígneas sufrieron un incremento en el contenido de  $\text{MgO}$ ; este aumento es considerablemente mayor en el endoskarn del Manantial (aunque la muestra analizada no es representativa debido a que incluye parte de la andesita).

-Los porcentajes de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  totales presentes en la caliza, las pelitas y rocas ígneas corresponden a 0,53 %, 7,11 % y 4,10 %, respectivamente. En los exoskarns, el rango composicional de este óxido se encuentra comprendido entre 80,57 % y 34,99 %; en los endoskarns oscila entre 21,52 % y 2 %. En general se observa una tendencia al enriquecimiento progresivo en el contenido de hierro desde el endoskarn hacia el límite externo de los exoskarns. Se considera que, debido al contenido de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  bajo en las rocas ígneas y sedimentarias, gran parte de este componente fue suministrado por los fluidos hidrotermales.

Para poder apreciar el comportamiento del hierro durante la mineralización, en las figuras 7 a, b y c se han representado en blanco, los porcentajes de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  totales y en los diagramas negros, a estos valores se les ha restado el hierro presente como sulfuros. Las diferencias entre estos diagramas permiten establecer que el aporte de hierro fue mayor durante la alteración retrógrada de los skarns.

-Los óxidos restantes  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{MnO}$  prácticamente no intervienen en la composición de los bolsones.

-Los mayores porcentajes de cobre y cinc se localizan en los exoskarns de El Rebelde y El Manantial y en la zona de goethita de El Morado; los valores de plata más altos se encuentran en la Formación Tábanos y en los endoskarns y hornfels formados en las pelitas. En cuanto al oro, para un valor de fondo de 0,04 ppm registrado en la Cordillera del Viento (Giusiano, 1988), en el banco calcáreo y en la zona de goethita del bolsón El Manantial se han detectado anomalías del orden de los 0,20 ppm, respectivamente.

## DISCUSION Y CONCLUSIONES

De acuerdo con lo establecido previamente, las manifestaciones de Caicayén se formaron en un arco magmático eoceno desarrollado sobre corteza continental. Están asociadas a intrusivos pequeños, emplazados en los niveles superiores de la corteza terrestre (0,8 a 1,8 km de profundidad, según Malvicini com. pers.) que constituyen los filones capa de andesita cuarzosa y andesita.

Teniendo en cuenta las composiciones de los silicatos (granate Ad95-97; clinopiroxenos epidoto

Hd28-6, clinzoisita) los skarns se consideran cálcicos o skarns de Ca-Fe-Si (Einaudi *et al.*, 1981; Einaudi y Burt, 1982), a excepción del endoskarn de clinocloro desarrollado en la andesita de El Manantial. En ausencia de bancos calcáreos ricos en magnesio, es probable que la formación de este silicato de magnesio y aluminio haya sido favorecida por la configuración estructural del bolsón -un bloque de caliza caído en el intrusivo- y por la composición química de la andesita, que tiene mayor proporción de  $hy$  y  $di$  normativos que la andesita cuarzosa.

Un tipo especial de skarns son los depósitos de cobre porfíricos que, de acuerdo a Einaudi (1982 a y b), presentan características propias relacionadas a la evolución del diseminado. La presencia de una zona de alteración hidrotermal situada 800 m al norte de los bolsones permite establecer que los mismos forman parte de una variedad de depósitos genéticamente vinculada a los cobres porfíricos. Las características mineralógicas y geológicas de las manifestaciones son similares a las que presentan los skarns asociados a los cobres porfíricos del oeste de los Estados Unidos, como los skarns de Christmas, en Arizona (Perry, 1969); Ely, en Nevada (James, 1976); Mason Valley, en Nevada (Einaudi, 1977); Carr Fork, en Utah (Atkinson y Einaudi, 1978) y Yerington, en Nevada (Harris y Einaudi, 1982). Del mismo modo que estos skarns, los bolsones de Caicayén están localizados en un arco magmático terciario desarrollado sobre corteza continental y relacionados a cuerpos ígneos subvolcánicos muy fracturados y con textura porfírica de grano fino; presentan abundantes sulfuros, alteración retrógrada intensa de los skarns y cuerpos de sílice tardía con calcita y ópalo subordinados. El quimismo de las rocas de Caicayén, en cambio, muestra diferencias con las rocas ígneas de los depósitos de los Estados Unidos; la andesita cuarzosa y andesita contienen menos sílice y potasio y mayor cantidad de hierro y calcio que las granodioritas y las monzonitas, respectivamente. Es muy probable que estas diferencias geoquímicas entre los magmas originales, sumadas a otros factores -como profundidad de emplazamiento y composición de las rocas del área- se reflejan en las composiciones de los sulfuros; en Caicayén, a diferencia de los típicos depósitos de cobre en skarns asociados a los cobres porfíricos, los óxidos y los sulfuros de hierro son más abundantes que los sulfuros de cobre.

#### Modelo genético

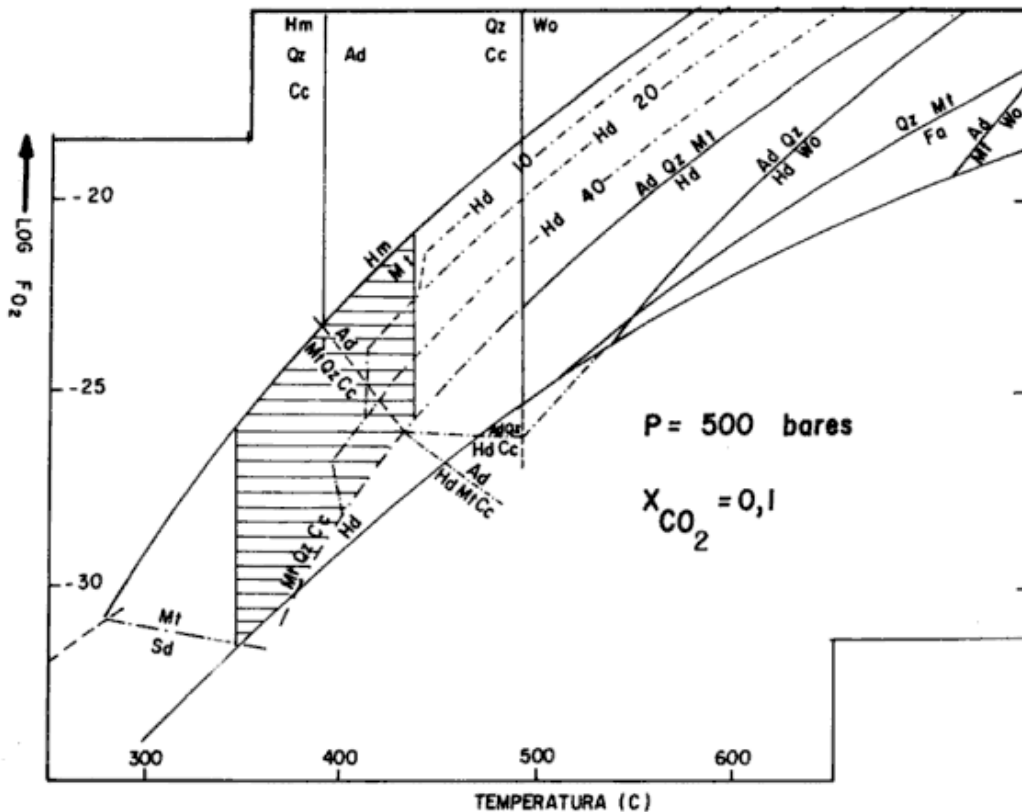
Los skarns se formaron por el reemplazo metasomático-hidrotermal de las rocas sedimentarias jurásicas contemporáneo con el emplazamiento de

las rocas ígneas. Los datos obtenidos de los estudios mineralógico y petrográfico ponen de manifiesto la presencia de tres estadios principales con diferentes procesos involucrados en la evolución de los bolsones que consistieron en: 1- metamorfismo de contacto que acompañó al emplazamiento de los filones capa; 2- metasomatismo y formación de los skarns coetáneos con la cristalización de la andesita cuarzosa y de la andesita y con la evolución de un sistema hidrotermal, 3- alteración retrógrada de los skarns, depositación de los sulfuros con cuarzo y calcita y enfriamiento final del sistema.

1- El emplazamiento de los filones capa en los niveles superiores de la corteza originó un aumento de la temperatura en las rocas del área. Como consecuencia de esta aureola térmica se produjo el metamorfismo de contacto de las pelitas. Las asociaciones minerales en contactos mutuos observadas en los hornfels: cuarzo-diópsido; cuarzo-plagioclasa-anfibol y cuarzo-plagioclasa-clorita, corresponden a un metamorfismo de grado medio a bajo (Winkler, 1978).

2- Con posterioridad al metamorfismo de contacto la cristalización del magma originó los fluidos hidrotermales que causaron la fracturación de las rocas. Estos fluidos, al infiltrarse en las sedimentitas a lo largo de las zonas permeables, interactuaron con ellas -preferentemente la caliza- dando lugar a los skarns. La composición mineralógica de los skarns varía de un bolsón a otro y no son estrictamente monominerales. En los endoskarns, el epidoto es el mineral más abundante. Liou (1973) sostiene que el epidoto con porcentajes altos de pistacita es estable en ambientes con valores de la fugacidad del oxígeno y relaciones  $Fe_2O_3/Al_2O_3$  elevados. Según Schimazaki (1980) en Japón, los skarns de epidoto se encuentran asociados a los granitoides de la serie magnetítica, generados en ambientes con valores de la fugacidad del oxígeno altos.

En los exoskarns hay clinopiroxenos (Hd 30-60), magnetita pseudomórfica según hematita y granates (Ad 95-97). Para Einaudi (1982b), la andradita (Ad 80-100) junto con el clinopiroxeno (Hd 15-35) y la magnetita constituyen los silicatos y el óxido más abundantes en los skarns asociados a los cobres porfíricos y señalan ambientes con valores de la fugacidad del oxígeno elevados. Taylor y Liou (1978) establecen que, a temperaturas inferiores a los 400°C, la andradita es estable sólo en presencia de fluidos ricos en agua; Gustafson (1974) concluye que la andradita es inestable en ambientes reductores y Einaudi (1982b) considera que, a temperaturas bajas, un incremento del dióxido de carbono



**Figura 9:** Diagrama de fases dibujado en términos de temperatura-log  $fO_2$  para el sistema Ca-Fe-Si-C-H-O (recopilado por Einaudi, 1982b). El campo de los clinopiroxenos corresponde a Meinert (1982). Se señala con un rayado las condiciones de T y  $fO_2$  en las que se formaron los silicatos y el óxido de los skarns de Caicayén. Ad: andradita; Qz: cuarzo; Sd: siderita; Mt: magnetita; Cc: calcita; Hm: hematita; Hd: hedenbergita; Wo: wollastonita; Fa: fayalita.

en el fluido hidrotermal disminuye el campo de estabilidad de la andradita. En cuanto al clinopiroxeno, de acuerdo con Einaudi (1982b) en los skarns distantes de la aureola externa del cobre porfírico, los piroxenos contienen hasta 55 moles % de hedenbergita e indican valores de la fugacidad del oxígeno intermedios.

Las condiciones de formación de los principales silicatos y óxidos analizados previamente permiten establecer que en Caicayén, los skarns se formaron en un ambiente subvolcánico a expensas de fluidos hidrotermales ricos en agua, con valores de la variable fugacidad del oxígeno altos a intermedios y pobres en  $CO_2$ . Datos microtermométricos preliminares indican que los silicatos y el óxido de los skarns se formaron en un rango de temperaturas mínimas comprendido entre  $440^\circ$  y  $340^\circ C$  (Franchini *et al.*, en preparación). Si se considera que la presión total de formación de estas manifestaciones fue similar a la presión de otros depósitos en skarns subvolcánicos menores de 500 bares (Einaudi, 1982b) y la fracción molar del  $CO_2$  en el fluido similar a 0,1 (Einaudi *et al.*, 1981), es posible establecer los valores de la fugacidad del oxígeno para

los skarns de Caicayén en base al diagrama de fases para el sistema Ca-Fe-Si-C-O-H, confeccionado para una presión máxima de 500 bares y la fracción molar del  $CO_2$  de 0,1 (figura 9). Estos valores se encuentran comprendidos entre los  $fO_2$ : -20, -20,5 y -31,5.

3- En un estadio posterior los skarns fueron afectados por reacciones retrógradas. La tendencia dominante involucrada en la destrucción de los skarns consistió inicialmente, en la alteración de los silicatos en minerales hidratados y cuarzo, la magnetita en siderita y en la medida en que la alteración avanzaba, su reemplazo por cuarzo, calcita con analcima y ópalo.

Según Meinert (1982), la destrucción del clinopiroxeno y del granate y la formación de epidoto, cloritas, arcillas, cuarzo, calcita, señalan la presencia de fluidos hidrotermales ricos en agua y temperaturas inferiores a los  $400^\circ C$ .

Tal como surge de las texturas y asociaciones minerales analizadas previamente, la depositación de los sulfuros se produjo con posterioridad al crecimiento de los skarns y fue coetánea con la alteración retrógrada de los silicatos. Los bolsones se ca-

racterizan por la abundancia de pirita con esfalerita y calcopirita subordinadas que se presentan diseminadas y en venillas en los skarns y en reemplazos masivos de la caliza y parte de los exoskarns. Respecto al origen del azufre, Burnham (1979) y Einaudi (1982b) señalan que la fugacidad del oxígeno desempeña un rol importante en la cantidad de azufre que puede acarrear un fluido hidrotermal; según los autores los valores elevados de la variable fugacidad del oxígeno aumentan la relación  $SO_2/H_2S$  y mayor cantidad de azufre puede ser extraído del magma. En Caicayén, es muy probable que los valores elevados de la  $fO_2$  hayan desempeñado un rol importante en el suministro de azufre a partir del magma calcoalcalino.

La alteración retrógrada fue muy intensa y produjo la destrucción de la mayor parte de skarns; en forma simultánea se depositaron abundantes sulfuros con cuarzo y calcita. De acuerdo con Einaudi (1982 a, b) este evento es común en numerosos skarns asociados a los cobres porfíricos y refleja la presencia de un sistema hidrotermal de larga vida, rico en sulfuros, que operó en un ambiente superficial, densamente fracturado y permeable.

Las composiciones químicas de los bolsones, las rocas ígneas y las rocas sedimentarias asociadas permiten establecer que los fluidos hidrotermales estaban saturados en sílice, hierro y contenían cantidades menores de calcio y magnesio. Es muy probable que el calcio haya sido removilizado de la caliza.

#### AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan su reconocimiento a la Dra. Lidia Malvicini, directora de la Tesis Doctoral (M. B. Franchini), de la cual este trabajo constituye, con modificaciones, uno de sus capítulos; a la Dirección General de Minería del Neuquén, institución que ha brindado sus servicios e instalaciones para llevar a cabo la investigación, al CONICET, al Departamento de Geología de la Universidad del Estado de Washington y finalmente, a la Dra. Gay y sus colaboradoras por su apoyo constante durante estos años de labor.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ANGELELLI, V., 1942. *Los yacimientos de calcopirita del cerro de la Virgen. Los depósitos de magnetita y hematita de Vegas Peladas y los de baritina y mineral mangánifero del arroyo Las Minas. Distrito de Malargüe, Departamento San Rafael*. Dir. Minas y Geol., Carpeta 101, (Inédito).
- ARROSPIDE, A., 1972. *Depósitos de minerales de hierro de Vegas Peladas Mina Nenche, Departamento Malargüe, Mendoza*. AMPS, 3 (1-2): 117-131.
- ATKINSON, W. Jr. y M. EINAUDI, 1978. *Skarn formation and mineralization in the contact aureole at Carr Fork, Bingham Utah*. Econ. Geol., 73: 1326-1365.
- BURNHAM, W., 1979. *Magma and hydrothermal fluids*. En: *Geochemistry of Hydrothermal Ore deposits*, H. L. Barnes, Ed., 3, New York, John Wiley y Sons, 71-136.
- BURT, D. M., 1972. *Mineralogy and Geochemistry of Ca-Fe-Si skarn deposits*. PhD thesis, Harvard University, 445 p. (Inédito).
- \_\_\_\_\_ y U. PETERSEN, 1974. *Características generales de yacimientos de skarn*. Boletín Sociedad Geológica del Perú, 44: 42-79.
- DOMINGUEZ, E. y M. GOMEZ, 1988. *El régimen hidrotermal de la veta cuarzo aurífero Erika, Andacollo, provincia del Neuquén*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 43 (1): 24-42.
- \_\_\_\_\_, G. ALIOTTA y M. GARRIDO, 1984. *Los Maitenes-El Salvaje, un sistema hidrotermal tipo cobre porfírico*. 9º Congr. Geol. Argent., Actas, 7: 443-458.
- EINAUDI, M., 1977. *Petrogenesis of Copper Bearing Skarn at the Mason Valley Mine, Yerington District, Nevada*. Econ. Geol., 72: 769-795.
- \_\_\_\_\_, 1982. *Description of skarn associated with porphyry copper plutons, southwestern North America*. En: Titley, S. R., Ed., *Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits, Southwestern North America*. Tucson Univ., Arizona Press, 7.
- \_\_\_\_\_, 1982b. *General Features and origin of skarn associated with Porphyry Copper plutons, Southwestern North America*. En: Titley, S. R. Ed., *Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits, Southwestern North America*. Tucson Univ., Arizona Press, 8: 185-209.
- \_\_\_\_\_ y D. BURT, 1982. *A special issue devoted to skarn deposits. Introduction-terminology, classification and composition of skarn deposits*. Econ. Geol., 77: 745-754.
- \_\_\_\_\_, L. MEINERT y R. NEWBERRY, 1981. *Skarn Deposits*. Econ. Geol., 75th Anniv.: 317-391.
- FRANCHINI, M. En prensa. *Las rocas intrusivas paleógenas del cerro Caicayén, provincia del Neuquén*. Asoc. Geol. Argent., Rev.
- GIUSIANO, A., 1988. *Prospección Geoquímica de la Cordillera del Viento*. Dir. Gral. Min. Neuquén, 1-20, (Inédito).
- GUSTAFSON, W., 1974. *The stability of andradite, hedenbergite and related minerals in the system Ca-Fe-Si-O-H*. Jour. Petrol., 15 (3): 455-496.
- JAMES, L., 1976. *Zoned alteration in limestone at Porphyry Copper Deposits Ely, Nevada*. Econ. Geol., 71: 488-512.
- LIU, G., 1973. *Synthesis and stability relations of epidote,  $Ca_2Al_2Fe/SiO_{12}(OH)$* . Jour. Petrol., 14 (3): 381-413.
- LLAMBIAS, E. y L. MALVICINI, 1978. *Geología, petrografía y metalogénesis del área de Collipilli*.

- provincia del Neuquén, República Argentina. Asoc. Geol. Argen., Rev., 33: 257-276.
- \_\_\_\_\_ y C. RAPELA, 1987. *Las vulcanitas de Collipilli y sus relaciones con las provincias volcánicas del Terciario inferior de Neuquén, Mendoza y Patagonia*. 10º Congr. Geol. Argent., Actas, 4: 249-251. Tucumán.
- \_\_\_\_\_ y \_\_\_\_\_, 1989. *Las vulcanitas de Collipilli, Neuquén (37ºS) y su relación con otras unidades paleógenas de la Cordillera*. Asoc. Geol. Argen., Rev., 44 (1-4): 224-236.
- MALVICINI, L. y E. LLAMBIAS, 1982. *El magmatismo mioceno y las manifestaciones metalíferas asociadas en la Argentina*. 5º Congr. Latinoamer. Geol., Actas, 3: 547-566.
- MEINERT, L., 1982. *Skarn, manto and breccia pipe formation in sedimentary rocks of the Cananea Mining District, Sonora, México*. Econ. Geol., 77: 919-949.
- MINNITI, S., A. GUTIERREZ PLEIMLING, M. ARTEAGA y F. PESTALARDO, 1986. *Análisis Estructural y Estratigráfico de la Faja Plegada Neuquina a la latitud de 37º30'*. Deptos. de Norquin y Pehuenches, pcia. del Neuquén. Comisión Geológica Nº 1, YPF, 64 p., Inédito, Neuquén.
- PERRY, D., 1969. *Skarn genesis at the Christmas Mine, Gila County, Arizona*. Econ. Geol., 64: 255-270.
- RIGAL, R., 1942. *El yacimiento de magnetita Hierro-Indio y otros menores del Departamento San Rafael, provincia de Mendoza*. Dir. Nac. Geol. y Min., 52: 1-27, Buenos Aires.
- SHIMAZAKI, H., 1980. *Characteristics of skarn deposits and related acid magmatism in Japan*. Econ. Geol., 75: 173-183.
- STIPANICIC, P., 1965. *El Jurásico en Vega de la Veranada, Neuquén, el Oxfordense y el diastrofismo divesiano (Agassiz-Yaila) en Argentina*. Rev. Asoc. Geol. Argent., 20 (4): 403-475.
- TAYLOR, B. y J. LIOU, 1978. *The low-temperature stability of andradite C-H-O fluids*. Amer. Min., 63: 378-393.
- WEAVER, C., 1931. *Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina*. Mem. Univ. Washington, 1: 1-469, Seattle.
- WINKLER, H., 1978. *Petrogénesis de rocas metamórficas*. 3a. ed., H. Blume Ediciones, 1-346, Madrid.

Recibido: 29 de octubre, 1990.

Aceptado: 20 de abril, 1992.

Marta B. FRANCHINI

CONICET  
Dirección Provincial de Minería del Neuquén  
C.C. 101  
8340 Zapala, Argentina

Lawrence MEINERT

Washington State University  
Department of Geology  
Estados Unidos



## ESTABILIDAD Y DINAMICA DEL DELTA DE REFLUJO DE LA BOCA DEL RIO NEGRO

Julio Luis del Río, Ubaldo Ramón Colado y Elvio Sebastián Gaido

**RESUMEN:** Se analizaron los aspectos dinámicos de la zona de desembocadura del río Negro definida como boca de mareas con desarrollo de un delta de reflujo de meso mareas. Este delta está conformado, predominantemente, por dos bancos situados a ambos lados del canal de descarga del río Negro (Bancos Miguel y La Hoya), que actúa además como canal principal del delta de mareas, y dos canales secundarios que separan a los bancos de las costas de las provincias de Río Negro y Buenos Aires. Mientras el canal secundario que separa al banco Miguel de la costa rionegrina es activo en marea alta y parcialmente en marea baja, el restante presenta una actividad cada vez más restringida tanto en marea alta como baja. El desarrollo de los bancos es consecuencia del aporte de sedimentos generados por la erosión de acantilados de la costa rionegrina y transportados por la corriente de deriva desde el suroeste al noreste. La deriva litoral es retardada en la desembocadura por efecto del "jet de descarga" del río que actúa como un dique hidrodinámico. El análisis de la cartografía disponible (período 1936-1986) indica un proceso acrecional del banco Miguel en el sentido de la deriva del orden de los 2500 m, mientras que el banco La Hoya evidencia una tendencia a aproximarse y unirse a la costa bonaerense.

**ABSTRACT:** The dynamics of a meso-tidal inlet are analyzed in relation to the development of an ebb-delta. This delta is mainly composed of two banks exposed on both sides of the river channel which also operates as the principal tidal-delta channel. Two secondary channels separated both banks (Miguel and La Hoya) from the shores of the provinces of Río Negro and Buenos Aires. The channel located on the Río Negro side is active at high tide and partially active at low tide, while the other has restricted circulation. The development of the banks is a consequence of the erosion of sandy cliffs on the Río Negro coast, where sands are transported by littoral drift from SW to NE. Longshore current velocities diminish at the river outlet due to the "discharge jet" effect. The analysis of the available historical cartography (period 1936-1986) shows an accretionary pattern of about 2500 m in the direction of the littoral drift for Banco Miguel, while a shoreward migration is evident for Banco La Hoya.

### INTRODUCCION

El presente estudio pretende documentar las funciones básicas de los componentes dinámicos del delta de reflujo de la boca del río Negro (situado entre los paralelos 41°01'30" y 41°03'30" de latitud sur y los meridianos 62°42' y 62°49' oeste) (figura 1) y sus relaciones con la movilidad y estabilidad de ésta a través del tiempo, en base a observaciones de campo y al análisis de la cartografía y fotografías aéreas existentes.

Los deltas de reflujo son acumulaciones de arena desarrolladas en los sectores frontales de las bocas de mareas. Su formación responde a la interacción de: mareas, deriva litoral, acción de las olas y, en ocasiones como la presente, una fuerte ingerencia de la descarga fluvial. La morfología de estos cuerpos de arena fue descripta primeramente por Oertel (1972) y Hayes *et al.* (1973).

El presente trabajo fue realizado en el marco de un programa mayor de estudios encomendados por el Ministerio de Recursos Naturales de la provincia de Río Negro, tendientes a definir la dinámica se-

dimentaria de la zona de la desembocadura del río Negro.

### ANTECEDENTES

Los primeros trabajos geológicos que tratan de la región del río Negro inferior se remontan al siglo XIX con las observaciones realizadas por d'Orbigny (1842) y Darwin (1846), a las que se suman los trabajos de Doering (1882) y Roth (1898). En el presente siglo, Witte (1916) estudia la geología, estratigrafía e hidrología del sector comprendido entre la Bahía San Blas y la desembocadura del río Negro y se ocupa, además, de la "acción de los agentes destructores y constructores en la formación de la costa"

Wichmann (1918) analiza geológica e hidrológicamente la zona comprendida entre la desembocadura del río y la isla de Choele-Choel, en el interior del entonces Territorio Nacional de Río Negro.

