

ISSN 0004-4822

Asociación Geológica Argentina

REVISTA



Tomo XXXVII - N° 3
Julio - Septiembre
Buenos Aires 1982

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

COMISION DIRECTIVA

(1981-1983)

Presidente: DR. GUALTER A. CHEBLI; **Vicepresidente:** DR. CARLOS A. CINGOLANI; **Secretario:** LIC. MIGUEL J. HALLER; **Tesorero:** LIC. GUILLERMO TURAZZINI; **Vocales Titulares:** LIC. J. VÍCTOR PLOSKIEWICZ, LIC. EDUARDO ESPISUA, LIC. JORGE CANGINI; **Vocales suplentes:** DRA. MILKA K. DE BRODTKORB, DR. LUIS SPALLETTI, LIC. EDUARDO OLIVERO.

REVISTAS Y PUBLICACIONES

Director: DR. FRANCISCO NULLO

Coordinadores: LIC. J. VÍCTOR PLOSKIEWICZ, LIC. GRACIELA MARÍN

COMITE EDITORIAL

ING. VICTORIO ANGELELLI, DR. HORACIO H. CAMACHO, DR. ROBERTO CAMINOS, DR. GUALTER A. CHEBLI, DR. FÉLIX GONZÁLEZ BONORINO, DR. EMILIO GONZÁLEZ D'AZ, DR. CARLOS GORDILLO, DR. ENRIQUE LINARES, DR. NORBERTO MALUMIÁN, DR. VÍCTOR RAMOS, DR. MARIO TERUGGI y DR. MARCELO R. YRIGOYEN

DELEGADOS EN EL INTERIOR

Bahía Blanca: Dra. Graciela Mas, Universidad Nacional del Sur, 8000 Bahía Blanca.
Catamarca: Dr. Gustavo A. Toselli, Casilla de Correo 189, 4700 Catamarca.
Comodoro Rivadavia: Dr. Gerardo Petrarca, Casa 8287, Bº S. Martín Oeste, 9000 C. Rivadavia.
Córdoba: Geol. Angel Maza, Las Industrias 1562, D. 7, B. Jardín, 5000 Córdoba.
Jujuy: José Andrés Alcalde, Dinamarca 1043, 4600 Jujuy.
La Rioja: Dra. Ana Frieri de Vega, C.C. 1538, Plan La Rioja, 5300 La Rioja.
La Plata: Dr. Ricardo Varela, Museo de La Plata, Paseo del Bosque, 1900 La Plata.
Mar del Plata: Lic. José L. Cionchi, Centro de Geología de Costas, Tucumán 2473, 7600 Mar del Plata.
Mendoza: Lic. J. C. Zanettini, Cent. de Exp. Minera I, Allaymé y G. Cruz, 5519 S. José.
Mina Aguilar: Pablo Dicindio, Dpto. de Geología, 4634 Mina Aguilar, Jujuy.
Neuquén: Lic. Carlos Gulisano, Comisión Geológica Nº 1, C.C. 25, 8300 Neuquén.
Paraná: Lic. Juan C. Bertolini, Corrientes 476, 3100 Paraná, Entre Ríos.
Plaza Huincul: Dr. Carlos A. Muñoz, Campamento Uno, 8318 P. Huincul.
Río Gallegos: Dr. Adolfo Fadrique, Casilla de Correo 246, 9400 Río Gallegos.
Río Turbio: Lic. Juan C. Danderfer, C.C. 147, 9407, Río Turbio, Santa Cruz.
Rosario: Dra. Pierina Pasotti, Av. Pellegrini 494, 2000 Rosario
Salta: Dr. José Antonio Salfity, Pasaje N. Roldán 57, 4400 Salta.
San Antonio Oeste: Dra. Elena Bernabo de Greco, ITMAS - C.C. 57, 8524 S. A. Oeste.
San Juan: Lic. Matilde S. Beresi, Casilla de Correo 231, 5400 San Juan.
San Luis: Dr. Jorge Raúl Fernández Tasende, C.C. 294, 5700 San Luis.
Santa Fe: Dra. Ofelia Tujchneider, Juan de Garay 2912, 3000 Santa Fe.
Santa Rosa: Lic. Susana Beatriz Bazán, 9 de Julio Nº 268, 6300 Santa Rosa, La Pampa.
Santiago del Estero: Lic. Julia Cortés, Mitre 337, 4200 Santiago del Estero.
Tucumán: Dr. Hugo Alberto Peña, Miguel Lillo 205, Bº Independencia, 4000 Tucumán.
Vespucio (Salta): Lic. Juan C. Elissonde, Distr. Geol. YPF, 4562 Vespucio.
Zapala: Lic. Mario Omar Gingsins, Casilla de Correo 101, 8340 Zapala, Neuquén.

DELEGADOS INSTITUCIONALES EN BUENOS AIRES

Agua y Energía: Lic. Guillermo Turazzini, Alem 1134.
Banco Nacional de Desarrollo: Dr. Pedro Grandi, Cochabamba 54, 3º piso, 1064 Bs. Aires.
CIRGEO: Dr. Juan P. Spikerman, Ramírez de Velasco 839 (1414).
Comisión Nacional de Energía Atómica: Dra. Mirta Gamba, Libertador 8250 (1429).
Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales (F.A.): Dr. Jorge F. Kimsa, Mitre 3100, 1663 San Miguel.
Consejo Federal de Inversiones: Lic. Roberto M. Sarudiansky, San Martín 871 (1004).
Dirección General de Fabricaciones Militares: Dr. Vicente Méndez, Cabildo 63 (1426).
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales: U.B.A. Dr. Carlos Azcuy, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, Núñez.
Servicio de Hidrografía Naval: Lic. Susana I. Marcolini, Montes de Oca 2124 (1271).
Instituto Nacional de Ciencias y Técnicas Hidricas: Lic. Alfonso Merea Llanos, Casilla de Correo 9, Ezeiza, Prov. de Buenos Aires.
Museo Argentino de Ciencias Naturales: Dr. Bruno Baldis, Angel Gallardo 470 (1405).
Obras Sanitarias de la Nación: Dra. Margarita Santos de Bertol, M. T. de Alvear 1842 (1129).
Secretaría de Minería: Lic. María C. Ubaldón, Avda. Santa Fe 1548 (1060).
Yacimientos Carboníferos Fiscales: Dr. Federico Bergmann, Diag. R. Sáenz Peña 1190 (1110).
Yacimientos Petrolíferos Fiscales: Lic. Raúl V. Marinelli, Diagonal Norte 777 (1364).

DELEGADOS EN EL EXTERIOR

Brasil: Dra. Norma M. de Melo Da Costa, Lamin. Seção de Bioestratigrafia. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, CPRM, Av. Pasteur 401 - Praia Vermelha 20000, Rio de Janeiro.
Dr. I. de Madeiros Tinoco, Escola de Geología, Universidad Federal de Pernambuco, Recife. Caixa Postal 2492.
Dr. Oscar Röster, Instituto de Geociencias USP, Caixa Postal 20899, 01.00 São Paulo.
Chile: Dr. John Davidson, Dep. Geol. Univ. Chile, Casilla 13518 - C. 21. Santiago.
Uruguay: Dr. Graciano Elizalde, Departamento Geominero, Río Branco 1388, Montevideo.
Perú: Dr. Jean Claude Vicente, Departamento de Geología, Univ. Nac. San Agustín, Casilla 572, Arequipa.

Dr. ANSELMO WINDHAUSEN**Centenario de su nacimiento y cincuentenario de su desaparición**

El 2 de abril de 1932 se extinguía la vida del doctor Anselmo Windhausen, figura pionera en las exploraciones geológicas de la Patagonia. Este tenaz y visionario científico perteneció al grupo de naturalistas europeos que desde fines del siglo pasado, contribuyó al conocimiento de los recursos naturales del país. Había llegado al puerto de Buenos Aires en junio de 1909, a los 27 años de edad, después de una carrera brillante en las universidades de Munich, Berlín y Gottinga. Durante sus estudios fue discípulo y trabajó con renombrados investigadores de la época como W. Roentgen, K. von Zittel, W. Branca, F. von Richthofen, A. von Koenen y R. Hauthal.

En la antigua División Minas, Geología e Hidrología del Ministerio de Agricultura, trabajó Windhausen bajo la dirección de J. Keidel; su primera campaña fue en el verano de 1909-1910 en la región de sierra Pintada y el sector cordillerano adyacente al río Diamante, en el sur de Mendoza. Aprovechando su experiencia museológica adquirida en Alemania, le fue encomendada la organización de la muestra que la División presentaría en la Exposición del Centenario. Posteriormente, organizaría las muestras de las Exposiciones de Turín y Roubaix y de Panamá-San Francisco. Tarea en la que obtuvo diversas distinciones para nuestro país.

Producida la reorganización de la División, que pasó a llamarse Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Windhausen viajó a Neuquén en 1912 y 1913, donde estudió la zona de Plaza Huincul y cerro Lotena. Reconoció allí tres zonas favorables para la explotación del petróleo. Tras una estancia en los Estados Unidos, inició sus trabajos en la región de General Roca.

Extendió sus observaciones a la cordillera situada al sur del Nahuel Huapi, al río Chubut y a la zona de Puerto Madryn. En 1919, adscrito a la Dirección General de los Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Windhausen realizó la exploración y el levantamiento geológico de la región petrolera de Chubut y Santa Cruz. Por desinteligencias con el presidente de YPF, coronel Enrique Mosconi, se reincorporó a la Dirección de Minas de 1923. Ese mismo año colaboró con A. du Toit en la visita que éste hiciera a la Argentina para estudiar comparativamente la geología de América del Sur y de Sudáfrica. Estas observaciones reafirmaron su opinión sobre la teoría de A. Wegener acerca de la Deriva Continental. A diferencia de sus colegas norteamericanos, que en su momento rechazaron en forma prematura la tesis de Wegener, Windhausen expuso en artículos y conferencias, argumentos existentes en la Argentina, a favor de la existencia de una primitiva masa continental.

Designado profesor de Geología y Paleontología en la Universidad de Córdoba en 1926, realizó una intensa tarea docente e investigadora. Al año siguiente comenzó la redacción de su "Geología Argentina". El mismo, publicado en 1929, fue elogiosamente recibido por sus colegas y la crítica y constituyó un clásico de la literatura geológica de Sudamérica. La "Geología Argentina" fue considerada por su contemporáneo du Toit, como la "ópera magna" de Windhausen.

This One



HW5S-EY3-WT6D

El reconocimiento internacional de la obra del doctor Windhausen se debe a que fue pionero en la difusión de la Teoría de la Deriva Continental. Como prueba de la trascendencia de sus trabajos, puede mencionarse que Veining Meinesz completó su mapa de la fracturación de la corteza terrestre de 1947, con el "bosquejo tectónico" que ilustró el trabajo de Windhausen sobre la Patagonia septentrional, de 1918.

La trayectoria y capacidad creadora del doctor Windhausen queda reflejada en los numerosos títulos que jalonan su quehacer en nuestro medio. Fue miembro fundador de la Sociedad Argentina de Estudios Geográficos y de la Sociedad Argentina de Minería y Geología; coeditor de GAEA, miembro activo de la Academia Nacional de Ciencias, Córdoba; profesor de Geología y Paleontología en la Escuela del Doctorado en Ciencias Naturales de la Universidad Nacional de Córdoba y Consejero de la Facultad de Ingeniería en esa casa de altos estudios.

La **Asociación Geológica Argentina** quiso mediante estas líneas en su memoria, rendir homenaje a quien fuera un infatigable investigador de los recursos de hidrocarburos de nuestro país, docente formador de geólogos y visionario científico de la geología argentina.

LA COMISION DIRECTIVA

**NOMINA SELECCIONADA DE PUBLICACIONES
DEL Dr. ANSELMO WINDHAUSEN**

- El yacimiento de "Rafaelita" de Auca-Mahuida (Territorio del Neuquén).* Ministerio de Agricultura, Bol. XIV (10): 1194-1221. Buenos Aires, 1912.
- Contribución al conocimiento geológico de los Territorios del Río Negro y Neuquén, con un estudio de la región petrolífera de la parte central del Neuquén (Cerro Lotena y Covunco).* Ministerio de Agricultura, Dir. Gral. Minas, Geol. e Hidrol., Anales, X (1). Buenos Aires, 1914.
- Einige Ergebnisse Zweier Reisen in den Territorien Rio Negro und Neuquén.* Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Beilage, XXXVII 325-362. Stuttgart, 1914.
- Geologie der argentinischen Petroleumlagerstätten nebst Bemerkungen zur Geschichte ihrer bisherigen Erforschung und Aufschliessung.* Petroleum, X: 277-290. Berlin, 1915.
- Los Yacimientos Petrolíferos de la zona Andina (Provincia de Mendoza y Territorio del Neuquén).* Ministerio de Agricultura, Dir. Gral. Minas, Geol. e Hidrol., Bol. N° 15, Serie B (Geología). Buenos Aires, 1916.
- Líneas generales de la estratigrafía del Neocomiano en la Cordillera Argentina en la Argentina.* Primera Reunión Nacional de la Soc. Arg. de Ciencias Naturales. Tucumán, 1916, Coni. Buenos Aires, 1918-19.
- Consideraciones generales sobre el límite entre el Cretáceo y el Terciario con referencias especial a la edad y posición estratigráfica del piso de San Jorge en la Argentina.* Acad. Nac. Ciencias en Córdoba, Bol. XXIII, 97-128, Coni. Buenos Aires, 1918.
- Rasgos de la Historia Geológica de la planicie costanera en la Patagonia septentrional.* Acad. Nac. Ciencias en Córdoba, Bol. XXIII (8): 319-364, Córdoba, 1918.

- The problem of the Cretaceous-Tertiary boundary in South America and the stratigraphic position on the San Jorge-Formation in Patagonia.* American Journal of Science, XLV (265): 1-53, New Haven, 1918.
- Ensayo de una clasificación de los elementos de estructura en el subsuelo de la Patagonia y su significado para la historia geológica del Continente.* Acad. Nac. de Ciencias en Córdoba, Bol. XXV: 125-138. Buenos Aires, 1921.
- Informe sobre un viaje de reconocimiento geológico en la parte Nordeste del Territorio del Chubut, con referencia especial a la cuestión de la provisión de agua de Puerto Madryn. Con un estudio petrográfico de algunas rocas por el Dr. R. Beder.* Dir. Gral. Minas, Geol. e Hidrol., Bol. 24, serie B (geología). Buenos Aires, 1921.
- Ein Blick auf Schichtenfolge und Gebirgsbau im Südlichen Patagonien.* Geol. Rundschau XII: 109-137. Leipzig, 1921.
- Estudios geológicos en el Valle superior del Río Negro.* Ministerio de Agricultura, Dir. Gral. de Min., Geol. e Hidrol., Boletín N° 29, serie B (geología). Buenos Aires, 1922.
- Geología del cerro Lotena, Auca Mahuida y Covunco, Neuquén.* Petr. y Min., 10: 13-15; 11: 19-22; 12: 12-16 y 13: 9-11. Buenos Aires, 1922
- Cambios en el concepto de las condiciones geológicas del yacimiento petrolífero de Comodoro Rivadavia.* Acad. Nac. de Ciencias en Córdoba, Bol. XXVII: -8. Córdoba, 1923.
- Líneas generales de la constitución geológica de la región situada al oeste del golfo de San Jorge.* Acad. Nac. de Ciencias en Córdoba, Bol. XXVII: 167-322. Córdoba, 1923.
- Nuevo aspecto geológico de los yacimientos de Comodoro Rivadavia. Teoría del doctor Anselmo Windhausen.* El Petrolero Argentino, N° 4: 24-25. Buenos Aires, 1923.
- Las antiguas conexiones de la Patagonia.* Acad. Nac. de Ciencias en Córdoba, Bol. XXVIII: 213-250. Córdoba, 1925.
- Apuntes sobre el sistema hidrográfico del Río Sengerr.* Soc. Arg. de Estudios Geográficos, Anales "GAEA", 1: 144-164. J. Peuser. Buenos Aires, 1925.
- Einige Linien der Geologischen Entwicklungsgeschichte Patagoniens im Lichte neuer Forschungen.* Sieb. Jahrb. Neider. Geol. Ver. Hann, 17: 149-179. Hannover, 1925.
- La expedición oceanográfica alemana del Atlántico en el buque "Meteor".* Soc. Arg. de Estudios Geográficos, Anales "GAEA". 1: 394-402. J. Peuser. Buenos Aires, 1925.
- Informe sobre las posibilidades existentes para el aprovisionamiento de agua en Puerto Camarones.* Dir. Gral. de Minas, Geol. e Hidrol., Publicación N° 20. Buenos Aires, 1926.
- Rasgos geológicos y morfológicos de la región del lago Nahuel Huapi.* Soc. Arg. de Estudios Geográficos. Anales "GAEA" (2): 272-283. J. Peuser. Buenos Aires, 1927.
- Consideraciones generales sobre la hidrogeología de la Provincia de Córdoba.* Ingeniería Civil, I: 141-146. Córdoba, 1928.
- Geología Argentina, Primera Parte. Geología General o Dinámica.* J. Peuser Ltda. Buenos Aires, 1929.

Geología Argentina, Segunda Parte. Geología Histórica y Regional del Territorio Argentino. Buenos Aires, J. Peuser Ltda., 1931.

Bau und Bild Patagoniens. Zeitsch. Gesell. Erdk., 18-38. Berlín, 1932.

Apuntes sobre la zona petrolera de la Patagonia meridional. Dir. Gral. de Yac. Petrol. Fisc., Boletín de Informaciones Petroleras, 131: 69-79. Buenos Aires, 1935.

Excursión geológica al Neuquén y Río Negro. Dir. Gral. de Yac. Petr. Fiscales, Bol. Inf. Petrol., 162: 121-161. Buenos Aires, 1938.

El nacimiento de la Patagonia. Soc. Geol. Arg., Revista, II (2): 89-112. Buenos Aires, 1947.

REASIGNACION GENERICA DE *CALYMENELLA? ZAPLENSIS* HARRINGTON Y LEANZA, 1957, (TRILOBITA)

CESAR RUBEN MONALDI

Resumen

En base a numerosos ejemplares provenientes de la sierra de Mojotoro, Salta, se redescubre la especie *Calymenella? zaplensis* Harrington y Leanza, 1957, reasignándola al género *Brongniartella* Reed. Se propone suprimir la Zona de *Calymenella? zaplensis* definida por Harrington, dada su superposición con la de *Hoekaspis schlagintweiti*, que se mantiene.

Introducción

La especie *Calymenella? zaplensis* fue fundada por Harrington y Leanza (1957) sobre la base de tres pigidios provenientes de la Formación Centinela (sierra de Zapla, provincia de Jujuy), siendo luego incluida como elemento de Zona para el Caradociano del norte argentino.

En una comunicación reciente (Monaldi, y Monaldi, 1978) se mencionó el hallazgo de ejemplares completos y en buen estado de conservación, de un trilobite cuyas características morfológicas permitieron encuadrarlo dentro de la Familia Homalonotidae y más estrictamente entre los géneros *Brongniartella* Reed y *Eohomalonotus* (*Eohomalonotus*) Reed. El estudio comparativo de los mismos reveló que los pigidios eran idénticos a los de la especie descrita como *Calymenella? zaplensis*; sin embargo en lo que respecta a céfalo y tórax mostraban diferencias diagnósticas esenciales con el género *Calymenella* Bergeron, lo que hacía dudosa la asignación de la forma de Zapla a esa unidad taxonómica.

El presente trabajo es el resultado del análisis detallado de una nueva colección y en él que se confirma que la especie de Harrington y Leanza debe ser asignada al género *Brongniartella* Reed.

Abstract

Baseing our's judgement on many examples of Mojotoro range in Salta, we redescibe the species *Calymenella? zaplensis* Harrington y Leanza, 1957, reassigning it to the genus *Brongniartella* Reed. We propose to supress the *Calymenella? zaplensis* Zone defined by Harrington, because of its superposition with the *Hoekaspis schlagintweiti* Zone that still continue.

Ubicación geográfica

El material paleontológico fue coleccionado íntegramente en las quebradas de Mojotoro, Gallinato y Santa Gertrudis, cuya área de influencia (fig. 1) forma parte de la sierra de Mojotoro, cordón montañoso que integra la parte austral y oriental de lo que se conoce como Cordillera Oriental. La misma se encuentra ubicada a unos 18 km al noreste de la ciudad de Salta; sus límites lo constituyen los paralelos 24°40' y 24°42' de latitud sur y los meridianos 65°17' y 65°22' de longitud oeste.

Se accede a la zona por la ruta nacional n° 9, la cual, a la altura del km 1615, empalma con un camino vecinal que recorre la quebrada del Gallinato en toda su extensión; en las proximidades del lugar denominado Corral de Barranca se conecta con dos caminos secundarios, uno de los cuales se dirige hacia el sur hasta la quebrada de Mojotoro, mientras el restante, hacia el norte, conduce a la quebrada de Santa Gertrudis.

Estratigrafía

La Formación Santa Gertrudis, término propuesto por Harrington (en Harrington y



Fig. 1. — Mapa de ubicación. Los asteriscos indican la procedencia del material estudiado.

Leanza, op. cit.) representa el último registro de la historia ordovícica en la sierra de Mojotoro. Aflora en las quebradas de Santa Gertrudis, Mojotoro y Gallinato, alcanzando en esta última un espesor máximo de 80 metros. Se apoya en concordancia sobre la Formación Mojotoro (Ruiz Huidobro y González Bonorino, 1953) y le suprayacen mediante falla sedimentos terciarios del Grupo Orán (Ghebard *et al.*, 1974).

Está compuesta por pelitas arenosas de colores gris verdoso y verde amarillento, a las que intercalan lentes de calizas grises azuladas. Su contenido fosilífero es abundante, especialmente en su mitad superior, y está constituido por pelecípodos pertenecientes al género *Ctenodonta*, braquiópodos, conodontos y trilobites; entre estos últimos los más frecuentes corresponden a *Brongniartella zaplensis* (descrita en este trabajo) y en menor número a *Hoekaspis schlagintweiti* y *Parabasilicus aff. P. typicalis*. La conservación de los fósiles en las calizas es muy buena, pero la dureza de las mismas impide en muchos casos la partición en planos adecuados; los

restos extraídos de pelitas arenosas están recubiertos, en su mayoría, por una pátina de óxidos de hierro de colores ocre y amarillentos.

Es de destacar asimismo la inversión de la secuencia que ya fuera mencionada por Bonarelli (1918) y Ruiz Huidobro y González Bonorino (1953), la que se evidencia por la posición invertida de *Cruziana sp.*, *Skolithos sp.* y de planos de entrecruzamiento observables en la Formación Mojotoro, como así también por la presencia de niveles arenigianos (*Thysanopyge argentina* y *Didymograptus vacillans*) sobrepuestos a niveles más jóvenes (*Brongniartella zaplensis* y *Hoekaspis schlagintweiti*).

Descripción sistemática

Clase TRILOBITA Walch 1771

Orden PHACOPIDA Salter 1864

Suborden Calymenina Swinerton 1915

Familia HOMALONOTIDAE Chapman 1890

Subfamilia Eohomalonotinae Hupé 1953

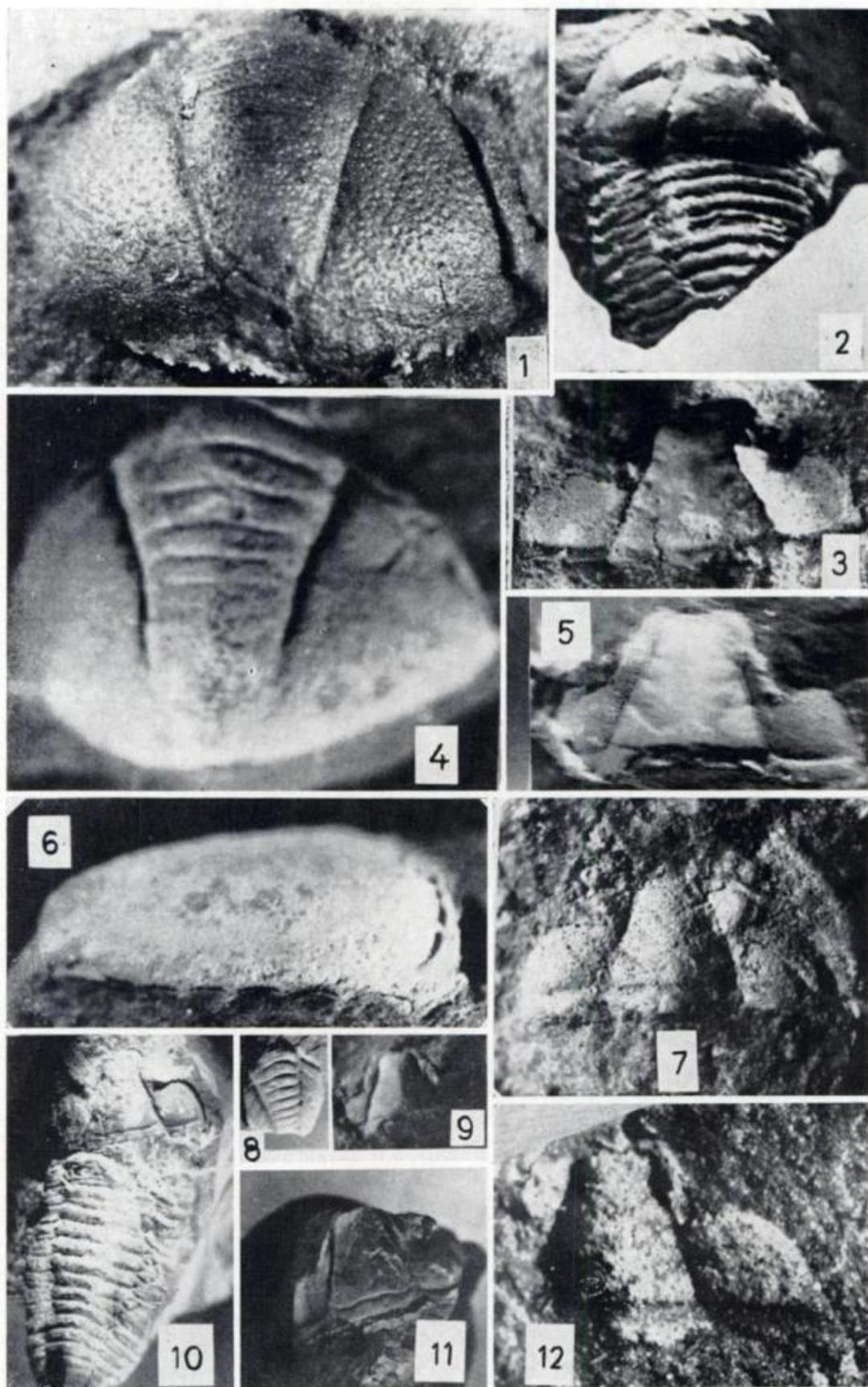
Género BRONGNIARTELLA Reed 1918

Especie Tipo: *Homalonotus bisulcatus* Salter 1851

Diagnosis

Céfalo semicircular a semielíptico, sin borde. Glabela bien definida, urceolada a cónica hacia adelante, generalmente sin surcos; surcos circunglabelares marcados, algo cóncavos a la mitad de su recorrido. Campo preglabellar bastante ancho. Los ojos son pequeños. La rama anterior de la sutura facial se extiende desde el ojo, en una suave curva, hasta el margen anterior del céfalo; la rama posterior corta el margen lateral del céfalo casi en el ángulo genal. Mejillas libres subtriangulares, más pequeñas que las mejillas

Lám. I. — 1-12: *Brongniartella zaplensis* (Harrington y Leanza). 1: Molde en plastilina de un pigidio mostrando los hoyuelos que cubren su superficie (CNS - I: 427-53), x 8. 2: Céfalo y parte de tórax (CNS - I: 427-38), x 2. 3: Cranidio en el que se observan los 4 surcos glabellares y la cresta sagital (CNS - I: 427-78), x 10. 4: Pigidio (CNS - I: 427-47), x 11. 5: Cranidio (CNS - I: 427-16), x 5. 6: Vista lateral de un pigidio en el que se observan las diminutas espinas marginales (CNS - I: 427-47), x 15. 7: Cranidio correspondiente a un estadio juvenil, con ojos relativamente grandes y tubérculo medio en el anillo occipital (CNS - I: 427-2), x 14. 8: Pigidio (CNS - I: 427-52), x 2. 9: Cranidio con quilla sagital marcada (CNS - I: 427-16), x 2. 10: Cranidio, tórax y parte de pigidio (CNS - I: 427-77), x 2. 11: Cranidio (CNS - I: 427-29), x 2. 12: Cranidio correspondiente a un estadio juvenil, con mejilla fija prolongada en espina intergenal (CNS - I: 427-79), x 28.



fijas y con ángulo genal redondeado. Anillo occipital ancho.

El axis torácico es notablemente ancho y está delimitado por surcos dorsales poco marcados. Las pleuras son relativamente cortas, surcadas y redondeadas en los extremos externos.

Pigidio semioval a parabólico, moderadamente convexo y compuesto de un gran número de segmentos: 9 - 12. Pigaxis bien definido, ancho y rápidamente enangostado hacia atrás. Lóbulos laterales del pigidio con 7 - 10 costillas lisas y sin borde marginal.

Discusión

Reed (1918) propuso el nombre genérico de *Brongniartella* en lugar de *Brongniartia* Salter, 1865, el cual era homónimo de dos nombres genéricos anteriores: *Brongniartia* Leach, 1824, y *Brongniartia* Eaton, 1832. Reed refirió el nombre de *Brongniartella* solo a la primera sección del género *Brongniartia* Salter, mientras que para la segunda sección estableció el subgénero *Eohomalonus*.

Brongniartella zaplensis (Harrington y Leanza 1957, Lám. I, Figs. 1-12.

1957 - *Calymenella? zaplensis* Harrington y Leanza. Ordovician Trilobites of Argentina. Pág. 224, fig. 123 (7 - 8).

Descripción

Exoesqueleto dorsal subelíptico, de tamaño mediano. Céfalos y pigidio de longitud subigual, mucho menor que la del tórax.

Céfalo de contorno semicircular, convexo, sin borde cefálico y cubierto de hoyuelos.

Cranidio subtrapezoidal. Glabela de forma trapezoidal, ligeramente elevada por sobre el nivel de las genas. Ancho de la base de la glabela aproximadamente dos veces el ancho de la porción anterior y algo mayor que su longitud. Surcos axiales profundos, algo sinuosos, subparalelos en la parte anterior, ligeramente convergentes a la altura del tercer par de surcos glabulares y luego fuertemente divergentes hasta el surco occipital. Cuatro pares de surcos glabulares laterales, poco profundos, curvados y oblicuos hacia atrás y de longitud decreciente del 1p al 4p, este último observable sólo en ejemplares muy bien conservados. En la glabela se observa una cresta sagital que nace entre el 4p y el 3p y llega hasta el surco occipital.

Campo preglabular aplanado, angosto y curvado hacia atrás; surco preglabular ligeramente convexo hacia atrás. Surco occipital muy marcado, angosto, medianamente profundo, cóncavo hacia atrás en la porción media y convexo en los laterales; anillo occipital ensanchado en el medio y los extremos distales, enangostado en la porción media de los laterales.

Área anterior y área palpebral de las fíxigenas angostas; área posterior ancha, subrómica, convexa. Borde posterior suavemente convexo, angosto, de ancho uniforme y menor que el anillo occipital en su porción proximal; surco marginal posterior sigmoideo, profundo en la región proximal y menos profundo en la distal.

Ojos pequeños, ubicados cerca de la glabela a la altura del 2p. Ramas anteriores de la sutura facial subparalelas a los surcos axiales y convergentes hacia atrás en la línea media; rama posterior de la sutura facial proparia; sigue en su tramo posterior subparalelamente al margen cefálico y luego se curva fuertemente, dirigiéndose transversalmente hacia los ojos; ángulos genales redondeados; mejillas libres anchas, triangulares y convexas.

Tórax con 13 segmentos; axotórax muy ancho, de contorno suboval; anillos torácicos anchos, curvados hacia adelante, suavemente convexos. Pleuras curvadas hacia adentro en sus extremidades distales, recorridas por surcos pleurales oblicuos que cortan a los surcos interpleurales formando áreas triangulares. En la extremidad proximal de cada pleura se observa un hoyuelo conspicuo.

Pigidio de tamaño mediano, muy convexo, sin borde diferenciado; pigaxis largo, cónico en su tramo anterior y semicilíndrico en la porción posterior, ligeramente elevado por sobre el nivel de las pigopleuras, con 9 a 10 anillos y segmento terminal corto. Surcos axiales profundos y angostos, convergentes hasta el quinto anillo, a partir del cual se hacen ligeramente subparalelos; menos profundos a partir del noveno. Surcos interanulares variables en sus características; los tres primeros profundos y ligeramente cóncavos hacia atrás en casi todo su recorrido, haciéndose muy tenues y fuertemente dirigidos hacia atrás en sus extremidades distales, alcanzando los surcos axiales; 4, 5 y 6 medianamente profundos, rectos en casi todo su recorrido y también curvados y dirigidos hacia atrás en sus extremidades distales; los restantes son muy tenues, rectos y no alcanzan los surcos axiales. Pigopleuras convexas,

con las 4 costillas anteriores pobremente definidas por surcos pleurales débiles, que nacen en los surcos axiales al nivel medio de los anillos axiales, muy oblicuos hacia atrás y afuera y que se esfuman antes de alcanzar el margen. Superficie de las costillas con débiles indicaciones de surcos interpleurales oblicuos hacia adelante y afuera en relación a cada costilla; área posterior de las pigopleuras lisa. Sobre el margen lateral del pigidio se observan, en un ejemplar muy bien conservado, 6 pequeñas espinas regularmente distribuidas. Superficie del pigidio cubierta totalmente por pequeños hoyuelos.

Discusión y comparaciones

Entre los numerosos ejemplares colectados se cuenta con algunos cranidios que, por sus características, corresponderían a estadios juveniles dentro del desarrollo ontogenético. Así, en cranidios pequeños, se puede observar la presencia de un tubérculo medio sobre el anillo occipital, ojos relativamente grandes ubicados muy adelante, a la altura del tercer par de surcos glabellares (lám. I, fig. 7) y borde posterior de las fixígenas prolongado en espina intergenal (lám. I, fig. 12). Por el contrario, en especímenes maduros los ojos son relativamente pequeños y están situados a la altura del segundo par de surcos glabellares, a la vez que desaparecen el tubérculo del anillo occipital y las espinas intergenales. También es probable que las espinas pigidiales y el cuarto par de surcos glabellares sean caracteres juveniles.

El género *Calymenella* Bergeron difiere de nuestro ejemplar por poseer un borde cefálico diferenciado, glabella redondeada en el frente, 1p sigmoidal característico, ojos ubicados relativamente lejos de la glabella y axotórax relativamente angosto.

Nuestro ejemplar muestra relaciones muy cercanas con el subgénero *Eohomalonotus* (*Eohomalonotus*) Reed, del que difiere por carecer de borde cefálico, poseer las ramas posteriores de la sutura facial propias y un mayor número de anillos en el pigidio: 9 - 10 en nuestra especie, mientras *E. (Eohomalonotus)* sólo cuenta con 6 - 8.

Comparado con *Brongniartella* Reed las afinidades son aún más notables diferenciándose solamente por la presencia de surcos glabellares laterales que, de acuerdo a la descripción de Reed, generalmente están ausentes en *Brongniartella*. Sin embargo, Kielan (1959: lám. 19, figs. 1 - 3) asigna a *Brong-*

niartella un céfalo en el que se observan claramente 3 pares de surcos glabellares, basándose para ello en la ausencia de borde cefálico como carácter diagnóstico.

Teniendo en cuenta algunas características diagnósticas como ser: carencia de borde cefálico, ramas posteriores de la sutura facial propias, axotórax muy ancho y pigidio con 9 - 10 segmentos, hemos creído conveniente asignar nuestros ejemplares al género *Brongniartella*, a pesar de que la presencia de surcos glabellares los relaciona con *E. (Eohomalonotus)*. De todas maneras, y como bien lo hicieran notar Prantl y Pribyl (1948), las relaciones entre *Brongniartella* y *E. (Eohomalonotus)* son muy estrechas.

A nivel específico el céfalo de nuestros ejemplares muestra notables semejanza con *Brongniartella platynotus* Dalman, en especial con las ilustraciones de Kielan (op. cit.). En cuanto al pigidio, la forma general del mismo es similar, al igual que el pigaxis, que en ambas especies es cónico y no llega al margen posterior; los surcos pleurales en ambas especies, nacen al nivel medio de los anillos axiales y se esfuman antes de alcanzar el margen; el número de anillos y la forma de los surcos interanulares son también coincidentes en las dos especies. Las diferencias con respecto al pigidio de la especie de Dalman se dan en el número de pigopleuras, que en esta última es de 7, bien definidas por surcos pleurales profundos, mientras que en nuestros ejemplares se observan sólo 4, distinguidas por surcos pleurales angostos y débiles, entre los que se intercalan surcos interpleurales, ausentes en la especie de Dalman.

Nuestros ejemplares también pueden compararse con los descritos e ilustrados por Kobayashi (1937: págs. 490 - 491, lám. 3, figs. 15 - 17) como *Homalonotus (Brongniartella?) bistrami* Hoek, los cuales son citados para la zona de Isaipata (Bolivia). El céfalo de la especie boliviana está muy mal conservado como para posibilitar alguna comparación; el pigidio, en cambio, es muy similar al de nuestra especie, diferenciándose por tener los campos pleurales lisos; sin embargo es de hacer notar que nuestros ejemplares, en algunos casos y por razones de conservación, también presentan los campos pleurales lisos, por lo que se asemejan bastante a la especie boliviana, la cual posiblemente sea congénica con la nuestra.

Material asignado: 113 ejemplares, que figuran bajo la sigla CNS - I: 071 - 2/427 (1 - 113).

Sintipos: Un cráneo completo, número CNS-I (427 - 78); céfalo y parte de tórax, número CNS - I (427 - 38); cráneo, tórax y pigidio, número CNS - I (427 - 77); pigidio, número CNS - I (427 - 47). Todos los ejemplares mencionados están ilustrados en la Lám. I, figs. 3, 2, 10 y 4 respectivamente.

Repositorio: Cátedra de Paleontología General, Departamento de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, Salta, Argentina.

Consideraciones sobre la fauna y su edad

El género *Brongniartella* es clásico para el Caradociano de Shropshire, está presente en el Ashgilliano de Polonia y Escandinavia como así también en sedimentitas llandeilianas y caradocianas de Norteamérica (Whittington, 1973).

Kobayashi (1937) menciona a *Brongniartella* como un subgénero del género *Homalonotus* para el Caradociano de Bolivia. Avila Flores (1972: Lám. 11, figs. 1 - 4) ilustra un cráneo que tiene marcadas semejanzas con el de *Brongniartella zaplensis*; según el mencionado autor, se trata de un nuevo género y especie de *Homalonotidae*, el cual está asociado con una fauna que indica edad llandeiliana.

En lo que respecta a *E. (Eohomalonotus)*, forma como ya dijimos muy afín a nuestros ejemplares, sus primeros representantes aparecen en el Llandeiliano de Gres de May

(Normandie, Francia); para el Ordovícico de Bohemia se citan varios representantes del subgénero en las cuarcitas Drabov, consideradas llandeilianas por Prantl y Pribyl (1948) y posteriormente ubicadas en el Caradociano inferior por Havlicek (1961: en Havlicek y Vanek, 1966).

El género *Hoekaspis* es un asáfido endémico, muy característico del oeste y noroeste de la Argentina y Bolivia, del cual se conocen diversas especies con distribución geográfica distinta. En Bolivia está representado por *H. matacensis* y *H. mesops*, mientras que en Argentina se han reconocido: *H. diablensis*, *H. megacantha* y *H. schlagintweiti*. Temporalmente caracteriza al Llanvirniano y algunas de sus especies nominan Zonas de esa edad.

El análisis anterior evidencia la imposibilidad de definir con precisión la edad de la asociación *Hoekaspis - Brongniartella*, por cuanto ambos géneros son cronológicamente distintos. Sin embargo, teniendo en cuenta la mayor distribución geográfica del género *Hoekaspis* en Argentina y Bolivia y su constancia en el Llanvirniano, creemos conveniente atribuir dicha edad a la asociación *Hoekaspis schlagintweiti - Brongniartella zaplensis*.

Por lo expuesto en el párrafo precedente, la Zona de *H. schlagintweiti* para el Llanvirniano sigue vigente, mientras que la Zona de *Calymenella? zaplensis* (ahora *B. zaplensis*) definida para el Caradociano, debe ser anulada.

Lista de trabajos citados en el texto

- Avila Flores, E. G., 1972. *Contribución al conocimiento de la Estratigrafía y Paleontología en el sur de Bolivia*. UMSA, Fac. Cienc. Geológicas (Tesis inédita), La Paz, Bolivia.
- Bonarelli, G., 1918. *Nuevas contribuciones geopaleontológicas argentinas*. *Physis*, 4 (17): 351-352.
- Ghebard, J. A., A. R. Giúdice y D. Oliver Gascón, 1974. *Geología de la comarca entre el río Jaramento y arroyo Las Tortugas, provincias de Salta y Jujuy, República Argentina*. *Asoc. Geol. Arg. Rev.* XXIX (3): 359-375.
- Harrington, H. J. y A. F. Leanza, 1957. *Ordovician Trilobites of Argentina*. Univ. Kansas, Dept. Geol., Spec. Publ. 1, Lawrence.
- Havlicek, C. y J. Vanek, 1966. *The Biostratigraphy of the Ordovician of Bohemia*. *Sbornik Geologických ved. Paleontologie*, 8: 7-69.
- Kielan, Z., 1959. *Upper Ordovician trilobites from Poland and some related forms from Bohemia and Scandinavia*. *Paleontologia Polonica*, 11: 1-191.
- Kobayashi, T., 1937. *The Cambro - Ordovician shelly faunas of South America*. *Jour. Fac. Scienc. Imp. Univ. Tokyo, Sect. II*, 4: 369-522.
- Monaldi, C. R. y O. H. Monaldi, 1978. *Hallazgo de una nueva fauna en la Formación Santa Gertrudis (Ordovícico), provincia de Salta, República Argentina*. *Asoc. Geol. Argentina, Revista*, 33 (3): 245-246.

- Prantl, F. y A. Pribyl, 1948. *Classification of the Bohemian Homalonotidae (Trilobitae)*. Bull. Int. l'Acad. Tchèque Sci., 6: 1-24.
- Reed, F. R. C., 1918. *Notes on the genus Homelonotus*. Geol. Mag. London, 6 (5): 263-276, 314-327.
- Ruiz Huidobro, O. y F. González Bonorino, 1953. *La estructura de la sierra de Mojotoro y la utilidad de "cruziana" como indicador estructural*. Asoc. Geol. Argentina, Revista, 8 (4): 214-219.
- Whittington, H. B., 1973. (*Ordovician Trilobites*) in Hallam, A. editor. Atlas of Paleogeography: 13-18, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.

Recibido: 4 de noviembre, 1981.

Aceptado: 11 de agosto, 1982.

CESAR RUBEN MONALDI

Departamento de Ciencias Naturales,
Universidad Nacional de Salta

Buenos Aires 177

4400 Salta

Argentina.

PREMIO ESTIMULO A LA INVESTIGACION CIENTIFICA

La Asociación de Ex-internos de "La Fraternidad" de Concepción del Uruguay, con motivo de cumplir 106 años, el próximo 14 de mayo de 1983, ha instituido el premio mencionado, con el objeto de estimular a los jóvenes investigadores del país menores de 40 años.

El tema elegido en esta octava edición es: *Ciencias naturales y/o geología*, para lo cual queda abierto un *Concurso* de títulos, méritos, aptitudes y trabajos presentados y publicados de los aspirantes al mencionado galardón, que en forma individual o compartida pueden presentarse el primer miércoles de los meses de noviembre y diciembre de 1982, o febrero y marzo de 1983, en el horario de 20 a 23 horas, en la sede social en la calle Güemes 3941, Buenos Aires, teléfono 72-0444.

El Jurado para el dictamen respectivo estará a cargo de la Sociedad Científica Argentina.

El o los galardonados integrarán la delegación que se trasladará a Concepción del Uruguay, para recibir el premio, en Acto Académico, ante autoridades y la juventud estudiosa de la mencionada ciudad entrerriana, a quienes se destina espiritualmente, como realización intelectual, altamente ejemplarizadora.

VARIACION REGIONAL Y SIGNIFICADO GEOMORFOLOGICO DE LA DENSIDAD DE DRENAJE EN LA CUENCA DEL RIO SAUCE GRANDE, PROVINCIA DE BUENOS AIRES

JORGE RABASSA

Resumen

La densidad de drenaje (Dd) en la cuenca del río Sauce Grande es altamente variable cuando se consideran unidades superficiales de 4 km². Este estudio se extiende sobre 688 de estas unidades y las similitudes y diferencias observadas en sus valores respectivos han sido evaluadas mediante la aplicación de métodos estadísticos tales como análisis de varianza, tests estadísticos paramétricos (χ^2 , t, F), análisis de regresión y correlación, tests de independencia, etc. Aquellas variaciones que han sido consideradas estadísticamente significativas son interpretadas en relación a las unidades litoestratigráficas aflorantes, los rasgos geomórficos y la historia geomorfológica regional.

Áreas con rocas paleozoicas aflorantes tienen valores de Dd más altos que aquellas donde la geología superficial está compuesta íntegramente por depósitos pliocuaternarios. Las Formaciones paleozoicas con lutitas y limolitas predominantes tienen valores de Dd mayores que aquellas integradas fundamentalmente por areniscas.

Áreas con depósitos fluviales del Cuartario superior muestran valores de Dd más elevados que aquellas con sedimentos pedemontanos y loésicos.

Las unidades superficiales que incluyen colinas y serranías presentan valores mayores que otras, aun cuando los mismos tipos litológicos paleozoicos sean considerados.

Áreas afectadas por rejuvenecimiento geomorfológico, independientemente de su litología u origen geomorfológico, tienen valores más altos que aquellas unidades no afectadas aún por el reajuste regional de la red de drenaje, el cual se supone de edad Pleistoceno superior-Holoceno.

Dd aumenta con el incremento en relieve relativo y porcentaje de roca de base aflorante, pero disminuye con el incremento de la distancia planimétrica al punto más alto de la divisoria externa de la cuenca. En todos los casos, el mejor ajuste de las ecuaciones de regresión se obtiene por relaciones lineales, pero otros ajustes son asimismo posibles.

Regresión lineal múltiple ha sido realizada utilizando estas cuatro variables. Porcentaje de roca aflorante explica la porción mayor de la varianza, seguida por distancia a la cota más alta de la divisoria.

El análisis "regional" de Dd, utilizando cartas topográficas (1:50000) como unidades, muestra que este parámetro puede ser exitosamente utili-

Abstract

Drainage density (Dd) in the Río Sauce Grande Basin is highly variable when square surface units of 4 sq.km are considered. This study extends over 688 of these units and their observed similitudes and differences have been statistically tested.

Those variations which have been found statistically significant are interpreted in relation with the distribution of geological units, geomorphological features and geomorphological history.

Areas with outcropping Paleozoic rocks have higher Dd values than those where all surficial geology is composed of Pliocene-Quaternary deposits. Paleozoic Formations with predominant shales and siltstones have higher Dd values than those formed mainly by sandstones. Upper Quaternary fluvial deposits show higher Dd values than loessic and piedmont deposits. Square surface units that include hills present higher Dd values than other areas of the basin, even if the same Paleozoic lithologic types are considered. Those areas affected by geomorphic rejuvenation, regardless of their lithology or geomorphic origin have higher Dd values than those units not yet affected by the regional readjustment, which is assumed to be Late Pleistocene in age. Dd increases with increasing relative relief and increasing percentage of bedrock outcrop area, but it decreases with increasing distance to the highest point of the watershed divide. In all cases, best fit is obtained by linear relationships, but other regressions are also acceptable.