Teruggi (1964) en su exhaustivo trabajo sobre las características texturales y composicionales de las arenas de la provincia de Buenos Aires, analiza

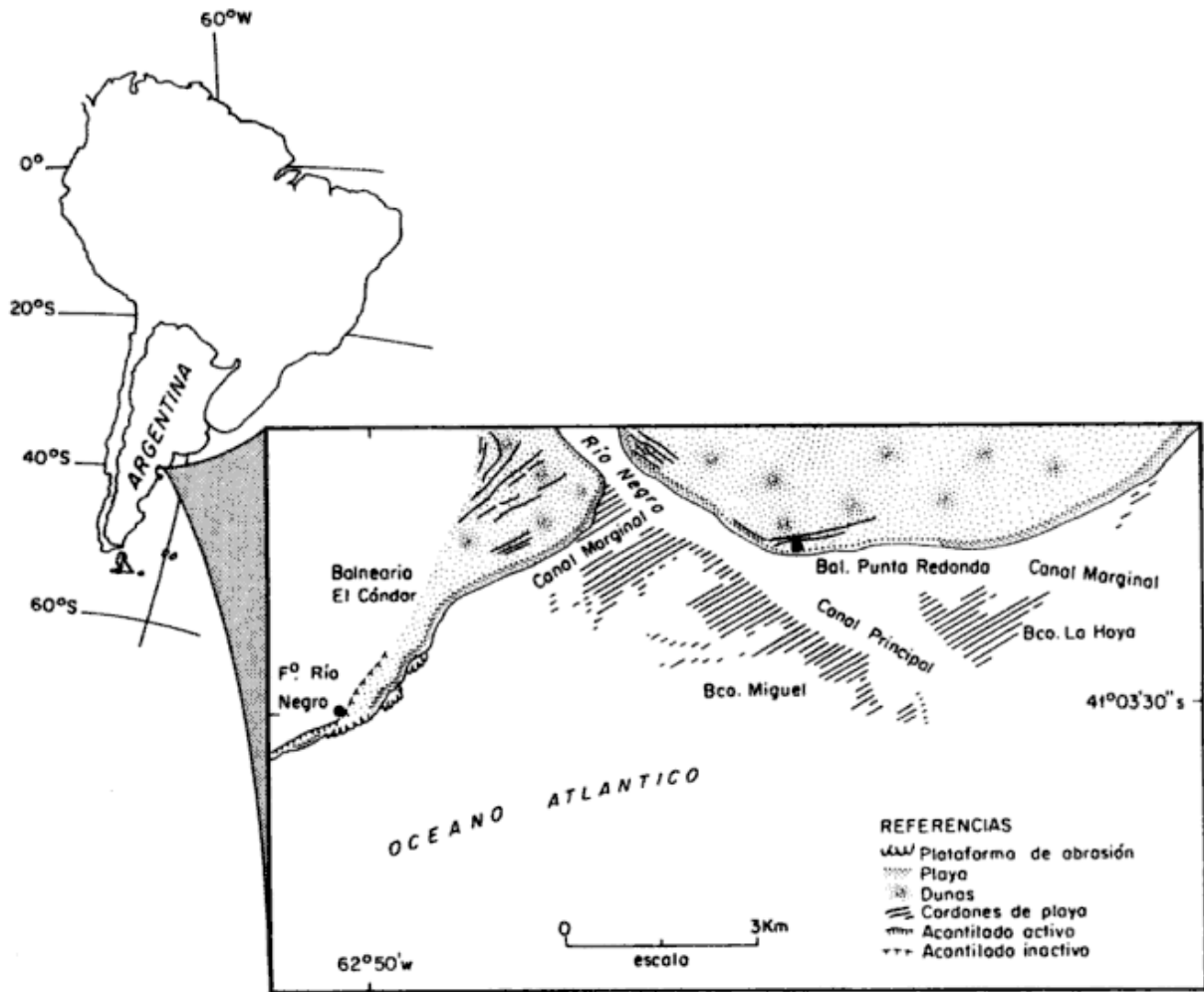


Figura 1: Mapa de ubicación y geomorfológico.

las primeras muestras sedimentológicas de este sector del litoral atlántico argentino.

Andreis (1965) aborda el estudio petrográfico y paleodinámico de la unidad litoestratigráfica de mayor exposición en la zona, la Formación Río Negro de edad plio-pleistocena. Angulo y Casamiquela (1982) realizan el aporte más reciente sobre las características estratigráficas de la zona costera del noreste de la provincia rionegrina.

### BOSQUEJO GEOLOGICO

Las unidades geológicas aflorantes en la zona son todas pertenecientes al Cenozoico. La que presenta el mayor desarrollo y participa más activamente en los fenómenos de aporte de sedimentos a la zona costera, es la Formación Río Negro, la que ha sido objeto de estudios desde el siglo pasado cuando d'Orbigny (1842) la denominó Grés Azurè. Los sedimentos que la constituyen, de carácter pre-

dominante psamíticos medianos a finos, han sido atribuidos a procesos fluviales y sólo muy parcialmente a origen marino.

La mineralogía de estas areniscas está constituida principalmente por pastas volcánicas, plagioclasas básicas, magnetita, hipersteno y hornblenda (Andreis, 1965). El carácter friable de las mismas las transforma en material muy fácilmente erosionable. La base de esta Formación no aflora en la zona de estudio.

Sobre la Formación Río Negro se apoyan en discordancia erosiva los "Rodados Patagónicos" de edad pleistocena. Se trata de gravas arenosas cuyos clastos mayores oscilan, en promedio, entre 3 y 5 cm de diámetro, estando en su mayoría constituidos por rocas volcánicas en matriz arenosa (Fidalgo y Riggi, 1970).

En la zona costera, sobre la plataforma de abrasión labrada en las areniscas de la Formación Río Negro, aparece apoyada en discordancia erosiva la

Formación San Antonio de edad holocena (Angulo *et al.*, 1978). Esta unidad está constituida predominantemente por gravas arenosas y arenas con valvas de moluscos. Sobre la misma se depositan sedimentos eólicos, fluviales y marinos actuales.

La presencia de esta última Formación es particularmente significativa ya que es la que domina el sector de la desembocadura en ambos márgenes, fundamentalmente en la izquierda donde los cordones de playas fósiles son retrabajados por la acción de los agentes dinámicos actuales.

#### ASPECTOS FISICOS DE LA DESEMBOCADURA DEL RIO NEGRO

Las mareas que afectan la zona de desembocadura son del tipo semiduro, con amplitudes medias de 3,35 m. Las corrientes de mareas presentan direcciones aproximadamente noreste y suroeste y velocidades de 2 a 5 nudos. De acuerdo con Lanfredi (1986), las alturas medias de las olas son de 0,67 m, siendo las máximas de 1,20 m con períodos de 5 a 7 segundos respectivamente. La dirección dominante del ataque de las olas es del cuadrante sureste, y en forma consecuente, el transporte litoral neto tiene un rumbo general hacia el noreste, con un volumen neto del orden de los 900.000 m<sup>3</sup>/año (Lanfredi, 1986). Este hecho está también evidenciado por el mayor desarrollo del banco Miguel en relación al banco de la Hoya (figura 1), situado deriva abajo del endicamiento producido por el "jet" de descarga del río Negro.

En virtud de lo anterior, esta boca de mareas corresponde a las definidas como "dominadas por las mareas (bajas)", de acuerdo con Numedal y Fisher (1978).

El río Negro desagua en la actualidad un caudal regulado del orden de los 1000 m<sup>3</sup>/seg, en virtud del control ejercido por las presas situadas en sus cabeceras. En el pasado, antes de dicha regulación hídrica, su comportamiento era muy variable en concordancia con las condiciones climáticas de la zona cordillerana, pudiendo disminuir su caudal a menos de 100 m<sup>3</sup>/seg (85 m<sup>3</sup>/seg el 31 de marzo de 1945) y alcanzar en las crecidas más de 6000 m<sup>3</sup>/seg (junio de 1958).

#### GEOMORFOLOGIA DE LA ZONA COSTERA

La región se caracteriza por la presencia de la desembocadura del río Negro, playas anchas del lado de la provincia de Río Negro y menos desarrolladas del de Buenos Aires, una amplia faja de méda-

nos que comienza en el Balneario "El Cóndor" y continúa hacia el noreste hasta más allá de la zona de estudio. Los rasgos erosivos más significativos se hallan en el sector rionegrino donde se destacan acantilados marinos y restingas (figura 1).

Los acantilados marinos están labrados en la Formación Río Negro, presentando alturas que varían entre 30 y 37 m. Al pie de estos acantilados se acumulan grandes cantidades de materiales caídos productos de la erosión marina y que revelan un importante retroceso de la línea de costa. En las proximidades del Faro Río Negro, se extiende una plataforma de abrasión elaborada tanto sobre la Formación Río Negro como sobre su facies marina Balneario La Lobería (Angulo y Casamiquela, 1982).

Las playas de Río Negro son relativamente angostas (300 m) y poco potentes en las proximidades del Faro homónimo, coincidiendo con las zonas con mejor desarrollo de formas erosivas, desde donde comienzan a ensancharse hacia el este-noreste, alcanzando una amplitud del orden de los 700 m en Punta Médano. En este sector, a excepción de la zona de asentamiento del Balneario "El Cóndor", las playas son sucedidas por una serie de médanos vivos, cuyo ancho máximo llega a los 600 m en la zona de Punta Médanos y la desembocadura.

En la provincia de Buenos Aires, las playas comprendidas entre Punta Chata y Punta Redonda están fuertemente controladas por la acción fluvial y la presencia de los cordones de playas fósiles de edad holocena correspondientes a la Formación San Antonio (Angulo *et al.*, 1978). Estas playas tienen un muy escaso desarrollo (80 a 100 m) y gran pendiente (entre 3 y 5 grados) en virtud de la composición predominantemente samosefítica de los cordones antes mencionados.

Próxima a Punta Redonda aparece en la línea de ribera una escarpa erosiva de hasta 4 m de altura, evidenciando un retroceso de ésta en este sector.

En el tramo entre Punta Redonda y la zona denominada "La Hoya", límite noreste de las observaciones, las playas aumentan progresivamente su ancho y disminuye su pendiente, llegando la playa distal a hacerse casi horizontal (1°25").

En la zona intermareal se destaca la presencia de los bancos y canales del delta mareal.

#### ASPECTOS MORFOLOGICOS DEL DELTA DE REFLUJO

El delta de reflujo de la boca del río Negro presenta un canal principal cuya profundidad máxima ha variado entre 6 y 8 m en los distintos relevamien-

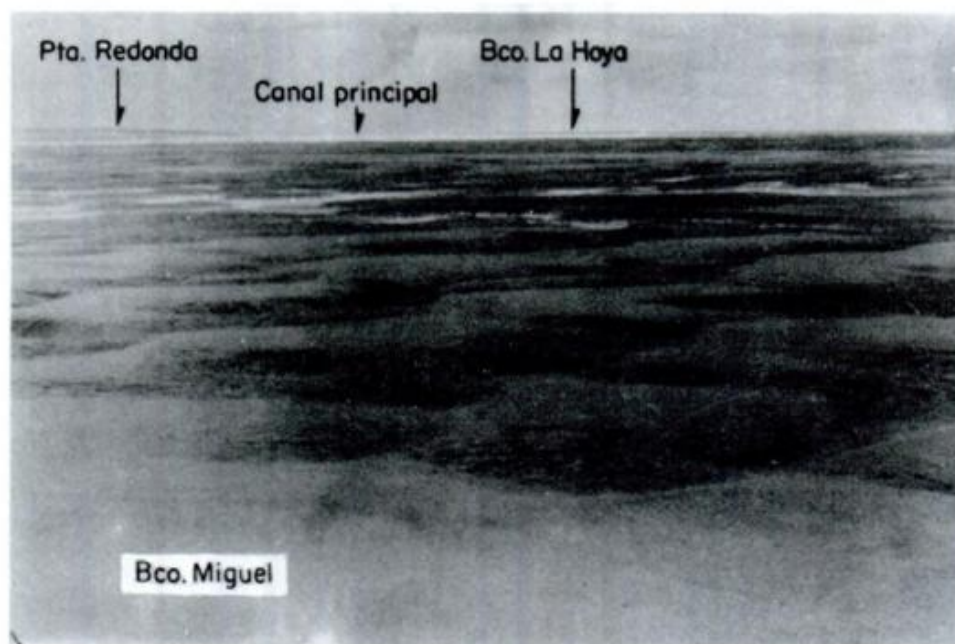


Figura 2: Campo de megaóndulas en el Banco Miguel.

tos batimétricos (H1, 1936 y H1, 1980, SHN; Paone *et al.*, 1975). La orientación actual es este-sureste y es por donde se encauza la mayor parte de la descarga fluvial y la corriente de marea durante el refluo. A ambos lados de éste, ubicados paralelamente a las costas bonaerense y rionegrina, se hallan dos canales secundarios cuya principal actividad se manifiesta como zona de ingreso de la masa de agua durante el flujo y parcialmente, de vaciado, durante la bajante.

A ambos lados del canal principal, y separados de la costa por los canales marginales, se disponen los bancos intermareales compuestos por barras y plataformas de "swash" (de acuerdo con el criterio de Oertel, 1972). Desde un punto de vista granulométrico estos bancos están constituidos predominantemente por arenas finas con alto grado de selección, salvo en zonas interiores del banco Miguel donde, como consecuencia de flujos de mayor velocidad, aumenta la granulometría y disminuye la selección (Colado *et al.*, 1986 y Gaido *et al.*, 1987).

En los bancos se presentan extensos campos de megaóndulas de variado tipo: de crestas rectas, semilunares y sinuosas. En los senos de éstas se agrupan sistemas de óndulas del tipo asimétricas con crestas rectas o de aspecto linguoide. Las megaóndulas presentan longitudes de onda que varían de 2 a 5 m y amplitudes de 0,3 a 0,5 m (figura 2).

En el sector central del banco Miguel se identifican formas mayores que corresponderían al tipo de las ondas gigantes de acuerdo con el concepto de Reineck y Singh, 1980), con longitudes de onda entre 50 y 150 m y una amplitud del orden de los

1,80 m. Por lo general en la parte más alta de la superficie de estos cuerpos se encuentran sólo capas planas.

Dada la fuerte acción de las corrientes de refluo, a las que se suma la descarga fluvial, se halla inhibido el desarrollo del delta de flujo característico de las bocas de meso mareas descrito por Hayes *et al.* (1973). Con seguridad, la falta de un amplio espacio físico en la zona interior de la desembocadura ejerce una significativa influencia en la ausencia del delta de mareas de flujo.

#### MODELO DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS

El mayor aporte sedimentario a la boca de mareas proviene de la erosión marina de los acantilados de la provincia de Río Negro. Estos sedimentos arrastrados por la corriente de deriva provocada por las olas originadas en el sur pasan a constituir, en una primera etapa, la playa del balneario El Cóndor donde se depositan y son detenidos temporalmente por la descarga del río Negro que actúa, principalmente, a modo de espigón hidrotermal con muy poco aporte sedimentario hacia los bancos.

Durante la marea creciente los sedimentos se mueven desde esta playa hacia el este-noreste a través de los siguientes caminos: a) En forma paralela a la costa a través de los canales marginales, b) por el banco Miguel hacia el canal principal y c) el borde externo del banco Miguel (figura 3). Luego estos sedimentos son transferidos por acción de las olas o por la descarga fluvial y la corriente de ma-

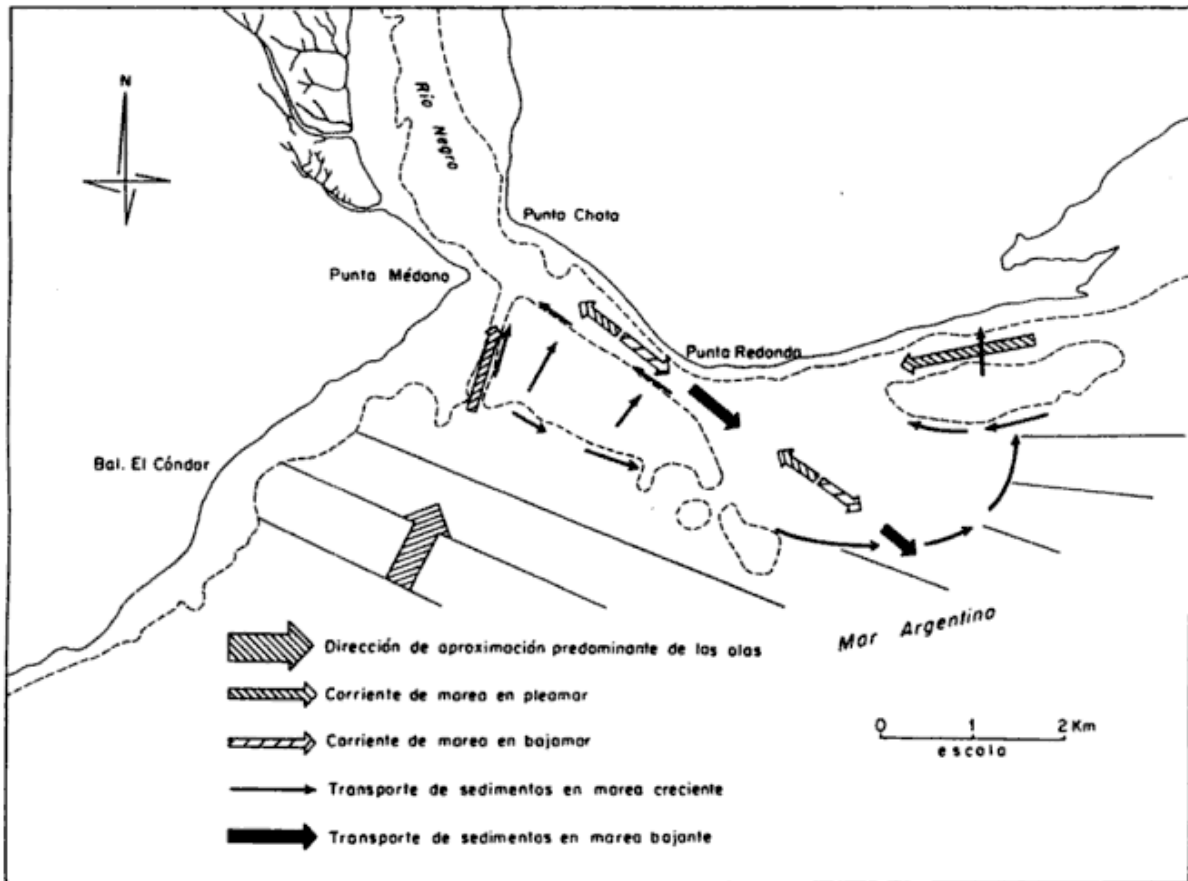


Figura 3: Modelo de transporte de sedimentos.

rea durante la bajante hacia el banco La Hoya, el que también recibe el aporte marino de las olas, menos frecuentes, generadas en el segundo cuadrante. Con posterioridad, y seguramente asociados en procesos de tormenta, los sedimentos de este banco migran hacia la costa bonaerense donde se integran a la dinámica de playa.

En la bajante se inhibe el transporte de sedimentos por los canales marginales hacia el interior de la boca de mareas y se enfatiza desde el interior hacia el exterior de ésta por el canal principal (figura 3).

Este esquema de circulación y transporte de sedimentos es congruente con los patrones funcionales correspondientes a los deltas de mareas analizados por Oertel (1972) y Hayes *et al.* (1973).

#### EVOLUCION TEMPORAL DEL DELTA DE REFLUJO

La primera carta náutica de la región data de 1782, cuando el piloto de la Real Armada Española don Basilio Villarino (1837) recorrió el río Negro desde el mar hasta sus nacientes. Ya entonces se evidenciaba la presencia de dos importantes bancos en

la desembocadura que obligaba a los navegantes a extremar sus precauciones para atravesarla. A partir del análisis de las cartas realizadas por el Servicio de Hidrografía Naval de 1936 y 1980; como las de Paone *et al.* (1975) y Ballestrini *et al.* (1986), es posible observar una tendencia acrecional del banco Miguel en dirección al este, mientras que el banco de La Hoya presenta un movimiento de aproximación a la costa (figura 4).

En efecto, el banco Miguel se desarrolla casi como una continuidad de la playa del balneario El Cóndor, pero separado de ésta por las depresiones intermareales del canal marginal. Su evolución documentada en las cartas náuticas revela un crecimiento hacia el este de unos 2500 m en el lapso comprendido entre 1936 y 1986, provocando además, un desplazamiento de la porción terminal del canal principal hacia el este-noreste.

El banco La Hoya, por su parte, ha mostrado a lo largo del tiempo una gran movilidad, alejándose y acercándose a la costa, lo que en ocasiones hace que el canal marginal que lo separa de la misma se vuelva inactivo actuando entonces como una espiga con un crecimiento en contra de la deriva neta por acción de las olas provenientes

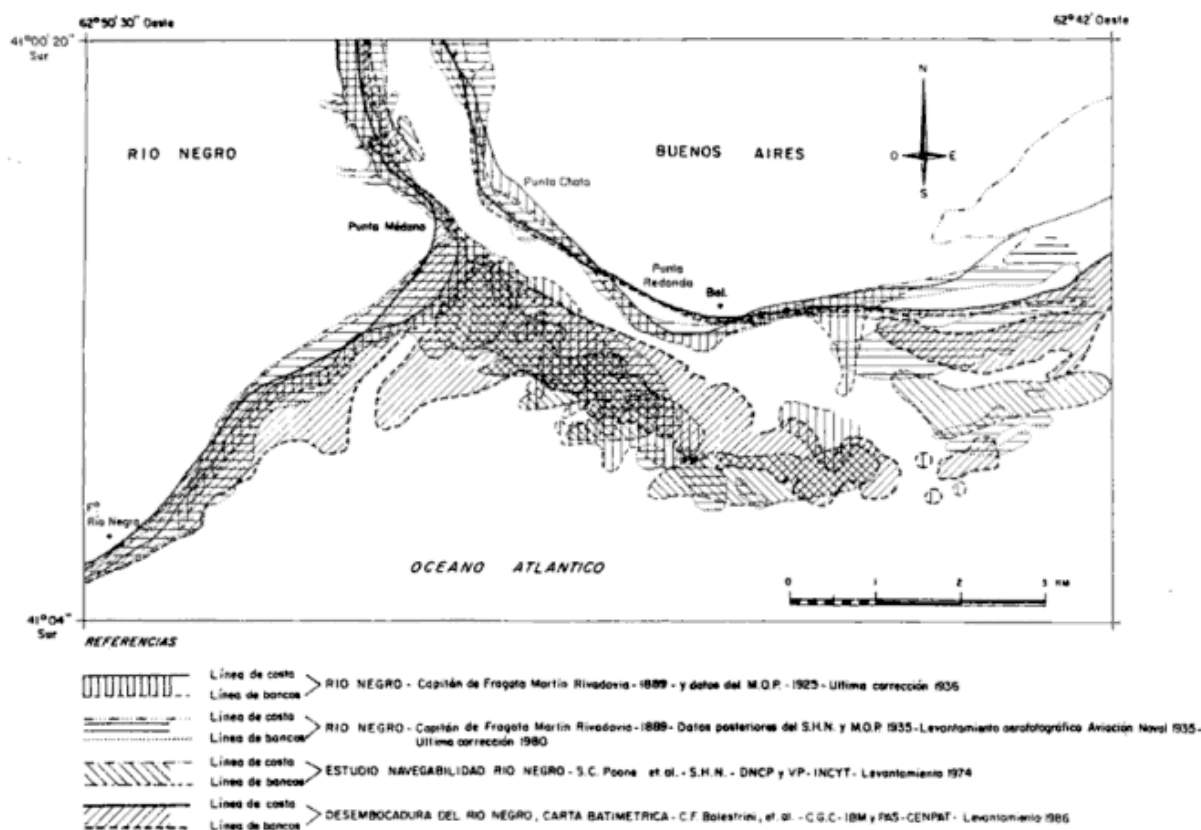


Figura 4: Evolución temporal de los bancos desde 1936 a 1986.

del este y la difracción de las del sur alrededor del banco Miguel. En observaciones realizadas durante junio de 1988, se constató que el banco de La Hoya se unió por ambos extremos a la costa bonaerense, generando una pequeña "laguna interna" de carácter efímero. En definitiva, este banco ha quedado desvinculado de los procesos marinos que le dieron origen y ha provocado la acreción temporaria de la costa de la provincia de Buenos Aires. Este fenómeno de adhesión de bancos a la costa ha sido estudiado detalladamente por Fitzgerald (1984) en Carolina del Sur, determinando un modelo cíclico que involucra la generación de bancos en las bocas de mareas y una posterior migración de éstos hacia la costa por acción fundamentalmente de las olas produciéndose luego su unión a la misma y la generación, en la zona costa afuera, de nuevos bancos.

Como ha sido demostrado por Gertel (1975) y Hubbard *et al.* (1979) la morfología y evolución de los deltas de mareas son dependientes de éstas y de la energía de las olas. Un delta de mareas dominado por la acción de las olas tiende a situarse cerca de la boca; mientras que aquéllos que lo son por las mareas tienden a extenderse más hacia el mar. De

acuerdo a esto, el comportamiento del delta de reflujo de la boca del río Negro presenta una condición mixta, ya que por un lado se extiende hacia el mar (el banco Miguel) mientras que por otro lado se aproxima a la costa (el banco de La Hoya). La marcada asimetría de este delta de mareas, que lo aleja de los modelos antes citados, se debe, fundamentalmente, a condiciones de aporte diferencial generadas por una más significativa deriva litoral hacia el noreste y mucho más restringida en dirección opuesta.

## CONCLUSIONES

La boca del río Negro por su morfología y dinámica debe ser considerada como un delta de reflujo de mesomareas.

El desarrollo de los bancos exteriores del río Negro es consecuencia principalmente del aporte de sedimentos por deriva litoral.

La acción fluvial en la formación del banco es esencialmente hidrodinámica y no implica un aporte de sedimentos importante.