Multiple linear regression has been performed using these four variables; percentage of bedrock outcrop explains the larger portion of the variance, followed by distance to the highest divide.

"Regional" analysis of Dd, using 1:50000 topographic sheets as units, shows that this parameter may be successfully used to discriminate between areas with differences in surface geology and geomorphology. Each topographic sheet has a mean value of Dd which correlates with the percentage of total area occupied by bedrock outcrops.

Maps of iso-Dd values have been constructed. Contour interval is 0.5 Km/Km². They may be used as indicators of the regional variation of soil infiltration capacity, surface geology, geomorphology and extent of the Late Pleistocene rejuvenation. It is considered that in the extremely flat lands of the Pampean region, these maps may be very useful as a tool of geological mapping and for discrimination of litho-stratigraphic units of

zado para discriminar entre áreas con diferencias en su geología superficial y geomorfología. Cada carta tiene un valor de \overline{Dd} que correlaciona bien con el porcentaje del área total ocupado por afloramientos de roca de base.

Se han construido mapas de iso- \overline{Dd} , con una equidistancia entre curvas de 0,5 km/km². Estos mapas pueden ser utilizados como indicadores de la variación regional de la capacidad de infiltración del suelo, la geología de superficie, la geomorfología y la extensión del rejuvenecimiento. Se considera que en las llanuras pampeanas, extremadamente planas, estos mapas podrían ser muy útiles como una herramienta de carteo geológico en la discriminación superficial de unidades litoestratigráficas del Cenozoico superior. Así, mapas de red de drenaje y mapas de iso- \overline{Dd} , ambos de fácil preparación, podrían ser realizados como trabajos preliminares en proyectos de mapas de suelos en la región agrícola más importante del país.

Introducción

Densidad de drenaje (\overline{Dd}) es un parámetro cuantitativo vinculado a la textura de la red de avenamiento, definido por Horton (1932: 357; 1945: 283) como el cociente entre la longitud total de los cursos de agua en una cuenca (L) y el área total de la misma cuenca (A).

$$\overline{Dd} = \frac{\sum_{i=1}^n l_i}{A} = \frac{L}{A} \quad (1)$$

Este parámetro expresa la longitud media de los cursos de agua de una cuenca dada, por unidad de superficie.

\overline{Dd} es uno de los parámetros morfométricos más utilizados en la literatura y quizás aquél al cual se le han atribuido mayores posibilidades diagnósticas en el paisaje.

Horton atribuye la primer mención de esta relación a Newmann (1900, *in* Horton, 1932) y considera que \overline{Dd} es un buen indicador cuantitativo de la calidad del drenaje y en forma indirecta, de la permeabilidad de la cubierta superficial en una cuenca fluvial. Asimismo, Horton (1945) interpreta \overline{Dd} como un buen indicador de a) "edad fisiográfica" en el sentido de Davis; b) diferencias en el relieve; c) precipitación pluvial; d) capacidad de infiltración del suelo y e) resistencia inicial del terreno a la erosión. Horton (1945) resume en una única expresión matemática la relación entre \overline{Dd} y los restantes factores morfométricos de cierta significación:

the Quaternary. Thus, drainage-network maps and iso- \overline{Dd} maps should be performed as preliminary work for any soil mapping project in the most important agricultural region of the country.

$$\overline{Dd} = \frac{l_1 \cdot R_b^{s-1}}{A} \cdot \frac{\rho^s - 1}{\rho - 1} \quad (2)$$

donde:

l_1 : longitud promedio de los cursos de primer orden.

R_b : relación de bifurcación.

s : orden superior de la cuenca.

ρ : coeficiente "rho" (cociente entre la relación de longitud y la relación de bifurcación).

A : área de la cuenca.

Numerosos autores han calculado posteriormente \overline{Dd} bajo diversas condiciones geológicas, geomórficas y climáticas. Los valores oscilan entre 0,96 km/km² en sectores de los Apalaches (Horton, 1945) hasta 454,8 km/km² en tierras malas "badlands"; Schumm, 1956). Valores intermedios entre los mencionados, como así también discusión de diversos aspectos vinculados a \overline{Dd} pueden encontrarse en Langbein *et al.* (1947), Strahler (1950, 1952, 1958), Morisawa (1957, 1962), Hack (1957), Melton (1958 a, 1958 b), Hickok, Keppel y Rafferty (1959), Busby y Benson (1960), Schneider (1961), Hadley y Schumm (1961), Ruhe (1950), Carlston (1963), Cotton (1963, 1964), Lauder (1964), Milling y Tuttle (1964), Howe *et al.* (1966), Gregory (1966), Hidore (1965), Brice (1966),

Kirkby y Chorley (1967), Gregory (1977), Gregory y Walling (1968), Mc Coy (1971), Rogers (1971), Coates (1971), Abrahams (1972), Gardiner (1971), Gregory y Gardiner (1975), Dingman (1978), Gregory y Gardiner (1979) y Lohnes y Joshi (1967).

Metodología

El procedimiento empleado en este trabajo consta de las siguientes etapas: a) se confeccionó un mapa de red de drenaje para toda la cuenca del río Sauce Grande, siguiendo la metodología propuesta por Morisawa (1957). El mapa de red de drenaje representa la totalidad de líneas de escurrimiento (discernibles a la escala utilizada) potencialmente efectivas y funcionales durante las tormentas. Se utilizaron las cartas I.G.M. a escala 1:50000, de alta calidad por su buena equidistancia (en general, inferior a 25 m) y por tratarse en la mayoría de los casos de restituciones aerofotogramétricas. Diversos aspectos de la red de drenaje fueron constatados mediante observaciones en el terreno y estudio de los mosaicos aerofotográficos del I.N.T.A., a escala 1:50000.

b) Para el cálculo de Dd, se eligieron las cartas denominadas "Peralta", "Sierra de las Aguilas", "Lartigau", "Coronel Falcón", "San Román", y "Balneario Pehuén Cór". Estas cartas integran una franja longitudinal a la cuenca y representa en sí un perfil que incluye desde las cabeceras en las serranías hasta el mar. Para cotejar la relación de Dd con la litología o el relieve, se completó la investigación con algunos sectores de las cartas "Saldungaray" y "Sierra de la Ventana", a la misma escala.

c) Utilizando el reticulado de las coordenadas Gauss-Krüger, se determinó una grilla de cuadrados de 2 km de lado. En forma similar o lo realizado por Gregory y Gardiner (1975) se midió la longitud total de cauces para cada cuadrícula sobre el mapa de drenaje, y así lo obtuvo Dd.

d) Se preparó un mapa de variación regional de Dd (figura 1), considerando el valor obtenido como válido en el centro de la cuadrícula y dibujando las curvas de iso-Dd correspondientes, por interpolación, con una equidistancia de 0,5 km/km².

e) Se trasladó el reticulado Gauss-Krüger el mapa geológico de Sierras Australes

(Lemit, 1962), modificado siguiendo los trabajos de Furque (1973, 1979) y las observaciones del autor en campañas realizadas en 1980-1981. Se establecieron así las unidades litoestratigráficas predominantes en cada cuadrícula, a los fines de comparar su distribución con la de Dd.

f) Un criterio similar se aplicó para la identificación de los ambientes geomorfológicos, según observaciones propias. Como en el caso anterior, las unidades reconocidas se ubicaron en orden decreciente de significación en lo que hace a su extensión superficial porcentual dentro de cada cuadrícula.

g) Asimismo, para cada cuadrícula se calculó el relieve máximo total y su distancia planimétrica al punto más alto de la divisoria en la franja estudiada.

h) Los datos obtenidos fueron procesados aplicando métodos estadísticos tales como análisis de varianza, tests χ^2 , t y F, regresión simple y múltiple, y tests de independencia.

Descripción del área estudiada

El clima de la región fue evaluado mediante el método del balance hídrico de Thornthwaite, para la localidad de Sierra de la Ventana (38°08' S; 61°47' O; 255 m s.n.m.). Según este método, el clima es C₂ B'₂ r a', húmedo-subhúmedo, mesotermal, con pequeño o nulo déficit de agua y con una concentración térmica estival inferior al 48 %. La temperatura media anual es de 14,0°C y la precipitación media anual es de 809 mm. La variabilidad anual en las precipitaciones puede ser muy grande, hasta ± 50 %. La amplitud térmica anual se encuentra para toda la cuenca entre 14 y 15°C. La zona serrana muestra un total de horas de frío anuales de más de 1800 ($\leq 7^\circ\text{C}$), siendo las efectivas 1600. Asimismo, se observa aquí un pico provincial de heladas, con sólo 160 días continuos libres de ellas. La evapotranspiración potencial es de 700-750 mm en el sector serrano y de 750-800 mm en las zonas bajas. La evapotranspiración real es de 600-700 y 500-600 mm respectivamente. No hay exceso de agua anual, a excepción de la zona de cabeceras (+ 10 mm). La deficiencia de agua anual varía entre 50 y 200 mm.

Los suelos son altamente variables de acuerdo a la posición geomorfológica en que se encuentren y a las unidades litoestratigrá-

ficas sobre las que se hayan desarrollado. Cappannini (1968) reconoce para esta región litosoles (en el ambiente serrano), suelos castaños regosólicos con tosca y regosoles, sobre las dunas costeras. Cappannini, Scoppa y Vargas Gil (1971) estiman que el más importante material formador de suelos es el "E₃" (Tricart, 1973), sedimentos eólicos postpampeanos. Los materiales más antiguos, sean integrantes de la roca de base, del Plioceno o del Pampeano, hacen su aporte fundamentalmente de tipo geoquímico. La vegetación corresponde al Distrito Pampeano Austral (Cabrera, 1968; Frangi *et al.*, 1980), caracterizada por comunidades de "estepa gramínea climax" con *Stipa* sp., "matorrales de brusquilla", "pajonales de carda" y "estepa oréofila" (en roquedales de más de 500 m s.n.m.).

Aspectos de la hidrología de la cuenca han sido tratados por Luque *et al.* (1979), Tuchneider (1978) y Paoloni *et al.* (1972).

Geología

La geología de la región fue estudiada por diversos autores, entre los que cabe men-

cionar a Harrington (1947, 1972), Suero (1957, 1972, 1973), Furque (1973, 1974, 1979), Kilmurray (1975) y Varela (1978), entre muchos otros.

La estratigrafía de la roca de base fue establecida por Harrington (1947) (tabla 1).

La secuencia paleozoica está compuesta por sedimentitas psamíticas y pelíticas, algo metamorfizadas, que han sufrido intenso plegamiento. Las areniscas cuarcíticas predominan en el sector occidental del área y en los cerrillos aislados de la parte meridional. Las pelitas son más abundantes en las serranías orientales. La Formación Sauce Grande está compuesta por tillitas y otras sedimentitas glaciogénicas marinas.

Los trabajos más recientes de Kilmurray (1975) y Varela (1978), entre otros, proponen un reordenamiento estratigráfico, ubicando al Grupo Curamalal en el Paleozoico superior, en forma aproximadamente coetánea al Grupo Pillahuincó, basándose en dataciones radimétricas. Ello lleva implícito una nueva reinterpretación tectónica para la totalidad de la estructura.

Los depósitos pliocuaternarios están integrados por diversas unidades lito-estratigráficas de ambiente continental. Las principales con-

TABLA 1. — *Estratigrafía de la roca de base* (según Harrington, 1947; Furque, 1973)

Unidades litoestratigráficas	Edad	
Depósitos plio-cuaternarios	Plioceno-cuaternario	
..... discordancia de erosión		
Brecha Cerro Colorado	Mioceno	
..... discordancia angular		
Grupo Pillahuincó	Formación Tunas Formación Bonete	Pérmico
	Formación Piedra Azul Formación Sauce Grande	Carbónico
..... hiatus		
Grupo Ventana	Formación Lolén Formación Providencia Formación Napostá Formación Bravard	Devónico
..... discordancia de erosión		
Grupo Curamalal	Formación Hinojo Formación Trocadero Formación Mascota Formación La Lola	Silúrico? Ordovícico?
..... discordancia		
Granitos y otras rocas intrusivas y metamórficas	Precámbrico	

tribuciones han sido realizadas por Harrington (1947), Furque (1974), De Francesco (1970; *in* Fidalgo *et al.*, 1975; y LEMIT-CFI, 1975) e Iníguez *et al.* (1974; *in* LEMIT-CFI, 1975). Se reconocen unidades pedemontanas, de acumulación loésica, aluviales, etc. Las observaciones realizadas por el autor forman parte de otro trabajo en desarrollo y no es intención discutir aquí detalles estratigráficos. A los fines del presente trabajo, se han reconocido las siguientes unidades: Brecha Cerro Colorado, Formación La Norma (De Francesco, 1970; *in* Fidalgo *et al.*, 1975), "Psefitas pedemontanas", "Sedimentos eólicos", y "Sedimentos fluviales", constituyendo algunas de ellas más de una única unidad litoestratigráfica.

La estructura de Sierras Australes (Harrington, 1972) es de plegamiento complejo en varios órdenes de magnitud. La intensidad del plegamiento decrece hacia el NE, en el sector de afloramientos de la Formación Lolén. Las líneas axiales de los pliegues son casi rectas, con un rumbo general de NNO a SSE, con una leve tendencia al arqueamiento en el borde occidental de la Sierra de Pillahuincó. Los planos axiales inclinan al SO en el área occidental, haciéndose sub-verticales en las serranías orientales. La longitud de onda en este sector oscila en los 2500 m y la amplitud es de 200-300 m. Como se indicara más arriba, esta interpretación no coincide con la propuesta por Varela (1978) y otros autores.

La edad de la deformación es aún incierta, probablemente del Triásico o Jurásico. El relieve actual de las sierras se debería, según Harrington (1972) a "levantamientos epirogénicos intermitentes que comenzaron en el Terciario superior".

Kostadinoff *et al.* (1981) sugieren la existencia de anomalías gravimétricas que indicarían déficit de masa en Sierras Australes, con una estructura no compensada isostáticamente. Dicha compensación isostática es considerada por Kostadinoff *et al.* (1975: 120) como "local", descartando la aplicación de correcciones por compensación glacio-isostática. Esto es, por otra parte, obvio, ya que las Sierras Australes no estuvieron jamás englazadas durante el Cenozoico.

Geomorfología

En la cuenca se reconocen los siguientes ambientes geomorfológicos: 1) serranías; 2) niveles de piedemonte con cobertura de

loess; 3) valle del río Sauce Grande; 4) valles fluviales menores; 5) bajos y cuencas endorreicas; 6) campos de dunas litorales.

Serranías

El ambiente serrano se reconoce esencialmente en las cabeceras de la cuenca, constituyendo sus divisorias externas y algunas de las internas más conspicuas. La roca de base aparece también en las elevaciones ubicadas en las cercanías de Estomba y Lartigau, en la porción media de la cuenca. Las rocas paleozoicas se encuentran por lo general totalmente expuestas o cubiertas solamente por una delgada capa coluvial. Las rocas del sector occidental forman crestos y filos a menudo muy abruptos, con profundas cárcavas y paredones rocosos. Las serranías orientales son más bajas y redondeadas. Esta variación morfológica podría tener su origen parcialmente en la litología dominante: cuarcitas en la sierra de la Ventana y lutitas-areniscas en la sierra de Pillahuincó. Las lomadas del sector meridional son bajas y muy redondeadas y en algunas la cubierta sedimentaria pliocuarteria prácticamente enmascara al sustrato rocoso.

Niveles de piedemonte con cobertura loésica

En la periferia de los cuerpos serranos se observan dos niveles de piedemonte, separados por una escarpa de erosión de unos 10-15 m de desnivel relativo local. Estos niveles tienen un gradiente de 2° a 7°. Se trata de pedimentos desarrollados sobre las sedimentitas del Plioceno y Pleistoceno inferior, que exhiben una cubierta entoscada de gravas y arenas gruesas, de algunos decímetros a 2-3 m de espesor. Se reconocen además taludes y conos de deyección actuales.

Existen también amplias llanuras de acumulación eólica, cuyos depósitos exhiben indicios de posterior remoción en masa y redepositación coluvial. Estas llanuras se encuentran fundamentalmente en las porciones media e inferior de la cuenca, cubriendo la superficie de los niveles pedemontanos y en algunos casos, han sepultado líneas de drenaje, de modo de conformar superficies topográficas discernibles de las pre-existentes. Estas llanuras tienen un relieve

ve muy poco marcado, con frecuentes depresiones de origen hidro-eólico y drenaje poco integrado.

Valle del río Sauce Grande

El río Sauce Grande, principal colector de la cuenca, ocupa un valle amplio, elaborado en la roca de base y/o las sedimentitas pampeanas y con un relleno sedimentario muy potente. La compleja secuencia de terrazas propuesta por Furque (1974) no ha podido ser comprobada aún por el autor. Se reconocen solamente, en algunos tramos, dos terrazas fluviales a las cuales puede agregarse la planicie de inundación actual, encajonada en un valle muy reciente del tipo "cañada". Escalones menores en el borde de las terrazas podrían deberse a desmoronamientos y terrazuelas. Los rápidos y saltos de agua son frecuentes, en aquellos sitios donde aflora la roca de base o mantos de tosca resistente. En su porción inferior, el valle del río Sauce Grande recorre el ambiente de dunas litorales, con un diseño muy sinuoso, integrando parcialmente varios sistemas lagunares de diverso origen.

Valles fluviales menores

Una red de drenaje muy intrincada y bien integrada se observa en el sector de cabeceiras. La frecuencia de cursos y su integración disminuyen notablemente al alejarse de las serranías. La mayoría de los valles están ocupados por cursos de agua intermitentes o efímeros y sólo los mayores mantienen caudales permanentes. La morfología de los valles exhibe un perfil en "V" en los sectores serranos, el cual varía posteriormente hacia perfiles similares a cañadas en las porciones extraserranas, con cauces de paredes abruptas generadas por profundización relativamente reciente. Las planicies de inundación son, por lo general, muy reducidas, debido a esta peculiar morfología y las terrazas existentes son frecuentemente simétricas y de ancho reducido.

Bajos y cuencas endorreicas

Las cuencas endorreicas son muy frecuentes en las porciones bajas de la cuenca, aunque también se observan en algunos sectores más elevados. Reconocen distintos

orígenes, algunas de ellas vinculadas a depresiones en la faja de dunas, otras asociadas a procesos de deflación o integrando la superficie de los niveles de piedemonte. Estas últimas son poco frecuentes y se han mantenido debido a la integración incompleta de la red de drenaje.

Campos de dunas litorales

En los mosaicos aerofotográficos se observa la existencia de varias fajas (tal vez 4) de dunas litorales, orientadas subparalelamente a la línea de ribera actual. Estos cuerpos arenosos han sepultado la totalidad del relieve pre-existente y son probablemente responsables de la diversión del cauce inferior del río Sauce Grande hacia el este. Su relieve local es relativamente fuerte y la red de drenaje desarrollada en ellos es muy compleja, aunque integrada sólo parcialmente.

Historia geológica

La cuenca del río Sauce Grande se desarrolló con posterioridad a la deformación y elevación del conjunto de sedimentitas paleozoicas, habiéndose iniciado su evolución probablemente en el Terciario medio a superior. Su génesis parece estar condicionada por la zona de contacto entre los grupos Venanta y Pillahuincó. La observación de los mapas de drenaje sugiere notablemente un control tectónico por lo menos para su porción superior y en particular, su borde occidental. Esta depresión se rellenó con sedimentitas de ambiente pedemontano y acumulación en parte eólica, probablemente del Plioceno medio al Pleistoceno medio. Los depósitos están fuertemente erosionados en su techo por procesos de pedimentación, desarrollados en el Pleistoceno medio (?), generando una superficie de erosión, hoy compuesta por remanentes de pedimentos. Esta superficie fue denominada "Terraza 1" por Furque (1973), terminología que no se comparte por su equívoca connotación genética. Sobre esta superficie se excavó, probablemente hacia el Pleistoceno superior, una red de drenaje fuertemente incidida, la cual fue parcialmente rellenada por psefitas y arenas fluviales que hacia su techo pasan a limos y arenas finas. Esta red de drenaje del Pleistoceno superior es, en términos generales, coincidente con la red actual. Así, sobre estas sedimentitas fluviales se depositaron otras

unidades del mismo origen durante el final del Pleistoceno y a través del Holoceno.

Entretanto, las divisorias generadas por la incisión fluvial sobre los pedimentos fueron cubiertas en repetidas oportunidades por sedimentos de origen eólico, arenas y limos, que se suceden entre el Pleistoceno superior y el Holoceno mediante discordancias de erosión y paleosuelos enterrados o parcialmente decapitados.

Resultados

La Dd promedio para el sector estudiado de la cuenca del río Sauce Grande es de 2,55 km/km² con una desviación standar de 1,20 km/km², para un total de 688 cuadrículas (2318 km²), distribuidas en 8 cartas topográficas (Tabla 2).

TABLA 2. — Distribución de los valores de Dd por hoja topográfica

Hoja	n (total)	\bar{Dd}	s (Dd)
Lartigau	120	2,21	1,01
Las Aguilas	111	3,33	0,93
Peralta	58	3,46	1,23
Falcón	127	2,71	0,95
San Román	117	1,77	0,85
Pehuen-Có	64	1,78	0,86
Saldungaray	50(i)	2,29	(i)
Sierra de la Ventana	41(i)	4,60	(i)
Totales	688	2,62	1,20

(i) Significa que la carta no ha sido analizada en su totalidad; s (Dd) no fue calculada por tratarse de hojas no estudiadas completamente.

El primer paso del análisis fue comprobar si los valores de Dd establecidos para cada cuadrícula provienen de poblaciones normalmente distribuidas en cada una de las hojas estudiadas. Ello es de fundamental importancia en el análisis estadístico que se desarrolla posteriormente. La distribución fue determi-

nada, mediante el test χ^2 , previa standarización de los datos, con las siguientes hipótesis:

H₀: población de distribución normal, cuyos parámetros μ y σ serán estimados por los valores muestrales de \bar{Dd} y s (Dd)

H₁: población de distribución no normal.

El test χ^2 fue realizado sobre los datos de las dos hojas ubicadas en los extremos de la franja estudiada, con los siguientes resultados (tabla 3).

El análisis de la tabla 3 demuestra que cada una de las poblaciones estudiadas está normalmente distribuida. Asimismo, una población artificialmente constituida por la suma de ambas no puede ser considerada normalmente distribuida. Por tal razón, se concluye que ambos conjuntos de datos representan poblaciones estadísticamente diferenciables entre sí y, en consecuencia, la distribución de valores que asume Dd en ambas zonas es estadísticamente distinta. Los aspectos enunciados y demostrados a través del test χ^2 se han comprobado para estas poblaciones y las restantes estudiadas, mediante la graficación de estas distribuciones en papel gaussiano-aritmético.

Se estableció asimismo que existe interés en determinar si los valores medios de Dd para las hojas estudiadas pueden ser considerados estadísticamente iguales. Se utilizó el test "t" con las siguientes hipótesis:

$$H_0 : \bar{Dd}_1 = \bar{Dd}_2$$

$$H_1 : \bar{Dd}_1 > \bar{Dd}_2$$

Los resultados se presentan en la tabla 4, la cual resume los tests efectuados por pares de muestras.

La tabla 4 nos demuestra que sólo los valores medios de Dd en "Peralta" y "Las Aguilas", por una parte, y en "San Román" y "Pehuen-có" por otra, pueden ser considerados estadísticamente iguales entre

TABLA 3. — Test χ^2 para las Hojas Peralta y Pehuen-có ($\alpha = 0,05$)

Hoja	n	\bar{Dd}	χ^2	ν	Decisión	Observaciones
Peralta	58	3,46	5,29	5	No rechazo de H ₀	Población normal
Pehuen-có	64	1,78	2,17	3	No rechazo de H ₀	Población normal
Peralta + Pehuen-có	122	—	118,44	5	H ₀ rechazada	Población no normal

TABLA 4. — Test “t” para valores de \bar{Dd} ($\alpha = 0,01$)

Hojas	Peralta	Las Aguilas	Lartigau	C. Falcón	San Román	Pehuen-có
Peralta	x					
Las Aguilas	NO	x				
Lartigau	SI	SI	x			
Cnel. Falcón	SI	SI	SI	x		
San Román	SI	SI	SI	SI	x	
Pehuen-có	SI	SI	SI	SI	NO	x

“NO” significa H_0 no rechazada; “SI” significa H_0 rechazada y, en consecuencia, H_1 aceptada.

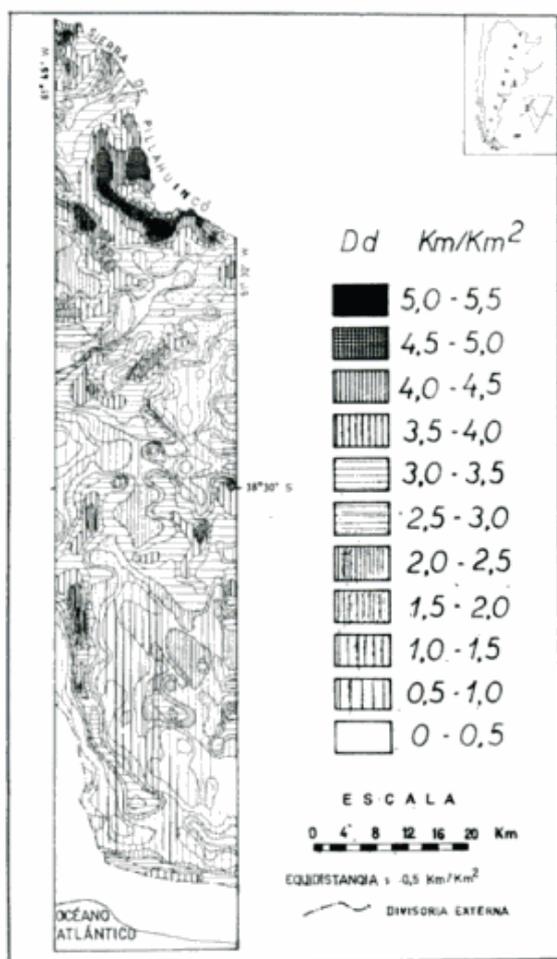


Figura 1

sí, mientras que en el resto de los pares posibles de cartas son distintos, es decir, \bar{Dd} constituye una característica morfométrica específica de cada una de ellas.

Se consideró apropiado evaluar de la misma manera las relaciones entre las respectivas desviaciones standard. Se utilizó el test “F”, mediante las siguientes hipótesis:

$$H_0 : \sigma_a^2 = \sigma_b^2$$

$$H_1 : \sigma_a^2 \neq \sigma_b^2$$

Los resultados se observan en las tablas 5 a y 5 b.

Las tablas precedentes demuestran que $s(Dd)$ es grande para la Hoja “Peralta”, sugiriendo heterogeneidad de procedencia de datos, lo cual es indicativo de la heterogeneidad de elementos morfológicos existentes. El test “F” muestra que sólo la Hoja “Peralta” exhibe valores de s^2 que pueden ser considerados significativamente diferentes en comparación con las hojas restantes. Además, la disminución del nivel de confianza de 0,05 a 0,025, operada para verificar la sensibilidad del parámetro, pone en evidencia que en la relación s^2 (Peralta)/ s^2 (Las Aguilas) y su idéntica s^2 (Peralta)/ s^2 (Cnel. Falcón), la hipótesis de nulidad no puede ser rechazada dentro de los límites de confiabilidad establecidos.

TABLA 5 a. — Evaluación de las desviaciones standard de Dd, test “F” ($\alpha = 0,05$)

Hojas	Peralta	Las Aguilas	Lartigau	C. Falcón	San Román	Pehuen-có
Peralta	x	SI	NO	SI	SI	SI
Las Aguilas	o	x	o	o	NO	NO
Lartigau	o	NO	x	NO	NO	NO
Cnel. Falcón	o	NO	o	x	NO	NO
San Román	o	o	o	o	x	o
Pehuen-có	o	o	o	o	NO	x

TABLA 5 b. — Evaluación de las desviaciones standard de Dd, test "F" ($\alpha = 0,025$)

Hojas	Peralta	Las Aguilas	Lartigau	Cnel Falcón	San Román	Pehuen-có
Peralta	x	dudoso	NO	NO	SI	SI
Las Aguilas	°	x	°	°	NO	NO
Lartigau	°	NO	x	NO	NO	NO
Cnel. Falcón	°	NO	°	x	NO	NO
San Román	°	°	°	°	x	°
Pehuen-cón	°	°	°	°	NO	x

Nota: ° significa que el test "F" no puede ser realizado en ese sentido. Para interpretación, véase explicación tabla 4.

En consecuencia, las tablas presentadas ponen en evidencia la posibilidad de discernir entre dos poblaciones de datos, aquéllos que aporta la Hoja "Peralta" y aquéllos que se obtienen de las Hojas "San Román" y "Pehuen-có".

Las operaciones estadísticas realizadas, mediante los tests χ^2 , "t" y "F", permiten afirmar que Dd muestra variaciones y similitudes entre diversas áreas, en el contexto "regional", aceptando como tal superficies del orden de los 400 km² como las estudiadas. Estas variaciones y/o similitudes podrían tener su origen en la influencia que variables regionales, como la geología y la geomorfología, ejercen sobre Dd.

A los fines de determinar la influencia relativa de estas variables, se identificaron las unidades litoestratigráficas y geomorfológicas para cada cuadrícula. Dado que las Hojas de la transecta elegida presentan una reducida diversidad de unidades litoestratigráficas aflorantes, se decidió incorporar al análisis sectores de las Hojas "Saldungaray" y "Sierra de la Ventana", siguiendo las pautas metodológicas establecidas. Las unidades litoestratigráficas reconocidas a los fines del presente análisis son las siguientes:

Formación Providencia, Formación Lolén, Formación Sauce Grande, Formación Bonete y Formación Tunas, "Depósitos Pedemontanos con cubierta loésica" y "Depósitos fluviales aterrizados". Los valores de \bar{Dd} y sus momentos respectivos para cada una de las unidades se consignan en la tabla 6.

Para determinar si existe control de la Roca de Base sobre Dd, se realizó análisis de tabla de contingencia y el test χ^2 . Las hipótesis propuestas son las siguientes:

H_0 : Dd no depende de la presencia de Roca de Base aflorante.

H_1 : Dd depende de la presencia de Roca de Base aflorante (o, lo que es indistinto, de la presencia de Cenozoico aflorante, su complemento).

El nivel de confianza elegido es de 0,005. La tabla de contingencia analizada es la siguiente: (tabla 7).

La clase 1 incluye a las cuadrículas donde RB es totalmente dominante y la clase 4 a aquéllas donde RB no aflora. Las clases 2 y 3 presuponen que el porcentaje de super-

TABLA 6. — Dd desarrollada en las distintas unidades litoestratigráficas reconocidas: media, dispersión y momentos

Unidad litoestratigráfica	\bar{Dd}	n	m_2	m_3	m_4	Asimetría	Kurtosis
Formación Providencia	3,76	12	0,36	-0,014	0,276	-0,065	2,127
Formación Lolén	4,73	28	0,54	-0,044	0,660	-0,110	2,269
Formación Sauce Grande	4,69	12	0,14	-0,008	0,054	-0,150	2,856
Formación Bonete	3,92	7	0,094	0,019	0,030	0,652	3,408
Formación Tunas	4,23	34	0,317	-0,001	0,252	-0,003	2,507
Depósitos pedemontanos	1,84	41	0,576	0,191	0,752	0,436	2,267
Depósitos fluviales	2,84	20	0,845	-0,041	1,162	-0,052	1,626
Cenozoico + Roca de base	3,08	28	0,257	0,038	0,164	0,292	2,484
Roca de base exclusivamente	4,35	96	0,462	0,035	0,592	0,113	2,771
Cenozoico exclusivamente	2,17	61	0,886	0,370	1,764	0,444	2,247

TABLA 7. — Relación de Dd con la extensión superficial de la Roca de Base (RB)

Clase	Dd 0-1,0	1,0-2,0	2,01-3,0	3,01-4,0	4,01-5,0	5,01	Ni
1 RB < 90 %	0	0	1	18	33	15	67
2 50 % < RB < 90 %	0	0	1	13	18	0	32
3 0 % < RB < 50 %	0	0	12	18	1	0	31
4 RB = 0 %	5	26	17	11	3	0	62
Nj	5	26	31	60	55	15	192

ficie de la cuadrícula no compuesto por RB está cubierto por Depósitos Cenozoicos. Para realizar el test de independencia se reunieron las columnas 1, 2 y 3, por un lado, y las 5 y 6, a fin de eliminar las clases "vacías".

La influencia de RB sobre Dd es notable. Para 6 grados de libertad, $\chi^2 = 124,9$, lo cual implica $P(\chi^2) = 0,999\ 999\ 999\ 8$. Por lo tanto, H_1 puede ser aceptada claramente. La influencia de la presencia del Cenozoico (además de RB) sobre Dd es asimismo muy marcada. Para 4 grados de libertad, $\chi^2 = 54,6$, con una $P(\chi^2) = 0,999\ 999$; H_0 puede ser rechazada sin problemas. Cuando el área cubierta por el Cenozoico es mayor, la distinción no es tan simple. Para 2 grados de libertad, $\chi^2 = 13,7$, con una $P(\chi^2) = 0,998$. H_0 puede ser aún rechazada al nivel de confianza elegido, pero no podría serlo si $\alpha = 0,001$.

Por último, la influencia creciente del Cenozoico también es decisiva sobre Dd. Para 4 grados de libertad, $\chi^2 = 66,8$ con una $P(\chi^2) = 0,999\ 999\ 999$. H_0 puede ser rechazada fácilmente.

Establecida la dependencia de Dd con respecto a la distribución porcentual de RB y el Cenozoico, fue realizado el estudio de las variaciones de Dd en función de las unidades litoestratigráficas de RB, mediante el análisis de varianza, utilizando el test "F" y las siguientes hipótesis:

$$H_0 : \overline{Dd}_1 = \overline{Dd}_2 = \overline{Dd}_3 = \dots = \overline{Dd}_{1-n} = \overline{Dd}_n$$

H_1 : Las \overline{Dd} para cada una de las unidades litoestratigráficas no son iguales.

El nivel de confianza elegido es $\alpha = 0.05$. Los casos estudiados son los siguientes:

a) Para todas las formaciones de RB, en conjunto.

$$F = 7,68; v_1 = 4; v_2 = 88; P(F) = 0,000\ 024 . H_0 \text{ rechazada.}$$

b) Para todos los posibles pares conformables (tabla 8):

A los fines de simplificar la tabla 8, se han ubicado los valores de $P(F)$ en el sector superior-derecho de ella, y la indicación de aceptación o rechazo de H_0 (véase tabla 4) en el sector inferior-izquierdo. Obsérvese que valores de $P(F)$ superiores a 0,05 impiden rechazar la hipótesis de nulidad. Como se observa en esta tabla, ninguna de las unidades litoestratigráficas de RB puede ser absolutamente diferenciada de las demás en términos de Dd, pero algunas de ellas pueden distinguirse claramente entre sí.

Un análisis similar se ha realizado para investigar la relación entre Dd y los principales ambientes geomorfológicos. Los valores medios se consignan en la tabla 9. Se

TABLA 8. — Influencia de las unidades litoestratigráficas de RB sobre Dd (Test "F", $\alpha = 0,05$)

Unidades	Formación Providencia	Formación Lolén	Formación Sauce Grande	Formación Bonete	Formación Tunas
Formación Providencia	x	0,0004	0,003	0,542	0,0225
Formación Lolén	SI	x	0,85	0,009	0,004
Formación Sauce Grande	SI	NO	x	0,0004	0,013
Formación Bonete	NO	SI	SI	x	0,184
Formación Tunas	SI	SI	SI	NO	x

TABLA 9. — *Dd para los distintos ambientes geomorfológicos reconocidos: media y dispersión*

Ambiente geomorfológico	n	Dd	s	Asimetría	Kurtosis
Sie 90 %	67	4,49	0,507	-0,147	2,749
90 % Sie 50 %	29	4,03	0,214	-0,141	2,258
50 % Sie 0 %	27	3,08	0,266	0,296	2,401
PdM predominante	41	1,84	0,576	0,436	2,267
VF menores predominantes	14	3,01	0,943	-0,369	1,662
VF del R Sauce Grande predomin.	5	2,54	0,435	-0,049	1,826
Con Sie	123	4,07	0,696	-0,058	2,530
Sin Sie	60	2,17	0,900	0,432	2,208

Abreviaturas: Sie: serranías; RSG: río Sauce Grande; PdM: pie de monte; VF: valle(s) fluvial(es).

observa en ella el contraste entre los altos valores de Dd en las cuadrículas del paisaje serrano y los valores más bajos en aquéllas donde el paisaje es pedemontano o de valle fluvial. Para evaluar estadísticamente estas diferencias se recurrió nuevamente al análisis de varianza, por medio del test "F", con las siguientes hipótesis y los valores obtenidos de F:

$$a) H_0 : \overline{Dd}_{\text{Sie} > 90\%} = \overline{Dd}_{90\% > \text{Sie} > 50\%} \\ = \overline{Dd}_{50\% > \text{Sie} > 0\%} = \overline{Dd}_{\text{PdM}} = \overline{Dd}_{\text{VF}}$$

H_1 : no son iguales.

F = 81,8.

$$b) H_0 : \overline{Dd}_{\text{con Sie}} = \overline{Dd}_{\text{sin Sie}}$$

H_1 : no son iguales.

F = 13,35.

En ambos casos, la probabilidad de F es muy baja, por lo cual pueden rechazarse claramente las H_0 respectivas.

Se ha buscado una variable fácilmente cuantificable que permita explicar la variación de Dd. Se ha investigado el Relieve relativo total (Rt), es decir, la diferencia entre las cotas máxima y mínima de cada cuadrícula. En las Hojas "Peralta" y "Sierra de

la Ventana", los valores de Rt son elevados debido a la presencia de las serranías. En "Lartigau" los valores son muy variables pues se trata de un área de pie de monte con escasos afloramientos rocosos, aunque RB subyace seguramente a poca profundidad. En "Pehuen-có", la presencia de RB aflorante o a poca profundidad parece muy poco probable. Al ser Rt una variable continua puede intentarse establecer la correlación existente entre ésta y Dd por medio de regresión lineal:

$$Dd = b + m \cdot Rt \quad (3)$$

con un coeficiente de correlación "r".

En la tabla 10 se consignan los coeficientes empíricos de las ecuaciones de regresión respectivas y los resultados del test "t" sobre el coeficiente de correlación "r", según las siguientes hipótesis:

H_0 : $\rho = 0$; es decir, no hay correlación.

H_1 : $\rho \neq 0$; hay correlación.

$\alpha = 0,01$.

Del análisis de la tabla 10 se desprende que, a excepción de los sectores analizados para la Hoja "Sierra de la Ventana", hay una correlación positiva entre Rt y Dd, la cual es confirmada por el test "t" implemen-

TABLA 10. — *Relación $Dd = b + m \cdot Rt$*

Hoja	n	b	m	r	"t"	P(t)	$H_0 : \rho = 0$
Peralta	39	2,307	0,0105	0,786	7,75	0,9999	Rechazada
S. de la Ventana	41	4,53	0,0003	0,055	0,13	0,5515	No rechazada
Lartigau	120	1,67	0,0192	0,415	4,95	0,9998	Rechazada
Pehuen-có	64	0,79	0,0983	0,627	6,36	0,9999	Rechazada
Total (4 hojas)	264	2,112	0,0086	0,626	12,99	0,9999	Rechazada

TABLA 11. — Relación Dd con la distancia a la cota máxima en divisoria

Regresión	Ecuación	Coefficiente de correlación (r)	n
Lineal	Dd = 3,37 - 0,022 Distancia	0,4908	528
Exponencial	Dd = 3,27 e ^{-0,0099 Distancia}	0,4277	528
Potencial	Dd = 6,53 Dist ^{-0,317}	0,4375	528

tado. Sin embargo, debe ser notado que sólo en el caso de la Hoja "Peralta" puede explicarse a través de ella más del 50 % de la varianza.

Un estudio similar fue realizado sobre la relación existente entre Dd y la distancia entre la cuadrícula en consideración y el punto más alto de la divisoria. Su vinculación ha sido investigada mediante ecuaciones de regresión lineal, exponencial y potencial (tabla 11).

Los coeficientes de determinación (r^2) fueron testeados mediante el test "t" con las mismas hipótesis propuestas para la ecuación (3). Así, para 526 grados de libertad, "t" adopta los valores de 12,92, 10,85 y 11,16, siendo siempre P (t) mayor a 0,999, respectivamente para cada una de las regresiones empíricas obtenidas, siendo posible rechazar la hipótesis de indeterminación para $\alpha = 0,001$. Obsérvese que la regresión lineal es aquélla que proporciona mejor ajuste, pero la regresión potencial exhibe un coeficiente tal que, si $\text{Dist} \rightarrow 0, \text{Dd} \rightarrow 6,53 \text{ km/km}^2$, un valor muy similar a los que se han medido en las áreas de máxima elevación en divisorias (véase figura 1).

Finalmente, se ha intentado vincular $\overline{\text{Dd}}$ con la extensión superficial de RB y el Rt, en forma conjunta. Para ello, se ha cuantificado la extensión de RB en clases que representan porcentajes crecientes (de 1 a 4). La ecuación de regresión lineal múltiple es del tipo

$$Z = a_0 + a_1 X + a_2 Y \quad (4)$$

o sea

$$\overline{\text{Dd}} = a_0 + a_1 \text{Ext. RB} + a_2 \text{Rt} \quad (5)$$

$$\overline{\text{Dd}} = 2,027 + 0,671 \text{Ext. RB} + 0,00011 \text{Rt} \quad (6)$$

con un coeficiente de correlación múltiple $R^2 = 0,611$.

Cada coeficiente de regresión (a_1 , a_2) representa la tasa de cambio que interviene

en la variable explicada, cuando la variable explicativa considerada varía en una unidad, siendo la otra constante. Así, a una variación de 1 en la escala de Extensión de RB corresponde una variación de 0,671 km/km² y un cambio de 1 m en el relieve representa sólo una variación de 0,00011 km/km² en la $\overline{\text{Dd}}$ de la cuadrícula tipo. El coeficiente de correlación R^2 debe tomarse tan sólo con valor ilustrativo, ya que una de las variables consideradas (Ext. RB) no ha sido tratada como una variable continua, en sentido estricto. Para evitar esta distorsión, se ha considerado la influencia del Relieve y la Distancia al punto más elevado sobre $\overline{\text{Dd}}$, por medio de la misma herramienta estadística.

$$\overline{\text{Dd}} = a_0 + a_1 \text{Dist} + a_2 \text{Rt} \quad (7)$$

$$\overline{\text{Dd}} = 3,078 - 0,0189 \text{Dist} + 0,0059 \text{Rt} \quad (8)$$

con un coeficiente de correlación múltiple $R^2 = 0,350$ ($n = 581$).

Se desea evaluar la validez de la regresión múltiple. Ello puede hacerse mediante el test "F" de Fisher-Sendecor, para $\alpha = 0,05$.

$$F = \frac{\nu}{P} \cdot \frac{R^2}{1 - R^2} = 155,6$$

donde:

ν = grados de libertad.

P = número de variables explicativas.

El valor de F_t en la tabla respectiva (para $\alpha = 0,05$) es de 19,5. Por lo tanto, al ser $F \gg F_t$, el coeficiente R^2 debe considerarse altamente significativo.

Por último, el cálculo de la influencia relativa de la Extensión Superficial de RB, de la Distancia al punto más alto de la divisoria, y del Relieve total indica que la primera de estas variables ejerce una influencia sobre $\overline{\text{Dd}}$ más de 11 veces superior a la que ejerce Rt, y la Distancia, a su vez, más de 2 veces superior a la de Rt.

Discusión y conclusiones

La metodología empleada ha permitido reconocer la existencia de variaciones regionales de Dd y su relación con otros parámetros fisiográficos y geomorfológicos. Por otra parte, esta metodología es relativamente sencilla y proporciona información abundante y de fácil procesamiento. La calidad de la información ha sido analizada por métodos estadísticos, haciendo hincapié en el testeado de los datos y/o de las conclusiones extraídas, con niveles de confianza pre-establecidos, de acuerdo a las características de la herramienta o a los deseos del investigador. Este enfoque no es habitual en la literatura geológica argentina, en la cual muy pocos trabajos (Spalletti, 1979, entre ellos) han utilizado este tipo de herramientas estadísticas para garantizar la validez de las hipótesis propuestas, de los datos utilizados y/o de las conclusiones a que se arriba a través del manejo de información geológica de tipo cuantitativo.

Dd varía en el área estudiada entre 0.1 km/km^2 y 6.5 km/km^2 , si tomamos como base las unidades superficiales de 4 km^2 , y entre 1.77 km/km^2 y 4.60 km/km^2 , si consideramos las Hojas topográficas a escala 1:50000 como indicadores "regionales". Estos valores corresponden, en general, a texturas "gruesas" a "muy gruesas", en el sentido de Strahler (1954).

Para Hack (1957: 66), Dd para una cuenca en su totalidad es equivalente a \bar{Dd} de las cuencas de primer orden. Ello es coincidente con lo expresado por Morisawa (1962: 1035) pero no pudo ser confirmado por Rabassa (1978: 151). Melton (1958 a) propone que "la textura topográfica es una propiedad de la región más que de las cuencas individuales". Estas afirmaciones parecen no tener validez en paisajes complejos como el aquí estudiado, compuestos por sectores serranos y amplias áreas pedemontanas sin influencia directa de RB. En este caso, la desviación estándar para las 688 cuadrículas alcanza a $\pm 1.20 \text{ km/km}^2$, casi el 50 % de la \bar{Dd} total determinada (tabla 2), sugiriendo una elevada variabilidad.

Estas variaciones de Dd parecen estar determinadas por diversas variables que influyen sobre este parámetro. El análisis estadístico realizado ha demostrado que Dd está vinculada a los distintos tipos de unidades litoestratigráficas del sustrato, a los ambientes y unidades geomorfológicas, al porcentaje

de extensión superficial de la roca de base, al relieve total, de la cuadrícula (una expresión aproximada de la pendiente media de ella, ya que son unidades regulares e idénticas) y a la distancia al punto más elevado de la divisoria. Las unidades litoestratigráficas ejercen su influencia sobre Dd en un sentido general, siendo mayor en entidades del Paleozoico que en aquéllas de la cubierta del Cenozoico superior. Además, es posible determinar diferencias significativas entre la mayoría de las Formaciones paleozoicas (tabla 8), lo cual demuestra que Dd es un parámetro sensible aun a las variaciones lito-lógicas menores. Las unidades litoestratigráficas paleozoicas con lutitas y limolitas predominantes tienen valores mayores de Dd , que aquéllas donde predominan las areniscas y cuarcitas.

Dd es también indicador de los tipos de unidades geomorfológicas existentes, alcanzando valores mucho mayores en las serranías que en el resto de la cuenca. Sin embargo, no se distingue fácilmente en términos estadísticos la \bar{Dd} de los ambientes pedemontanos de la de los Valles Fluviales, por lo menos en relación a las Serranías. Por ello, parece más apropiado sugerir que Dd es en realidad un indicador muy adecuado de la capacidad de infiltración del suelo (o su inversa, el coeficiente de escurrimiento superficial), como fuera ya sugerido por Horton (1945), Langbein *et al* (1947), Melton (1958 b), Carlston (1963) y Rogers (1971). Dd varía también en función directa con el Relieve total de la cuadrícula (tabla 10), el cual es una expresión indirecta de la pendiente media de ella. Ello coincide con lo expresado por Langbein *et al* (1947: 134), Strahler (1950: 686) y Schumm (1956). La sensibilidad de Dd a este parámetro está sugerida por la fuerte pendiente (m) de la recta de regresión (tabla 10) para la Hoja "Pehuen-có", donde pequeños incrementos del Relieve, debidos a la existencia de cordones de dunas litorales, resultan en fuertes variaciones de Dd .