Desde hace por lo menos 200 años el funcionamiento del sistema es similar al actual.

Se ha podido determinar un crecimiento del Banco Miguel del orden de los 2500 m en 50 años y una migración del canal principal en el sentido de la deriva.

El banco de La Hoya muestra un comportamiento irregular con una tendencia clara de aproximación a la costa, la que al concretarse genera la acreción de un sector de la costa bonaerense.

El delta de reflujo presenta una tendencia marcadamente asimétrica dada por el mayor aporte de la deriva litoral hacia el noreste que la que actúa en sentido contrario.

Al estado actual del conocimiento no es posible establecer cuál es el efecto o la influencia que tiene o tendrá la regulación hídrica de las cabeceras del río Negro en los cuerpos arenosos desarrollados en su desembocadura.

#### AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento a la licenciada Carmen Wagner de la Dirección de Recursos Naturales de la provincia de Río Negro por su colaboración en los trabajos de campo, así como al Dr. Enrique J. Schnack por sus sugerencias y críticas, y a los cartógrafos Marcelo Farenga, Mónica Tomás y Juliana Bo por las ilustraciones de este trabajo.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

ANDREIS, R., 1965. *Petrografía y paleocorrientes de la Formación Río Negro (tramo Gral. Conesa-Boca del Río Negro)*. Rev. Mus. La Plata (n.s.) 5, Geol. (36): 310.

ANGULO, R. y CASAMIQUELA, R., 1982. *Estudio estratigráfico de las unidades aflorantes en los acantilados de la costa norte del Golfo San Matías (Río Negro y extremo austral de Buenos Aires), entre los meridianos 62°30' y los 64°30'W*. Mundo Amehiniano, 2.

\_\_\_\_\_, F. FIDALGO, M. A. GOMEZ PERAL y E. J. SCHNACK, 1978. *Geología y geomorfología del Bajo de San Antonio y alrededores, Prov. de Río Negro*. Centro de Investigaciones Científicas de Río Negro. Estudios y Documentos N° 8.

BALLESTRINI, C., M. TOMAS y M. FARENGA, 1986. *Desembocadura del Río Negro. Carta Batimétrica*.

COLADO, U. R., J. L. del RIO, E. E. GAIDO, E. J. SCHNACK y C. WAGNER, 1986. *Estudio sedimentológico y dinámico de la zona de la desembocadura del Río Negro*. Ministerio de Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro. 53 p. Informe Inédito.

DARWIN, C., 1846. *Geological observations in South America*. Edición 1890 de Ward, Lock & Co. London.

DOERING, A., 1882. *Informe oficial de la Comisión Científica agregada al Estado Mayor General de la Expedición al río Negro*. Entrega III, Geología. Buenos Aires.

D'ORBIGNY, A. D., 1842. *Voyage dans l'Amérique Méridionale*. Vol. III, part. III. Paris et Strasbourg.

FIDALGO, F. y J. C. RIGGI, 1970. *Los Rodados Patagónicos en la Meseta de Guenguel y alrededores (Santa Cruz)*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 20 (3): 273-325.

FITZGERALD, D. M., 1984. *Interactions between the ebb-tidal delta and landward shoreline: Price Inlet, South Carolina*. Jour. Sedim. Petrol., 54 (4): 1303-1318.

GAIDO, E. S., J. L. del RIO, U. R. COLADO y C. WAGNER, 1987. *Caracterización textural de las arenas litorales de la zona de desembocadura del Río Negro, Argentina*. 10º Congr. Geol. Argent., Actas, 1: 119-122.

HAYES, M. O., OWENS, E. H., HUBBARD, D. K. & ABELE, R. W., 1973. *The investigation of form and processes in the coastal zone*. En: Coates (ed.): *Coastal Geomorphology*, 11-41.

HUBBARD, D. K., G. OERTEL & D. NUMEDAL, 1979. *Development of tidal inlet sand bodies*. Journ. Sedim. Petrol., 49: 1073-1092.

LANFREDI, N. W., 1986. *Programa de observaciones costeras. Cálculo de la deriva litoral*. En: Colado et al., *Estudio sedimentológico y dinámico de la zona de desembocadura del Río Negro*. Ministerio de Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro. Informe Inédito.

NUMEDAL, D. y FISHER, I., 1978. *Process-response models for depositional shorelines: the German and Georgia Bights*. Amer. Soc. Civil Eng., Proc. 16th Coastal Eng. Conf.: 1215-1231. (En: Fitzgerald, D. 1984).

OERTEL, G. F., 1972. *Sediment transport of estuary entrance shoals and the formation of swash platforms*. Jour. Sedim. Petrol., 42: 187-863.

\_\_\_\_\_, 1975. *Ebb-tidal delta of Georgia estuaries*. En: Cronin, L. E. (ed.): *Estuarine Research*. New York Academic Press: 267-276.

PAONE, J. C., J. A. BRITOS y O. BORZONE, 1975. *Estudio de la navegabilidad del Río Negro. Segunda Fase. Volumen I, II y III. Levantamiento Batimétrico, Viedma-Desembocadura*. Ministerio de Defensa.

REINECK, H. E. y I. B. SINGH, 1990. *Depositional Sedimentary Environments*. Edit. Springer-Verlag. 549 pp, Berlin Heidelberg New York.

- ROTH, S.**, 1898. *Apuntes sobre la geología y paleontología de los territorios del Río Negro y Neuquén*. Rev. Mus. La Plata, 9.
- SERVICIO DE HIDROGRAFIA NAVAL**, 1936. *Carta H 1, última corrección 1936*.
- \_\_\_\_\_, 1980. *Carta H 1, última corrección 1980*.
- TERUGGI, M.**, 1964. *Las arenas de la costa de la provincia de Buenos Aires, entre Bahía Blanca y Río Negro*. LEMIT Serie II (81), 38 pp.
- VILLARINO, B.**, 1837. *Diario del Piloto de la Real Armada D. Basilio Villarino del Reconocimiento del Río Negro en la Costa Oriental de Patagonia el año de 1782*. Imprenta del Estado, Primera Edición, 131 pp, Buenos Aires.
- WICHMANN, R.**, 1918. *Estudios geológicos e hidrogeológicos en la región comprendida entre la Boca del Río Negro, San Antonio y Choele-Choel*. An. Min. Agric. Nac. Sec. Geol., Miner. y Min., 13 (3).
- WITTE, L.**, 1916. *Estudios geológicos de la región de San Blas*. Rev. Mus. La Plata, 24.

Recibido: 31 de marzo, 1989.

**JULIO L. del RIO**  
**UBALDO R. COLADO**  
**ELVIO S. GAIDO**

Centro de Geología de Costas y del Cuaternario  
Universidad Nacional de Mar del Plata



## COMPORTAMIENTO DE ELEMENTOS Y MINERALES EN LA FORMACION AGRIO, EN EL PERFIL DEL CERRO EL MARUCHO, PROVINCIA DE NEUQUEN

Elda Di Paola y Mirta González

**RESUMEN:** En el presente trabajo se ha estudiado el comportamiento de minerales y elementos en un perfil integrado de la Formación Agrio, en el sur de Cuenca Neuquina, en las cercanías del cerro El Marucho, provincia de Neuquén, Argentina, para lo cual se utilizaron gráficos de dispersión y parámetros de correlación de minerales y elementos. La Formación Agrio está constituida por una secuencia predominantemente micrítica, que presenta concentraciones variables de material terrígeno en las facies de micritas terrígenas y de vaques calcáreas, así como en litosomas pelíticos. Los resultados analíticos indican que gran parte del Fe, Ti, Mg y K se encuentran formando minerales de arcilla y están concentrados en los niveles pelíticos. El Ca está relacionado con el Mn, en tanto que con el Mg sólo lo hace en los niveles dolomíticos. El Na se aloja en los minerales de arcilla de las capas pelíticas y en las plagioclasas de las micritas terrígenas y vaques calcáreas. Se encontraron concentraciones anómalas de Ba (1104 ppm) y Sr (7223 ppm) en una vaque feldespático calcárea, con vitroclastos y analcima. El P presenta bajas correlaciones con todos los elementos excepto con el Fe con el se asocia en pequeñas concentraciones ferruginosas diseminadas en calizas, además se lo encuentra principalmente en restos biogénicos. Se considera que la conducta de los elementos durante la sedimentación carbonática ha estado estrechamente controlada por la composición de los elementos terrígenos (principalmente plagioclasas y arcillas) y autigénicos (carbonatos y sulfatos, arcillas y nódulos).

**ABSTRACT:** The stratigraphic behavior of minerals and chemical elements (carbonates, sulfates, Ba, Sr, Mg, Fe, Na, K, Ti, Mn, Ca, P) in outcrops of Agrio Formation located at Cerro El Marucho, 25 km south of Zapala (province of Neuquén, Argentina) was studied using dispersion graphs and correlation coefficients. Agrio Formation is a Cretaceous carbonatic sequence composed of several lithofacies, such as terrigenous micrites, bioclastic grainstones and calcareous wackes, among others, which contain lithic, plagioclase and quartz grains. Clay minerals are concentrated in pelitic layers, and related also with micritic ones. There are phosphatic biogenic detritus and micropellets. Analytical results suggest that elements such as Ti, Fe, Mg and K are associated to clay minerals; Mn is related with CaO. Na<sub>2</sub>O is located both in plagioclases and in clay minerals. High concentration of Ba (1104 ppm) and Sr (7223 ppm) has been found in a terrigenous micrite with vitroclasts and with pores filled by celestite and barite. It is concluded that the behavior of elements in Cerro El Marucho outcrops is controlled by terrigenous deposition (detrital grains, mainly plagioclases and clays) and by authigenic processes (precipitation of sulfates and carbonates and neof ormation of clays and pellets).

### INTRODUCCION Y ANTECEDENTES

El objetivo del trabajo ha sido describir la conducta de los elementos químicos en relación con las características composicionales de los minerales contenidos en las sedimentitas que forman un perfil integrado de la Formación Agrio, en la localidad del cerro El Marucho, ubicado en los alrededores de la ruta 40, 25 km al sur de la ciudad de Zapala, provincia de Neuquén (Di Paola, 1990).

La Formación Agrio, de origen marino pacífico, de edad Hauteriviana-Barremiana (Simeoni, 1985; Simeoni y Musacchio, 1986) forma parte de la secuencia sedimentaria del Grupo Mendoza de la Cuenca Neuquina de Weaver (1931). Por sus características puede diferenciarse en la cuenca la por-

ción norte de la austral. En la primera se encuentra la facies de lutitas negras y la intercalación del Miembro Avilé, arenoso, de 20 m a 100 m de espesor, de origen continental, que incluye depósitos eólicos (Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1988). El espesor máximo alcanzado por la Formación en el sector occidental de la zona norte es de 1400 m (Marchese, 1971). En la porción austral la Formación Agrio está caracterizada por una única secuencia carbonática, ligeramente más arenosa en la parte cuspidal, de aproximadamente 320 m de espesor. El sustrato sobre el que se apoya es una sucesión clástica de origen continental, Formación Mulichinco (Orchuela, 1987).

Los afloramientos de los alrededores del cerro El Marucho han sido mapeados por Parker (1965)

quien subdividió la Formación Agrio en esta región en un Miembro lumaquéllico (sic), inferior, un Miembro arcilloso, intermedio y un Miembro calcáreo, superior. Simeoni y Musacchio (1986), dividieron el mismo perfil en cuatro secciones sobre la base de la identificación de microfósiles. Legarreta y Gulisano (1987) incluyen los afloramientos del cerro El Marucho en las Mesosecuencias Mendoza Medio y Superior. Rosenfeld (1987) efectuó un análisis microfacial de las calizas de la Formación Agrio del norte de la cuenca aflorantes en el perfil del Río Agrio, utilizando el parámetro de probabilidad ST (sic).

Di Paola (1990) describe las microfacies y las características petrográficas y diagenéticas de la secuencia de la Formación Agrio en el perfil del cerro El Marucho dividiéndola en tres secciones, Inferior, Media y Superior, que se correlacionan con los miembros propuestos por Parker (1965).

Antecedentes de estudios del comportamiento de elementos en formaciones calcáreas cretácicas, han sido proporcionados por Jorgensen (1984) y Yamamoto *et al.* (1988). Ambos ejemplos demuestran comportamientos diferentes de los elementos en relación con el porcentaje y la composición de material terrígeno, volcánico y biogénico en secuencias carbonáticas.

#### **Microfacies calcáreas de la Formación Agrio, perfil cerro El Marucho**

Di Paola (1990) dividió la columna del cerro El Marucho en tres secciones, según el predominio de las microfacies. La Inferior está compuesta principalmente por grainstones bioclásticos (MF1) asociados con niveles dolomíticos (MF2), grainstones oolíticos (MF3) y micríticos (MF4). La sección Media está constituida esencialmente por micritas con variables contenidos de fragmentos fósiles y de elementos terrígenos, identificando las siguientes microfacies: MF4, de micritas laminadas con menos de 10 % de bioclastos; MF5, de micritas fosilíferas, MF6, de micritas terrígenas y vaques calcáreas, MF7 y MF8, de micritas híbridas, constituidas por calcita, arcilla, fracción limo y cristales relictos de selenita. La sección Superior presenta la microfacies MF1 asociada con la MF4 y con vaques calcáreo-líticas, (MF9). Los litosomas pelíticos, MF10, están intercalados en distintos niveles.

Los aloquemias tienen una composición similar en toda la columna, son fragmentos de crinoideos, algas, braquiópodos, pelecípodos y de microfósiles. Subordinadamente hay intraclastos y oolitas sim-

ples. El 20 % de esta población presenta glauconitización incipiente (Di Paola, 1987).

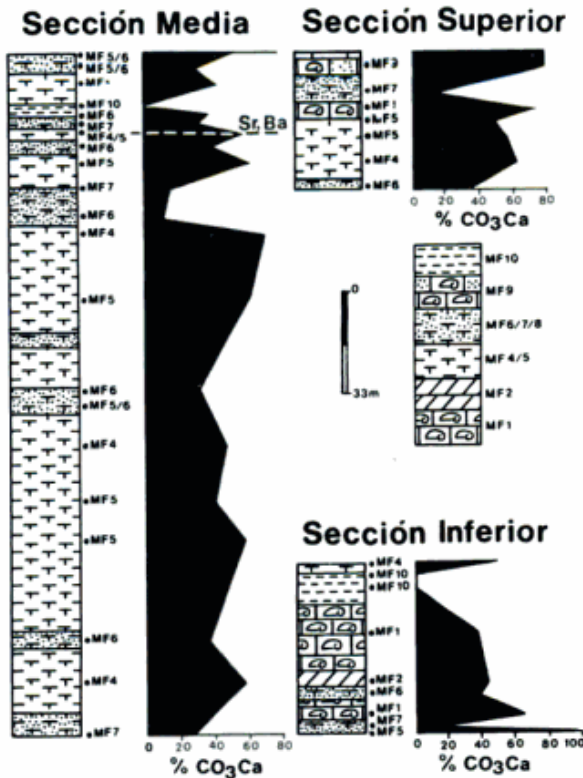
La fracción terrígena está constituida por arcillas, cuarzo, oligoandesina, fragmentos de volcánicas ácidas, mesosilícicas, y de plutonitas ácidas. Las láminas de mica son, en proporción, escasas. Concentraciones opacas de hierro, restos de colofano orgánico y nódulos de glauconita autigénica están presentes en toda la columna, en proporción subordinada.

El cemento predominante es calcita, asociada en la sección Inferior con dolomita. En un nivel de la sección Media se encontró una concentración anómala de baritina y celestina, asociada con vitroclastos y analcima. Las arcillas -montmorillonita e illita- componen las capas pelíticas, y están íntimamente asociadas con la micrita.

#### **METODOLOGIA**

Las muestras provenientes del citado perfil fueron extraídas donde se observaban cambios litológicos o, en forma igualmente espaciada, en bancos litológicamente monótonos. De las mismas se seleccionaron alrededor de 100 especímenes, los que fueron examinados macroscópicamente para su clasificación. Mediante ensayos químicos sencillos se detectó la presencia de dolomita y con cortes delgados se caracterizaron las microfacies. El 70 % de las muestras fue analizada mediante difracción de Rayos X en roca total, con un equipo Philips con anticátodo de Cu, filtro de Ni, velocidad de goniómetro 1,5 por minuto, factor de escala  $2 \times 10$  y velocidad de carta 600 mm/hora, condiciones que se consideraron satisfactorias para obtener la mayor cantidad de la información deseada. Estos difractogramas se ejecutaron en la Comisión Nacional de Energía Atómica. Sobre el 30 % se realizaron análisis químicos en el laboratorio de Química Geológica (LAQUIGE) mediante vía húmeda y adsorción atómica.

El porcentaje de calcita en cada muestra fue determinado en forma expeditiva con un método puesto a punto por las autoras. El mismo convalida la utilización de la altura de los picos de los difractogramas para efectuar cálculos de porcentaje entre los componentes de la roca. El método se fundamenta en el valor, mayor de 0,50, de los coeficientes de correlación calculados entre los porcentajes del CaO, SiO<sub>2</sub> y Na<sub>2</sub>O de análisis químicos y la altura de los picos 110 de calcita, 100 de cuarzo y 202 de plagioclasa respectivamente. Los resultados obtenidos fueron +0,95; +0,92 y +0,51.



**Figura 1:** Distribución esquemática de microfacies (MF) y del contenido de carbonato de calcio en porcentaje calculado con difractogramas de rayos X. La MF4/5 con 60 % de CO<sub>3</sub>Ca en la sección Media, tiene valores anómalos de Ba y Sr.

El análisis estadístico para el resto de los elementos fue realizado utilizando curvas de dispersión, coeficiente de correlación, y matriz de correlación, según Davis (1973) y Merodio (1985). En este último puede leerse una lista completa de antecedentes sobre el tema. En los gráficos de dispersión las muestras están igualmente espaciadas, lo cual es un artificio que se utiliza sólo con el fin de confrontar el comportamiento de los elementos, el cual no se modifica por la ubicación de las muestras.

**RESULTADOS OBTENIDOS**

La curva de la distribución de la calcita de la figura 1, fue confeccionada con valores obtenidos de difractogramas de Rayos X. Las curvas de los distintos elementos fueron realizadas a partir de los datos de los análisis químicos (figuras 2, 3, 4 A y B y 5 A y B). Los cálculos del coeficiente de correlación entre los mismos dieron lugar a la matriz de correlación de la tabla 1.

**ANALISIS DE LOS VALORES DE LA MATRIZ DE CORRELACION Y DE LAS CURVAS DE DISPERSION DE ELEMENTOS**

En la figura 1 se observa la distribución general de los porcentajes de calcita a lo largo de un perfil microfacial esquemático correspondiente al cerro El Marucho.

En la figura 2 se observa la conducta del CaO, parcialmente opuesta a la del MgO, y en parte coincidente con la del MnO. El coeficiente de correlación Mn-Ca indica que parte del mismo se encuentra en la red cristalina de la calcita. El resto puede formar pequeñas concentraciones diseminadas.

El Mg se encuentra relacionado con el Fe, Ti y K (Tabla 1, figura 4A y 4B) excepto en los niveles dolomíticos de la sección Inferior que no fueron incluidos al efectuar la matriz de correlación.

Las curvas de dispersión del Ti, Fe, K y Mg, presentan conductas semejantes (figuras 4A y B). En la matriz de correlación se observa que estos elementos tienen un coeficiente negativo elevado respecto del calcio, y positivo y mayor que 0,90 entre sí, deduciéndose que están agrupados en los minerales arcillosos. Una porción del Mg, Fe y K se encuentra en la glauconita, dada a conocer por Di Paola (1987), y en montmorillonita e illita, detríticas y autigénicas, relacionadas con la calcita microcris-

**Tabla 1. Matriz de correlación. Los coeficientes con valor absoluto mayor que 0,50 están en negrita.**

Ca	1,00										
Mn	<b>0,50</b>	1,00									
Mg	-0,49	-0,05	1,00								
Sr	0,22	0,04	-0,19	1,00							
Fe	<b>-0,92</b>	<b>-0,37</b>	<b>0,50</b>	-0,36	1,00						
Ti	<b>-0,97</b>	-0,48	0,37	-0,29	<b>0,94</b>	1,00					
Na	-0,13	-0,19	-0,14	0,42	0,06	0,14	1,00				
K	<b>-0,91</b>	-0,46	0,20	-0,22	<b>0,84</b>	<b>0,92</b>	0,08	1,00			
P	-0,39	-0,13	0,16	-0,16	<b>0,55</b>	0,39	0,26	0,26	1,00		
Ba	0,16	-0,03	-0,19	<b>0,90</b>	-0,28	-0,24	0,38	0,25	0,02	1,00	
	Ca	Mn	Mg	Sr	Fe	Ti	Na	K	P	Ba	

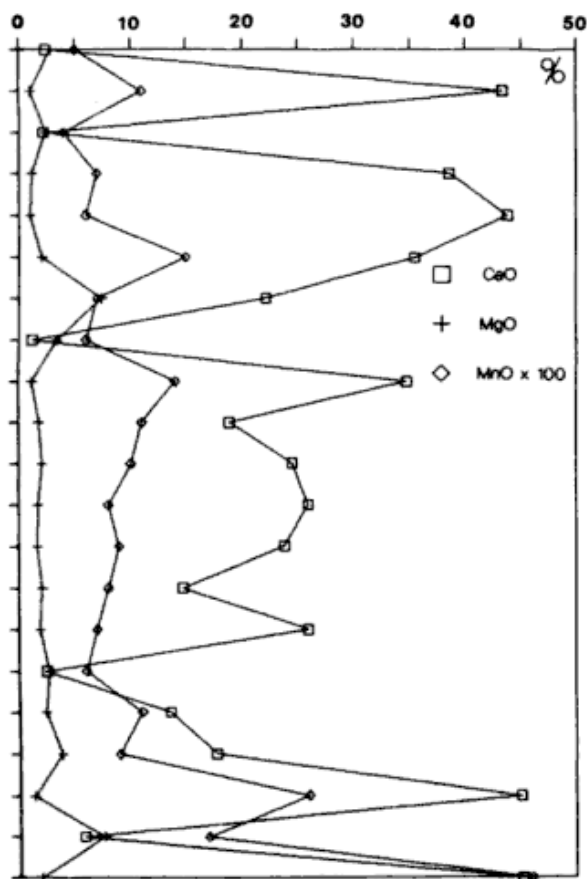


Figura 2: Curvas de dispersión de CaO, MgO y MnO x 100.

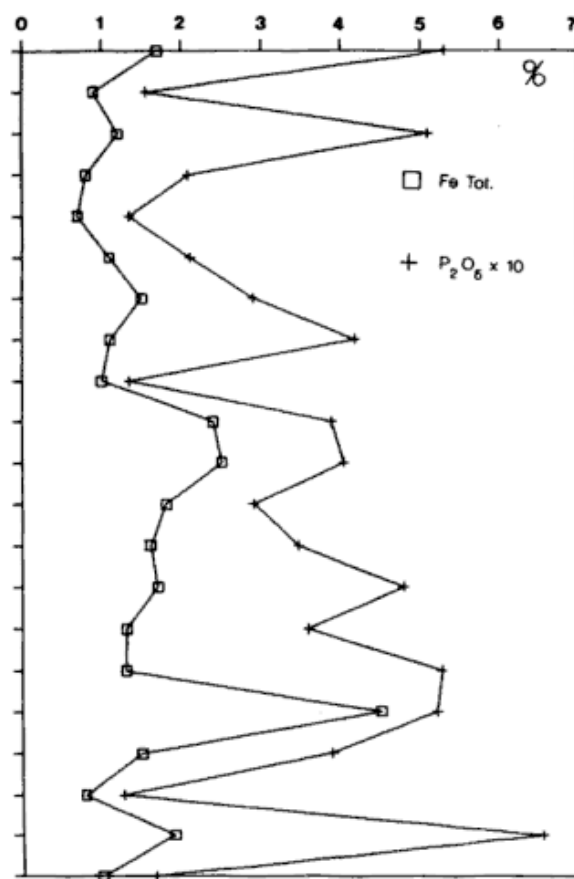


Figura 3: Curva de dispersión de Fe total y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> x 10.

talina. Estos elementos presentan su mayor concentración en los litosomas pelíticos y micríticos.

Es interesante analizar el comportamiento del Na. Gran parte del mismo ha sido asignado a la plagioclasa, teniendo en cuenta el valor del coeficiente de correlación entre los porcentajes de Na<sub>2</sub>O y plagioclasa, de +0,51, mencionado en párrafos anteriores. Su coeficiente de correlación respecto del calcio es negativo y bajo (Tabla 1); esa pequeña asociación inversamente proporcional derivaría exclusivamente de su contenido en las plagioclasas. No obstante también el Na tiene correlación positiva, aunque con valores más pequeños, con el Fe, K, Ti y P, lo que indicaría que se encuentra ubicado asimismo en la red cristalina de los hidrolizatos autigénicos.

En la matriz de correlación el Na presenta su máximo valor con el Sr (7223 ppm) y con el Ba (1104 ppm). Estos coeficientes elevados fueron encontrados en las muestras provenientes de un litosoma correspondiente a la microfacies MF6 (vaques feldespático-calcáreas) de la sección Media. En la misma, abundantes clastos de plagioclasa coexisten con baritina y celestina precipitadas en poros y canales (figura 5A y B). En dicho nivel se detectó, asimismo, mediante observación microscópica, el

reemplazo de la plagioclasa por calcita y la presencia de vitroclastos reemplazados por analcima.

Cabe recordar (Bathurst, 1976) que el estroncio es un componente común que se encuentra en el orden de los centenares de partes por millón en las calizas antiguas. En el caso de la secuencia de la Formación Agrio, en el cerro El Marucho, el contenido de estroncio supera las 7.000 ppm y el de bario las 1.000 ppm (figura 5A) por lo que podría considerarse a este nivel como un horizonte "marcador", ubicado en la MF4/5 con 60 % de carbonato de calcio, en la figura 1, potencialmente correlacionable con otros perfiles de la Formación Agrio.