La variación inversa de Dd con respecto a la Distancia al punto más elevado de la divisoria merece un análisis detallado. Si bien la relación es altamente significativa (tabla 11; test "t"), podría tratarse quizás de la influencia de otro condicionante oculto, como por ejemplo, la progresiva desaparición de rocas duras aflorantes. Por otra parte, la graficación de los 528 pares de valores determinados sugiere una curva potencial

negativa que recuerda el perfil longitudinal de una línea de drenaje gradada. Así, en dicho diagrama, podría reemplazarse Dd por Relieve (cuya relación funcional ya ha sido demostrada) o por su equivalente, Energía Potencial. De esta manera, puede concluirse que Dd podría ser un buen indicador de la Energía Potencial (utilizable a través de la red de drenaje y el escurrimiento superficial encauzado) disponible en un área determinada o cuenca fluvial.

Las regresiones múltiples presentadas sugieren que si bien las relaciones parciales de Dd con las distintas variables son válidas, su interrelación constituye un campo de sumo interés, que podrá ser acrecentado en el futuro al incrementar las variables analizadas.

Dd varía aumentando con el incremento de Extensión de RB y de Rt, y disminuyendo con mayores distancias a la divisoria más alta. Pero dichos incrementos no son regulares, pues el comportamiento de la influencia de Rt es muy disímil de acuerdo a cuál sea la otra variable considerada (ec. 6 y 8).

La influencia que ejerce el desarrollo del sistema fluvial sobre Dd se observa en el análisis de los mapas de red de drenaje y el mapa de iso-Dd (figura 1). Tal incremento local de Dd no parece vincularse a diferencias en la litología ni en la capacidad de infiltración de los sedimentos, ya que ellos son todos de similar composición granulométrica y mineralógica en los sectores de referencia. Aparentemente, el aumento de Dd correspondería al desarrollo de numerosos pequeños tributarios, los cuales se encuentran en proceso de alargamiento por erosión retrocedente a partir del sistema troncal. Este episodio de erosión retrocedente parece vincularse a una reactivación erosiva de la red de drenaje. Parece razonable atribuir esta re-incisión del paisaje al aumento del gradiente por alguna de las siguientes causas: (a) descenso del nivel del mar durante la última glaciación, entre los 100000 y 14000 años A.P., con el consecuente aumento del gradiente, o bien (b) ascenso del área continental por compensación isostática, como parece ser sugerido por Kostadinoff *et al.* (1981), o como fuera postulado por Furque (1974) para explicar su secuencia de terrazas fluviales en el valle del río Sauce Grande. Hasta tanto se demuestre fehacientemente que las Sierras Australes se encuentran en proceso de elevación por reajuste isostático (lo demostrado por Kostadi-

noff *et al.*, 1981, es que existe una estructura geológica "no compensada", pero no su velocidad de ascenso actual) es preferible asignar dicha reactivación erosiva al descenso del nivel del mar durante el Wisconsin y en parte, quizás, a los cambios climáticos que se reconocen hacia el comienzo del Holoceno.

Así, las variaciones de Dd a lo largo de la red de drenaje podrían indicar también los niveles alcanzados por episodios de reactivación geomorfológica, tal como fuera sugerido por Rue (1950) y Brice (1966).

En suma, Dd es un parámetro morfométrico de alta significación en el análisis geomorfológico por su variabilidad regional y su alta correlación con ciertos atributos del sustrato y del paisaje.

Los mapas de red de drenaje y sus derivados, los mapas de iso-Dd presentados en (fig. 1) este trabajo, han probado ser de suma utilidad en el análisis geomorfológico regional. Estos mapas pueden ser utilizados como indicadores de la variación espacial de aquellos atributos y características de los cuales Dd es función o que están relacionados a ella. Así, variaciones en la geología de superficie, la geomorfología, la historia geomorfológica, la extensión de los episodios de erosión retrocedente, la capacidad de infiltración de los suelos y el coeficiente de escurrimiento superficial, entre otros, podrían ser interpretados a través de la lectura de estos mapas.

Se considera que en las llanuras pampeanas, extremadamente planas, estos mapas podrían ser de gran utilidad como herramientas de investigación geológica y edafológica. Por su fácil preparación, los mapas de drenaje y los mapas de iso-Dd, podrían ser realizados como trabajos preliminares en proyectos hidrológicos o de carteo de suelos en las regiones de interés agrícola.

Agradecimientos

Este trabajo fue realizado como parte de las actividades del autor como miembro de la Carrera del Investigador de la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires. El autor agradece a las autoridades de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, y al titular de la Cátedra de Geomorfología de dicha Casa, Prof. Dr. Francisco Fidalgo, por haber permitido la utilización de dicha Cátedra, como lugar habitual de trabajo.

El Dr. Fidalgo y los licenciados Omar Martínez y Alejandro Dillon revisaron críticamente una versión preliminar del manuscrito en sus aspectos geológicos y geomorfológicos, en tanto que la licenciada Estela Arévalo, del Departamento de Matemática de la Universidad Nacional del Comahue, supervisó los aspectos matemáticos y estadísticos del trabajo.

Los profesores Ken Gregory (University of Southampton, Gran Bretaña), Marie Morisawa y Donald Coates (State University of New York at Binghamton, U.S.A.) y Cuchlaine A. M. King (University of Nottingham, Gran Bretaña) discutieron con el autor algunos tópicos del trabajo.

A todos ellos, el autor desea expresar su más profundo reconocimiento.

Lista de trabajos citados en el texto

- Abrahams, A. D., 1972. *Factor analysis of drainage basin properties: evidence for stream abstraction accompanying the degradation of relief*. Water Resources Research, 8 (3): 624-633.
- Brice, J. C., 1966. *Erosion and deposition in the loess-mantled Great Plains, Medicine Creek Drainage Basin, Nebraska*. U. S. Geological Survey Professional Paper, N° 352-H.
- Busby, M. W. y M. A. Benson, 1960. *Grid-method of determining mean flow-distance in a drainage basin*. Intern. Assoc. Scientif. Hydrol. Bull., 20: 32-36.
- Cabrera, A. L., 1968. *Vegetación de la Provincia de Buenos Aires*. En: *Flora de la Provincia de Buenos Aires*, Col. Cientif. INTA, 4 (1): 101-122.
- Cappannini, D. A., 1968. *Principales unidades edáficas de la Provincia de Buenos Aires*. En: *Flora de la Provincia de Buenos Aires*, Col. Cient. INTA, 4 (1): 11-32.
- Cappannini, D. A., C. Scoppa, J. R. Vargas Gil, 1971. *Suelos de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires*. En: *Reunión sobre la Geología de las Sierras Australes Bonaerenses*, C. I. C., La Plata: 203-234.
- Carlston, Ch. W., 1963. *Drainage density and streamflow*. U. S. Geological Survey Professional Paper N° 422-C, p. C1-C8.
- Coates, D. R., 1971. *Hydrogeomorphology of Susquehanna and Delaware Basins*. En: Marie Morisawa, editor, *Quantitative Geomorphology*: 273-306, State University of New York at Binghamton, Publication in Geomorphology.
- Cotton, C. A., 1963. *Development of fine-textured landscape relief in temperate pluvial climates*. New Zealand Journal Geology & Geophysics, 6: 528-533.
- 1964. *The Control of Drainage Density*. New Zealand Journal Geology of Geophysics, 7: 348-352.
- Dingman, S. L., 1978. *Drainage density and streamflow: a closer look*. Water Resources Research, 14: 1183-1187.
- Fidalgo, F., F. de Francesco, R. Pascual, 1975. *Geología Superficial de la llanura bonaerense*. En: *Relatorio de la Geología de la Provincia de Buenos Aires*, VI Congreso Geológico Argentino, Bahía Blanca: 103-138.
- Frangi, J. L., M. G. Ronco, N. E. Sánchez, R. L. Vicari, G. S. Rovetta, 1980. *Efecto del fuego sobre la composición y dinámica de la biomasa de un pastizal de Sierra de la Ventana (Buenos Aires, Argentina)*. Darwiniana, 22 (4): 565-585.
- Furque, G., 1973. *Descripción geológica de la Hoja 34 n, Sierra de Pillahuincó*. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 141: 70.
- 1974. *Sistema de terrazas aluviales en los aldeaños de Saldungaray, Prov. de Buenos Aires*. LEMIT, Anales, Serie II, N° 265: 101-112.
- 1979. *Descripción geológica de la Hoja 33 n, Coronel Pringles*. Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 174: 32.
- Gardiner, V., 1971. *A drainage density map of Dartmoor*. Transactions Devon Association, 103: 167-180.
- Gregory, K. J., 1966. *Dry valleys and the composition of the drainage net*. Journal of Hydrology, 4: 327-340.
- 1977. *Stream network volume: an index of channel morphometry*. Geol. Soc. Amer. Bull., 88: 1075-1080.
- Gregory, K. J. y V. Gardiner, 1975. *Drainage density and climate*. Zeitschrift f. Geomorphologie, N.F., 19 (3): 287-298.
- 1979. *Comment on "Drainage Density and Streamflow: a closer look" by S. L. Dingman*. Water Resources Research, 15 (6): 1662-1664.
- Gregory, K. J. y Walling, D. E., 1968. *The variation of drainage density within a catchment*. Internat. Assoc. Scientif. Hydrol. Bull., 13 (2): 61-68.
- Hack, J. T., 1957. *Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland*. U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 294-B: 45-94.

- Hadley, R. F. y S. A. Schumm, 1961. *Sediment sources and drainage basin characteristics in upper Cheyenne River basin*. U. S. Geol. Survey, Water-Supply Paper 1531-B: 137-198.
- Harrington, H. J., 1947. *Explicación de las Hojas Geológicas 33 m (Sierra de Curamalal) y 34 m (Sierra de la Ventana), Provincia de Buenos Aires*. Direc. Nac. Geol. Min., Boletín N° 61: 43.
- 1972. *Sierras Australes de Buenos Aires*. En: *Geología Regional Argentina*, A. F. Leanza, ed., Acad. Nac. Cs. Córdoba: 395-406.
- Hickok, R. B., R. V. Keppel, B. R. Rafferty, 1959. *Hydrograph synthesis for small arid-lands watersheds*. *Agricultural Engineering*, Oct.: 608-615.
- Hidore, J. J., 1965. *Landform characteristics affecting watershed yields on the Mississippi-Missouri interfluvium*. *Oklahoma Acad. Sci. Proc.*, 45: 201-203.
- Horton, R. E., 1932. *Drainage-basin characteristics*. *Amer. Geophys. Union Transact.*: 350-361.
- *Erosional development of streams and their drainage basins*. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 56: 275-370.
- Howe, G. M., H. O. Slaymaker, D. M. Harding, 1966. *Flood-hazard in Mid-Wales*. *Nature*, 212 (5062): 584-585.
- Kilmurray, J. O., 1975. *Las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Las fases de deformación y nueva interpretación estratigráfica*. *Asoc. Geol. Arg., Rev. XXX (4)*: 331-348.
- Kirkby, M. J. y R. J. Chorley, 1967. *Throughflow, overland flow and erosion*. *Internat. Assoc. Scientif. Hydrol., Bull.*, 12 (3): 5-22.
- Kostadinoff, J., E. Gelos, G. Font de Affolter, 1981. *Interpretación de los resultados gravimétricos de las Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires*. *Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXVI (2)*: 113-122, También: IADO, Contrib. Cient. 53 (1980).
- Lohnes, R. y R. Joshi, 1967. *Quantitative variations in loess topography*. *Iowa Acad. Sci. Proc.*, 74: 160-167.
- Lauder, W. R., 1964. *The permanence of the New Zealand Landscape*. *New Zealand Journal Geology Geophysics*, 7: 636-637.
- Langbein, W. B. et al., 1947. *Topographic characteristics of drainage basins*. U. S. Geol. Survey, Water-Supply Paper 968-C: 125-155.
- LEMIT, 1962. *Mapa geológico de Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires*. La Plata.
- LEMIT-CFI, 1975. *Mapa geológico de la Provincia de Buenos Aires*. Con informe y memoria, 61: La Plata.
- Luque, J. A., J. D. Paoloni, G. A. Bonorino, 1979. *Estudio hidrológico e hidrogeológico de la cuenca del Río Sauce Grande*. Univ. Nac. del Sur, Depto. de Ciencias Agrarias y Depto. de Ciencias Naturales, Serie Hidrología N° 3: 64.
- McCoy, R. M., 1971. *Rapid measurement of Drainage density*. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 82: 757-762.
- Melton, M. A., 1958 a. *Geometric properties of mature drainage systems and their representation in an E_s phase space*. *Journal of Geology*, 66 (1): 35-56.
- 1958 b. *Correlation structure of morphometric properties of drainage systems and their controlling agents*. *Jour. Geology*, 66 (4): 442-460.
- Milling, M. E. y S. D. Tuttle, 1964. *Morphometric study of two drainage basins near Iowa City, Iowa*. *Iowa Acad. Sci. Proc.*, 71: 305-319.
- Morisawa, M., 1957. *Accuracy of determination of stream lengths from topographic maps*. *Amer. Geophys. Union Trans.*, 38 (1): 86-88.
- 1962. *Quantitative geomorphology of some watersheds in the Appalachian Plateau*. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 73: 1025-1046.
- Paoloni, J. D., O. C. Tuchneider, J. A. Luque, 1972. *Caracterización hidrológica de la cuenca del Río Sauce Grande en primera fase*. *Rev. Inv. Agropec., Serie 3, Clima y suelo*, 9, 4: Buenos Aires.
- Rabassa, J., 1978. *Geomorfología cuantitativa de la cuenca del Río Manso Superior, Río Negro. Primera Parte: Análisis de Horton*. *Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIII (2)*: 139-157.
- Rogers, W. F., 1971. *Hydrograph analysis and some related geomorphich variables*. En: *Quantitative Geomorphology*, M. Morisawa, ed., State University of New York, Publications in Geomorphology: 245-258.
- Ruhe, R. V., 1950. *Graphic analysis of drift topographies*. *Amer. J. Sci.*, 248: 435-443.
- Schneider, W., 1961. *A note on the accuracy of drainage densities computed from topographic maps*. *J. Geophys. Res.*, 66: 3617-3618.
- Schumm, S. A., 1956. *Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey*. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 67: 597-646.
- Spalletti, L., 1979. *Diferenciación textural de arenas de playa frontal, playa distal y médano de la provincia de Buenos Aires en base a análisis estadísticos*. *Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIV (2)*: 87-99.

- Strahler, A. N., 1950. *Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis*. Amer. J. Sci., 248: 673-696.
- 1952. *Dynamic basis of geomorphology*. Bull. Geol. Soc. Am., 63: 923-938.
- 1954. *Statistical analysis in geomorphic research*. J. Geol., 62: 1-25.
- 1958. *Dimensional analysis applied to fluvially eroded landforms*. Bull. Geol. Soc. Amer., 69: 279-300.
- Suero, T., C. Prozzi, J. Rafael, P. Luna, 1957. *Geología de la Sierra de Pillahuincó (Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires)*. LEMIT, Serie II, N° 74, La Plata.
- Suero, T., 1972. (*Revisión y edición de Javier Ulibarrena*). *Compilación geológica de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires*. LEMIT, Anales, Serie II, N° 216.
- Suero, T. et al., 1973. *Perfiles geológicos de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires*. LEMIT, Anales, Serie II, N° 236.
- Tricart, J., 1973. *Geomorfología de la Pampa Deprimida*. INTA Colección Científica, vol. 12: 202.
- Tujchneider, O. C., 1978. *Estudios sobre precipitación y escurrimiento en cuencas del sur de la provincia de Buenos Aires. Coeficientes de escurrimiento*. CIC, Informe, N° 25, La Plata.
- Varela, R., 1978. *Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires: hipótesis de trabajo sobre su composición geológica y rasgos geotectónicos salientes*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIII (1): 52-62.

Recibido: 29 diciembre 1981.

Aceptado: 28 julio, 1982.

JORGE RABASSA

Comisión de Investigaciones Científicas
de la Provincia de Buenos Aires
1900 La Plata.

ESTUDIO GEOLOGICO Y PALEONTOLOGICO DE LOS ALREDEDORES DE LA ESTANCIA BAJO PELLEGRINI, PROVINCIA DE SANTA CRUZ

RAUL E. de BARRIO, OSCAR G. ARRONDO, ANALIA E. ARTABE y BRUNO PETRIELLA

Resumen

En este trabajo se exponen las unidades litoestratigráficas aflorantes en las cercanías de la Estancia Bajo Pellegrini, que integran la siguiente secuencia: Formación La Modesta (metamorfitas, Precámbrico-Paleozoico inferior?); Grupo Bahía Laura, representado por un conjunto de piroclásticas y vulcanitas riolíticas atribuibles a la Formación Chon Aike (Jurásico medio-superior); Sedimentitas eocenas representadas por limolitas y areniscas muy finas; Formación Centinela (patagónico, Oligoceno superior); Formación Santa Cruz (Mioceno inferior); Basaltos Cuartarios (Pleistoceno) y finalmente depósitos glaciales, aterrazados, y aluviales (recientes).

En las piroclásticas atribuidas a la Formación Chon Aike, se ha recolectado una flora dominada por el género *Dictyozamites* (*D. cazaubonii* Archangelsky et Baldoni, *D. crassinervis* Menéndez emend., *D. falcatus* (Morris) Oldham, *D. imamuræ* Oishi em. Kimura, *D. ishikawaensis* Kimura et Sekido, y *D. latifolius* (Menéndez) asociado con *Cycadites* sp., *Pseudoclenis eathiensis* (Richards) Seward, y *Pterophyllum barrealese* Frenguelli em. Bonetti. Esta tafoflora se habría desarrollado en el lapso Jurásico medio-superior.

GEOLOGÍA

(R. E. de Barrio)

Introducción

El presente trabajo tiene por objeto dar a conocer el yacimiento de restos fósiles vegetales y la estratigrafía existentes en los alrededores de la estancia Bajo Pellegrini, departamento Río Chico, provincia de Santa Cruz.

El hallazgo de dicha flora se debe a Pezzi (1970a), quien menciona que algunos especímenes fueron estudiados expeditivamente por Menéndez, que describe un posible zamites, un posible *Pteropyllum* y un *Dictyozamites*.

Las tareas de campo se efectuaron durante el transcurso del levantamiento geológico de la Hoja 53 c, denominada preliminarmente Laguna Olín, en cumplimiento del programa de levantamiento regular de la Carta Geo-

Abstract

In the first chapter of this paper, the stratigraphic sequence from Estancia Bajo Pellegrini is presented. The lithostratigraphic units are: La Modesta Formation (Precambrian - Early Palaeozoic? metamorphics); Bahía Laura Group (acid pyroclastics and rhyolitic rocks, correlated to Chon Aike Formation, Middle-Late Jurassic); Eocene siltstones and very fine sandstones; Centinela Formation (patagonian, Late Oligocene); Santa Cruz Formation (Early Miocene); Quaternary (Pleistocene) basalts and finally glacial, terraced and alluvial deposits.

In the second chapter, a taphoflora from Chon Aike Formation is described. It includes several species of the dominant genus *Dictyozamites* (*D. cazaubonii* Archangelsky et Baldoni, *D. crassinervis* Menéndez emend., *D. falcatus* (Morris) Oldham, *D. imamuræ* oishi em. Kimura, *D. ishikawaensis* Kimura et Sekido, y *D. latifolius* (Menéndez) asociado con *Cycadites* sp., *Pseudoclenis eathiensis* (Richards) Seward, y *Pterophyllum barrealese* Frenguelli em. Bonetti. This fossil flora is assigned to the Middle-Late Jurassic.

lógico-Económica de la República Argentina, escala 1:200.000, que realiza el Servicio Geológico Nacional.

Ubicación y vías de acceso

El acceso a la zona (fig. 1), ubicada en el sector suroccidental del Macizo del Desierto, se efectúa por la Ruta Nacional N° 40. Aproximadamente a 50 km al sur de la localidad de Bajo Caracoles, debe desviarse hacia el este por el camino vecinal que conduce a la estancia La Peninsular, situada a 40 km del desvío. De allí se llega a la estancia Bajo Pellegrini, que se encuentra a 15 km de la estancia mencionada en último término. El yacimiento paleoflorístico en cuestión se

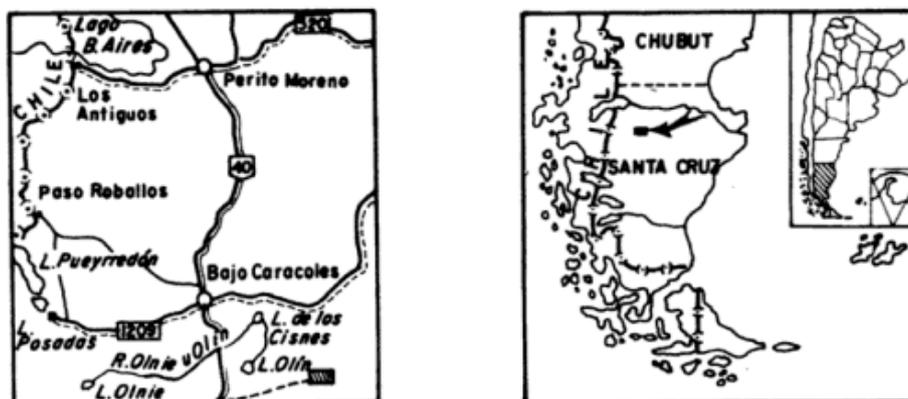
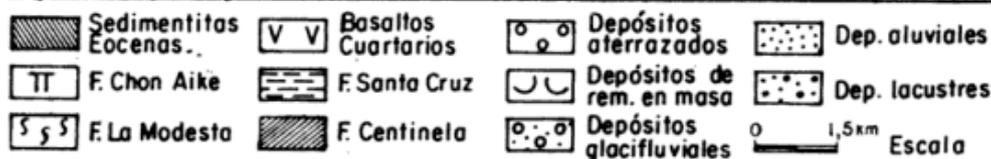
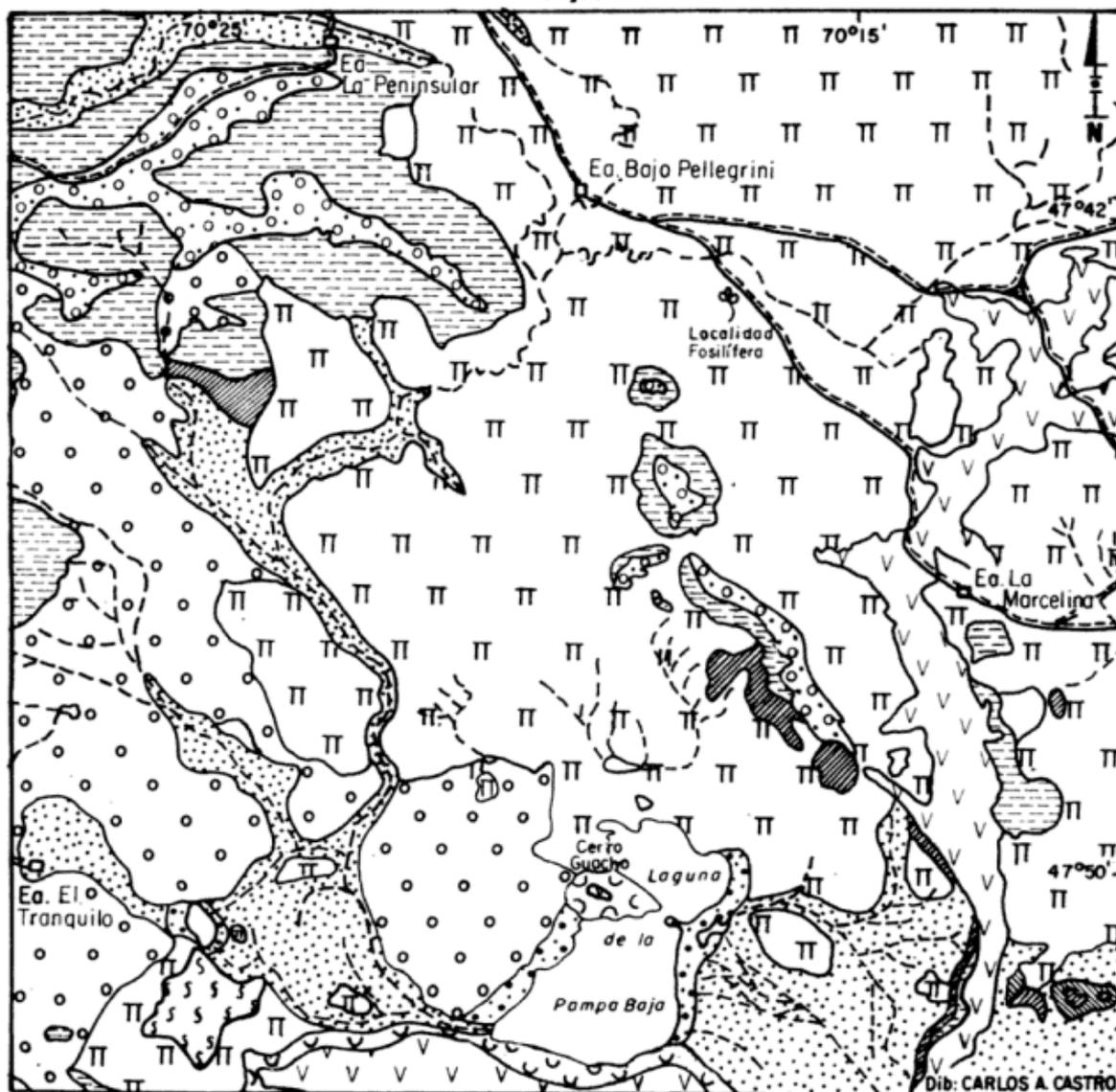


Fig. 1



Figs. 1-2. — 1, Ubicación de la zona estudiada. 2, Bosquejo geológico con ubicación de la localidad fosilifera.

ubica a 5 km, aproximadamente en dirección sudeste, siguiendo la vieja huella que unía con la estancia La Marcelina (fig. 2).

Estratigrafía

Se describirán a continuación, en forma somera, las diferentes unidades aflorantes en la región, abarcando el área de influencia de la estancia Bajo Pellegrini.

Formación La Modesta (Di Persia, 1958)

Litología: Se asignan a esta unidad esquistos cuarzo-micáceos, de color gris verdoso y brillo satinado, que acusan intensa inyección cuarzosa, tanto discordante como concordante, a través de los planos de esquistosidad.

Los afloramientos, de muy escasa extensión areal, se presentan como suaves lomadas en terrenos situados entre las estancias El Tranquilo y La Bajada, a unos 15 km en dirección sudeste de la estancia Bajo Pellegrini.

Edad y correlaciones: La edad de estas metamorfitas, debido a sus pobres afloramientos y escasas relaciones de campo, ha creado problemas a los diferentes autores que han trabajado en las zonas donde afloran.

En un primer momento, Di Persia (1958, 1959, 1960) asignó estas rocas y las que se encuentran en el sector de las estancias La Josefina-La Modesta, al Precámbrico.

Chebli y Ferello (1974), consignan un nuevo afloramiento de basamento en las márgenes del río Deseado, en terrenos aledaños a la estancia Tres Hermanas. Allí observan una mayor diversidad litológica, determinando la presencia de cuarcitas, esquistos micáceos, gneises, anfibolitas y mármoles. Este conjunto está intruido por un leucogranito, que en base a una datación radimétrica por el método Rb/Sr, arrojó una edad de 406 ± 10 m.a. (Silúrico Sup). Incluyen a todo este conjunto en el Sustrato Preantracolítico, en el sentido de Lesta y Ferello (1972).

De Giusto *et al.* (1980) mencionan que en la estancia La Modesta se efectuó la datación K/Ar de esquistos micáceos que dio una edad de 210 m.a., considerada anómala, ya que probablemente demuestra un rejuvenecimiento posterior. Señalan el bajo metamorfismo presente y ubican estas metamorfitas en el Basamento Eopaleozoico.

Viera y Pezzuchi (1976) y Pezzuchi (1978) indican un nuevo hallazgo de

basamento en la zona de la estancia Dos Hermanos, creando el "Complejo Río Deseado". Está constituido por esquistos micáceos, filitas, cuarcitas, anfibolitas y diques pegmatíticos. Pezzuchi (op. cit.), dató una anfibolita que intruye los esquistos, obteniendo un valor de 540 ± 20 m.a. (Cámbrico). Considera al complejo como de edad precámbrica a paleozoica inferior, opinión a la cual se adhiere.

GRUPO BAHÍA LAURA

Formación Chon Aike (Stipanovic y Reig, 1957; Archangelsky, 1967)

Litología: Comprende un conjunto de piroclastitas y vulcanitas ácidas que predominan en la zona de estudio. Está compuesta fundamentalmente por ignimbritas riolíticas de colores rojizos, rosados y amarillentos, con niveles tobáceos en general de composición dacítica a riolítica, y saltuariamente mantos lávicos riolíticos.

Las ignimbritas se presentan como bancos groseramente estratificados, con disyunción columnar marcada. Su inclinación es variable, ya que en ciertos casos se observan mantos horizontales, a veces con suaves flexuras primarias, y en otros se visualizan valores de $15-20^\circ$ por alabeo de bloques fallados. La textura es porfírica, con fenocristales de cuarzo, feldespatos potásico, y subordinadamente de biotita.

Los niveles tobáceos mencionados, de composición dacítica, y que presentan una coloración verde intensa, son los portadores de las plantas fósiles halladas.

Al microscopio, ofrecen una textura litocristalina. Los cristaloclastos son de cuarzo, plagioclasa de composición oligoandesina, biotita, muscovita y clorita. Los fragmentos líticos son de variados tipos: ignimbritas riolíticas, dacitas, tobas con textura vitroclástica, esquistos, etc.

La matriz consiste en material cinerítico-arcilloso donde se diferencian escasas trizas devitrificadas en material arcilloso.

Las lavas riolíticas, en general de colores rosados, son minoritarias y su extensión areal está muy restringida. Poseen textura porfírica, y una estructura fluidal notable, que en algunos casos llega a ser subvertical.

Edad y correlaciones: La edad de esta formación ha sido considerada como jurásica media alta, Bajociano Sup. Calloviano, por

De Giusto *et al.* (*op. cit.*). Pezzi (1970 b) plantea una nueva división estratigráfica en el Grupo Bahía Laura, y propone la formación Los Pirineos. La misma estaría constituida fundamentalmente por ignimbritas riolíticas, las cuales serían predominantes hacia el oeste del meridiano de 68° 30', dejando para la Formación Chon Aike exclusivamente los términos lávicos.

En ciertos casos, la discriminación postulada por este autor tropieza con algunos inconvenientes para poder mapear con claridad las diferentes unidades litológicas del Grupo Bahía Laura. Las mismas se encuentran asociadas en un ciclo efusivo-piroclástico de gran variación tanto horizontal como vertical, con procesos recurrentes, dando como resultado muchas veces la interdigitación de las unidades.

Es de destacar que en la sección tipo de la Formación Chon Aike, en la región costera de Bahía Laura, se observa la presencia de mantos ignimbríticos típicos (Mazzoni *et al.*, 1981). Esto llevaría a un replanteo de la conformación litológica de la Formación, siguiendo el criterio de Stipanovic y Bonetti (1970) que consideran tanto a los términos riolíticos e ignimbríticos como pertenecientes a la formación aquí estudiada. Muy escasas y espaciadas son las dataciones realizadas en la Formación Chon Aike, pudiéndose mencionar la de una ignimbrita de la zona de la estancia Roca Blanca, que arrojó una edad de 160,7 m.a. (Cazeneuve, 1965). Recientemente, Baker *et al.*, (en prensa), dataron una toba ácida en la zona de arroyo Page, y obtuvieron una edad de 155 ± 15 m.a. (Calloviano).

Sedimentitas eocenas

Litología: Está integrada por limolitas y areniscas muy finas gris amarillentas, con abundantes intercalaciones de niveles yesíferos. Presentan un bajo grado de cementación y sus afloramientos están restringidos sustancialmente a terrenos aledaños a las estancias La Marcelina y La Cañada.

Edad y correlaciones: Infrayace en aparente discordancia angular a la Formación Centinela. Di Persia (1959), la asimila al Riochiquense, y plantea su similitud con depósitos del Río Leona, más al sur.

En muestras de sedimentos pelíticos, Phote de Baldis (1982) efectuó un estudio palino-

lógico que reveló la presencia de unas angiospermas que otorgan a esta unidad, un ambiente continental de edad eocena.

Formación Centinela (Patagoniano) Furque y Camacho, 1972

Litología: Esencialmente está compuesta por coquinas y areniscas medianas, de colores amarillentos, con muy aisladas intercalaciones conglomerádicas hacia la base. Presenta un buen grado de cementación, que provoca que los bancos, en general tabulares y muy bien estratificados, ofrezcan un resalto topográfico por su mayor resistencia a la erosión. Frecuentemente se observan niveles lumachélicos, compuestos esencialmente por ostreas, que a veces llegan a tener más de un metro de potencia.

Edad y correlaciones: Es portadora de una abundante fauna de invertebrados marinos, característicos de la ingresión patagoniana, que le confieren una edad oligocena superior. (Levy de Caminos y Rossi del Cerro de García, 1981).

Formación Santa Cruz

Litología: Está constituida por arcilitas y limolitas de color gris amarillento con intercalaciones de areniscas finas a medianas y conglomerados finos grises, muy deleznales.

Los afloramientos ofrecen frecuentemente el típico paisaje de "badlands", sobre todo en aquellos lugares donde los niveles pelíticos son totalmente predominantes.

Edad y correlaciones: Su edad, en base al contenido de fauna de vertebrados, ha sido fijada en el Mioceno temprano (Bondesio, 1981).

Basaltos Cuartarios (fig. 2)

Litología: Son basaltos olivínicos, gris oscuros, con estructura vesicular. Su expresión topográfica carece de relevancia, salvo en aquellos sectores donde se ha producido una fuerte inversión del relieve, como por ejemplo ocurre en la zona de la estancia La Bajada. Prácticamente no se observan procesos de asentamiento y su potencia máxima no sobrepasa los 10 m.

Edad y correlaciones: Son considerados, preliminarmente, de edad pleistocena.

Depósitos Cuaternarios

Se incluyen los depósitos glacifluviales, de remoción en masa, niveles aterrazados y depósitos aluviales.

PALEOBOTÁNICA

(O. G. Arrondo, A. E. Artabe,
B. Petriella)

Material y método

Se han estudiado unas 25 piezas depositadas en la División Paleobotánica del Museo de La Plata (LP-PB).

En todos los casos se trata de impresiones de hojas de buena a muy buena preservación que han permitido analizar sin dificultad los detalles de la morfología externa. Este tipo de fosilización, ha limitado (como en el caso de *Cycadites*) el alcance de algunas determinaciones; pero las que hemos logrado son confiables y no alteran significativamente las conclusiones cronoestratigráficas que constituyen un objetivo importante del trabajo.

El esquema taxonómico adoptado es el que corrientemente se utiliza en trabajos paleoflorísticos del Mesozoico. Para la delimitación de *Pseudoctenis* y *Pterophyllum*, hemos seguido en parte el criterio de Du Toit (1927), que es práctico al tratarse de impresiones.

La determinación de las especies de *Dicthyozamites* se ha realizado sobre el sistema de Kimura y Sekido (1976), particularmente útil en el caso de impresiones.

Sistemática

INSERTAE SEDIS

Género **CYCADITES** Sternberg 1825

Cycadites sp.

(Lám. I, figs. 1-2)

Descripción: Varios fragmentos de hojas pinnadas, el mayor de los cuales mide 9,5 cm de largo por 2,5-3 cm de ancho, que representan distintas partes de las mismas.

El raquis mide unos 8 mm en su parte basal y se adelgaza paulatinamente hacia la

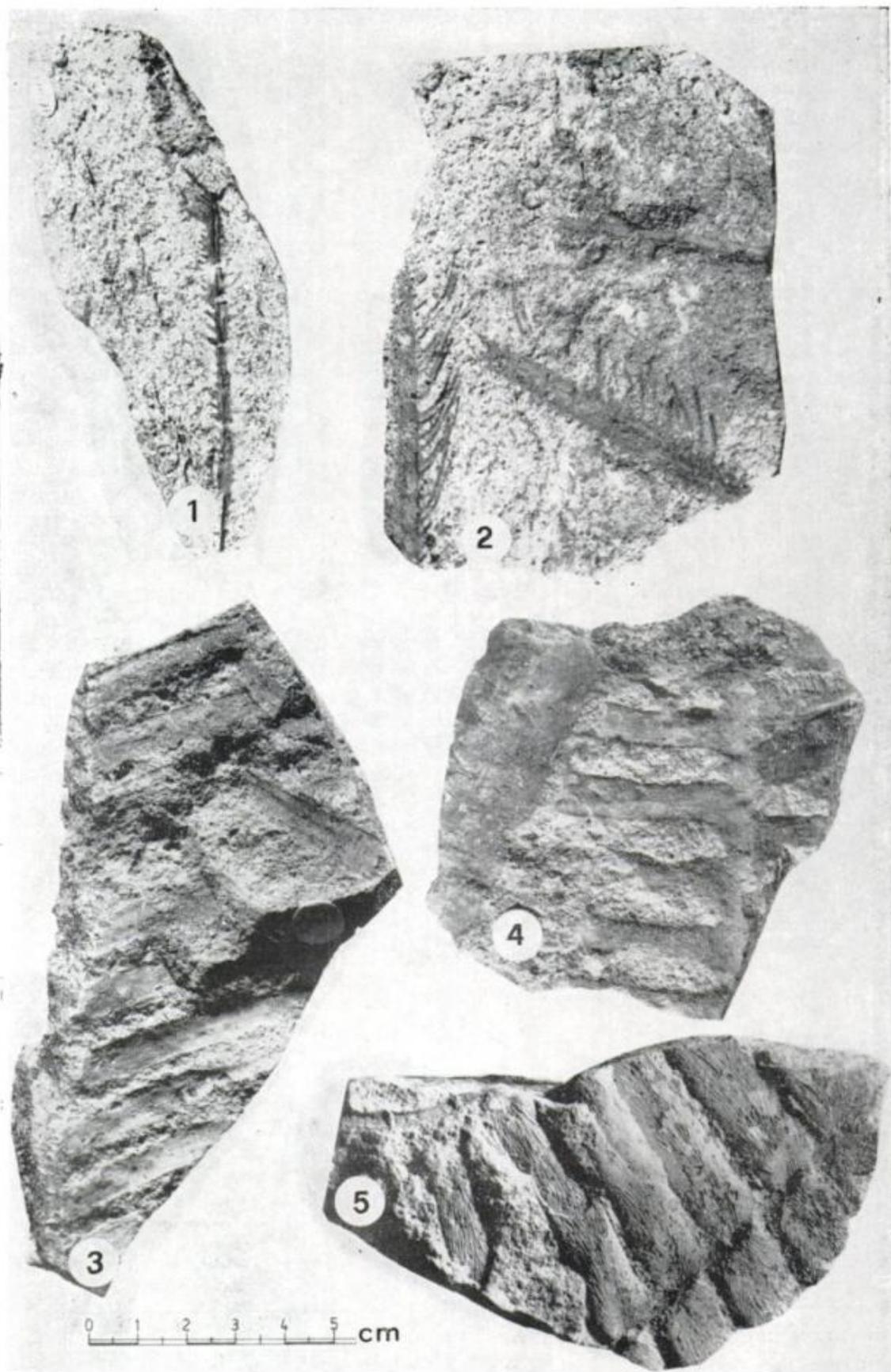
parte distal donde mide unos 2-3 mm, presenta estrias longitudinales bien marcadas y numerosas. Los folíolos se insertan lateralmente en forma opuesta o subopuesta con ángulo de 60-80°; son lineales de 1-1,5 mm de ancho y 2-2,5 cm de largo (preservado, ya que están mutiladas y debieran ser más largas); los márgenes son enteros y la base es amplia de unos 2 mm de ancho, marcadamente decurrente, hasta el punto que el margen basiscópico entra en contacto con el margen acrosópico del folíolo contiguo. Cada folíolo presenta una sola vena prominentemente, de unos 0,5 mm de grueso cuyo recorrido es perfectamente paralelo a los márgenes.

Comentarios: Las hojas de morfología cycadoide con folíolos uninervios pueden referirse a los géneros *Cycadites* Sternberg, *Pseudocyas* Nathorst, *Paracycas* Harris y *Tetoria* Kimura. En este caso es fácil concluir que el material descrito no se identifica con *Tetoria* ya que unos de los caracteres definitorios de tal género son las hojas bipinnadas. Descartado por tal razón *Tetoria*, sólo podemos considerar a los tres primeros. Todos son semejantes en hábito, pero tanto *Pseudocyas* como *Paracycas* han sido definidos con caracteres epidérmicos propios de Bennettitales en el primero (Florin 1933) y de Cycadales en el segundo (Harris 1964).

Como el material estudiado no presenta cutícula preservada, sin dejar de señalar la presencia de caracteres externos propios de *Pseudocyas*: de acuerdo al criterio sustentado por Holden (1914) y más recientemente por Bose (1968) debemos identificar al mismo como *Cycadites*. Este género llegó a reunir más de 50 especies que en gran parte han sido reubicadas en otros géneros próximos. De este tema se han ocupado varios autores: Seward (1895, 1904, 1917); Seward y Sahni (1920), Holden (1914), Harris (1964) y Bose (1968) cuyas conclusiones permiten considerar que *Cycadites* contaría con muy pocas especies: *C. rajmahalensis* Oldham y *C. saladini* Zeiller.

Ambas se distinguen de nuestro material por el mayor porte de las hojas y sobre todo por el ancho de los folíolos; considerando además que el material estudiado es relativamente fragmentario creemos conveniente, por el momento, no asignarle un status específico definido.

Material estudiado LP-PB 11539, 11540, 11541.



Lám. I. — 1-2, *Cycadites* sp. (LP-PB 11541 y 11540 resp.); 3-4, *Pseudoctenis eathiensis* (Richards) Seward (LP-PB 11542 y 11543 resp.). 5, *Dictyozamites cazaubonii* Archangelsky et Baldoni (LP-PB 11544).

Orden **CYCA DALES** (s.l.)Género **PSEUDOCTENIS** Seward 1911**Pseudoctenis eathiensis** (Richards) Seward

(Lám. I, figs. 3-4)

Descripción: Se dispone de dos fragmentos de hoja, el mayor de los cuales representa la parte basal y mide 8 cm de largo por 5,5 cm de ancho. Foliolos insertados a los lados del raquis, alternos y a 90° respecto al mismo; la mayoría tienen el ápice mutilado; así miden entre 3,5 a 4,5 mm de largo por unos 6-9 mm de ancho. Entre los foliolos existe un hiato interfoliolar notorio, ya que equivale al ancho de los foliolos. Los márgenes son paralelos, el basiscópico ampliamente decurrente y confluyente con el del foliolo contiguo; el acrocópico es recto o levemente contraído. En cada foliolo entran 6-7 venas, cuyo recorrido es al principio paralelo al raquis y luego se curva siguiendo la curvatura del margen basiscópico, para finalmente tornarse paralelas a los márgenes del foliolo; a esta altura la densidad es de unas 18-20 venas en cada uno. Raquis de unos 3 mm de grosor, longitudinalmente estriado y provisto de alas, producto de la morfología de la base foliar.

Comentarios: Las características de nuestros ejemplares, permiten considerarlos como pertenecientes al género *Pseudoctenis* Seward, que fuera posteriormente enmendado por Harris (1964) al agregar este autor a la diagnosis, los caracteres epidérmicos.

Entre las numerosas especies que se han asignado a este género, unas 30, los ejemplares estudiados son marcadamente semejantes a *P.eathiensis* (Richards) Seward, a juzgar por las ilustraciones del ejemplar tipo proporcionadas por Miller (1857) y Seward (1911). Esta especie es muy parecida a *P.footeana* (Feitmantel) Seward, de la que en rigor se distingue solamente por la distinta distribución geográfica. También existe similitud entre *P.eathiensis* y *P.lanei* Thomas, en lo que respecta a la morfología externa, pero dado que de la última también se conocen los caracteres epidérmicos, no es posible realizar una comparación estricta.

Otras especies cercanas a *P.eathiensis* son: *P.crassinervis* Seward y *P.herriesi* Harris; de ellas, la primera se distingue por su venación menos densa y la segunda por sus venas simples (no bifurcadas) y la base de los segmentos que se expande por ambos márgenes.

En Argentina se conocen 8 especies de *Pseudoctenis*, que no son las que hemos considerado más arriba; 6 de ellas proceden del yacimiento triásico de Barreal (Bonetti 1968) y 2 de la flora eocretácica de Ticó (Archangelsky y Baldoni, 1972c). De estas solo la especie triásica *P.harringtoniana* Bonetti presenta cierta similitud con nuestros ejemplares, pero se distingue por sus hojas más pequeñas, con foliolos de venación simple y menos densa.

Material estudiado: LP-PB 11542, 11543.

Orden **BENNETTITALES**Género **DICTYOZAMITES**

Oldham et Morris 1863

Dictyozamites cazaubonii

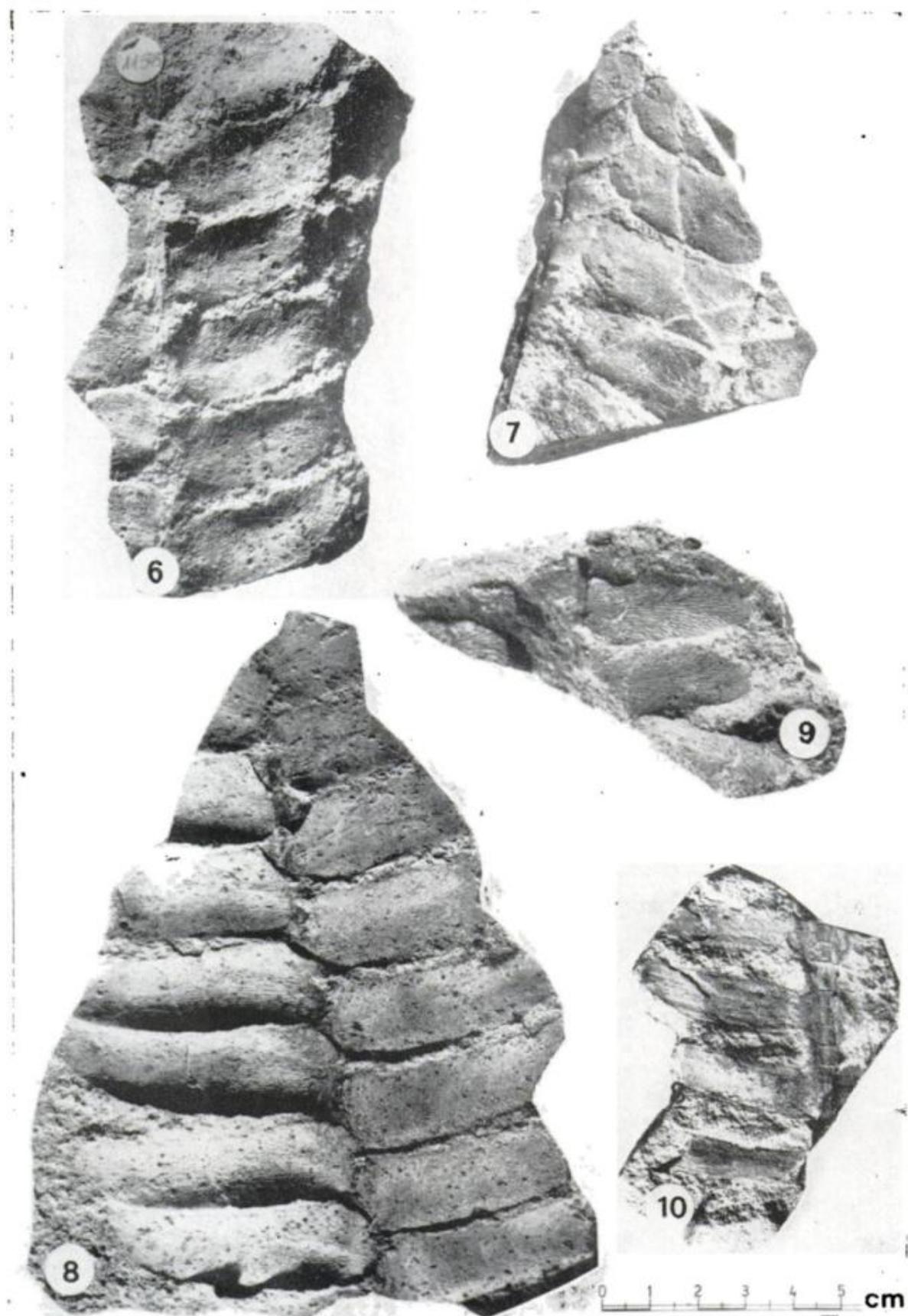
Archangelsky y Baldoni 1972

(Lám. I, fig. 5)

Descripción: Fragmento de la región media de la hoja de 10 cm de largo por 5.5 (11 calculado) cm de ancho. Foliolos opuestos de 60 mm de largo por 10 mm de ancho, lineal-lanceolados, márgenes enteros, subparalelos, ápices simétrico agudo-redondeado, base ligeramente contraída en el margen basiscópico, suavemente auriculada en el lado acrocópico. Foliolos insertos por el punto medio de la base, cuya parte superior cubren en parte al raquis. Venación densamente reticulada, venas subparalelas en la zona media de los foliolos y suavemente arqueadas en las zonas laterales.