Se plantea como hipótesis que el estroncio de la celestina que ocupa espacios porales podría provenir, en parte, de la disolución de la plagioclasa, en tanto que el bario podría estar relacionado con la presencia de cenizas volcánicas, en las que usualmente se concentra. Por último, el fósforo presenta su máxima correlación con el hierro total, (tabla 1 y figura 3), lo que probablemente esté relacionado con las concentraciones opacas diseminadas en las calizas. Observaciones microscópicas ponen de manifiesto que parte del fósforo se encuentra en fragmentos orgánicos de colofano, mineraloide que también rellena cámaras de microfósiles.

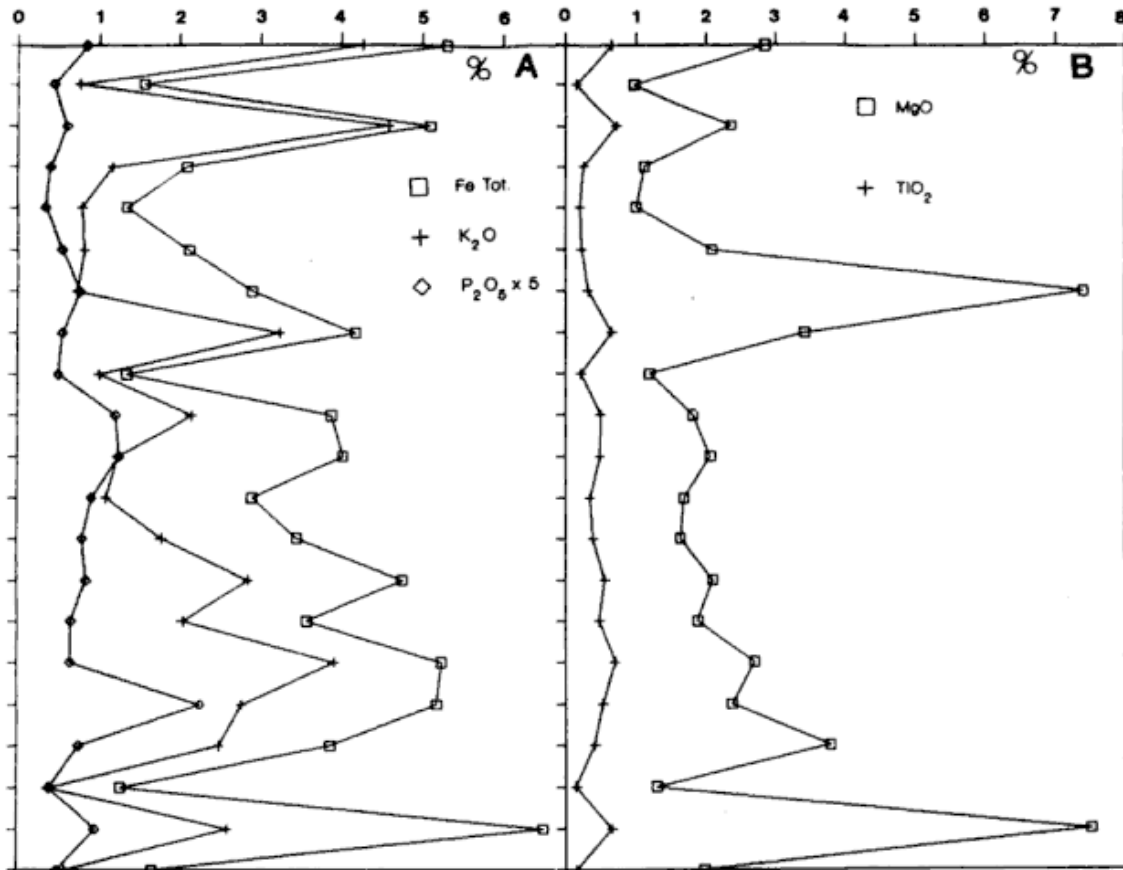


Figura 4: A: Curvas de dispersión de Fe total,  $K_2O$  y  $P_2O_5 \times 5$ . B: Curvas de dispersión de  $MgO$ ,  $TiO_2$ .

### CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos caracterizan el comportamiento de elementos y minerales en muestras provenientes de afloramientos de la Formación Agrio en las inmediaciones del cerro El Marucho.

El Ca presenta correlación parcial negativa con el Mg, Fe, K y Ti, y correlación positiva con el Mn, considerándose por lo tanto que la calcita es parcialmente mangánifera, con excepción de los niveles dolomíticos de la sección Inferior.

El Mg, K, Fe y Ti, tienen correlaciones elevadas y positivas entre sí, que se acentúan en los niveles pelíticos según se observa en las curvas de dispersión (figuras 4A y B). Esto indica que su asociación se hace a través de minerales de arcillas, tanto detríticos como autigénicos (illita, montmorillonita y glauconita).

El hierro muestra también una buena correlación con el fósforo, lo que se atribuye a pequeñas concentraciones diseminadas en las calizas.

El sodio se encuentra parcialmente en las plagioclasas detríticas y en arcillas autigénicas. El coefi-

ciente de correlación elevado con el estroncio (0,42) y con el bario (0,38) se debe a la coexistencia del tectosilicato con sulfatos de Sr y Ba que rellenan canales y poros en vaques de la sección Media.

El nivel anómalo con celestina, baritina, cenizas y analcima, podría ser considerado un horizonte "marcador" potencial.

La conducta de elementos y minerales depende del aporte de materiales terrígenos y de las condiciones de autigénesis.

### AGRADECIMIENTOS

Las autoras agradecen al CONICET su apoyo financiero, al Museo Argentino de Ciencias Naturales, al Dr. E. Mussacchio, a la Dra. María Benyacar y a la Comisión Nacional de Energía Atómica haber brindado facilidades para la realización de este trabajo; al Dr. Jorge Dristas la lectura crítica del original.

### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

BATHURST, R. G. C., 1976. Carbonate Sediments and their Diagenesis. *Developments in Sedimentology*, 12: 260-263, Elsevier.

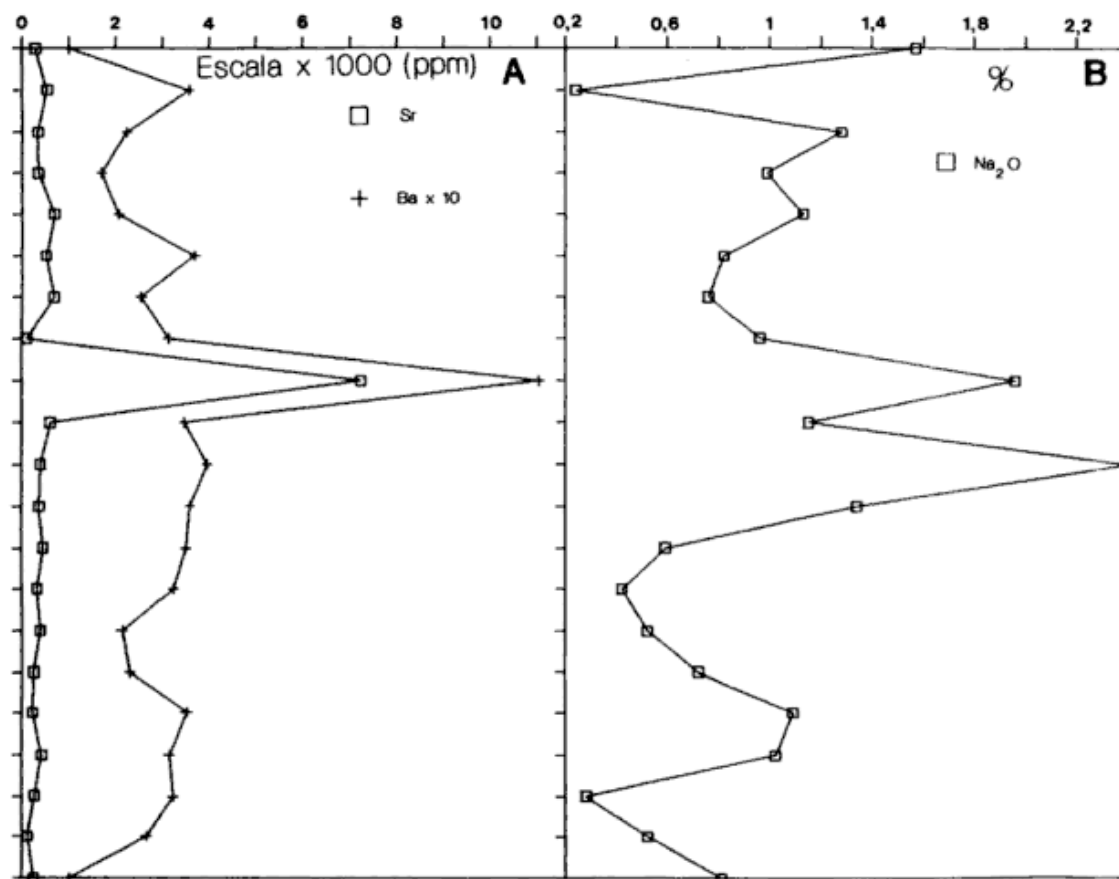


Figura 5: A: Curvas de dispersión de Sr y Ba x 10. B: Curvas de dispersión de Na<sub>2</sub>O.

- DAVIS, J. C., 1973. *Statistics and Data Analysis in Geology*. pp. 62-83, J. Wiley & Sons Inc., London.
- DI PAOLA, E., 1987. *Glauconita de la sección basal de la Formación Agrío, Cerro El Marucho. Provincia de Neuquén*. *Asoc. Geol. Argent., Rev.*, 41 (1-2): 168-176.
- \_\_\_\_\_, 1990. *Microfacies de la Formación Agrío. Petrografía y Diagénesis*. *Asoc. Geol. Argent., Rev.*, 45 (3-4): 260-271.
- GULISANO, C. y A. R. GUTIERREZ PLEIMLING, 1988. *Depósitos eólicos del Miembro Avilé (Formación Agrío, Cretácico Inferior) en el Norte de Neuquén, Argentina*. 2º Reun. Argent. Sediment., Actas, 120-124.
- JORGENSEN, N. O., 1986. *Chemostratigraphy of Upper Cretaceous Chalk in the Danish Subbasin*. *Bulletin American Association of Petroleum Geologists*, 70 (3): 309-317.
- LEGARRETA, L. y C. A. GULISANO, 1987. *Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico Superior a Terciario Inferior), Argentina*. Simposio de Cuenas Sedimentarias, del 10º Congreso Geológico Argentino, Tucumán. Inédito.
- MARCHESE, H., 1971. *Litoestratigrafía y variaciones faciales de las sedimentitas mesozoicas de la Cuenca Neuquina, Provincia de Neuquén, Rep. Argentina*. *Asoc. Geol. Argent., Rev.*, 26 (3): 343-410.
- MERODIO, J. C., 1985. *Métodos Estadísticos en Geología*. *Asoc. Geol. Argent., Serie "B" Didáctica y Complementaria*, 13: 1-230.
- ORCHUELA, I., 1986. *Áreas de licitación, Cuenca Neuquina*. Gerencia de Exploración. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Inédito.
- PARKER, G., 1965. *Relevamiento geológico, escala 1:25.000 entre Arroyo Picún Leufú y Catán Lil, a ambos lados de la Ruta Nac. N° 40*. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Informe Inédito.
- SIMEONI, M., 1985. *Foraminíferos del Cretácico inferior en los niveles basales de la Formación Agrío. Perfil El Marucho, Neuquén, Argentina*. *Ameghiniana*, 21 (2-4): 285-293, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, y E. MUSACCHIO, 1986. *Ostrácodos no marinos y carofitos hauterivianos de la Formación Agrío en la localidad El Marucho, Neuquén, Argentina*. *Ameghiniana*, 23 (1-2): 89-96, Buenos Aires.
- WEAVER, C., 1931. *Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentine*. *Mem. Univ. Washington*, 1: 1-469. Seattle.
- YAMAMOTO, S., S. HONJO y D. F. MERRIAN, 1980. *Quantitative Chemical Stratigraphy of the Niobrara Chalk (Cretaceous) in Western Kansas*. *Geomathematical and Petrographical Studies in Sedimentology*. *Proceedings*. Pergamon Press: 235-244.

Recibido: 23 de mayo, 1989.

Acceptedo: 12 de mayo, 1992.

ELDA DI PAOLA  
MIRTA GONZALEZ

CONICET  
Museo Argentino de Ciencias Naturales  
Av. Angel Gallardo 470  
1405 Buenos Aires, Argentina

## RELACIONES GENETICAS ENTRE LAS PEGMATITAS PORTADORAS DE ESTAÑO Y METAMORFITAS ASOCIADAS EN LA ZONA DE LA CAROLINA/SAN FRANCISCO DEL MONTE DE ORO. PROVINCIA DE SAN LUIS

A. E. Ortíz Suárez y G. M. Sosa

**RESUMEN:** Los cuerpos pegmatíticos estanníferos de la zona central de la Sierra de San Luis se alojan en una faja de esquistos cuarzo micáceos, cuarcitas y filitas de rumbo nornoreste-sursuroeste y se asocian a la zona de mayor temperatura de dicha faja metamórfica de bajo a medio grado (facies esquistos verdes). Tanto al este como al oeste se encuentran rocas gneísicas y el contacto con ellas es por fallas (escamas tectónicas). La relación entre las pegmatitas y la roca de caja sugiere una intrusión tardío-tectónica, en una etapa en la que la roca metamórfica aún podía ser deformada por su gradiente geotérmico elevado. Las pegmatitas estarían genéticamente relacionadas a un evento granítico del Paleozoico inferior, sin a tardío-tectónico, meta a peraluminoso (granito tipo S).

**ABSTRACT:** The relationship of the stanniferous pegmatites with the low-grade metamorphic central zone of Sierra de San Luis is described and the tin mineralization is related to a granitic event. The pegmatitic bodies are located in a quartz-micaceous schists, quartzites and phyllites belt, with NNE/SSW orientation and are associated to the higher temperature of the low-grade metamorphic belt (green schists facies). Both in the east and in the west, gneissic rocks are found and the contact with them is by faults (tectonics scales). The pegmatites and country rock relation suggests a late-tectonic intrusion in a stage when the metamorphic rock could still be deformed due to its high geothermic gradient. The stanniferous pegmatites may be genetically related to a Low-Palaeozoic granitic event, sin to late-tectonic, meta to per-aluminous (S type granite).

### INTRODUCCION

La zona considerada se ubica en el sector centro-oeste del a Sierra de San Luis, entre los 65°59' y 66°09' oeste y 32°36' y 32°47' sur (figura 1).

En relación al conocimiento petrológico de la citada zona, sólo existen estudios de carácter regional (Pastore y González, 1954; Kilmurray y Dalla Salda, 1979; Kilmurray y Villar, 1981). Las primeras investigaciones sobre los depósitos de estaño de la provincia corresponden a estudios descriptivos preliminares realizados por Catalano (1929), Pagés (1947) y geólogos de la Dirección Provincial de Minería (Frutos, 1963; Frutos y Moni, 1964).

Las pegmatitas estanníferas están localizadas en una faja de dirección nornoreste-sursuroeste, paralela a la orientación mayor de la sierra (Sosa, en prensa). Las minas Yolanda, Irene, El Cóndor, Alto de la Chacra, San Antonio y Quito se localizan en la región central de dicha faja, al nornoreste de Carolina (figura 1).

Las manifestaciones pegmatíticas consisten en filones continuos y paralelos, con rumbo general norte-sur y variaciones locales hacia el este. Los cuerpos son verticales y poseen formas lenticula-

res. La longitud de cada cuerpo no supera los 10 m y su potencia varía desde pocos centímetros a 5 m. Las venas y lentes son concordantes con los esquistos de caja, acomodándose la foliación a la forma de los cuerpos. El modo de emplazamiento correspondería a inyección siguiendo planos de debilidad paralelos al rumbo e inclinación de los esquistos (Sosa, en prensa).

No se observa estructura interna en los cuerpos. Se trata de pegmatitas simples, con una distribución errática de los minerales. No presentan minerales de alteración. Están formadas por: cuarzo, plagioclasa, microclino, moscovita y menor porcentaje de biotita. Los minerales accesorios son: turmalina, granate, berilo, apatita y zircón. La casiterita es el mineral de mena, con menor porcentaje de columbita-tantalita y pirita (Sosa, en prensa).

El presente trabajo tiene como objeto describir la relación existente entre las pegmatitas portadoras de estaño y la faja metamórfica de esquistos y filitas de la zona central de la Sierra de San Luis. Asimismo, se intenta explicar la vinculación de las mineralizaciones de estaño con los eventos graníticos característicos del basamento de la Sierra de San Luis.

## ROCAS METAMORFICAS

En la región estudiada es posible reconocer tres zonas metamórficas diferentes (figura 1), que se disponen en fajas paralelas a las estructuras dominantes de las metamorfitas (nornoreste/sursuroeste); el contacto entre ellas es por fracturas de importancia regional, subverticales en superficie.

La zona I se ubica en el sector este del área (figura 1). Limita hacia el oeste con la zona III a través de fallas que originan una importante faja milonítica discontinua, mientras que hacia el este su límite se encuentra fuera del área estudiada, presumiblemente a algunas decenas de kilómetros. Litológicamente se caracteriza por presentar rocas metamórficas de alto grado (gneises, metabasitas y migmatitas) y granitoides y pegmatitas asociadas.

La zona II se ubica en el sector occidental de la región analizada (figura 1). Al oeste está limitada por las escarpas de falla modernas de la sierra, mientras que al este es separada también por fallas de la zona III, cubriendo de esta manera un ancho de 4 a 9 km. La característica que define a esta zona es la importante intrusión granítica y pegmatítica, que afecta a las metamorfitas, representadas aquí por gneises, metabasitas y esquistos en menor medida.

La zona III tiene un ancho aproximado de 2 km, acunándose levemente hacia el norte. Litológicamente está caracterizada por la presencia de esquistos, filitas y cuarcitas, en las que se alojan pegmatitas y filones cuarzosos, y por la ausencia de metabasitas.

Del análisis de las estructuras del basamento metamórfico surgen elementos que permiten indicar la existencia de por lo menos tres fases de deformación, siendo la más importante la que genera la esquistosidad nornoreste/sursuroeste.

Los cuerpos pegmatíticos portadores de estaño, correspondientes a las minas Yolanda, Irene, El Cónдор, Alto de la Chacra, San Antonio y Quito, se ubican en la zona III, descrita precedentemente. La caja de las pegmatitas son esquistos, denominados "Esquistos de la Carolina" por Ortíz Suárez (1988a), cuya estructura se observa claramente en las fotos aéreas. Son rocas grises, con fina alternancia de bancos micáceos y cuarzosos del orden de centímetros a metros. Mesoscópicamente muestran esquistosidad fina, de rumbo submeridiano, reconociéndose una tendencia general a la disminución del tamaño de grano hacia el oeste. Presentan comúnmente dos superficies S (nornoreste/sursuroeste y nornoroeste/sursuroeste) y venas de cuarzo plegadas y concordantes con la esquistosidad.

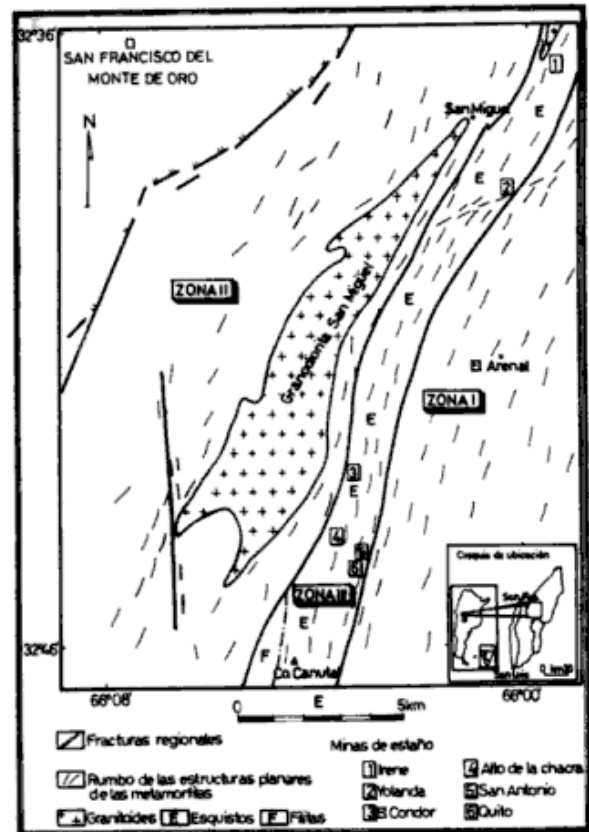


Figura 1: Esquema geológico de la zona estudiada.

Los esquistos presentan fábrica planar esquistosa fina y textura granolepidoblástica a lepidoblástica. Están formados por cuarzo, biotita y moscovita, con cantidades menores de plagioclasa (oligoclasa), turmalina y minerales opacos. En la zona norte, cerca de la mina Irene, se encuentran porfiroblastos (ideoblastos) de granate de varios centímetros dentro de "nidos" lenticulares de moscovita. En esta zona también se observan algunos lentes pegmatíticos que presentan, en el contacto con la roca de caja, agregados formados por moscovita, cianita, sillimanita, estaurolita y granate.

Las filitas se encuentran en la zona oeste de la faja y en estas rocas no se han localizado pegmatitas portadoras de casiterita. Los minerales paragenéticos que presentan son moscovita, clorita, albita y cuarzo.

El grado metamórfico que han alcanzado las filitas, en el evento más importante que ha afectado la región, correspondería al bajo grado o facies esquistos verdes, teniendo en cuenta que los minerales que presentan constituyen una paragénesis típica de esta facies en las series de baja y media presión.

Hacia el este aumenta el grado metamórfico, puesto que la clorita es reemplazada por biotita, la



plagioclasa aumenta su proporción de anortita (a oligoclasa) y se observa un incremento progresivo del tamaño de grano en la roca. Es entonces posible que los esquistos ubicados hacia el este indiquen una transición a facies más altas (anfíbolitas o grado medio). No obstante, según Winkler (1976) la plagioclasa de composición oligoclasa-andesina y la biotita no marcan el paso al grado medio. Por otra parte la desaparición de clorita rica en Fe en presencia de moscovita es uno de los indicadores negativos propuestos por Winkler (1976) para determinar el cambio de grado. Por lo tanto, y a pesar de no encontrar indicadores positivos como aparición de estaurólita o cordierita, los esquistos podrían haberse formado en la parte baja del grado medio o en facies transicionales entre esquistos verdes y anfíbolitas.

El hallazgo de andalucita al sudoeste del área estudiada (Ortiz Suárez, 1988a), estaría indicando condiciones de baja presión o similares a las del Plateau de Abukama en Japón, hecho observado en el sector noreste de la Sierra de San Luis (Ortiz Suárez, 1988b).

### CONSIDERACIONES GENÉTICAS

Si bien el hábito de los cristales de casiterita indica una profundidad intermedia de formación (Varlamoff, 1949) para los cuerpos pegmatíticos, los contactos netos y las texturas de relleno de espacios abiertos encontradas, indicarían presiones de formación más bien bajas. Por otra parte, la forma generalmente lenticular de los cuerpos, indica un nivel de corteza con condiciones transicionales entre frágiles y dúctiles: entre 8 y 13 km (Brisbin, 1986). Laznicka (1985), ubica las pegmatitas de metales raros entre 3,5-7 km.

De acuerdo a lo mencionado, la profundidad de formación de las pegmatitas estudiadas estaría comprendida entre 5 y 13 km, como valores extremos.

En relación a la temperatura de formación de las pegmatitas, las observaciones realizadas por estudio óptico de inclusiones fluidas arrojan un valor promedio de 510° C para los cuerpos; valor corregido para las presiones supuestas (Sosa, en prensa).

De acuerdo a lo antes expresado, el rango de presión y temperatura de formación de las pegmatitas corresponde a 1-3 kb y 510° C. Por otra parte, las rocas metamórficas que las alojan, se habrían formado a presiones del orden de 2-3 kb y temperaturas en un rango aproximado de 400-500° C, en base a la paragénesis encontrada y por comparación con las áreas vecinas.

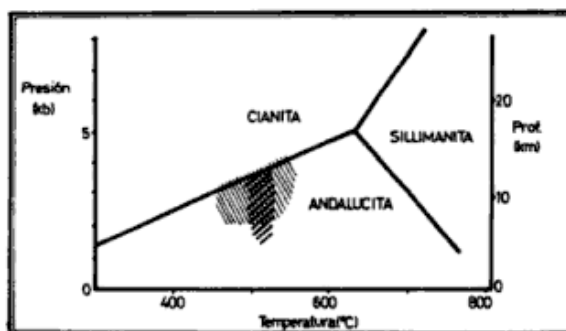


Figura 2: Ubicación aproximada de las condiciones físicas (P-t) de formación de las pegmatitas portadoras de estaño (rayas gruesas) y las rocas metamórficas asociadas (rayas finas). Los campos de estabilidad de los polimorfos de alúmina han sido extraídos de Miyashiro (1979).

Dado que las rocas presentan un aumento del grado metamórfico de oeste a este y que las pegmatitas se localizan en la zona de más alto grado, los valores de temperatura de las rocas metamórficas que se consideran aquí, corresponden a los más elevados.