Comentarios: El único ejemplar estudiado se caracteriza por sus largos foliolos que exceden la relación L/A de 4:1, carácter que lo vincula con las siguientes especies de *Dictyozamites*: *D. auriculatus* Kimura y Sekido, *D. asseretoi* Barnard, *D. bagjoriensis* Jacob y *D. hallei* Sahni y Rao.

El material estudiado se diferencia de las dos especies citadas en primer término por carecer de una base marcadamente auriculada y de las dos últimas por sus foliolos casi tres veces más anchos; de manera que dentro de este grupo de especies sólo podemos identificarlo con *D.cazaubonii*. Cabe acotar que nuestro ejemplar coincide plenamente con las características de la especie que fuera denominada por Cazaubon (1947). *D. hallei* y por ser considerada como un homónimo de *D. hallei* Sahni y Rao 1933, Archangelsky y



Lám. II. — 6, *Dictyozamites crassinervis* Menéndez (LP-PB 11545). 7, *Dictyozamites imamurae* Oishi em. Kimura (LP-PB 11553). 8, *Dictyozamites falcatus* (Morris) Oldham (LP-PB 11549). 9, *Dictyozamites ishikawaensis* Kimura et Sekido (LP-PB 11552). 10, *Pterophyllum barrealese* Frenquelli (LP-PB 11557).

Baldoni (1972a) redenominaran como *D. ca-zaubonii*.

Material estudiado: LP-PB 11544.

Dictyozamites crassinervis, Menéndez emend.

(Lám. II, fig. 6)

Diagnosis enmendada: Fragmentos de la región media de la hoja, el mayor y mejor preservado de los cuales mide 14 cm de largo por 4 (8 calculado) cm. Foliolos alternos asimétricos de 35-40 x 18 mm, enteros el acroscópico recto o ligeramente cóncavo en sus márgenes y el basiscópico recto en sus 2/3 partes a partir de donde se curva abruptamente hacia arriba conformando un ápice obtuso-redondeado; base ligeramente asimétrica con una incipiente aurícula en el margen acroscópico. Venación densamente reticulada, con areolas paralelas en la región central que es relativamente angosta, areolas incurvadas hacia los márgenes en las regiones laterales del foliolo,

Comentarios: Las especies que mejor se vinculan con nuestro material, sobre todo por su relación L/A son *D. kawasaki* Tateiwa y *D. cordatus* (Krystofovich) Prynada. Esta última especie se diferencia fácilmente de nuestros ejemplares por sus foliolos casi orbiculares, con aurícula bien diferenciada y venación indiferenciada de areolas muy pequeñas. *D. kawasaki* se asemeja a *D. crassinervis* pero se distingue por el contorno del foliolo cuyo margen acroscópico es recto y que se incurva hacia abajo para constituir el ápice. Otras diferencias son la carencia de aurícula y la venación de las regiones laterales del foliolo que presentan areolas menos densas y de mayor tamaño.

Archangelsky y Baldoni (1972b) señalan similitud en tamaño y venación de los foliolos entre *D. crassinervis* y *D. areolatus* Arch. y Baldoni; sin embargo el ápice simétrico y relativamente agudo de esta última especie es muy distinto al de *D. crassinervis* tal como lo demuestra nuestro material en el que por primera vez se aprecian los ápices preservados.

Dictyozamites falcatus (Morris) Oldham

(Lám. II, fig. 8)

Descripción: Varios (6) fragmentos de hojas, que representan la parte media y medio-distal de las mismas. Su tamaño os-

cila entre los 12 a 20 cm de longitud por 7-9 cm de ancho.

Los ejemplares mejor preservados son LP-PB 11548 y 11549 en los que basamos mayormente esta descripción.

Foliolos alternos, separados de 30-33-60 mm de longitud por 10-17 mm de ancho; márgenes enteros subparalelos, el acroscópico ligeramente cóncavo y el basiscópico convexo en sus 2/3 basales, el 1/3 distal abruptamente curvado hacia arriba resolviéndose en un ápice obtusamente agudo. La forma general de los foliolos es suave pero claramente falcada. La base es variable desde ligeramente contraída (LP-PB 11548) a ligeramente auriculada (LP-PB 11549).

Venación reticulada, ligeramente diferenciada en una región central de areolas rectas y 2 laterales con areolas suavemente arqueadas hacia los márgenes.

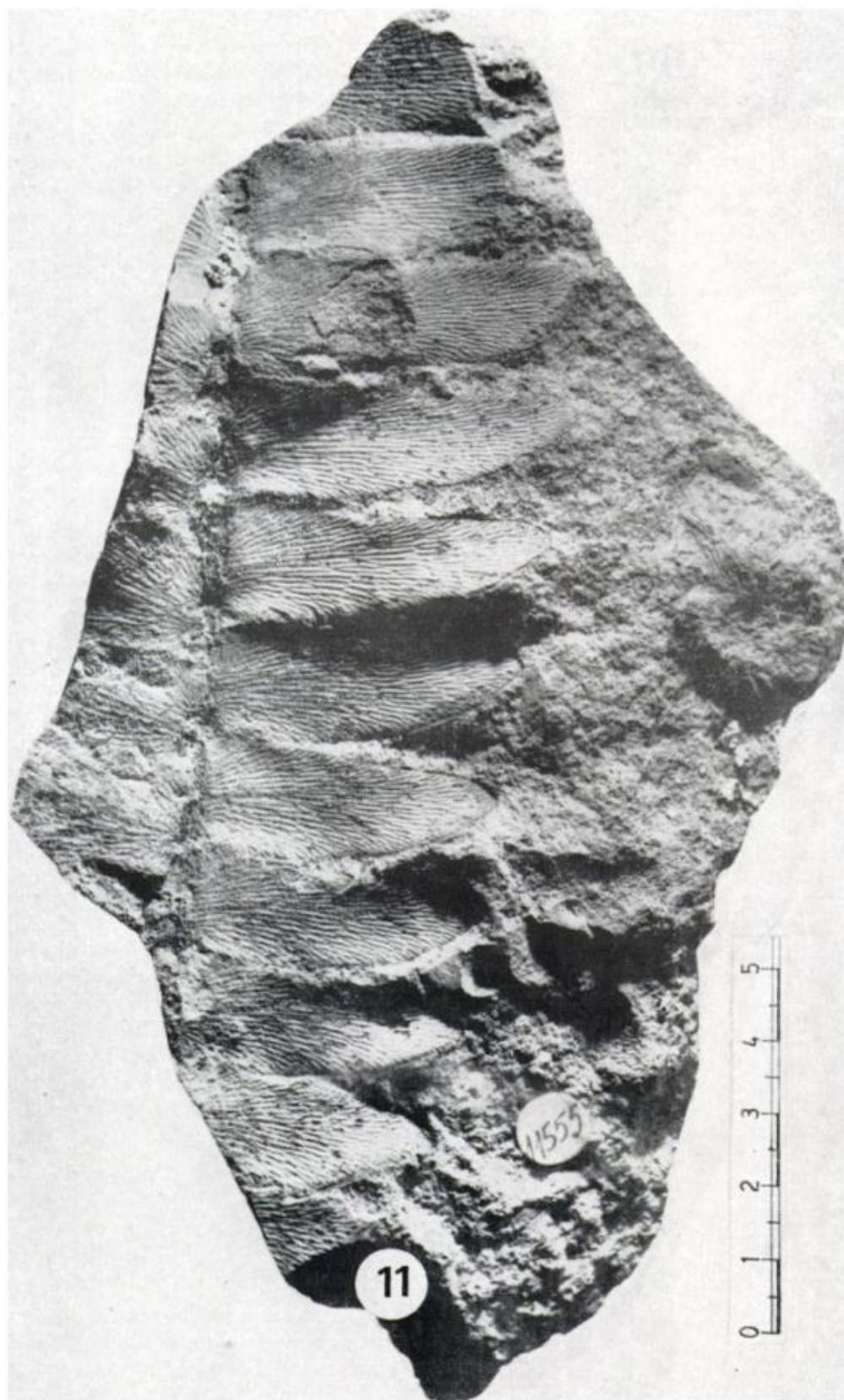
Comentarios: Los ejemplares descriptos se caracterizan por una relación L/A de aproximadamente 3-4:1 y también por presentar foliolos de base redondeada a ligeramente auriculada. Con estas características son comparables a las siguientes especies de *Dictyozamites*: *D. falcatus*, *D. areolatus* Arch. y Baldoni, *D. hawelli* Seward, *D. obliquus* Samylna y *D. ussuriensis* Krystofovich.

D. areolatus se distingue del presente material por la forma oblonga y ápice agudo de sus foliolos, así como por una venación con menor densidad de areolas y bien diferenciada en una amplia zona central y delgadas zonas laterales. Por el contrario *D. obliquus* se distingue por una venación mucho más densa, y con región central delgada y laterales amplias; otra diferencia entre esta especie y nuestros ejemplares es el tipo de margen basiscópico respectivamente cóncavo y convexo.

Los especímenes que nos ocupan son bastante similares a *D. hawelli* y a *D. ussuriensis* que se diferencian de los mismos por sus foliolos contiguos, solo ligeramente falcados, y con venación menos densa.

Estas razones nos llevan a considerar que nuestro material concuerda en líneas generales con los caracteres atribuidos a *D. falcatus*, de distintas regiones incluido el ejemplar (LP-PB 21320) proveniente de Esquel y descripto por Cazaubón (1947).

Material estudiado LP-PB 11548, 11549, 11550, 11551.



Lám. III. — 11, *Dictyozyamites latifolius* Menéndez (LP-PB 11555).

Dictyozamites imamurae Oishi y Kimura
1961

(Lám. II, fig. 7)

Descripción: Pequeños fragmentos (2) de hojas de unos 8 cm de largo x 4 (8 calculado) cm de ancho. Foliolos subrectangulares de aproximadamente 37 x 15 mm, márgenes enteros paralelos, ápice truncado suavemente redondeado, base ligeramente asimétrica, escasamente contraída en el lado basiscópico e incipientemente auriculado en el lado acroscópico. Venación reticulada de mallas alargadas, medianamente densa, indiferenciada.

Comentarios: Por la relación L/A y la forma peculiar de los folíolos, nuestro material se identifica fácilmente con *D. imamurae* Oishi y Kimura. Las vinculaciones de esta especie se analizan en este trabajo, al tratar a *D. latifolius*.

Material estudiado LP-PB 11553, 11554.

Dictyozamites ishikawaensis
Kimura y Sekido 1976

(Lám. II, fig. 9)

Descripción: Pequeño fragmento de hoja que presenta un par de folíolos simétricos de contorno triangular-oblongo de unos 35 x 15 mm, cuya base ligeramente contraída mide 10 mm; el ápice es agudo, ligeramente redondeado y se forma por la convergencia de ambos márgenes a partir de la zona medio-distal del folíolo. La venación es relativamente densa, sin una diferenciación bien definida, aunque las areolas laterales son más cortas que las centrales.

Comentarios: Nuestro material coincide en líneas generales con la peculiar especie *D. ishikawaensis* Kimura y Sekido, aunque se diferencia un poco de los ejemplares asiáticos por su contorno más triangular. También puede compararse con *D. tateiwae* Oishi, pero esta especie presenta folíolos más grandes, asimétricos por poseer el margen basiscópico marcadamente cóncavo mientras que el acroscópico es casi recto y por una venación de mallas muy densas y bien diferenciada en zona central y laterales.

Existe también cierta similitud con *D. tatoriensis* Kimura y Sekido, sobre todo en la forma de los folíolos; pero en nuestro material los folíolos son de mayor tamaño y la venación es bastante más densa que en *D. te-*

tatoriensis que precisamente presenta como carácter particularmente distinto, una venación laxa.

Por estas razones y sin descartar la posibilidad que se trate de una nueva especie, es preferible dado el escaso material disponible, identificar este material como *Dictyozamites ishikawaensis*, que es la especie a la que más se asemeja.

Material estudiado LP-PB 11552.

Dictyozamites latifolius Menéndez 1966

(Lám. III, fig. 11)

Descripción: Fragmentos (2) de hoja, el mayor de los cuales mide 17 cm de largo por 6.5 (9 calculado) cm de ancho. Foliolos de hasta 45 x 15 mm de márgenes enteros paralelos hasta aproximadamente las 2/3 partes de su longitud, punto a partir de que el margen basiscópico se contrae hacia arriba para resolverse en un ápice obtuso; base simétrica, ligeramente contraída en ambos márgenes. Venación reticulada, de mallas alargadas, densas; escasa diferenciación de la venación en zonas central y laterales.

Comentarios: Este material por su relación L/A, forma del contorno y características de la base de los folíolos se puede comparar con *D. tateiwae* Oishi, *D. imamurae* Oishi y Kimura y *D. latifolius* Menéndez. Cabe descartar a *D. tateiwae* por que esta especie presenta folíolos con el margen basiscópico marcadamente cóncavo y contraído abruptamente hacia arriba, hecho que condiciona la presencia de un ápice subagudo, además la venación en esta especie está bien diferenciada en una zona central, muy ancha, y de zonas laterales relativamente angostas. *D. imamurae*, se asemeja algo más a nuestro material, pero se diferencia por la forma típicamente subrectangular de sus folíolos, debido a la presencia de un ápice truncado, además los folíolos de *D. imamurae* presentan base asimétrica.

En cambio, las características generales de *D. latifolius* sí coinciden con las de los ejemplares aquí descriptos.

Material estudiado LP-PB 11555, 11556.

Género **PTEROPHYLLUM** Brongniart 1828**Pterophyllum barrealeense**

Frenguelli y Bonetti 1972

(Lám. II, fig. 10)

Descripción: El único ejemplar disponible corresponde a un fragmento de una hoja, en rigor hemilamina, de 6 cm de largo por 4,5 (9 calculado) cm de ancho. Foliolos linear-acintados, insertados lateralmente por toda la base con ángulo de 80°-90°, que en su mayoría están mutiladas por lo que no se observa el ápice. El largo máximo observado es de 43 mm y su ancho oscila entre 8 y 10 mm; presenta una leve contricción en la zona peribasal. La base es amplia, decurrente en ambos márgenes, originándose así un ala sobre el raquis. Existe un hiato interfoliolar constante que oscila entre 8 y 9 mm, es decir es equivalente al ancho de un foliolo. La venación es paralela, las venas penetran en la base foliolar con ángulo agudo y se bifurcan; su densidad alcanza a 18-20 venas/cm. El raquis es recto, robusto, alado y longitudinalmente estriado.

Comentarios: La morfología general de la hoja es muy semejante al ejemplar tipo de *Pterophyllum barrealense* Freng. y Bonetti¹ (Frenguelli 1950: 26; lám. I fig. 5) aunque el material estudiado es de mayor dimensión.

Según Frenguelli (1950) *P. barrealense* es comparable a *P. jaegeri* Brongniert, *P. nathani* Walkom, *P. hislopianum* Oldham, *P. matauriense* Hector. Las dos primeras se distinguen fácilmente de *P. barrealense* por carecer de hiato interfoliar. En cambio tanto *P. hislopianum* (= *P. distans* Morris fide Schimper 1870-72, Feistmantel 1877) como *P. maturiense* presentan foliolos distribuidos en forma rala; pero se apartan de *P. barrealense* en que la primera carece de todo ensanchamiento en la zona peribasal de los foliolos y la segunda posee foliolos lanceolados, con pocos nervios y estos son muy marcados. A su vez, Bonetti (1972) comparó *P. barrealense* con *P. validum* Hollick, que presenta una venación constante de 6 venas en todos sus foliolos, hecho que la diferencia, ya que en la primera el número de venas varía según el ancho de los mismos.

También se puede comparar a *P. barrealense* con *Ctenophyllum pachynerve* Fontaine (en Ward 1905: 106) cuya ilustración es muy semejante a nuestro material, pero se diferencia por carecer de raquis alado y por

presentar venas que nacen del mismo en ángulo recto.

Material estudiado LP-PB 11557.

Consideraciones crono-estratigráficas

Bajo este título analizamos la distribución estratigráfica de los componentes de la taoflora, con el objeto de tratar de acotar su ubicación crono-estratigráfica.

1. *Cycadites* sp.: Este género, que por primera vez se cita para Argentina; es un elemento que aparece en el Retiano con la especie, *C. saladini* y se vuelve más importante a partir del Jurásico medio. Llega (como *Pseudocycas*) al Cretácico inferior (Barremiano, Florin 1931; Aptiano inferior, Teixeira 1948).
2. *Pseudoctenis eathiensis*: Ha sido hallada en estratos atribuidos al Jurásico superior de Escocia (Seward 1911, 1917) y en Australia (Walkom 1917, 1924) en los "Walloon Coal Measures" que Gould (1974) considera atribuibles con mayor seguridad al Jurásico medio, sin descartar la probabilidad que estos pudieran extenderse al Jurásico superior.
3. *Dictyozamites cazaubonii*: La especie está restringida al territorio argentino, ya que ha sido hallada anteriormente en Esquel (Chubut) y en Bahía Tekenika (Tierra del Fuego) y ahora en esta nueva localidad.

En lo que respecta a su distribución estratigráfica cabe acotar que la taoflora de Esquel, fue tentativamente referida al Liásico medio-superior por Cazaubón (1947) y también por Herbst (1968), mientras que Stipanovic y Bonetti (1970) se inclinan por atribuirla al Bayociano. De este último punto de vista participaría también Kimura (1976: 301) quien la atribuye al "Middle Jurassic".

En lo que respecta a los sedimentos de la Bahía Tekenika fueron atribuidos al Jurásico (probablemente medio) por Halle (1911, 1913), opinión que es compartida por Kimura (1976) al atribuir este yacimiento también al "Middle Jurassic". Respecto de esta misma cuestión Archangelsky y Baldoni (1972b) acotan que dados los escasos elementos presentes en esta taoflora es preferible referirla simplemente al Jurásico.

¹ Uno de nosotros (A.E.A.) que se halla revisando especies argentinas de *Pseudoctenis* opina que *Pterophyllum barrealense* hallaría mejor ubicación en tal género.

4. *Dictyozamites crassinervis*: Hasta el momento esta especie se conocía exclusivamente en la taoflora de Ticó (Menéndez 1966) en sedimentos atribuidos a la Formación Baqueró de antigüedad eocretácica. (Barremiano; Archangelsky 1966, Archangelsky y Baldoni 1972b).
5. *Dictyozamites falcatus*: Esta especie se conoce en Argentina (Esquel), India, China, Corea, Japón y en la Unión Soviética (Siberia).
Los primeros registros corresponden al Liásico, pero es más frecuente desde el Jurásico medio hasta el límite Jurásico-Cretácico (Berriasiano; Kimura 1961, 1980).
6. *Dictyozamites imamuræ*: Hasta ahora sólo había sido hallada en Japón en la "Oguchi flora" (Kimura, 1975) atribuida al "early Neocomian" (Berriasiano) por el mismo autor.
7. *Dictyozamites ishikawaensis*: Esta especie presenta la misma distribución geo-estratigráfica que *D. imamuræ* (Kimura y Sekido, 1976).
8. *Dictyozamites latifolius*: Hasta este momento, esta especie tiene la misma distribución que *D. crassinervis* (Menéndez, 1966; Archangelsky y Baldoni 1972b).
9. *Pterophyllum barrealense*: La especie se conocía solamente en el yacimiento triásico de Barreal, San Juan (Bonetti, 1972).

El hecho más significativo, en términos crono-estratigráficos, lo constituye la presencia de *Pseudoctenis*. Este debe ser considerado como un elemento típicamente precretácico, ya que de las 30 especies que reúne, sólo 2 de ellas, atípicas y ubicadas tentativamente en el mismo (Archangelsky y Baldoni, 1972), alcanzan el Barremiano. En nuestro caso esta distribución precretácica es más significativa aún, ya que la especie hallada: *P. eathiensis*, tiene un biocrón meso a suprajurásico.

A esto cabe agregar que la taoflora en su

conjunto es equiparable a la de Rajmahal Hill de India (Bose, 1968) y a la de Utano de Japón (Kimura, 1980), ambas meso a suprajurásicas. También es parcialmente equiparable con la de Oguchi de Japón, la que es atribuida al Berriasiano (Kimura, 1980).

Conclusiones

En base al análisis de las diferentes unidades litoestratigráficas y el estudio detallado de los especímenes recolectados, los autores llegan a las siguientes conclusiones:

- El Grupo Bahía Laura representa una secuencia volcánico-sedimentario de composición ácida, con rápidos cambios verticales y laterales que en determinados casos, tal como lo consigna Mazzoni *et al.* (*op. cit.*), dificultan la determinación de unidades formacionales.
- La taoflora estudiada representa un tipo de asociación paleoflorística que hasta ahora no era conocido en el territorio argentino.
- El estudio de la misma, permite considerar que su desarrollo habría ocurrido en el lapso comprendido entre el Jurásico medio y superior, pudiendo como máximo alcanzar la base del Cretácico (Berriasiano).
- Esta asociación paleoflorística aporta un nuevo elemento cronoestratigráfico que tiende a sostener la coetaneidad de la Formación Chon-Aike (= Formación Los Pirineos) con la Formación La Matilde. Estas unidades se vinculan, por lo menos en parte, en relación interdigitada.

Agradecimientos

Deseamos expresar nuestro agradecimiento a las autoridades del Servicio Geológico Nacional, por permitir la publicación de la presente contribución; y a la Lic. Alicia Busteros de Franchi, por el estudio petrográfico de los cortes delgados.