El carácter de los cuerpos pegmatíticos, concordantes y armónicos con la caja, indica un comportamiento plástico de ésta durante la intrusión. Por lo tanto, teniendo en cuenta los rangos de presión y temperatura similares (figura 2), la ausencia de bordes enfriados y el estado de la roca de caja, se puede suponer que la inyección pegmatítica se habría producido durante o poco después del evento metamórfico y deformacional que generó las estructuras noreste/suroeste. El carácter tardío-cinemático de los cuerpos se manifiesta en que los mismos nunca se encuentran plegados, lo que sí ocurre con venas de cuarzo presentes en los esquistos.

Otro elemento importante es la presencia de texturas de relleno lo que indicaría que en algún momento de la cristalización las condiciones habrían sido del tipo tensional, si bien regionalmente el patrón es compresional. Esto podría indicar que la intrusión pegmatítica se produjo en las etapas finales de la deformación.

Sin embargo, las condiciones de presión y temperatura estimadas no permitirían explicar la presencia de cianita y sillimanita en el contacto entre los cuerpos pegmatíticos y la roca de caja, como sucede en la mina Irene, aunque la cianita podría formarse a bajas presiones y temperaturas durante la silicificación y desalcalinización de la roca (Suk, 1983).

Por otra parte, ambos polimorfos de  $Al_2SiO_5$  pueden coexistir en condiciones de desequilibrio en

ambientes localizados de aureolas de contactos y pegmatitas, no relacionadas o en contradicción a los patrones regionales (Chinner *et al.*, 1969).

Además, Ahmad y Wilson (1982) indican que el metasomatismo de hidrógeno parece ser el mecanismo correcto en la fibrolitización de los minerales pre-existentes en Brooken Hill, Australia.

En la zona estudiada la presencia de polimorfos de alúmina (estauroлита, cianita y sillimanita), sumada a la existencia de granate y corindón, indica un alto contenido de aluminio que podría deberse a zonas localmente enriquecidas en ese elemento dentro de los esquistos, posiblemente en forma de lentes de moscovita casi pura.

Los cuerpos estudiados corresponden a pegmatitas de metales raros, las que frecuentemente se encuentran relacionadas genéticamente a granitos metaluminosos a peraluminosos, pertenecientes al tipo S de Chappell y White (1974).

En San Luis han sido mencionadas rocas magmáticas de este tipo en la zona de Renca: Granito de La Tapera (López de Luchi, 1987), en Los Avestruces (Etcheverry, 1987) y Las Aguadas (Ortíz Suárez, en preparación). Son cuerpos concordantes, de carácter sin a tardío-tectónico. La edad para este magmatismo se ubicaría, probablemente, en el Ordovícico inferior, puesto que para La Tapera se determinó una edad de  $485 \pm 30$  Ma (López de Luchi, 1987).

Geoquímicamente los granitos de Los Avestruces (Etcheverry, 1987) han sido clasificados como granitos per-aluminosos, en tanto que el plutón de La Tapera corresponde a un cuerpo subalcalino, meta a peraluminoso (López de Luchi, 1987).

La distribución de los cuerpos mencionados es más amplia teniendo en cuenta la existencia de rocas similares en una faja ubicada 20 km al este de la zona estudiada.

Otro elemento que apoya la asociación de las pegmatitas estanníferas con los granitos de tipo S de la Sierra de San Luis, es la contemporaneidad de ambos eventos, dado que las pegmatitas y granitos son concordantes y las primeras probablemente tardío-tectónicas en relación a la fase deformacional que generó las estructuras nornoreste/sursuroeste.

Si la existencia de fajas metamórficas de distintos grados en la Sierra de San Luis se debe a escalas tectónicas que representan diferentes niveles corticales puestos en contacto por fallas (Gordillo y Lencinas, 1979), o pliegues y fallas (Brodtkorb *et al.*, 1984), la faja que aloja a las pegmatitas representaría un nivel intermedio y los cuerpos graníticos (que generan tales pegmatitas y se encuentran

en fajas alternantes de mayor grado metamórfico) representarían niveles corticales inferiores. Es necesario destacar que si bien existen argumentos que sustentan tal hipótesis, no es un hecho totalmente probado que sea éste el patrón regional que controla la distribución de las rocas metamórficas en la Sierra de San Luis.

## CONCLUSIONES

Los yacimientos pegmatíticos de estaño se asocian a la zona de mayor temperatura de una faja metamórfica de grado bajo a medio (facies esquistos verdes).

La relación entre las pegmatitas y la roca de caja sugieren una intrusión tardío-tectónica, en una etapa en la que la roca metamórfica aún podría ser deformada por su gradiente geotérmico elevado.

Existe una relación genética de las pegmatitas a un evento granítico del Paleozoico inferior, sin a tardío-tectónico, meta a peraluminoso (granito tipo S).

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a la Dra. Lidia Malvicini, al Dr. Eduardo Llambías y a la Dra. Norma Brogioni la lectura crítica del trabajo, como asimismo las valiosas sugerencias vertidas.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- AHMAD, R. y C. J. L. WILSON, 1982. *Microestructural relationships of sillimanite and fibrolite at Brooken Hill, Australia*. Lithos, 15: 49-58.
- BRISBIN, W. C., 1986. *Mechanics of pegmatite intrusion*. En: R. H. Jahns Memorial Issue: *The Mineralogy, Petrology and Geochemistry of Granitic Pegmatites and related Granitic Rocks*. The American Mineralogist, 71 (3/4): 644-651.
- BRODTKORB, M. K. de, N. PEZZUTTI y L. H. DALLA SALDA, 1984. *Presencia de vulcanismo ácido en el Precámbrico de la Provincia de San Luis*. 9º Congr. Geol. Argent., Actas, 2: 181-190.
- CATALANO, L. R., 1929. *Nueva zona estañífera de la República Argentina*. Revista Minera, 1, Buenos Aires.
- CHAPPELL, B. W. y A. J. R. WHITE, 1974. *Two contrasting granite types*. Pacific Geology, 8: 173-174.
- CHINNER, G. A., J. V. SMITH y C. R. KNOWLES, 1969. *Transition-metal contents of  $Al_2SiO_5$  polymorphs*. Am. Journ. Sci., 267 (A): 96-113.

- ETCHEVERRY, R.**, 1987. *Geología y mineralización del área wolfrámica de Los Avestruces*. Departamento San Martín. Prov. de San Luis. Tesis Doctoral N° 489. Universidad Nacional de La Plata, (inédito).
- FRUTOS, R.**, 1963. *Estudio geológico expeditivo de la mina de estaño "Alto de la Chacra"*, Dpto. Pringles, Prov. de San Luis. Informe Dirección de Minería de San Luis, (inédito): 1-4.
- \_\_\_\_\_ y **H. MONI**, 1964. *Estudio geológico expeditivo de la mina de estaño "El Cóndor"*, Departamento Pringles, Provincia de San Luis. Informe Dirección de Minería de San Luis, (inédito): 1-5.
- GORDILLO, C. y A. LENCINAS**, 1979. *Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis*. En: *Segundo Simposio de Geología. República Argentina*. Acad. Nac. Cienc., 1: 577-650, Córdoba.
- KILMURRAY, J. O. y L. DALLA SALDA**, 1979. *Caracteres estructurales y petrológicos de la Sierra de San Luis*. Obra del Centenario, Mus. La Plata, 4: 167-178.
- \_\_\_\_\_ y **L. VILLAR**, 1981. *El basamento de la Sierra de San Luis y su petrología*. 8º Congr. Geol. Argent., Relatorio, 33-54.
- LAZNICKA, P.**, 1985. *Empirical metallogeny. Depositional Environments Lithologic Associations and Metallic Ores*. Elsevier, 1: 1005.
- LOPEZ DE LUCHI, N.**, 1987. *Caracterización geológica y geoquímica del plutón Las Taperas y del batolito de Renca, Sierra de San Luis, República Argentina*. 10º Congr. Geol. Argent., 4: 84-88, Tucumán.
- LLAMBIAS, E., C. CINGOLANI, R. VARELA, C. PROZZI, A. SUAREZ, R. CAMINOS, A. J. TOSELLI y J. SAAVEDRA**, 1991. *Leucogranodioritas sincinemáticas ordovícicas en la Sierra de San Luis, República Argentina*. 6º Congr. Geol. Chileno, 1: 187-191.
- MIYASHIRO, A.**, 1973. *Metamorphism and Metamorphic Belts*. George Allen & Unwin, London, 440 p.
- ORTIZ SUAREZ, A.**, 1988a. *Geología y Petrología del área de San Francisco del Monte de Oro, Provincia de San Luis*. Informe CONICET, (inédito), 75 p.
- \_\_\_\_\_, 1988b. *El Basamento de Las Aguadas, Provincia de San Luis*. Asoc. Argent. Mineral., Petrol. y Sedimentol., Rev., 19 (1-4): 13-24.
- PAGES, C.**, 1947. *Informe preliminar de las Minas "Yolanda e Irene"*, Departamento San Martín, Provincia de San Luis. Informe Dirección General Fabricaciones Militares, Buenos Aires, (inédito).
- PASTORE, F. y R. GONZALEZ**, 1954. *Descripción geológica de la Hoja 23g (San Francisco), San Luis*. Dir. Nac. Min., Bol., 95: 1-61, Buenos Aires.
- SOSA, G. M.**, en prensa. *Pegmatitas portadoras de estaño de la provincia de San Luis, Argentina, su geología, mineralogía y génesis*. 1º Reunión de Mineralogía y Metalogénesis, La Plata.
- SUK, M.**, 1983. *Petrology of Metamorphic Rocks*. Elsevier, 322 p.
- VARLAMOFF**, 1949. *Relations entre les facies des cristaux de cassiterite de la region de Kalima (Congo Belge) et la géologie de leurs gisements*. Annales Soc. Geol. Belgique, 73: 111-170.
- WINKLER, H. G. F.**, 1976. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer, New York, 334 p.

Recibido: 26 de julio, 1989.  
Aceptado: 26 de abril, 1992.

**A. ORTIZ SUAREZ**  
**G. M. SOSA**

CONICET  
Departamento de Geología y Minería  
Universidad Nacional de San Luis  
San Martín 895, 5700 San Luis  
Argentina

#### ADDENDA

En el lapso transcurrido desde la fecha de envío del presente trabajo (26-07-89) y su arbitraje, ha habido nuevos aportes sobre la petrología de los granitoides sintectónicos de la Sierra de San Luis (Llambías *et al.*, 1991).

## COMENTARIO

**PRESENCIA DE FLUJOS LAHARICOS EN LAS MARGENES DEL RIO GUALJAINA**

Carlos Beltramone

El motivo del presente comentario surge al analizar algunos aspectos del trabajo "Geomorfología de las márgenes del Río Gualjaina (Paralelo 43°S S.L.) Chubut" (Vizán, 1988).

En este se brinda una interesante y nueva información relacionada con aspectos geomorfológicos de la región y un significativo aporte que nos permitirá una mayor comprensión de la génesis y dinámica de los procesos actuantes.

La inquietud surge de la manifestación del autor sobre la presencia de flujos lahárlicos en la zona. Según la definición dada por Polanski (1966) "el lahar es un flujo rápido de escombros volcánicos más o menos calientes, saturados de agua de distinto origen, que corren por gravedad cuesta abajo sobre las pendientes de un volcán en plena acción".

Según Cotton (1944) se propuso el término lahar a los torrentes de barro volcánicos, para diferenciarlos de los torrentes de barro en regiones semiáridas, conocidos comúnmente como "aluviones" o "aludes de barro y piedra".

Depósitos de remoción en masa para la zona ya fueron mencionados por Lage (1982) y Volkheimer (1965), este último sugirió que "estos depósitos se deben probablemente a una corriente de barro", "en condiciones de clima árido" que podrían coincidir con los depósitos de remoción en masa mencionados por el autor al sur del área en cuestión.

De acuerdo a los antecedentes bibliográficos a mi alcance, son sin duda los primeros lahares modernos reconocidos para la zona y en general para la Patagonia Extraandina, y lamentablemente la descripción no facilita la formación de una idea definida sobre las características de la entidad reco-

nocida. Sería de sumo interés, para una mejor interpretación de la evolución morfológica del área, que el autor facilite mayor información en cuanto a:

- Características del sedimento resultante del flujo lahárlico como ser: consolidación, cementación, disposición de las capas, etc.
- Factores y causas que condicionaron su movimiento.
- Aspectos geomorfológicos del mismo.
- Ubicación con mayor precisión del "volcanismo moderno" que dió origen a estos flujos, dentro de la secuencia estratigráfica regional, ya sea homologando a estos depósitos con alguna entidad volcánica conocida o en lo posible darles un nuevo nombre formacional.

**TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO**

- COTTON, C. A.**, 1944. *Volcanoes as Landscape Form*. Whitcombe and Tombs, Ltd., Wellington.
- LAGE, J.**, 1982. *Descripción Geológica de la Hoja 43c, Gualjaina, Prov. del Chubut*. Serv. Geol. Nac., Nº 189.
- POLANSKI, J.**, 1966. *Flujos rápidos de escombros rocosos en zonas áridas y volcánicas*. Ed. Eudeba.
- VIZAN, H.**, 1988. *Geomorfología de las márgenes del Río Gualjaina (Paralelo 43° S S.L.) Chubut*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 43 (3): 412-414.
- VOLKHEIMER, W.**, 1965. *Bosquejo Geológico del nordeste del Chubut extrandino (Zona Gastre-Gualjaina)*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 28 (1): 13-36.

**C. BELTRAMONE**Centro Nacional Patagónico  
9120 Puerto Madryn, Chubut

## NOTA BREVE

**VOLCANISMO PALEOZOICO SUPERIOR-TRIASICO EN EL SUR DE LA SIERRA DE VOLCAN, PROVINCIA DE SAN JUAN**

Nora A. Rubinstein

**INTRODUCCION**

El objeto del presente trabajo es dar a conocer nuevas observaciones geológicas realizadas en el área de Cerro Colorado en la Precordillera occidental de la provincia de San Juan (figura 1). La única mención bibliográfica existente hasta la fecha de la geología del Cerro Colorado corresponde a Furque (1963) quien asignó estos afloramientos a la Formación Punilla (Devónico). Los estudios realizados han permitido reconocer un conjunto de rocas volcánicas y volcanoclásticas que aquí se asignan por similitud litológica al Paleozoico superior-Triásico (Formación Cerro Chuscho y Grupo Choiyoi). Esta secuencia yace concordantemente sobre la Formación Cortaderas de edad Carbonífera inferior (Limarino *et al.*, 1988) y está cubierta por las sedimentitas de la Formación Rodeo de edad Miocena superior (Beer *et al.*, 1987) (figura 2).

**ESTRATIGRAFIA****Formación Cortaderas (Furque, 1963)**

La base de los afloramientos volcanoclásticos reconocidos en la comarca está constituida por conglomerados muy consolidados color gris verdoso, constituidos por un 50 % de clastos que alcanzan hasta 5 cm de longitud y un 50 % de matriz. La composición de los clastos es variada siendo los más abundantes los de areniscas. En menor proporción se observan clastos de areniscas conglomerádicas, lutitas, dacitas, granitos y riolitas. Estos afloramientos se asignan aquí, por similitud litológica con afloramientos reconocidos en zonas aledañas, a la Formación Cortaderas.

**Rocas volcánicas y volcanoclásticas****Colada de Andesita**

Por encima de la Formación Cortaderas se encuentra una colada cuyo espesor máximo es de 5 m.

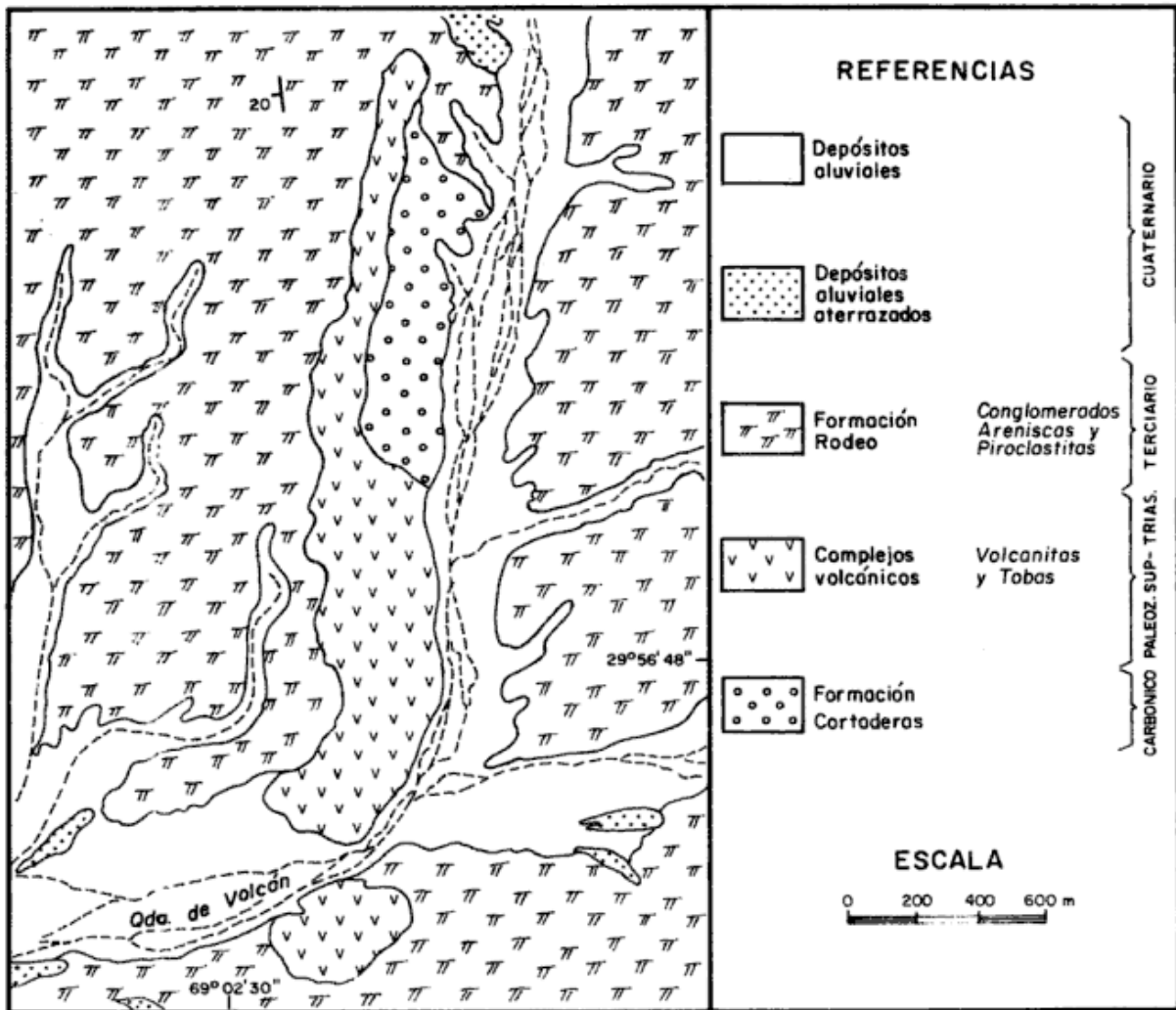
Presenta disyunción columnar bien marcada y su color es rosado con un tinte verdoso consecuencia de la alteración. Microscópicamente se observa que la roca es de composición andesítica y presenta propilitización moderada. Su textura es vesicular y porfírica y está compuesta por fenocristales de plagioclasa (andesina) y de máficos (anfíboles?) totalmente reemplazados por opacos, epidoto y carbonatos. La pasta se compone de microlitos de oligoclasa entre los cuales se encuentra clorita acompañada de carbonatos y epidoto. Las vesículas están rellenas por cuarzo, epidoto y carbonatos.

**Depósitos de brechas**

Estos depósitos, que se encuentran por encima de la colada presentan bajo grado de consolidación y estratificación grosera en bancos cuyas potencias oscilan entre 0,5 y 3 m observándose además lentes de hasta 1 m de longitud. Su color es gris oscuro y están compuestos por un 60 % de clastos de tamaño muy variado pudiéndose observar algunos de hasta 5 m de longitud. En su mayoría presenta composición andesítica (similar a la de las coladas) sien-



Figura 1: Mapa de ubicación.



**Figura 2:** Geología del Cerro Colorado. Realizado en base a datos de campo y fotointerpretación (fotografías aéreas provistas por el IGM).

do muy escasos los de arenitas. La matriz es wáckica y está compuesta principalmente por cristoclastos siendo los más abundantes los de cuarzo. La plagioclasa (oligoclasa) es escasa y el microclino muy raro. Los fragmentos líticos más comunes son los de pelitas observándose en menor proporción riolitoides, arcosas y esquistos cuarzosos. La matriz de la wacke es de tipo ortomatrix y está compuesta por sericita.

#### Piroclastitas reelaboradas

En fuerte discordancia por encima de las brechas se encuentran areniscas conglomerádicas moradas de distribución muy irregular que alcanzan hasta 40 m de potencia. Presentan estratificación bien marcada y lentes de hasta 2 m de espesor. Los clastos mayores de esta roca alcanzan los 30 cm de longitud y corresponden prin-

cipalmente a wackes, siendo escasos los de andesitas. Microscópicamente se observa que está compuesta principalmente por vitroclastos completamente devitrificados a un intercrecimiento de cuarzo y feldespatos. Los fragmentos líticos son escasos (espilitas?). Los cristoclastos son en su mayoría de cuarzo y en menor proporción de plagioclasa sódica. La matriz tiene textura felsítica y argilización moderada. Toda la roca presenta una intensa limonitización y motas de carbonato.

#### Depósitos de tobas

La sección inferior de la secuencia está compuesta por una alternancia de tobas aglomerádicas finas y gruesas. Los niveles más gruesos presentan color rojo y potencias que oscilan entre los 0,5 y los 3 m. Los niveles más finos son de color blanco ama-

rillento, presentan partición en lajas y espesores entre 20 y 30 centímetros.

La sección media está integrada por 7 m de tobas blanco amarillentas con partición en lajas. El estudio microscópico muestra que está compuesta principalmente por cristaloclastos de cuarzo y de plagioclasa sódica. Hay presentes fragmentos pumíceos desvitrificados a un intercrecimiento de cuarzo y feldespato y escasos fragmentos de volcanitas con textura variolítica (espilitas?). Los líticos no volcánicos son raros y corresponden a areniscas, cuarcitas, wackes y lutitas. La matriz está constituida por un intercrecimiento de cuarzo y feldespato producto de la desvitrificación.

La sección superior, de aproximadamente 30 m de potencia, es de color blanco amarillenta y está compuesta por una matriz tobácea dentro de la cual se observan clastos de tobas con marcada laminación que alcanzan hasta 0,5 m de longitud en su dimensión mayor. Estos se disponen sin orientación preferencial dentro de la matriz.

Toda la secuencia piroclástica descrita presenta una diaclasamiento subvertical de espaciamiento irregular.

#### Intrusivos mesosilíceos

Cortando a los depósitos piroclásticos se observa un sistema de diques verticales de distribución aproximadamente radial. Estos presentan espesores de entre 5 y 10 m y disyunción columnar poco marcada. Su textura es porfírica y amigdaloides y están compuestos por fenocristales de plagioclasa profusamente alterados a arcillas y sericita. Los máficos (piroxenos?) se encuentran totalmente reemplazados por clorita, carbonato, opacos y pequeñas cantidades de cuarzo y mica blanca. La pasta, de textura pilotáxica, está integrada por microlitos de plagioclasa entre los cuales se observan pequeñas cantidades de cuarzo. Asociado a los diques se observa un pequeño neck de textura porfírica y composición fenodasítica, con intenso diaclasamiento en distintas direcciones.

Intruyendo a las brechas y en relación incierta respecto del resto de la secuencia se encuentra un cuerpo de composición dacítica con disyunción en bloque. Microscópicamente está compuesto por fenocristales de plagioclasa parcialmente albitizados, fenocristales de máficos (anfíboles?) completamente reemplazados por clorita, epidoto y opacos y escasos fenocristales de cuarzo. La pasta está integrada por cuarzo y feldespato alcalino en textura felsítica.

#### Intrusivos riolíticos

El Cerro Colorado en sí está compuesto por un domo riolítico de color rojo intenso con un fuerte diaclasamiento paralelo a sus bordes. Este cuerpo intruye a toda la secuencia hasta aquí descrita salvo al pórfido dacítico. Microscópicamente la roca presenta textura porfírica y está constituida principalmente por fenocristales de oligoclasa albitizados y sericitizados. Los máficos son escasos y corresponden a biotita parcialmente reemplazada por mica blanca y opacos. La pasta se compone de cuarzo y microlitos de feldespato alcalino en textura microgranosa. También hay presentes cristallitos de opacos asociados a sericita, motas de carbonato y venillas de sílice.

La parte cuspidal del domo tiene textura brechosa. La observación microscópica muestra que los autoclastos de riolita están cementados por una pasta esferulítica en la que se distinguen microlitos esqueléticos de plagioclasa y opacos.

Próximo al pórfiro afloran dos diques riolíticos de espesor variable que intruyen tanto a las brechas y coladas como a la secuencia piroclástica. En corte delgado presentan textura glomero-porfírica con fenocristales de plagioclasa (oligoclasa?) con argilización profusa y sericitación leve. La pasta, de textura felsítica, está constituida por feldespato alcalino y en menor proporción cuarzo. También se observan cúmulos de limonitas rojizas.

#### CONSIDERACIONES

Si bien el objetivo del presente trabajo es dar a conocer las novedosas observaciones realizadas en el Cerro Colorado, basándose en la composición litológica y las relaciones de campo observadas se establecen aquí correlaciones tentativas que permiten componer el esquema estratigráfico de este área (ver tabla 1). De esta manera se han agrupado las volcanitas estudiadas en dos complejos volcánicos. El complejo más antiguo estaría constituido por la colada andesítica y las brechas depositadas sobre la misma. Este sería correlacionable con la Formación Cerro Chuscho (Aceñolaza *et al.*, 1971), compuesta por cuerpos de andesitas gris oscuras a negras, afaníticas, con texturas de brechamiento de carácter local, descrita en la precordillera de Jagüe, provincia de La Rioja. Posteriormente González y Bossi (1986) amplían su descripción citándola como un complejo volcánico sedimentario integrado por bancos de conglomerados, diamictitas y rocas andesíticas.

Tabla 1. Cuadro estratigráfico

PERIODO	LITOLOGIA	UNIDAD LITOLOGICA
CUATERNARIO	Depósitos aluviales	
	Depósitos aluviales aterrazados	
TERCIARIO	Conglomerados areniscas y piroclásticas	FORMACION RODEO
PERMO-TRIASICO	Domo y diques riolíticos Pórfiro andesítico (?), diques y neck  Tobas  Arenisca volcánica	GRUPO CHOYOI
CARBONICO INFERIOR TARDIO	Depósitos de brechas  Coladas de andesitas	FORMACION CERRO CHUSCHO
CARBONICO INFERIOR	Conglomerados	FORMACION CORTADERAS

El complejo volcánico más moderno está constituido por las volcanitas que afloran por encima de las brechas en relación de discordancia. Esta secuencia, por las características petrográficas que presenta, se correlacionaría con el Grupo Choyoi el cual ya ha sido descrito en el ámbito de la precordillera occidental sanjuanina (Baldis *et al.*, 1982; Sessarego, 1988, entre otros).

No se descarta sin embargo la posibilidad de que ambos complejos formen parte del Grupo Choyoi, ya que existen autores (Cortés, 1985, entre otros) que proponen la existencia de una discordancia entre los términos andesíticos-dacíticos inferiores y los riolíticos-ignimbríticos superiores.

El esquema estratigráfico propuesto en este trabajo podrá ser corroborado con dataciones radiométricas y análisis químicos de las distintas litologías aflorantes en la comarca los que permitirán establecer correlaciones más precisas.

## AGRADECIMIENTOS

La autora agradece a la Dra. M. M. L. Koukharsky por la dirección de los trabajos y a los Dres. S. Poma y C. Limarino por la lectura crítica del texto.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ACEÑOLAZA, A., A. TOSELLI y A. BERNASCONI, 1971. *La precordillera de Jagüel, La Rioja, Argentina. Su importancia geológica y estructural*. Acta Geológica Lilloana, 11: 14, Tucumán.
- BALDIS, B., M. BERESI, O. BORDONARO y A. VACA, 1982. *Síntesis evolutiva de la precordillera argentina*. 5º Congr. Latinoam. Geol., Actas, 4: 399-445, Buenos Aires.
- BEER, J., T. JORDAN y N. JOHNSON, 1987. *Velocidad de sedimentación y ambientes sedimentarios asociados con el desarrollo mioceno de la Precordillera, Huaco, provincia de San Juan, República Argentina*. 10º Congr. Geol. Argent., Actas, 2: 83-86, Tucumán.
- CORTES, J., 1985. *Vulcanitas y sedimentitas lacustres en la base del Grupo Choyoi al sur de la estancia Tambillos, provincia de Mendoza, República Argentina*. 4º Congr. Geol. Chileno, 1: 89-108.
- FURQUE, G., 1963. *Descripción geológica de la Hoja 17b, Guandacol, provincia de La Rioja-provincia de San Juan*. Serv. Geol. Nac., Bol., 92, Buenos Aires.
- GONZALEZ, C. y G. BOSSI, 1986. *Los depósitos carbónicos al oeste de Jagüel, La Rioja*. 4º Congr. Argent. Paleontol., Actas, 1: 231-236, Mendoza.
- LIMARINO, O., S. CESARI y R. PAGE, 1988. *Nuevas precisiones acerca de la edad de algunas fases diastólicas del Paleozoico superior argentino*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 43 (4): 562-566, Buenos Aires.
- SESSAREGO, E., 1988. *Estratigrafía de las secuencias epiclásticas devónicas a triásicas aflorantes al norte del río San Juan y al oeste de la sierra del Tigre, provincia de San Juan*. Univ. de Buenos Aires, Tesis Doctoral, inédito.

Recibido: 7 de diciembre, 1990.

Aceptado: 18 de marzo, 1992.

N. A. RUBINSTEIN

Departamento de Ciencias Geológicas  
UBA - CONICET



NOTA BREVE

# LA RIOLITA CON TOPACIO DEL CERRO CHIVINAR, DEPARTAMENTO LOS ANDES, PROVINCIA DE SALTA

Magdalena Koukharsky, Fernando Pereyra, Mariela Etcheverría y Silvia Lanés.

## INTRODUCCION

Entre los representantes del volcanismo ácido, las riolitas con topacio son rocas poco comunes. Ellas suelen formar domos u otros cuerpos subvolcánicos y raramente niveles lávicos extrusivos, siendo testimonio de una fase rica

en F vinculada al magmatismo. El topacio suele aparecer en la pasta como cristales anhedrales o bien rellenando cavidades y frecuentemente en cristales aciculares con disposición radiada.

Afloramientos de estas rocas de edad cenozoica fueron encontrados en la provincia geológica de la

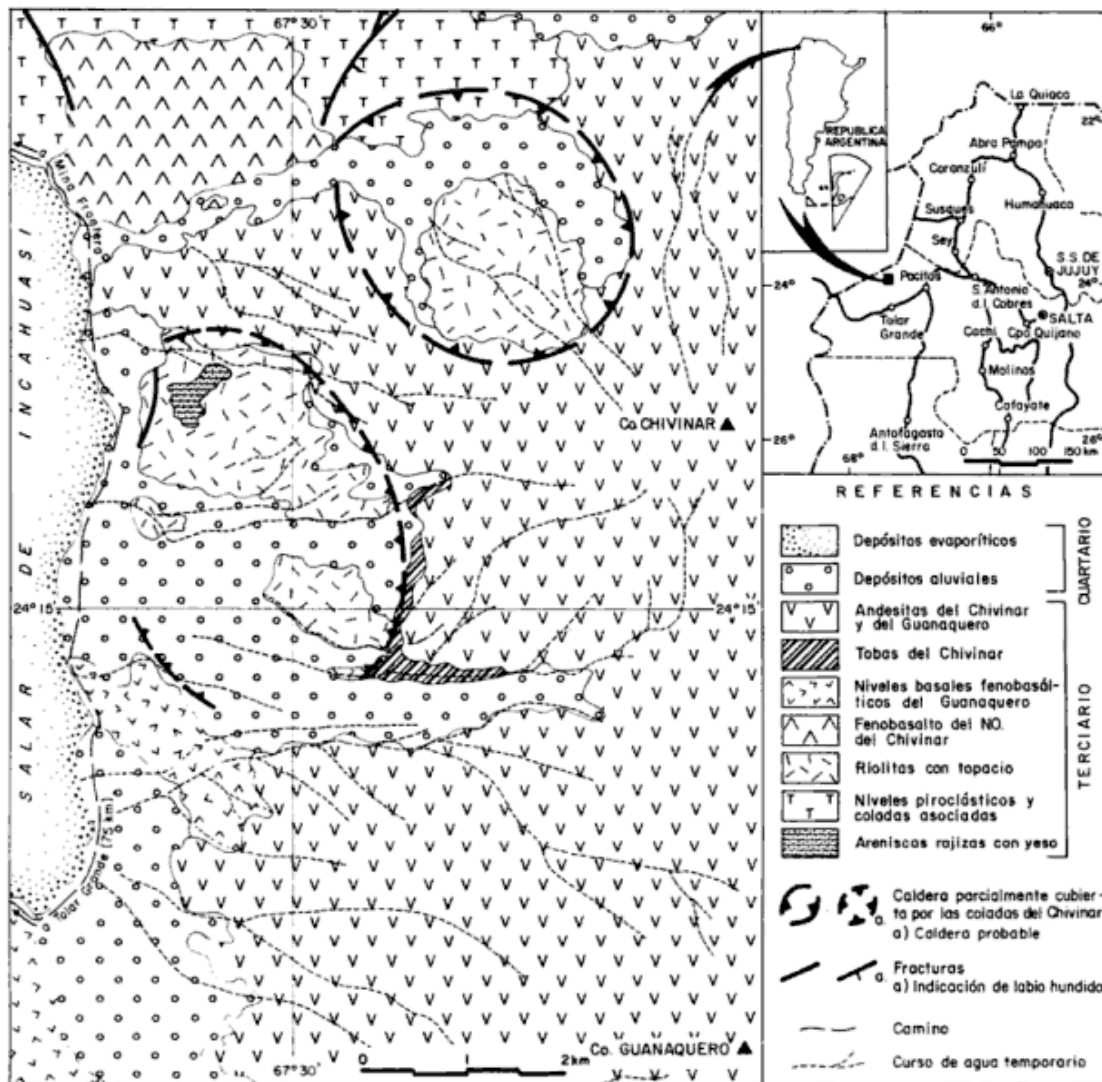


Figura 1: Distribución de los afloramientos y esquema de ubicación.

Puna, en las vertientes norte y oeste del cerro Chivinar (figura 1).

## DISCUSION

Se trata de riolitas topacíferas de colores blancos y rosados, con diaclasamiento subvertical espaciado entre 0,5 y 2 cm, alcanzando en algunos casos los 8 cm. Sus afloramientos se extienden en un área de 8 x 4 km interrumpidos por una faja lávica del Chivinar, pudiendo tratarse de dos cuerpos alojados en calderas, cubiertos posteriormente por la toba y el nivel andesítico del volcán Chivinar (figura 1).

Constituyen su roca de caja sedimentitas rojas con yeso a las que en la región se considera depositadas en una cuenca desarrollada entre el Eoceno medio y el Mioceno medio (Coira *et al.*, 1982; Alonso *et al.*, 1984) y, como ya se mencionó, están cubiertas por el nivel de andesita hornblendífera-biotítica (en partes con una toba asociada), del volcán Chivinar, a la que por correlaciones se ha atribuido probable edad pliocena (Koukharsky, 1988). De este modo la edad de la riolita topacífera quedaría acotada entre el Mioceno medio y el Plioceno (\*).

Al norte y oeste de sus afloramientos se destacan varios niveles de tobas pumicíticas escasamente consolidadas cubiertas por derrames de fenobasaltos afíricos de reducida extensión. Como la riolita se aloja en calderas que podrían relacionarse con las rocas piroclásticas, se supone que podría ser posterior a ellas y quizás coetánea con los fenobasaltos.

Petrográficamente es una roca maciza, holocristalina, que contienen entre 3 y 8 % de fenocristales idiomorfos, aunque frecuentemente fracturados, de oligoclasa (An15) de alrededor de 0,5 mm, apreciándose escasísimos individuos de 3 mm de largo. La pasta es microgranosa compuesta por feldespato alcalino y cuarzo, llegando en algunos afloramientos a tener una textura particular "casi granofrica" debida al idiomorfismo con hábito bipiramidal corto de este último componente, pero donde los pequeños cristales vecinos no presentan similar orientación óptica. En esta pasta se distribuyen los cristales de topacio frecuentemente asociados con agregados de fluorita.

Cuerpos de riolitas con topacio con edades isotópicas comprendidas entre 0,5 y 50 Ma, comparables a los aquí descritos, afloran en el oeste de Estados Unidos y en Méjico, habiendo merecido especial atención en trabajos recientes debido a su íntima relación con depósitos volcanogénicos de interés económico de elementos litófilos como Be, U, F y Sn, considerándose además indicadores valiosos de diferentes tipos de mineralización subsuperficial, como venas de metales base y preciosos, skarns ricos en fluorita, pórfiros de Mo-W-Sn, etc., (Burt *et al.*, 1982, Burt y Sheridan, 1985, Christiansen *et al.*, 1984, 1986).

Dichas riolitas topacíferas fueron contemporáneas y/o posteriores a un magmatismo calcoalcalino y basáltico en la provincia Basin and Range, a lo largo del rift del río Grande y en Montana, coincidiendo con episodios de tectonismo extensional, y se las considera los equivalentes extrusivos de granitos anorogénicos (Burt *et al.*, 1982).

Para las riolitas topacíferas de América del Norte Christiansen *et al.* (1986) resumen un modelo petrogenético con cuatro variantes, para explicar las diferentes asociaciones observadas y estudiadas, las cuales vinculan con ambientes algo diferentes de emplazamiento, pero que en todos los casos consideran al componente magmático derivado de las rocas precámbricas del Cratón de Norteamérica, por descomposición de sus silicatos hidratados debido al flujo de calor resultante del emplazamiento de magmas máficos en, o cerca de, la base de la corteza. En ambientes extensionales no habrá "mixing" y las riolitas topacíferas serán coetáneas con basaltos (los últimos pudiendo estar contaminados) constituyendo una asociación bimodal típica según lo consideraron Christiansen y Lipman en 1972 (ver Christiansen *et al.*, 1986).

En nuestro caso, como ya fue señalado, existen fenoblastos cuya erupción podría haber ocurrido en el tiempo del emplazamiento de las riolitas topacíferas. Posteriores dataciones radimétricas confirmarían o no esta posibilidad. Un basamento granítico es común en la región y su existencia está probada por la presencia de sus fragmentos (alterados) en una fractura que atraviesa el borde noroeste del cuerpo de las riolitas topacíferas.

## CONCLUSIONES

El hallazgo de estas rocas en un sector de la Puna argentina alienta la prospección de yacimientos de interés económico para los elementos mencionados y señala la presencia de un episodio de tectónica extensional en el intervalo Mioceno superior-

(\*) Con posterioridad a la presentación de este trabajo, el nivel andesítico fue datado por el método K/Ar (RT) en  $9,0 \pm 0,4$  Ma.

Plioceno, que es anterior a los derrames andesíticos que construyeron los actuales edificios volcánicos del Chivinar y del Guanaquero. Al respecto podemos agregar que en Méjico se ha sugerido que la edad de estas rocas coincide con un cambio en el ángulo de inclinación de la zona de subducción, según lo señalaron Ruiz en 1983 y Huspeni *et al.*, 1984 (ver Burt y Sheridan, 1985).

#### AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento al señor Omar Espinoza y a su empresa con sede en Pocitos, por la desinteresada colaboración brindando auxilio mecánico en la zona, durante la campaña realizada en mayo de 1989.

Este trabajo forma parte de los estudios que se están llevando a cabo en la zona en el marco del proyecto "Alteración hidrotermal relacionada con el volcanismo cenozoico en la región del este del Salar de Incahuasi, departamento Los Andes, provincia de Salta", que cuenta con un subsidio de la Universidad de Buenos Aires (UBACYT Ex. 051, Res. 3085/88 C.S.).

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

ALONSO, R., J. VIRAMONTE y R. GUTIERREZ, 1984. *Puna Austral. Bases para el subprovincialismo geológico de la Puna Argentina*. 9º Congr. Geol. Argent., Actas, 1: 43-63, Buenos Aires.

BURT, D. M. y M. F. SHERIDAN, 1985. *Relation of topaz rhyolite volcanism to uranium mineralization in the western United States of America*. En: *Uranium Deposits in Volcanic Rocks*. Proc. Techn. Comm. Meet. on Uran. Dep. in Volc. Rocks. International Atomic Energy Agency: 337-344, Viena.

\_\_\_\_\_, M. F. SHERIDAN, J. V. BIKUN y E. H. CHRISTIANSEN, 1982. *Topaz Rhyolites. Distribution, Origin and Significance for Exploration*. Econ. Geol., 77: 1818-1836, El Paso, Texas.

COIRA, B., J. DAVIDSON, C. MPODOZIS y V. RAMOS, 1982. *Tectonic and Magmatic Evolution of the Andes of Northern Argentina and Chile*. Earth Sci. Rev., 18: 303-332, Amsterdam.

CHRISTIANSEN, E. H., J. V. BIKUN, M. F. SHERIDAN y D. M. BURT, 1984. *Geochemical evolution of topaz rhyolites from the Tomas Range and Spor Mountain, Utah*. Am. Min., 69: 223-236.

\_\_\_\_\_, M. F. SHERIDAN y D. M. BURT, 1986. *The Geology and Geochemistry of Cenozoic Topaz Rhyolites from the Western United States*. Geol. Soc. Am. Sp. Paper, 1-82, Colorado.

KOUKHARSKY, M. M. L., 1988. *Geología de la Puna en la región que media ente el cerro Socompa y el cerro Tul Tul, provincia de Salta*. Tesis Doctoral, Univ. Buenos Aires, 1-89, Buenos Aires, inédito.

Recibido: 17 de setiembre, 1989.

Aceptado: 25 de marzo, 1992.

M. M. L. KOUKHARSKY  
F. X. PEREYRA

CONICET  
Departamento Ciencias Geológicas  
Universidad de Buenos Aires, Argentina

M. ETCHEVERRIA  
S. LANES

Departamento Ciencias Geológicas  
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales  
Universidad de Buenos Aires  
Ciudad Universitaria - Pabellón II  
1428 Núñez, Buenos Aires, Argentina.

## AGRADECIMIENTO A ARBITROS

La Subcomisión de Publicaciones de la Asociación Geológica Argentina agradece la eficaz colaboración prestada por los siguientes colegas que han actuado durante el año 1991 como árbitros de manuscritos enviados para su publicación en esta Revista:

- Dr. A. J. Amos (PROGEB, Bariloche)
- Dr. E. Aragón (CIG, La Plata)
- Dr. S. Archangelsky (Museo Argentino de Ciencias Naturales, Buenos Aires)
- Dra. S. Ballent (Museo de Ciencias Naturales, La Plata)
- Dr. L. Benedetto (Universidad Nacional de Córdoba)
- Dra. M. Brodtkorb (Universidad de Buenos Aires)
- Dr. R. Caminos (Servicio Geológico Nacional)
- Dr. C. Cingolani (CIG, La Plata)
- Dr. A. Cuerda (CIG, La Plata)
- Dr. F. Fidalgo (Universidad Nacional de La Plata)
- Dr. J. Gebhard (Universidad Nacional de La Plata)
- Ing. P. Girardi (Universidad Nacional de San Juan)
- Dr. G. González Bonorino (Universidad de Buenos Aires)
- Dr. E. González Díaz (Universidad de Buenos Aires)
- Dr. M. Iñiguez Rodríguez (Universidad Nacional de La Plata)
- Dr. F. Isla (Centro de Geología de Costas, Mar del Plata)
- Dr. L. Legarreta (Astra, Buenos Aires)
- Dr. C. Limarino (Universidad de Buenos Aires)
- Dra. L. Malvicini (Universidad de Buenos Aires)
- Dr. M. Mazzoni (CIG, La Plata)
- Dra. M. Morbelli (Universidad Nacional de La Plata)
- Dr. G. Parker (Servicio de Hidrografía Naval)
- Dr. J. Rabassa (CADIC, Ushuaia)
- Dr. V. Ramos (Universidad de Buenos Aires)
- Dr. C. Rapela (CIG, La Plata)
- Dr. R. Reymont (Universidad de Uppsala, Suecia)
- Dr. A. Riccardi (Museo de Ciencias Naturales, La Plata)
- Dra. N. Sabbatini (Museo de Ciencias Naturales, La Plata)
- Dr. J. Salfity (Universidad Nacional de Salta)
- Dr. L. Spalletti (CIG, La Plata)
- Dr. P. Stipanovic (CONICET, Buenos Aires)
- Dr. A. Toselli (Universidad Nacional de Tucumán)

## HOMENAJE

**ENRICO FOSSA MANCINI (1884-1950): SU VIDA Y OBRA EN ITALIA, VENEZUELA Y ARGENTINA**

Franco Urbani

**ASPECTOS BIOGRAFICOS**

Nació el 7 de diciembre de 1884 en Jesi, provincia de Ancona, Italia, hijo de una vieja y noble familia. Cursó estudios de secundaria en el Reggio Liceo di Spoleto. Intentó entrar en el servicio diplomático para lo cual se graduó de Jurum Doctor en la Universidad de Perugia en 1907, pero por su interés en las ciencias naturales durante un año siguió estudios de física y matemáticas en la Real Universidad de Roma (1909-1910), allí fue atraído por las disciplinas geológicas, graduándose como Doctor de Ciencias Naturales en la Real Universidad de Pisa (1910-1913), con una tesis en paleontología sobre el género *Hammatoceras*.

Durante la Primera Guerra Mundial sirvió a su país como oficial de artillería (1916), como piloto de aviación (1917), y luego como observador de balones fijos (1918).

Desde su graduación hasta 1921 fue asistente en el Instituto de Geología de la Real Universidad de Pisa, llegando a ser "Liberio Docente" de la misma Universidad. Desde 1921 a 1923 trabajó en Italia como geólogo del Reale Ufficio Geológico, y en la segunda mitad de 1922 realizó investigaciones geológicas en Venezuela, para hacer reconocimientos geológicos principalmente para la búsqueda de petróleo en zonas ya sea en posesión de italianos o donde pudieran entrar empresas italianas. En 1923 fue designado profesor de geología en la Real Universidad de Cagliari, pero continuando su trabajo con el Reale Ufficio Geológico hasta 1926, en ese período estudió las posibilidades petroleras de las provincias de Módena y Bologna.

En 1927 fue a Argentina contratado por la empresa Yacimientos Petrolíferos Fiscales (YPF) para trabajar en la región de Comodoro Rivadavia (Patagonia), en principio como Jefe de la Comisión Geológica, para el estudio de la región del Golfo y San Jorge; poco tiempo después organiza la División Geológica y se convierte en Geólogo Jefe,



manteniendo este cargo hasta 1939. Desde allí preparó el vasto programa de exploración llevado a cabo durante esos años, haciendo extender las áreas de exploración y explotación del petróleo en Argentina. Reconoció en Comodoro Rivadavia la existencia de un campo de fallas, y el conocimiento de este hecho permitió orientar la búsqueda de nuevas ubicaciones de pozos, e hizo modificar las anteriores concepciones acerca de las condiciones estructurales de ese yacimiento. Por su iniciativa se crea la División de Geofísica y el Laboratorio Petrográfico. Adicionalmente dedicó especial cuidado para formar un cuerpo competente de geólogos petroleros argentinos. Desde YPF creó su plan de becas y en muchos casos supervisó personalmente sus campos de entrenamiento, siendo para ellos una constante guía durante sus años de estudiante.

En 1939 renunció a YPF pasando a ser profesor de mineralogía y petrografía y jefe del departamen-

to de geología del Instituto del Museo de la Universidad Nacional La Plata, y al mismo tiempo y con apoyo de YPF dicta cursos en el Instituto del Petróleo de la Universidad de Buenos Aires, en áreas como geología del petróleo y del gas natural, introducción a la geofísica minera, geología de campaña y geología estructural. Dominaba las principales lenguas modernas, así como el griego y el latín, por lo cual durante varios años fue profesor de latín *ad honorem* en el Instituto del Museo.

Sus biógrafos señalan que el Dr. Fossa Mancini dejó publicados más de 115 trabajos relativos a geología general y regional, hidrogeología, geología militar, geología del petróleo, geofísica aplicada a la búsqueda de petróleo, geografía física, petrografía y paleontología.

Entre sus principales trabajos señalaremos los siguientes: sobre los foraminíferos del lago Pangong y sobre los fósiles eocénicos del Ladak; en su trabajo sobre el orden Ammonoidea se manifestó en contra de la idea general de ubicarlos entre los cefalópodos, y expresó que ellos deberían ser considerados como un grupo *insertae sedis* en el phylum Mollusca, sin incorporarlos a ninguna de las cinco clases generalmente reconocidas. De sus trabajos de índole geológica se pueden mencionar el relativo a fallas en la Sierra de Morado donde dió a conocer una clasificación de las fallas con criterio geométrico, y por otro lado citaremos sus estudios sobre las capas fosilíferas del Bajo de Velis en San Luis y sobre las transgresiones marinas en el Antracolíptico de América del Sur. En 1938 analizó las teorías de Wegener y Du Toit, en los últimos años de su vida había vuelto a considerar las hipótesis de deriva continental, dejando inconcluso un trabajo sobre la congruencia de las costas atlánticas de África y América del Sur, aportando numerosos datos geológicos para demostrar las relaciones entre ambos. Entre los trabajos relativos a la geología petrolera vale mencionar los relacionados al yacimiento de Comodoro Rivadavia, a la provincia de Mendoza, a la aplicación de métodos geofísicos en la búsqueda de petróleo en Argentina, también un estudio del yacimiento de Fontevivo en Italia. En los últimos años dedicó sus estudios a temas puramente científicos, entre ellos algunos sobre los meteoritos del Museo de La Plata.

Fossa Mancini fue fundamentalmente un científico y un investigador, con una mente brillante y úrgido por una inagotable curiosidad científica, encontrando sujetos de sus estudios en los campos de la geología, paleontología, mineralogía, física y matemáticas. Su bibliografía de más de 115 tra-

bajos publicados en revistas técnicas y científicas demuestra sus vastos conocimientos en esas ciencias.

Fue miembro de la Sociedad Toscana de Ciencias Naturales (Pisa), Sociedad Geológica Italiana (Roma), Sociedad Italiana de Ciencias Naturales (Milán), Sociedad Científica Argentina (Buenos Aires) y AAPG (USA, desde 1931).

Como característica de su bagaje académico Europeo, su conocimiento científico y técnico estaba complementado por una sólida cultura clásica. Tuvo un refinado espíritu y un fino sentido del humor que le permitió presentar siempre una sonrisa, aún en las inevitables situaciones desagradables que todo hombre encuentra durante su vida.

El Dr. Fossa Mancini murió el 12 de marzo de 1950 víctima de un arrollamiento por un vehículo guiado por manos anónimas. Con ello la profesión geológica perdió a un apreciado y valioso miembro.

Estos datos biográficos han sido extractados de Frenguelli (1950), Herrero (1953) y Radice (1950), así como de fuentes inéditas.

#### BIBLIOGRAFIA DE FOSSA MANCINI

1914. *Osservazioni critiche su gli "Hammatoceras"*. Atti d. Soc. Tosc. di Sc. Nat., Processi verbali (Pisa, Nistri), 23.
1915. *Qualche nuova osservazione sulla grotta di Vermino (Marche)*. Mondo Sotteraneo (Udine, Del Bianco), 10 (4-6), 8 p.  
*La presenza del pliocene nella collina di Rosora, in provincia di Ancona*. Atti d. Soc. Tosc. di Sc. Nat., Processi verbali, 24 (4), 4 p.  
*Lias e giura nella montagna Rossa*. Atti d. Soc. Tosc. di Sc. Nat., Memorie, 30, 30 p.  
*Note di ammonitologia. I, Le ammoniti dell'alta Brianza descritte e figurate da H. Rassmuss*. Riv. Italiana di Paleont. (Parma), 21 (3).
1916. *Note di Ammonitologia. II, A propositi di alcune recenti pubblicazioni riguardanti ammoniti Liassiche*. Riv. Italiana di Paleont., 22.  
*Studio geologico di tre sorgenti proposte per l'acquedotto di Jesi*. Atti d. Soc. Tosc. di Sc. Nat., Memorie, 31.
1918. *Catalogo dei fossili dell'Appennino centrale conservati nel Museo di Pisa, parte I*. Palaeontogr. Ital.
1919. *Probabili rapporti filogenetici di alcune ammoniti liassiche*. Atti d. Soc. Tosc. di Sc. Nat., Memorie, 32, 14 p.  
*Sorgenti di sbarramento di Marmorie e Brestie (Friuli Orientale)*. Atti d. Soc. Tosc. di Sc. Nat., Memorie, 32, 10 p.  
*Un singolare echinoide mesozoico dell'Appennino centrale (Ananchothuria n. gen.)*. Atti Soc. Tosc. di Sc. Nat., Memorie, 33, 18 p.

- Sulla struttura della corona di alcuni Ananchyidae e sulla posizione del genere Ananchothuria.* Riv. Italiana di Paleont., 25 (4).
- Alcune osservazioni sul Verrucano del Monte Pisano.* Boll. d. Soc. Geol. Ital., 38.
- Brevi osservazioni su di un macigno della Gonfolina (Vald'Arno inferiore).* Boll. d. Soc. Geol. Ital., 38.
1920. *Una frana per scivolamento presso Jesi (Marche).* Atti d. Soc. Tosc. di Sc. Nat., 15 p. También en: Giorn. di Geol. Pratica, 15 (1-2), Pisa.
- Sul rivestimento cloritico di certi calcari e sulla probabile esistenza di un metamorfismo d'attrito.* Bol. d. Soc. Geol. Ital., 39.
- Osservazioni su alcune sorgenti dei monti Prato-fiorito e Mamporaia in provincia di Lucca.* Mondo Sotterraneo, 16.
- Geologia militare in tempo di pace.* Atti d. Soc. Tosc. di Sc. Nat., 7 p. También en: Giorn. di Geol. Pratica.
- Un po di storia dei generi Scagliaster e Lampadaster.* Riv. Ital. di Paleont., 26 (3-4).
1921. *Sifonee verticillate triassiche e liassiche dell'Appennino umbro marchigiano.* Atti d. Soc. Tosc. di Sc. Nat., Processi verbali, 30, 8 p.
- Studio teorico-sperimentale del corpo d'ariete.* Varese, arti graf. Varesine, 10 p.
- Alcune considerazioni sulla morfologia e sulla dietologia degli Ptychodus.* Atti d. Soc. Tosc. di Sc. Nat., Memorie, 33.
- Un singolare echinoide mesozoico dell'Appennino centrale (Ananchothuria n. gen.).* Atti d. Soc. Tosc. di Sc. Nat., 33.
- Geologia e idrologia della gola del Lentino nella marca d'Ancona.* Giorn. di Geol. Pratica.
- Qualche nuova osservazione sul Verrucano del Monte Pisano.* Boll. d. Soc. Geol. Italiana.
- Il macigno como materiale refrattario nelle fornaci da calce.* Boll. d. Soc. Geol. Italiana.
- Il macigno como materiale refrattario nella metallurgia degli Etruschi.* Giorn. di Geol. Pratica, 16 (1-2).
- Per la conoscenza delle correnti atmosferiche ascendenti.* Rivista Geogr. Ital., 28.
1922. *Le condizioni batimetriche del mare toscano nei tempi pliocenici.* Firenze, Ricci, 8 p.
- Il probabile meccanismo di alcune dislocazioni dell'Appennino marchegiano.* Atti d. Soc. Tosc. di Sc. Nat., 34.
- Un indirizzo veramente pratico nell'insegnamento della geologia applicata.* Gior. di Geol. Pratica.
- Un nuovo quartiere di Roma (Monteverde) e le frane.* Giorn. di Geol. Pratica.
- Brevi considerazioni sulla formazione degli strati.* Boll. d. Soc. Geol. Italiana.
1923. *Incoidi eocenici e laminarie viventi.* Boll. d. Soc. Geol. Italiana.
- Osservazioni preliminari sulla zona petrolifera Modenese.* Boll. d. Soc. Geol. Italiana.
1924. *Le così dette argille scagliose del Preappennino modenese.* Rendiconti R. Accademia del Lincei, Roma, serie 5, 33 (1), 5 p.
- Rocce fossilifere eoceniche, o di aspetto eocenico, del Ladak (campioni raccolti dalla spedizione italiana nell'Asia centrale 1913-14).* Rendiconti R. Accademia del Lincei, Roma, serie 5, 33 (1), 5 p.
- Il Terziario nei dintorni di Orosei (Sardegna orientale).* Rendiconti R. Accademia dei Lincei, Roma, serie 5, 33 (2), 6 p.
- Il significato geologico delle anomalie della gravità riscontrate dell'Emilia, nelle Marche e nella Sicilia.* Atti d. Soc. Tosc. di Sc. Nat., Processi verbali, 33.
- Il Nummulitico tra Onifai e Orosei (Provincia de Sassari).* Atti d. Soc. Tosc. di Sc. Nat., Processi verbali, 33.
- La terra rossa dei dintorni di Cagliari.* Boll. d. Soc. Geol. Italiana.
- L'opera scientifica di Domenico Lovisato.* Boll. d. Soc. Geol. Italiana.
- Il principio delle anticlinali e le zone del petrolio nell'Emilia.* Giornale di Geol. Pratica.
- Una filade ritenuta aurifera della Serrania Costanera del Venezuela.* Boll. d. Soc. geol. Ital., 42 (1): xli-xlii.
1925. *Primi risultati del rilevamento geologico di una parte del Varesotto.* Boll. d. Soc. Geol. Italiana.
- Rapporti tra gessi miocenici e anomalie negative della gravità nell'Italia peninsulare e nella Sicilia.* Atti d. Soc. Tosc. di Sc. Nat., Processi verbali, 34.
- Sulla interpretazioni di alcune anomalie negative della gravità.* Boll. d. Soc. Geol. Italiana.
- Storia della geologia militare.* Giorn. di Geol. Pratica.
- Appunti geologici sul territorio di Isola delle Femmine, Capaci e Torretta in Prov. di Palermo.* Boll. del Com. Geol. Italiano, 1924-25.
- Appunti sulla geologia di una parte del circondario di Varese.* Boll. R. Uff. Geol. d'Italia, 50, 1924-25.
1926. *Un nuovo nomogramma delle inclinazioni apparenti per la costruzione speditiva di sezioni geologiche.* Giornale di Geologia, serie 2, 1.
- Ricerche e considerazioni sulla radioattività di alcuni gas naturali dell'Appennino modenese.* Boll. del Com. Geol. Italiano.
- Notizie sulla geologia della Venezuela. Parte I.* Bolletino del Reale Ufficio Geologico Italiano, 51 (10): 1-46.
- La transgressione pliocenica nella Sardegna orientale.* Boll. d. Com. Geol. Italiano.
- Rilevamento geologico di una parte dell'Appennino modenese.* Mem. Descr. d. Carta geol. d'Italia, 20.

1927. *I monti di Esanatoglia (Marche)*. Boll. d. Com. Geol. Italiano.  
*La presenza dello stroncio nella pelagosite delle isole Tremiti e il problema dell'origine di questa sostanza*. Boll. d. Soc. Geol. Italiana.  
*Fossili del Secondario e del Terziario del Caracorum*. N. Zamicheli, Bologna. (Coeditor del libro junto a C. Parona y G. Stefanini, además es autor de dos de sus capítulos, ver a continuación).
- Foraminifere del calcare grigio di Seinsciúl (Lago Páncong)*. En Fossa Mancini, Parona & Stefanini: *Fossili del Secondario e del Terziario del Caracorum*. También reeditado en 1928 en: *Relazioni Scientifiche della Spedizione de Filippi nell'Himalaya, etc.*, Bologna, ser. II, 6, p. 189-s.  
*Fossili eocenicici del Ladak*. Ibidem, p. 227-s.
1931. *Breve reseña de las investigaciones geológicas realizadas por los geólogos de la Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, entre marzo de 1927 y marzo de 1931*. Dir. General YPF, Contribuciones a la Primera Reunión Nacional de Geografía, Buenos Aires, marzo-junio de 1931, p. 1-27.  
*El "ABC" de la geología del petróleo*. Bol. Inf. Petrol., 8 (82, 83).
1932. *Faults in Comodoro Rivadavia oil field, Argentina*. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 16: 556-s.
1933. *Geophysics as an aid in the search for oil-bearing structures in Argentina*. World Petroleum Congress, Londres, julio 19-25.  
*El fenómeno de Fontevivo*. Bol. Inf. Petrol., Buenos Aires, (111).  
*Hallazgo de braquiópodos del género Orbiculoidea en el Rético de la Patagonia*. Bol. Inf. Petrol., Buenos Aires, 10: 371-382.
1934. *Cómo YPF descubrió petróleo en el departamento de Tupungato*. Bol. Inf. Petrol., Buenos Aires, 11 (124): 53-76.
1935. *Las fallas de Comodoro Rivadavia en los estratos petrolíferos y en los afloramientos*. Bol. Inf. Petrol., Buenos Aires, 12 (136): 65-95.
1936. *Fallas actualmente activas en la Sierra de Morado (Provincia de San Juan)*. Bol. Inf. Petrol., Buenos Aires, 13 (141): 65-138.  
*La posición sistemática del orden "Ammonoidea"*. Rev. Mus. La Plata, Paleont., 1: 35-66.
1937. *Las investigaciones geológicas de YPF en la Provincia de Mendoza y algunos problemas de estratigrafía regional*. Bol. Inf. Petrol., Buenos Aires, 14 (154): 51-118.  
*La formación continental de Paso Flores en el río Limay*. Notas Mus. La Plata, Geología, 2 (3).
1938. *La Cardita beaumonti y la C. morganiana en la literatura geológica argentina*. Notas Mus. La Plata, Paleontología, 3 (14): 205-230.  
*Las Venericardiae de Malargüe y de Roca en la literatura geológica*. Notas Mus. La Plata, Paleontología, 3 (15): 247-264.
- El diagrama hipsográfico en las teorías de A. Wegener y de A. L. du Toit*. Anales Soc. Argentina Est. Geogr., GAEA, 6: 85-s.
- Consideraciones sobre la fosilización de las medusas*. Notas Mus. La Plata, Paleontología, 3 (13): 175-198.
1939. *Vestigios de antiguos lagos en la Provincia de San Luis*. Bol. Inf. Petrol., Buenos Aires, 16 (174): 17-42.  
*Sugestiones para la confección de un atlas paleontográfico argentino*. Notas Mus. La Plata, Paleont., 4 (16): 47-70.  
*Un fósil cortado por una falla*. Notas Mus. La Plata, Geología, 4 (7): 7-15.
1940. *Acerca de la edad de las capas fosilíferas del llamado "Bajo de Velis" en la Provincia de San Luis*. Rev. Mus. La Plata, Geología, n. s. 1 (5): 161-232.  
*Los caracteres paleontológicos del Rético en la República Argentina y en Chile según H. Gerth*. Notas Mus. La Plata, Geología, 5 (11): 262-293.
1941. *Los "bosques petrificados" de la Argentina según E. S. Riggs y G. R. Wieland*. Notas Mus. La Plata, Geología, 6 (12): 59-92.  
*Noticias sobre hallazgos de insectos fósiles en la América del Sur*. Notas Mus. La Plata, Paleont., 6 (29): 101-140.
1942. *Algunas particularidades del sinclinal de Salagasta (Provincia de Mendoza)*. Notas Mus. La Plata, Geología, 7 (18): 39-68.
1943. *Sobre la edad de los estratos con Reticularia lineata de La Ligua (Provincia de Aconcagua, Chile)*. Notas Mus. La Plata, Geología, 8 (23): 59-73.  
*Segunda nota sobre la edad de los estratos con Reticularia lineata de Huantelauquen (Provincia de Aconcagua, Chile)*. Notas Mus. La Plata, Geología, 8 (26): 251-267.  
*La frecuencia de los arcos iris lunares como indicio de variaciones de climas en los últimos veinticuatro siglos*. Notas Mus. La Plata, Geología, 8 (28): 273-399.  
*Supuestos vestigios de glaciaciones del Paleozoico en la Argentina*. Rev. Mus. La Plata, Geología, n. s., 1: 347-406.  
*Sobre la edad de los estratos con braquiópodos de Barreal y de Leoncito Encima (Provincia de San Juan)*. Rev. Mus. La Plata, Geología, n. s., 1: 299-324.
- Las transgresiones marinas del Antracolíptico en la América del Sur*. Rev. Mus. La Plata, Geología, n. s., 2: 49-183.
1946. *Walter Schiller (1879-1944)*. Rev. Mus. La Plata, Sec. Oficial, n. s., p. 193.
1947. *Algunas observaciones sobre el meteorito de El Perdido (Partido de Coronel Dorrego, Provincia de Buenos Aires)*. Notas Mus. La Plata, Geología, 12 (46), La Plata.  
*La composición mineralógica de la piedra meteórica de Indio Rico, (Partido de Coronel Pringles, Provincia de Buenos Aires)*. Notas Mus. La Plata, Geología, 12 (46), La Plata.



1948. *Hexaedritas halladas en la Argentina*. Notas Mus. La Plata, Geología, 12 (50), La Plata.  
*Nota preliminar sobre el hierro meteorítico de Tandil (Provincia de Buenos Aires)*. Notas Mus. La Plata, Geología, 13 (49): 97-105, La Plata.
1949. *Arena multicolor de la laguna de Chasicó (Partido de Villarino, Provincia de Buenos Aires)*. Notas Mus. La Plata, Geología, 14 (59): 361-387, La Plata.  
*Consideraciones sobre la distribución geográfica de las hexaedritas*. Notas Mus. La Plata, Geología, 14 (58).

#### AGRADECIMIENTOS

Por la información biográfica y bibliográfica suministrada, se agradece a: A. Balestrieri de la Biblioteca Nazionale Centrale Vittorio Emanuele II, Roma; Mengoni Fabrizio de la Biblioteca del Instituto di Geología e Paleontología de la Università degli Studi di Firenze; Víctor A. Ramos, Director del Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires; Horacio H. Camacho de la Sociedad Científica Argentina, Buenos Aires; A. C. Riccardi, Presidente de la Asociación Geológica Argentina.

Por informaciones suministradas se agradece a: Societa Toscana di Scienze Naturali, Pisa; Instituto di Geología e Paleontología, Università degli Studi, Roma; Direzione Generale delle Miniere, Servi-

zio Geologico, Roma; Societa Geografica Italiana, Roma; Biblioteca Universitaria di Bologna; Biblioteca Nazionale Torino; Instituto della Enciclopedia Italiana, Roma; Instituto Argentino de Espeleología, Buenos Aires.

Sin esta ayuda hubiera sido imposible la compilación de este trabajo.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- FRENGUELLI, J., 1950. *Profesor Doctor Enrique Fossa-Mancini 1884-1950*. Asoc. Geol. Argent., Rev., 5 (2): 77-80.
- HERRERO DUCLOUX, A., 1953. *Memorial, Enrico Fossa-Mancini (1884-1950)*. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 37 (9): 2245-6. 1 retrato.
- PAGLIAINI, A., 1940. *Catalogo generale della libreria italiana. Autori, 1847-1940*. Roma.
- RADICE, M. M., 1950. *Enrique Fossa Mancini (1884-1950)*. Ciencia e Investigación (Argentina). 6 (6): 287-288.

Recibido: Febrero de 1992.

#### FRANCO URBANI

Universidad Central de Venezuela,  
Departamento de Geología,  
Apartado 47028, Caracas 1041A  
Venezuela

## NOTA NECROLOGICA



## Ingeniero Victorio Angelelli

(1908-1991)

El 5 de agosto de 1991 se extinguió en Buenos Aires la vida del Ing. Victorio Angelelli. Con él desapareció uno de los fundadores de la Asociación Geológica Argentina, al que queremos rendir un último homenaje.

Había nacido el 20 de febrero de 1908 en Fabriano, Italia, llegando a la Argentina en 1910. Ingresó en 1923 en la entonces Escuela de Minas (sección Industrias Químicas) de San Juan. Al egresar en 1928 fue becado por la provincia para trasladarse a Alemania y estudiar en la afamada Academia de Minas de Freiberg, obteniendo el título de Ingeniero de Minas a mediados de 1934. El joven ingeniero ingresa como geólogo economista en la Dirección de Minería y Geología de la Nación donde hace sus primeras armas. En 1944 es llamado por la Dirección General de Fabricaciones Militares, ocupando el cargo de Jefe de la División Minas y Geología, y al mismo tiempo se desempeña como asesor del General Manuel Sabio, y cuando en 1952 se crea la Dirección Nacional de Energía Atómica, a pedido de la Presidencia de la Nación, se lo designa primero asesor y Jefe del Servicio Minero para luego ocupar la jefatura del Departamento de Geología y Minería. Más tarde, en 1966, es miembro del Directorio, retirándose en 1969.

Su deseo entonces es ofrecer a la juventud todos sus conocimientos y su vasta experiencia, lo que se concreta en la docencia en la Universidad Nacional de La Plata. Primeramente es profesor Titular de dedicación exclusiva en la cátedra de Geología Económica I, más tarde de la cátedra de Yacimien-

tos de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Se suceden la Jefatura de la División de Geología Aplicada y luego es nombrado Director del Instituto de Recursos Minerales (INREMI).

En 1975 la Universidad lo distingue con el grado de Profesor Emérito dada su brillante trayectoria en la investigación y la formación de jóvenes profesionales, y posteriormente en 1987 lo honra con el máximo grado de Doctor Honoris Causa. Sin embargo ya en 1941 había obtenido el premio Eduardo Holmberg, otorgado por la Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Buenos Aires por el trabajo "Los yacimientos minerales y rocas de aplicación de la República Argentina. Su geología y relaciones genéticas". Le sigue el premio Perito Moreno, medalla de plata, en 1977, con motivo del Centenario del Museo de La Plata, y en 1983, el premio KONEX Platino, en el área de Geología.

Por la trascendencia de su labor y personalidad lo distinguieron en numerosas oportunidades para integrar diferentes comisiones y misiones en el país y en el extranjero, y le cupo, en su oportunidad, ser presidente del 1º Congreso Nacional de Geología Económica.

Son numerosos los trabajos publicados relacionados con estudios mineralógicos, de recursos minerales y metalogénicos. Después del famoso Boletín 50, motivo del premio E. Holmberg en 1941, realiza en colaboración con Ahlfeld en 1948 el primer libro sobre "Las especies minerales de la República Argentina". En 1950 es editado también su primer libro sobre "Recursos minerales de la

República Argentina. Parte I: yacimientos metalíferos", obra que reunía en ese momento el conjunto de los principales estudios regionales y especiales realizados por diferentes dependencias del Estado.

Entre las publicaciones en investigaciones mineralógicas deben mencionarse:

1937. *Sobre dos sulfatos de hierro de la mina "Santa Elena" Prov. de San Juan.* (En colaboración con A. Chaudet). Rev. Minera, 8.
1939. *La hübnerrita en la mina "San Vicente" Santa Rosa, San Luis.* (En colaboración con A. Chaudet). Rev. Minera, 10.
1941. *La ferberita, variedad "reinita" de la mina "Los Cóndores".* Rev. Minera, 12.
1941. *Sarmientita, a new mineral.* (En colaboración con S. Gordon). Not. Nat. Acad. Nat. Scienc. Philadelphia, 92.
1946. *La fosgenita primaria del Salar del Plomo.* (En colaboración con Valvano, J.). Soc. Geol. Argent., Rev.
1948. *Sanmartinita, a new Zinc tungstate from Argentina.* (En colaboración con S. Gordon). Not. Nat. Acad. Nat. Scienc. Philadelphia, 205.
1968. *Sanjuanita, un nuevo fosfosulfato de aluminio.* (En colaboración con M. E. J. de Abeledo, M. A. R. de Banyacar y C. Gordillo). Act. Terc. Jorn. Geol. Argent., 2.
1968. *Sanjuanite, a new hydrated basis sulfate-phosphate of aluminium.* (En colaboración con M. E. J. de Abeledo, M. A. R. de Banyacar y C. Gordillo). Am. Min., 53 (1 y 2).
1968. *Natroalunita y natrojarosita del Departamento de Pocitos, prov. de San Juan.* (En colaboración con M. E. J. de Abeledo, M. A. R. de Banyacar y C. Gordillo). Asoc. Geol. Argent., Rev., 23 (2).
1971. *Las alunitas de los yacimientos cupríferos de los distritos La Mejicana y Los Bayos, prov. de La Rioja, Rep. Argentina.* (En colaboración con I. B. Schalamuk y A. Figgini). Asoc. Geol. Argent., Rev., 26 (1).
1971. *Geoquímica del renio. Un ensayo en molibdenitas argentinas.* (En colaboración con A. Rosales e I. B. Schalamuk). Asoc. Geol. Argent., Rev., 26 (1).
1973. *Estudios sobre blendas argentinas.* (En colaboración con M. K. de Brodtkorb, H. B. Nicolli e I. B. Schalamuk). Asoc. Geol. Argent., Rev., 28 (3).
1974. *La rodocrosita del yacimiento cuprífero de Capillitas, Andalgalá, prov. de Catamarca.* (En colaboración con I. B. Schalamuk e I. Cagnini). Asoc. Geol. Argent., 29 (1).

Son varios los trabajos sobre metalogénesis, recursos minerales y su prospección, entre los que deben mencionarse:

1962. *Recursos minerales. Serie Evaluación de los Recursos Naturales de la Argentina.* (En colaboración con T. Excurra). C.F.I. Tomo 6.

1968. *Metalogenia de las Sierras Pampeanas.* 3º Jorn. Geol. Argent., 1966, Actas, 2.

1970. *Descripción del Mapa Metalogénico de la Rep. Argentina. Minerales metalíferos.* (En colaboración con J. C. Fernández Lima, A. Herrera y L. Aristarain). Secretaría de Estado de Minería, Anales, 15.

1970. *La prospección geológico-minera y la minería argentina en los últimos veinticinco años.* Asoc. Geol. Argent., Rev., 25 (2).

1972. *Contribución acerca de los ciclos metalogénicos de la Rep. Argentina.* (En colaboración con J. C. Fernández Lima). Primer Simposio de Geología Regional Argentina. Acad. Nac. de Ciencias. Córdoba.

1972. *Area del Polo del Desarrollo de Bahía Blanca. Recursos minerales y rocas de aplicación.* (En colaboración con J. Villa y M. Suriano). LEMIT. Serie 3, Nº 2, La Plata.

1978. *Mineralización del Distrito argentífero Cerro Negro, Mina Peregrina y otras. Famatina, Dpto. Chilecito, La Rioja.* (En colaboración con I. B. Schalamuk y T. Palacios). Obra del Centenario del Museo de La Plata.

1980. *Reseña de los ciclos metalogénicos de la República Argentina. II. Provincias metalogénicas.* En: Geología de la República Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Tomo 2.

En su inagotable labor también se encuentran las obras sobre los yacimientos metalíferos, en las que una vez más comenzó con la sistemática y tesonera tarea de recopilar lo referente a estos depósitos. Son ellas:

1972. *Recursos minerales y rocas de aplicación de la Provincia de Buenos Aires.* (En colaboración con J. Vila y M. Suriano). LEMIT. Anales 2 (1973). La Plata.

1976. *Los yacimientos no metalíferos y rocas de aplicación de la región Patagonia-Comahue.* (En colaboración con I. B. Schalamuk y A. Arrospide). Secretaría de Estado de Minería. Anales, 18.

1980. *Los yacimientos no metalíferos y rocas de aplicación de la región Centro-Cuyo.* (En colaboración con I. B. Schalamuk y R. Fernández). Secretaría de Estado de Minería. Anales, 19.

Finalmente retoma y actualiza sus dos primeras obras importantes, publicándose en:

1983. *Las especies minerales de la República Argentina.* (En colaboración con M. K. de Brodtkorb, C. E. Gordillo y H. D. Gay). editado como Publicación Especial del Servicio Minero Nacional.

1984. *Los yacimientos metalíferos de la República Argentina.* Publicación Especial de la Comisión de Investigaciones de la Provincia de Buenos Aires. Tomos I y II.

La aplicación al trabajo y la infatigable creatividad, además de su brillante memoria, hicieron posible estas obras. Ahlfeld, en reconocimiento a sus aportes a la mineralogía homenajeó al Ingeniero dando el nombre de Angelellita a un mineral fumarólico nuevo,  $\text{Fe}_4[\text{O}_3(\text{AsO}_4)_2]$  que encontrara en el cerro Pululus, provincia de Jujuy y que estudiaran el profesor Ramdohr y colaboradores.

A nosotros, a sus discípulos, y a todos los que lo conocieron y trataron nos queda el recuerdo de un hombre de sólidos principios morales, rectitud y una gran honestidad intelectual.

**Recibido:** 4 de junio, 1992

**Milka K. de Brodtkorb  
Isidoro B. Schalamuk**

## CRONICA DE LA ASOCIACION

### CURSOS DE ACTUALIZACION

Entre el 27 y el 31 de marzo de 1991 el doctor G. Perillo dictó en la sede de la Asociación el curso "Dinámica de transporte de sedimentos: una introducción".

### AUSPICIOS

Durante 1991 la Asociación dió su auspicio a la realización de las II Jornadas de Comunicaciones Científicas Antárticas y al IX Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología.

### XII CONGRESO INTERNACIONAL DE ESTRATIGRAFIA Y GEOLOGIA DEL CARBONIFERO Y PERMICO

La A.G.A. participó como entidad patrocinante y durante las sesiones, realizadas en Buenos Aires entre el 22 y 27 de septiembre de 1991, habilitó un puesto de exhibición y venta de publicaciones.

### DIA DEL GEOLOGO

El 7 de junio de 1991 tuvo lugar en la Casa del Geólogo la celebración del Día del Geólogo. El ágape fue organizado conjuntamente con el Consejo Superior Profesional de Ciencias Geológicas y la Asociación Paleontológica Argentina.

### NUEVA COMISION DIRECTIVA

El día 6 de septiembre de 1991 tuvo lugar la Asamblea General Ordinaria en la que se renovó la Comisión Directiva. En su primer reunión celebrada el 13 de septiembre, ésta quedó constituida de la siguiente manera: Presidente: Dr. Alberto C. Riccardi; Vicepresidente: Dr. Leonardo Legarreta; Secretaria: Dra. Milka K. de Brodtkorb; Tesorero: Lic. Roberto Kokot; Vocales Titulares: Dr. Carlos Limarino; Dra. Susana E. Damborenea; Dra. Norma Brogioni; Vocales Suplentes: Lic. Jorge Gebhard, Dra. Corina Risso, Lic. Gabriela Alonso.

Entre las prioridades fijadas por la nueva Comisión Directiva se halla el ubicar firmemente a la A.G.A. en el cumplimiento de los objetivos que fi-

jaron sus fundadores, a saber: 1) propender al progreso de las Ciencias Geológicas, especialmente mediante el estímulo a la actividad científica; 2) integrar en una comunidad organizada a quienes desarrollan actividades geológicas en el marco de la ética profesional y científica; 3) editar una revista que en su excelencia refleje la de la actividad geológica en el país; 4) organizar reuniones científicas y sociales que contribuyan a fortalecer los vínculos de los socios entre sí y de la A.G.A. con la comunidad nacional e internacional. Por tal motivo convocó a todos los socios a participar de todas y cada una de las acciones tendientes a concretar los objetivos citados, especialmente considerando a las dificultades económicas y organizativas que venía sufriendo la Asociación.

### SUBCOMISION DE PUBLICACIONES

A partir del 13 de septiembre quedó integrada por las Dras. S. E. Damborenea (Directora de la Revista), Norma Brogioni y C. Risso.

### JURADO DEL PREMIO C. STORNI

Para el bienio 1991-1993 quedó integrado por: Dr. A. C. Riccardi, Dr. L. Legarreta y Dra. S. E. Damborenea.

### DELEGACIONES

En la segunda mitad del año se comenzaron acciones tendientes a reorganizar las Delegaciones de la Asociación. Para ello se tomó contacto con los Delegados a fin de determinar la situación existente en las diferentes representaciones institucionales y del interior del país y al mismo tiempo recabar sugerencias tendientes al mejoramiento de la Asociación. En el lapso mencionado renunciaron los delegados en Salta, Dr. José Antonio Salfity, y en Viedma, Lic. Marcelo Dalponte, tras una prolongada y fecunda labor que la Asociación agradece. Fueron designados nuevos delegados: la Dra. Claudia Armella en el INGEIS, la Dra. Elda Di Paola en el Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia", y la Dra. María Cristina Vistalli en Yacimientos Petrolíferos

ros Fiscales (Sede Central). Por falta de movimiento se resolvió dar de baja a la Delegación en Arequipa (Perú).

### **MIEMBROS BENEFACTORES**

Durante 1991 la Asociación recibió el apoyo económico de los siguientes Miembros Benefactores: Yacimientos Petrolíferos Fiscales, AMOCO, Compañía General de Combustibles S.A., BHP-UTAH International Exploration Inc., Sun Oil Argentina Ltd., Texaco Petrolera Argentina S.A., Trend Argentina S.A. y Fabricaciones Militares.

### **MIEMBROS HONORARIOS**

El 16 de diciembre de 1991 se efectuó, convocada por la Comisión Directiva, una reunión de Miembros Honorarios. La misma tuvo por objeto interiorizar a dichos miembros de la marcha de la Asociación e invitarlos a participar activamente en proyectos tendientes a garantizar un mejor funcionamiento institucional. Se convino la integración, durante 1992, de una comisión que se ocuparía de redactar un nuevo Estatuto.

### **ACADEMIA NACIONAL DE GEOLOGIA**

En su reunión del 26 de noviembre de 1991, la Comisión Directiva decidió retomar las gestiones, iniciadas hace más de 20 años por disposición de las Terceras Jornadas Geológicas Argentinas, tendientes a crear una Academia Argentina de Geología. A tal fin se resolvió designar a los Miembros Honorarios Dres. H. H. Camacho, F. González Bonorino, A. Mingramm, P. N. Stipanovic y M. Yrigoyen como integrantes del núcleo organizador.

### **NUEVOS SOCIOS**

En el transcurso de 1991 se incorporaron a la Asociación 14 socios activos y 21 adherentes.

### **REINCORPORACION DE SOCIOS MOROSOS**

En diciembre de 1991 la Comisión Directiva resolvió que los socios que adeuden la cuota correspondiente a 1990 y/o años anteriores podrán regularizar su situación hasta el 15 de marzo de 1992. Alternativamente se decidió ofrecer la posibilidad de que reingresen como socios abonando la cuota 1991, con la facilidad de que si lo hi-

cieran antes del 15 de marzo de 1992 tendrán derecho a adquirir los tomos de la revista correspondientes a cada uno de los años en los que no abonaron la cuota de socios a la mitad del valor de la cuota societaria de 1991.

### **PUBLICACIONES**

Durante 1991 se distribuyó el número 1-2 del Tomo XLV de la Revista, con un total de 192 páginas, y se completó la composición del número 3-4. Mediante un acuerdo con los autores se puso a la venta el "Catálogo de Edades Radimétricas de la República Argentina 1957-1987" (Ed. 1990), Serie B, Didáctica y Complementaria N° 19, preparado por los Dres. E. Linares y R. R. González. También se procedió a equipar la impresora laser con el Sistema Postscript y ampliación de memoria que posibilita la impresión espejada de originales, aumentando consecuentemente la calidad de impresión y eliminando el costo de las películas. A partir de septiembre de 1991 se comenzó a redactar un nuevo reglamento de publicaciones a los efectos de establecer normas para el tratamiento de los manuscritos recibidos. Complementariamente se inició la revisión de las instrucciones para quienes presenten trabajos a la Revista. También se comenzó con un control de los trabajos remitidos para su publicación en los últimos años con el objeto de lograr la inmediata normalización de la situación existente.

### **BOLETIN INFORMATIVO**

A partir del mes de diciembre se reanudó la publicación del Boletín Informativo (N° 13), con el objeto de establecer y mantener una comunicación lo más fluida posible entre los asociados. El mismo, que se publica cuatrimestralmente, contiene información sobre: 1) las actividades de la Comisión Directiva; 2) la situación de la edición e impresión de las publicaciones, incluyendo la Revista de la Asociación; 3) actividades e inquietudes de los socios; 4) cursos, reuniones y actividades científicas a realizarse en el país y en el exterior.

### **VENTA PROMOCIONAL DE PUBLICACIONES**

La Comisión Directiva resolvió implementar a partir de principios de 1992 una venta especial de publicaciones a precios promocionales. La misma estará dirigida a dar una mayor difusión a las mismas y aumentar la recaudación de fondos.

**CODIGO ARGENTINO DE ESTRATIGRAFIA**

El Comité Argentino de Estratigrafía aprobó una nueva versión del Código Argentino de Estratigrafía. La misma será publicada en la Revista de la Asociación y en la Serie B, Didáctica y Complementaria.

**IUGS**

La Comisión Directiva, en su calidad de Comité Nacional envió a la Secretaría de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas un resumen de las actividades desarrolladas durante 1991, así como

comentarios críticos al proyecto de modificación de los Estatutos de ese organismo.

**SISTEMA NACIONAL DE CIENCIA Y TECNOLOGIA**

Ante la presentación al Congreso de la Nación de varios proyectos referidos al Sistema Nacional de Ciencia y Tecnología, la Asociación cursó nota a las comisiones correspondientes del Congreso y a la Secretaría de Ciencia y Tecnología solicitando se requieran y tomen en consideración las opiniones de los científicos y de las entidades que los nuclean.

**ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA**  
**(Miembro de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas IUGS)**

**COMISION DIRECTIVA**

**(1989-1991)**

**Presidente:** Dr. Jorge O. Codignotto  
**Vicepresidente:** Dr. Carlos Gulisano  
**Secretaria:** Dra. Patricia Zalba  
**Tesorero:** Lic. Héctor Oстера  
**Vocales:**  
Dr. Isidoro B. Schalamuk  
Lic. Adelma Bayarsky  
Lic. Daniel E. Robles  
**Vocales Suplentes:**  
Lic. Jorge Pisetta  
Dra. Corina Risso  
Lic. Graciela I. Vujovich  
**Director de la Revista:** Dr. Francisco Nullo  
**Coordinadora de Publicaciones:** Dra. Corina Risso

**(1991-1993)**

**Presidente:** Dr. Alberto C. Riccardi  
**Vicepresidente:** Dr. Leonardo Legarreta  
**Secretaria:** Dra. Milka K. de Brodtkorb  
**Tesorero:** Lic. Roberto Kokot  
**Vocales:**  
Dr. Carlos Limarino  
Dra. Susana Damborenea  
Dra. Norma Brogioni  
**Vocales Suplentes:**  
Lic. Jorge Gebhard  
Dra. Corina Risso  
Dra. Gabriela Alonso  
**Directora de la Revista:** Dra. Susana Damborenea  
**Subcomisión de Publicaciones:** Dra. Susana Damborenea  
Dra. Corina Risso  
Dra. Norma Brogioni

**COMITE EDITORIAL**

Dr. Florencio G. Aceñolaza, Dr. Arturo J. Amos, Dra. Milka K. de Brodtkorb,  
Dr. Horacio H. Camacho, Dr. Roberto Caminos, Dr. Carlos Cingolani, Dr. Gualter Chebli, Dr. Luis Dalla Salda,  
Dr. Francisco Fidalgo, Dr. Félix González Bonorino, Dr. Emilio González Díaz, Ing. Antonio Introcaso,  
Dr. Héctor A. Leanza, Dr. Enrique Linares, Dr. Eduardo J. Llambías, Dr. Norberto Malumian,  
Dr. Rosendo Pascual, Dr. Víctor A. Ramos, Dr. Carlos W. Rapela, Dr. José A. Salfity, Dr. Jorge N. Santa Cruz  
y Dr. Luis A. Spalletti

*Miembros Honorarios*

Pr. Pablo Groeber †	Dr. Alberto Mingramm
Dr. Juan Keidel †	Dr. Bernabé J. Quartino
Dr. Joaquín Frenguelli †	Dr. Edgardo Roller
Dr. Franco Pastore †	Dr. Pedro Stipanovic
Dr. Angel V. Borrello †	Dr. Marcelo Yrigoyen
Dra. Edelmira Mórtola †	Dr. Félix González Bonorino
Dr. Armando F. Leanza †	Dr. Horacio Camacho
Dr. Horacio J. Harrington †	Dra. Pierina Pasotti
Dr. Jorge Polanski †	Dr. Enrique de Alba
Dr. Carlos Stormi †	Dr. Mario E. Teruggi
Dr. Richard Foster Flint †	Dr. Roberto L. Caminos
Dr. Osvaldo Braccacini †	Dr. Enrique Linares
Dr. Percy Quensel †	Dr. Rosendo Pascual
Dr. Juan C. M. Turner †	Dr. Juvenal J. Zambrano
Dr. Carlos Gordillo †	Dr. Alfredo J. Euerda
Ing. Daniel A. Valencio †	Dr. Carmelo I. De Ferrariis
Dr. Emiliano Aparicio †	Dr. Francisco Fidalgo
Dr. Pedro Criado Roque †	Dr. Emilio González Díaz
Dr. Raúl N. Dessanti †	Dr. Juan C. Riggi
Ing. Victorio Angelelli †	

*Miembros Correspondientes*

Dr. Arnoldo Heim †	Dr. Guillermo Zuloaga
Dr. Luciano Jacques de Moraes †	Ing. Carlos Ruiz Fuller
Dr. Abel Herrero Ducloux †	Dr. Umberto Cordani
Ing. Jorge Muñoz Cristi †	Dr. Jean Claude Vicente
Dr. Enrique Gerth †	Dr. Jean Dalziel
Dr. Rodolfo Méndez Alzola †	
Ing. Héctor Flores Williams †	

*Miembros Benefactores*

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas	BHP Minera
Amoco SA	Texaco Petrolera Argentina S.A.
Fabricaciones Militares	Trend Argentina S.A.
Sun Oil Argentina S.A.	Yacimientos Petrolíferos Fiscales



## INDICE ALFABETICO DEL TOMO XLVI

<b>Astini, R. A.</b> Sedimentología de la Formación Talacasto: plataforma fangosa del Devónico precordillerano, provincia de San Juan	277
<b>Azcuy, C. y A. Amigo.</b> Geología y paleoambiente de la Formación Río Turbio (Eoceno) en la Sierra Dorotea, provincia de Santa Cruz	201
<b>Barrio, C. A., D. G. Poiré y A. M. Iníguez.</b> El contacto entre la Formación Loma Negra (grupo Sierras Bayas) y la Formación Cerro Negro, un ejemplo de paleokarst, Olavarría, provincia de Buenos Aires	69
<b>Benedetto, J. L., Z. A. Herrera y G. Ortega.</b> Biostratigrafía del Ordovícico en el flanco occidental del cerro Potrerillo, provincia de San Juan	60
<b>Beraza, L. A.</b> Paleomagnetismo de sedimentos glacialacustres del Pleistoceno tardío en río Corintos, provincia del Chubut	77
<b>Bonorino, A. G.</b> Evaluación de la recarga de agua subterránea en el área de la vertiente occidental de las Sierras Australes, provincia de Buenos Aires	93
<b>Bonorino, A. G. y J. C. Carrica.</b> Elementos menores y trazas en las aguas subterráneas del sistema hidrotermal profundo de Bahía Blanca	211
<b>Casadío, S. y H. A. Leanza.</b> <i>Eubaculites argentinicus</i> (Weaver) (Cephalopoda-Ammonoidea) del Maastrichtiano del oeste central de la Argentina	26
<b>Cravero, F. y E. Domínguez.</b> Influencia del transporte en la mineralogía, granometría y cristalinidad de caolinitas de yacimientos sedimentarios de la provincia de Santa Cruz	51
<b>Cravero, F., E. Domínguez y H. H. Murray.</b> Valores $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta\text{D}$ en caolinitas indicadoras de un clima templado-húmedo para el Jurásico superior-Cretácico inferior de la Patagonia	20
<b>Cucchi, R.</b> Las plutonitas de Pilahué, intrusivos jurásicos del sector occidental del Macizo Nordpatagónico	181
<b>Dalla Salda, L., C. A. Cingolani y R. Varela.</b> El basamento pre-andino ígneo metamórfico de San Martín de Los Andes, Neuquén	223
<b>Dalla Salda, L., C. A. Cingolani y R. Varela.</b> El basamento cristalino de la región nordpatagónica de los lagos Gutiérrez, Mascardi y Guillermo, provincia de Río Negro	263
<b>Dalla Salda, L. H., R. Varela y C. A. Cingolani.</b> Los granitoides de Chasicó-Mencué, Macizo Norpatagónico. Su implicancia geotectónica	189
<b>del Río, J. L., U. R. Colado y E. S. Gaido.</b> Estabilidad y dinámica del delta de reflujo de la boca del río Negro	325
<b>Di Paola, E. y M. González.</b> Comportamiento de elementos y minerales en la Formación Agrio, en el perfil del cerro El Marucho, provincia de Neuquén	333
<b>Do Campo, M. D.</b> Composición mineralógica de conchillas de moluscos marinos actuales de la costa atlántica argentina	87
<b>Fauque, L. E. y C. O. Limarino.</b> El Carbonífero de Agua de Carlos (precordillera de La Rioja), su importancia tectónica y paleoambiental	103
<b>Fidalgo, F., J. C. Riggi, R. Gentile, H. Correa y N. Porro.</b> Los sedimentos Postpampeanos continentales en el ámbito sur bonaerense.	239
<b>Franchini, M. B. y L. D. Meinert.</b> Las manifestaciones de hierro en skarns del flanco suroriental del cerro Caicayén (37°27'S; 70°27'30''O), Neuquén.	309
<b>González Bonorino, G.</b> Evolución comparada de la Precordillera de San Juan en el Paleozoico temprano y del margen atlántico de Norteamérica en el Mesozoico-Cenozoico	10
<b>González, O., F. D. Hongn y R. Mon.</b> Estructura de la Sierra Laguna Blanca y zonas aledañas, provincia de Catamarca	299
<b>Guerstein, G. R. y M. E. Quattrocchio.</b> Datos paleoambientales basados en el estudio estadístico de las palinofloras de la perforación Nadir N° 1 (Eoceno-Mioceno) Cuenca del Colorado	136

<b>Kostadinoff, J. y C. H. Labudía.</b> Algunas características del basamento en la desembocadura del Río Negro a partir de datos gravimagnetométricos	173
<b>Mazzoni, M. M., K. Kawashita, S. Harrison y E. Aragón.</b> Edades radimétricas eocenas. Borde occidental del Macizo Norpatagónico	150
<b>Nullo, F. E.</b> Cuencas extensionales del Mesozoico inferior en el extremo sur de Sudamérica. Un modelo transpresional	115
<b>Orgeira, M. J.</b> Correlación magnetoestratigráfica de secuencias cenozoicas tardías de la República Argentina y Bolivia	127
<b>Ortíz Suárez, A. y G. M. Sosa.</b> Relaciones genéticas entre las pegmatitas portadoras de estaño y metamorfitas asociadas en la zona de La Carolina/San Francisco del Monte de Oro, provincia de San Luis	339
<b>Palma, M. A.</b> Las rocas basamentales del Macizo del Deseado en la estancia Dos Hermanos, provincia de Santa Cruz	1
<b>Re, G. y M. J. Orgeira.</b> Estudio paleomagnético de una secuencia de sedimentos del "Ensenadense-Bonaerense" del subsuelo de la ciudad de Buenos Aires	159
<b>Spalletti, L. A., O. G. Arrondo, E. Morel y D. G. Ganuza.</b> Evidencias sobre la edad triásica de la Formación Lapa en la región de Chacaico (provincia del Neuquén)	167
<b>Sylwan, C. A., L. A. Beraza y A. Castelli.</b> Magnetoestratigrafía de la secuencia morénica en el valle del Lago Pueyrredón, provincia de Santa Cruz.	235
<b>Toselli, G. A., J. Saavedra, G. del V. Córdoba y M. E. Medina.</b> Petrología y geoquímica de los granitos de la zona Carrizal-Mazán, La Rioja y Catamarca	36
<b>Varela, M. E. y A. L. Bengochea.</b> Inclusiones magmáticas en intrusivos riódacíticos del distrito minero Los Manantiales, provincia de Chubut	295
<b>Varela, R., H. Pezzuchi, A. Genini y M. Zubia.</b> Dataciones en el Jurásico inferior de rocas magmáticas del nordeste del Macizo del Deseado, Santa Cruz	257

#### NOTAS BREVES

<b>Koukharsky, M., E. Pereyra, M. Etcheverría y S. Lanes.</b> La riolita con topacio del cerro Chivinar, departamento Los Andes, provincia de Salta	349
<b>Rubinstein, N. A.</b> Volcanismo paleozoico superior-triásico en el sur de la sierra de Volcán, provincia de San Juan	345

COMENTARIO. <b>Beltramone, C.</b> Presencia de flujos laháricos en las márgenes del río Gualjaina	344
---	-----

NECROLOGICA. Ing. <b>Victorio Angelelli (1908-1991)</b>	358
---	-----

HOMENAJE. <b>Enrico Fossa Mancini (1884-1950): su vida y obra en Italia, Venezuela y Argentina</b>	353
--	-----

XII Congreso Geológico Argentino	188
----------------------------------	-----

Agradecimiento a árbitros	352
---------------------------	-----

Crónica de la Asociación	361
--------------------------	-----

Índice del Tomo	365
-----------------	-----

del RIO, J. L., U. R. COLADO y E. S. GAIDO. Estabilidad y dinámica del delta de reflujo de la boca del río Negro	325
DI PAOLA, E. y M. GONZALEZ. Comportamiento de elementos y minerales en la Formación Agrio, en el perfil del cerro El Marucho, provincia de Neuquén	333
ORTIZ SUAREZ, A. y G. M. SOSA. Relaciones genéticas entre las pegmatitas portadoras de estaño y metamorfitas asociadas en la zona de La Carolina/San Francisco del Monte de Oro, provincia de San Luis	339

#### NOTAS BREVES

RUBINSTEIN, N. A. Volcanismo paleozoico superior-triásico en el sur de la sierra de Volcán, provincia de San Juan	345
KOUKHARSKY, M., E. PEREYRA, M. ETCHEVERRIA y S. LANES. La riolita con topacio del cerro Chivinar, departamento Los Andes, provincia de Salta	349
COMENTARIO. BELTRAMONE, C. Presencia de flujos laháricos en las márgenes del río Gualjaina	344
NECROLOGICA. Ing. Victorio Angelelli (1908-1991)	358
HOMENAJE. Enrico Fossa Mancini (1884-1950): su vida y obra en Italia, Venezuela y Argentina	353
XII Congreso Geológico Argentino	188
Agradecimiento a árbitros	352
Crónica de la Asociación	361
Indice del Tomo	365

**El Tomo XLVI ha sido posible gracias al apoyo financiero brindado por:**

**Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas  
(CONICET)  
Yacimientos Petrolíferos Fiscales  
Amoco  
BHP - UTAH International Exploration Inc.  
Sun Oil Argentina Ltd.  
Texaco Petrolera S.A.  
Trend Argentina S.A.  
Fabricaciones Militares**

**Asoc. Geol. Arg. Rev.**

Tomo XLVI - Nº 3-4

**CONTENIDO**

- RE, G. y M. J. ORGEIRA. Estudio paleomagnético de una secuencia de sedimentos del "Ensenadense-Bonaerense" del subsuelo de la ciudad de Buenos Aires 159
- SPALLETTI, L. A., O. G. ARRONDO, E. MOREL y D. G. GANUZA. Evidencias sobre la edad triásica de la Formación Lapa en la región de Chacaico (provincia del Neuquén) 167
- KOSTADINOFF, J. y C. H. LABUDIA. Algunas características del basamento en la desembocadura del Río Negro a partir de datos gravimagnetométricos 173
- CUCCHI, R. Las plutonitas de Pilahué, intrusivos jurásicos del sector occidental del Macizo Nordpatagónico 181
- DALLA SALDA, L. H., R. VARELA y C. A. CINGOLANI. Los granitoides de Chasicó-Mencué, Macizo Norpatagónico. Su implicancia geotectónica 189
- AZCUY, C. y A. AMIGO. Geología y paleoambiente de la Formación Río Turbio (Eoceno) en la Sierra Dorotea, provincia de Santa Cruz 201
- BONORINO, A. G. y J. C. CARRICA. Elementos menores y trazas en las aguas subterráneas del sistema hidrotermal profundo de Bahía Blanca 211
- DALLA SALDA, L., C. A. CINGOLANI y R. VARELA. El basamento pre-andino ígneo metamórfico de San Martín de Los Andes, Neuquén 223
- SYLWAN, C. A., L. A. BERAZA y A. CASTELLI. Magnetoestratigrafía de la secuencia morénica en el valle del Lago Pueyrredón, provincia de Santa Cruz. 235
- FIDALGO, F., J. C. RIGGI, R. GENTILE, H. CORREA y N. PORRO. Los sedimentos Postpampeanos continentales en el ámbito sur bonaerense. 239
- VARELA, R., H. PEZZUCHI, A. GENINI y M. ZUBIA. Dataciones en el Jurásico inferior de rocas magmáticas del nordeste del Macizo del Deseado, Santa Cruz 257
- DALLA SALDA, L., C. A. CINGOLANI y R. VARELA. El basamento cristalino de la región nordpatagónica de los lagos Gutiérrez, Mascardi y Guillermo, provincia de Río Negro 263
- ASTINI, R. A. Sedimentología de la Formación Talacasto: plataforma fangosa del Devónico precordillerano, provincia de San Juan 277
- VARELA, M. E. y A. L. BENGOCHEA. Inclusiones magmáticas en intrusivos riódacíticos del distrito minero Los Manantiales, provincia de Chubut 295
- GONZALEZ, O., F. D. HONGN y R. MON. Estructura de la Sierra Laguna Blanca y zonas aledañas, provincia de Catamarca 299
- FRANCHINI, M. B. y L. D. MEINERT. Las manifestaciones de hierro en skarns del flanco suroriental del cerro Caicayén (37°27'S; 70°27'30''O), Neuquén. 309

**Toda correspondencia para la Asociación Geológica Argentina, deberá ser dirigida a: MAIPU 645, piso 1º, 1006 Buenos Aires, República Argentina**