Lista de trabajos citados en el texto

- Archangelsky, S., 1967. *Estudio de la Formación Baqueró, Cretácico inferior de Santa Cruz, Argentina*. Rev. Mus. La Plata, (n. s.) Paleont. 5 (32): 65-171, 8 láms.
- Archangelsky, S. y Baldoni, A., 1972a. "*Dictyozamites cazaubonii*" nom. nov. para "*Dictyozamites hallei*" Cazaubon, non Shani et Rao, Ameghiniana 9 (1): 91.
- 1972 b. *Revisión de las Bennettitales de la Formación Baqueró (Cretácico inferior), Prov. de Santa Cruz*. I. Hojas. Rev. Mus. La Plata (n.s.) Paleont. 7 (44): 195-265, 16 láms.
- 1972 c. *Notas sobre la Flora Fósil de la zona de Ticó, Prov. de Santa Cruz*. X. Dos Nuevas especies de *Pseudoctenis* (Cycadales). Ameghiniana 9 (3): 241-257.
- 1972. *Las "Bennettitales" de la Flora Triásica de Barreal (Prov. de San Juan)*. Rev. Mus. Arg. Cs. Nat. "B. Rivadavia" Paleont. I (10): 307-322, 4 láms.
- Bondesio, P., 1981. *Informe paleontológico de restos de vertebrados correspondientes a la Hoja 53 c, Laguna Olin, Prov. de Santa Cruz, Fac. de Cienc. Nat. y Museo de La Plata* (inédito), La Plata.
- Bonetti, M.I.R., 1968. *Las especies del género Pseudoctenis en la Flora triásica de Barreal (San Juan)*. Ameghiniana 5 (10): 433-460, 3 láms.
- Bose, M. N., 1968. *Cycadites rajmahalensis Oldham from the Rajmahal Hills*. The Palaeobotanist 16 (1): 10-11, 1 láms.
- Cazaubón, A. J., 1947. *Una Nueva flórula Jurásica en el Cordón de Esquel en el Chubut Meridional*. Rev. Asoc. Geol. Arg. 2 (1): 41-58, 2 láms.
- Cazeneuve, H., 1965. *Datación de una toba de la Formación Chon Aike (Jurásico de Santa Cruz, Patagonia), por el método de Potasio-Argón*. Ameghiniana, (5): 156-158.
- Chebli, G. y R. Ferello, 1974. *Un nuevo afloramiento metamórfico en la Patagonia extraandina*. Asoc. Geol. Arg., XXIX (4): 479-481.
- De Giusto, J., C. Di Persia y E. Pezzi, 1980. *Nesocratón del Deseado en Geología Regional Argentina*, II: 1389-1430, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Di Persia, C., 1958. *Informe previo al levantamiento geológico en escala 1:100.000 de la zona norte de la Prov. de Santa Cruz, al Sur del Río Deseado*. 5ta. Campaña, Yac. Petrol. Fisc. (Informe inédito).
- 1959. *Levantamiento geológico de la parte norte de la Provincia de Santa Cruz al sur del río Deseado*. 6ta. Campaña, Yac. Petr. Fisc. (informe inédito).
- 1960. *Acerca del descubrimiento de Precámbrico en la Patagonia Extraandina (Prov. de Santa Cruz)*. Anales de las Prim. Jorn. Geol. Arg. II: 65-68.
- Du Toit, A. L., 1927. *Fossil Flora of the Upper Karroo Beds*. Ann. South. Afr. Mus. 22: 1925-28, Edinburg.
- Feistmantel, O., 1877. *Jurassic (Liassic) Flora of the Rajmahal group in the Rajmahal Hills*, In "Fossil Flora of the Gondwana System". Paleont. indica, Ser.2, I (2): 1-110.
- Florin, R., 1933. *Studien über die cycadales des Mesozoikums nebst erörterungen über die spaltöffnung-sapparate der Bennettitales*. K. svenska Vetensk. Akad. Handl. 12 (5): 1-134.
- Fontaine, W. M., 1898-99. *Mesozoic plants from Oroville, California, in Ward, L. F., Status of Mesozoic floras of United States*. U. S. Geol. Surv. 20 th. Ann. Rep., Part. 2.
- Frenguelli, J., 1950. *Addenda a la flora del Gondwana superior en la Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 5 (1): 15-30.
- Furque, G. y H. Camacho, 1972. *El Cretácico superior y Terciario de la región austral del Lago Argentino (Provincia de Santa Cruz)*. Act. Cuart. Jorn. Geol. Arg., III: 61-76.
- Gould, R. E., 1974. *The fossil flora of the Walloon Coal Measures: a survey*. Proc. R. Soc. Qd. 85: 33-41.
- Halle, T. G., 1913a. *The Mesozoic flora of Graham and en Nordenskjöld*. O. Wiss. Ergebn Sud pol. Exp. 1901-1903, 3 (14): 1-123, 9 láms.
- 1913 b. *Some Mesozoic Plant Bearing deposits in Patagonia and Tierra del Fuego and their Floras*. Kungl. Svensk Vetensk. Handl. 51 (3): 1-58, 5 láms.
- Harris, T. M., 1964. *The Yorkshire Jurassic flora*, II. Caytoniales, Cycadales and Pteridosperms: 1-191. Brit. Mus. Nat. Hist. London.
- Herbst, R., 1968. *Las floras liásicas argentinas con consideraciones estratigráficas*. Act. Terceras Jornadas Geológicas Argentinas. 1: 145-162.
- Holden, R., 1914. *On the relation between Cycadites and Pseudocycas*. New Phytol 13 (10): 334-340.
- Kimura, T., 1961. *Mesozoic plants from the Itoshiro Subgroup, the Tetori Group, Central Honshu, Japan*. Part. 2. Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S., (41): 21-32, pls. 4-6.
- 1975. *Middle-Late early Cretaceous plants newly found from the upper course of the Kuzuryu River area, Fukui Prefecture Japan*. Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S. (98): 55-93, pls. 5-8.
- 1980. *The presents status of the Mesozoic land floras of Japan*. Reprinted from. Mem. Vol. Prof. Saburo Kanno: 379-413. Tokyo Gakugei Univ.

- Kimura, T. y S. Sekido, 1976. *Dictyozamites and some other cycadophytes from the early Lower Cretaceous Itoshiro Group*, Central Honshu Japan. Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S. (101): 291-312, pls. 30-32.
- Lesta, P. y R. Ferello (1972). *Región extraandina de Chubut y norte de Santa Cruz*, en Leanza, A. R. (editor). Geología Regional Argentina, Acad. Nac. Cienc., Córdoba.
- Levy de Caminos, R. y E. Rossi del Cerro de García 1981. *Estudio de faunas de invertebrados provenientes de la Hoja 53 c, Laguna Olín, Prov. de Santa Cruz*. Serv. Geol. Nac. (inédito), Buenos Aires.
- Mazzoni, M., L. Spalletti, A. Iñíguez Rodríguez y M. Teruggi, 1981. *El Grupo Bahía Laura en el gran Bajo de San Julián, Prov. de Santa Cruz*. Actas VIII Congr. Geol. Argentino, 3: 485-507. San Luis.
- Miller, H., 1857. *The testimony of the rocks*; Boston, Gould and Lincoln, 502 p.
- Menéndez, C. A., 1966. *Fossil Bennettitales from the Ticó Flora, Santa Cruz Prov., Argentina*. Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.) Geology 12 (1): 3-42, 19 láms.
- Pezzi, E., 1970 a. *Informe geológico zonas Cerro Huemul y Estancia La Josefina*. Inf. inédito YPF, Buenos Aires.
- 1970 b. *Informe geológico preliminar zona Los Pirineos - Cdón. Largo*. Inf. inéd. YPF. Bs. As.
- Pezzuchi, H., 1978. *Estudio geológico de la zona de Estancia Dos Hermanos-Estancia 25 de Mayo y adyacencias, Departamento Deseado, Provincia de Santa Cruz*. Tesis doctoral (inédito) Facultad de Cienc. Nat. y Museo de La Plata.
- Pothe de Baldis, D. 1981. *Estudio palinológico de muestras correspondientes a la Hoja 53 c, Laguna Olín, Prov. de Santa Cruz*, Serv. Geol. Nac. (inédito). Buenos Aires.
- Schimper, W. P. 1870-1872. *Traité de paléontologie végétale ou monde primitif*; Paris, J. B. Bailliére et fils, 2: 1-968, 37 pls.
- Seward, A. C., 1895. *Catalogue of Mesozoic plants in the Department of Geology, British Museum*. The Wealden Flora, Part 2, Gymnospermae: British Mus. (Nat. Hist.). 259 p., 20 pls.
- 1904. *Catalogue of the Mesozoic plants in the British Mus. The Jurassic Flora*, Part. 2, Liassic and Oolitic floras of England: British Mus. (Nat. Hist.). 192 p., 18 pls.
- 1911. *The Jurassic flora of Sutherland*. Trans. Roy. Soc. Edonb. 47: 663-709, 6 láms.
- 1917. *Fossil plants*. c: 1-656. Cambridge Univ. Press.
- Seward, A. C. y B. Shani, 1920. *Indian Gondwana plants: a revision*. Palaeont. Indica (N.S.), 7 (1): 1-41, 7 láms.
- Stipanovic, P. N. y M. I. R. Bonetti, 1970. *Posiciones estratigráficas y edades de las principales floras jurásicas argentinas, I. Floras Liásicas*. Ameghiniana 7 (1): 57-78.
- 1970. *Posiciones estratigráficas y edades de las principales floras jurásicas argentinas. II. Floras doggerianas y miámicas*. Ameghiniana, 7 (2): 101-118.
- Stipanovic, P. y C. Reig, 1957. *El "Complejo Porfírico de la Patagonia extraandina" y su fauna de Anuros*. Acta. Geol. Lilloana 1s 185-293.
- Teixeira, C., 1948. *Flora mesozoica portuguesa*. Portugal Servicios Geol. Part. 1: 1-118, 45 pls.
- Viera, R. y H. Pezzuchi, 1976. *Presencia de sedimentitas pérmicas en contacto con rocas del "Complejo Metamórfico" de la Patagonia Extraandina. Estancia Dos Hermanos, Prov. de Santa Cruz*, Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXI, (4) 281-282, Buenos Aires.
- Walkom, A. B., 1917. *Mesozoic floras of Queensland. Part. 1, continued, The Flora of Ipswich and Walloon Series, (c) Filicales, etc*. Publs. Geol. Surv. Qd. 257.
- 1924. *On fossil plants from Bellevue, near Esk*. Mem. Qd. Mus. 8: 77-92.

Recibido: 2 de febrero, 1982.

Aceptado: 15 de mayo, 1982.

RAUL E. de BARRIO
Servicio Geológico Nacional
Av. Santa Fe 1548 - 2º piso
1060 Buenos Aires

OSCAR G. ARRONDO *

ANALIA E. ARTABE

BRUNO PETRIELLA **

División Paleobotánica
Museo de La Plata

1900 La Plata

* CIC.

** CONICET.

FACIES Y PALEOAMBIENTES SEDIMENTARIOS DEL GRUPO RÍO GENOA, PERMICO INFERIOR DE LA REGION DE NUEVA LUBECKA, PROVINCIA DEL CHUBUT

JORGE S. CORTIÑAS y HUGO A. ARBE

Resumen

Se reconstruye la evolución paleoambiental del Grupo Río Genoa con el apoyo de perfiles estratigráficos relevados en el extremo sur de la faja de afloramientos neopaleozoicos de la provincia del Chubut, entre Piedra Shotle, Nueva Lubecka y Cerro Ferrarotti.

A partir de los datos obtenidos se interpreta que la acumulación de las sedimentitas pérmicas se produjo en un complejo deltaico altamente constructivo, de acción fluvial dominante.

Se definen cinco litofacies, las que se designan como: *facies de pelitas verdes*, marino y prodelta; *de vaques*, frente deltaico distal; *de arenitas*, frente deltaico proximal; *de pelitas grises*, planicie deltaica; y *facies de conglomerados*, fluvial.

La columna suprapaleozoica de la región está caracterizada por potentes secuencias progradacionales-agradacionales (facies de prodelta, frente deltaico, planicie deltaica y fluvial) que representan las fases constructivas o períodos activos del delta, entre las que intercalan delgados depósitos marinos de plataforma que constituyen las fases destructivas.

Introducción

El levantamiento de perfiles estratigráficos en el período 1978-1979 por la Comisión Geológica N° 2 de Yacimientos Petrolíferos Fiscales en el Chubut extraandino, contemplaba el análisis de la columna suprapaleozoica expuesta al naciente del río Genoa.

Se describieron cuatro perfiles en la región ubicada entre Piedra Shotle, Nueva Lubecka y cerro Ferrarotti (fig. 1), con la finalidad de reconstruir la evolución paleoambiental del Grupo Río Genoa.

Las sedimentitas pérmicas investigadas están situadas en el departamento Tehuelches, en el extremo sur de la faja de afloramientos paleozoicos de la provincia del Chubut.

Los perfiles estancia La Casilda y cerro La Trampa están ubicados en la margen izquierda del río Genoa, el primero a 2,5 km al naciente de la estancia epónima (Zuñeda)

Abstract

The paleo-environmental evolution of the Río Genoa Group is reconstructed based on stratigraphic profiles surveyed in the southern part of the Neopaleozoic outcropping belt in the province of Chubut, between Piedra Shotle, Nueva Lubecka and Cerro Ferrarotti.

From the data obtained it is interpreted that the accumulation of Permian sediments took place in a highconstructive deltaic complex, with dominant fluvial action.

Five lithofacies are defined, nominated as: *facies of green pelites*, marine and prodelta; *of wackes*, distal delta-front; *of arenites*, proximal delta-front; *of grey pelites*, delta-plain; and *conglomerate facies*, fluvial.

The Upper Paleozoic column of the zone is characterized by strong progradational-aggradational sequences (prodelta, delta-front, delta-plain and fluvial facies) representing the constructive phases or active periods of the delta, interbedded with thin marine-shelf beds corresponding to the destructional phases.

en la zona de Piedra Shotle y el segundo, estudiado por Keidel (1920), Wanish de Carral Tolosa (1942), Suero (1958) y Ugarte (1965), a 2,5 km al este de Nueva Lubecka. Las rutas provincial N° 20 y nacional N° 40, asfaltadas, constituyen una excelente vía de comunicación para acceder a estas localidades. La ruta provincial N° 23 permite llegar desde Nueva Lubecka a la región de Ferrarotti, donde fue relevado en el salar al sur de la misma el perfil estancia Ferrarotti. En el paraje Aguada Loca, 16 km al este de Nueva Lubecka, aparta hacia el norte un camino vecinal que conduce a la antigua casa de Betancourt, hoy puesto de la estancia La Ema. A cuatro kilómetros al sudoeste se describió el perfil loma Betancourt, estudiado anteriormente por Piatnitzky (1933, 1936), Feruglio (1949) y Suero (1958).

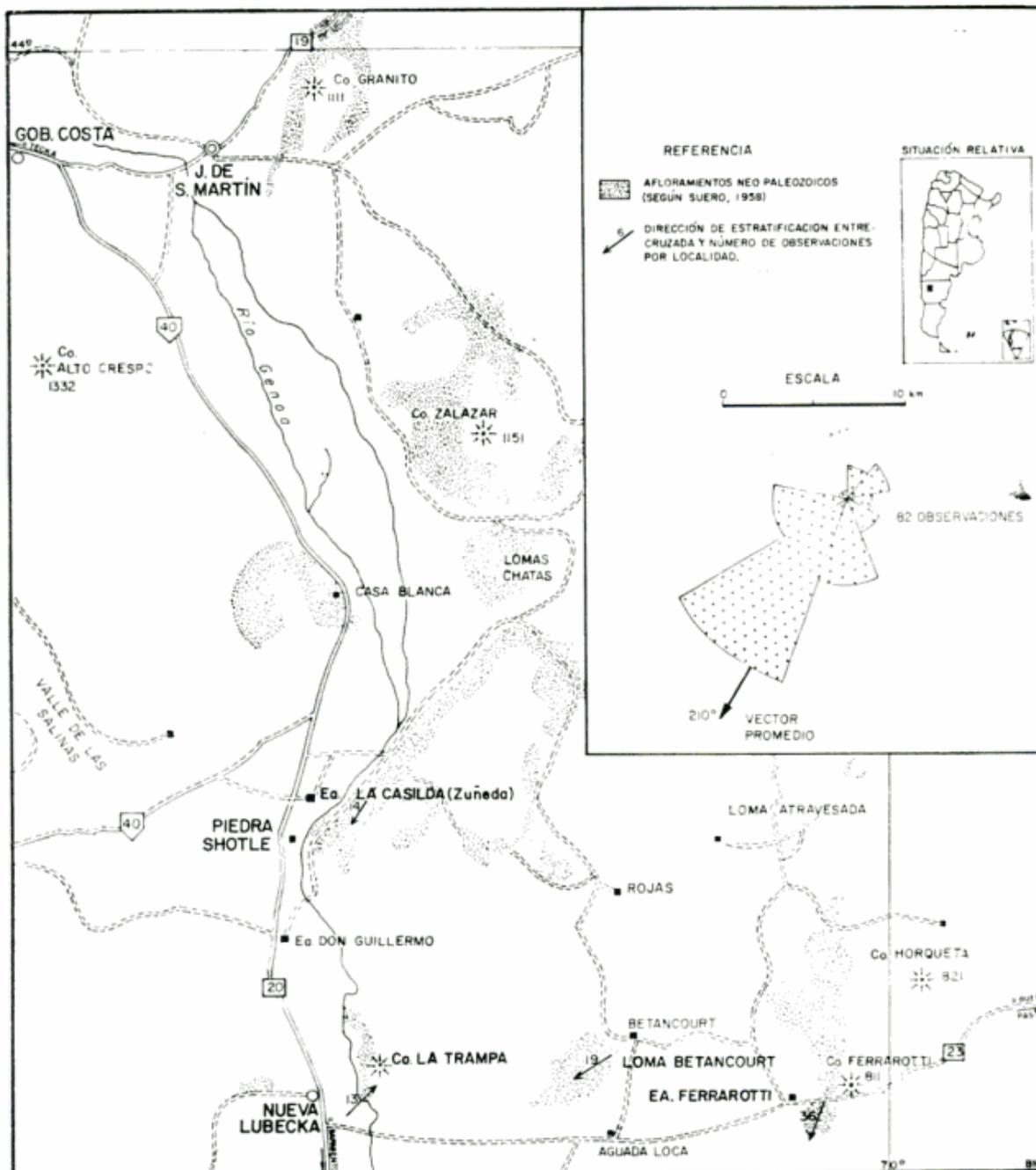


Figura 1

Este trabajo es una contribución al Proyecto N° 42, El Paleozoico superior de América del Sur, y fue presentado por uno de los autores (Cortiñas, 1980) en la reunión de Comunicaciones del grupo de trabajo argentino celebrada en la ciudad de San Juan.

Antecedentes

Las sedimentitas neopaleozoicas motivo del presente trabajo fueron estudiadas por numerosos autores.

Las primeras referencias se deben a Keidel (1920), Piatnitzky (1933, 1936), Wanish de Carral Tolosa (1942), Suero (1946) y Feruglio (1949) quienes les asignaron edad liásica.

Correspondió a Suero (en Feruglio, 1950) el mérito de ubicar en el suprapaleozoico a los depósitos plantíferos de Nueva Lubecka. En dos trabajos posteriores (1953, 1958) dio a conocer sus observaciones en Betancourt, Ferrarotti, Nueva Lubecka y Piedra Shotle. Feruglio (1951) y Frenguelli (1953 a y b) establecieron su edad pérmica basada en las

SECCIÓN COLUMNAR - REGIÓN DE NUEVA LUBECKA					
TIEMPO		UNIDADES LITOESTRATIG.	COLUMNA GENERALIZADA	LITOLOGÍA	AMBIENTE
JURÁSICO	LIÁS	PIENSBAGUANO - TOARCIANO FORMACIÓN MULANGUÏNEU	SUPERIOR (> 160 m)	PREDOMINAN LIMOLITAS GRIS OSCURAS, LAMINADAS, TABULARES. INTERCALAN ARENISCAS AMARILLENAS, FINAS A MEDIANAS, BIEN SELECCIONADAS Y ESCASA CALIZA (PACKSTONE FOSILÍFERO ARENOSO), CASTAÑO AMARILLENTO. TOBAS CASTAÑAS Y AMARILLENAS, FINAS, VÍTREAS Y ARENISCAS TOBÁCEAS GRIS ROSADAS, TABULARES. AMONITES, PELECIPODOS, GASTROPODOS, BRAQUIÓPODOS, CORALES, POLEN.	MARINO
			INFERIOR (18-260 m)	ARENISCAS, ROJIZAS Y AMARILLENAS, MODERADA SELECCION, LENTICULARES Y ENTRECRUZADAS. ALTERNAN LIMOLITAS Y ARCILITAS ROJAS Y VERDES, TABULARES, LAMINADAS. ESCASOS CONGLOMERADOS ROJIZOS, MUY FINOS A GRUESOS, LENTICULARES, MASIVOS. RESTOS DE TRONCOS SILICIFICADOS.	CONTINENTAL
PÉRMICO	INFERIOR	GRUPO RÍO GENOA	FORMACIÓN NUEVA LUBECKA (730 m)	PREDOMINAN VAQUES, OLIVA, MUY FINOS A FINOS, TABULARES, LAMINADOS A MICRO ENTRECRUZADOS Y ARENITAS GRISAS, FINAS A GRUESAS, IRREGULARES A TABULARES, ENTRECRUZADAS O CON ESTRATIFICACIÓN CONVOLUTA. INTERCALAN LIMOLITAS Y ARCILITAS VERDES Y GRISAS, TABULARES, LAMINADAS A MASIVAS, CARBONOSAS EN PARTE, CON MUY DELGADOS Y ESCASOS BANCOS DE CALIZA (MUDSTONE), NEGRO. ESCASOS CONGLOMERADOS, LENTICULARES, MASIVOS. PSEUDONÓDULOS, CONCRECIONES CALCÁREAS, NÓDULOS FERRUGINOSOS. MARCAS DE BASE (CALCOS DE CARGA Y DE SURCO). BRAQUIÓPODOS, PELECIPODOS, GASTROPODOS, HOJAS, TALLOS Y TRONCOS.	DELTAICO
			PIEDRA SHOTLE (> 170 m)	ARENISCAS GRISAS Y AMARILLENAS, GRUESAS A FINAS, MODERADAMENTE SELECCIONADAS, IRREG. A TAB. ENTRECRUZADAS, CON ESTRATIFICACIÓN CRUZADA O PARALELA FINA, ALTERNAN LIMOLITAS Y ARCILITAS, GRISAS A NEGRAS, TABULARES, LAMINADAS, CARBONOSAS, CON DELGADOS BANCOS DE CARBÓN. PARTICIPAN CONGLOMERADOS OLIVA, GRUESOS, MAL SELECCIONADOS, LENTICULARES, MASIVOS. HOJAS, TALLOS Y TRONCOS CARBONIZADOS.	

Figura 2

plantas fósiles. Archangelsky (1960), Archangelsky y de la Sota (1960) y Archangelsky y Arrondo (1965, 1966) amplían el conocimiento paleoflorístico de las unidades investigadas. Ugarte (1965) observó en la localidad de Lomas Chatas, al norte de estancia La Casilda, la relación entre el Grupo Tepuel y el Grupo Río Genoa.

Estratigrafía

Unidades Litoestratigráficas

GRUPO RÍO GENOA (Lesta y Ferrello, 1972)

Suero (1953) reconoció dos unidades en las sedimentitas neopaleozoicas de la región de Nueva Lubecka. Denominó a la inferior Grupo Conglomerádico de Piedra Shotle y a la superior Serie de Nueva Lubecka. Posteriormente Lesta y Ferrello (1972) adaptaron los términos de Suero a las exigencias del Código de Nomenclatura Estratigráfica, proponiendo las denominaciones de Formación

Piedra Shotle y Formación Nueva Lubecka, reuniéndolas en el Grupo Río Genoa (fig. 2).

Formación Piedra Shotle (Suero, 1953)

Aflora en la margen izquierda del río Genoa describiéndola en el perfil estancia La Casilda ubicado a 6 km al noreste de la localidad homónima, y en la región de Betancourt asignando a esta unidad, de acuerdo con Ugarte (1965), los términos inferiores de la sucesión aflorante.

Litología

Está integrada por areniscas, areniscas conglomerádicas, ortoconglomerados y en menor proporción arcililas, limolitas y carbón.

Relaciones Estratigráficas y Espesor

La base de la unidad está cubierta por depósitos cuaternarios, soportando en relación concordante a la Formación Nueva Lubecka.

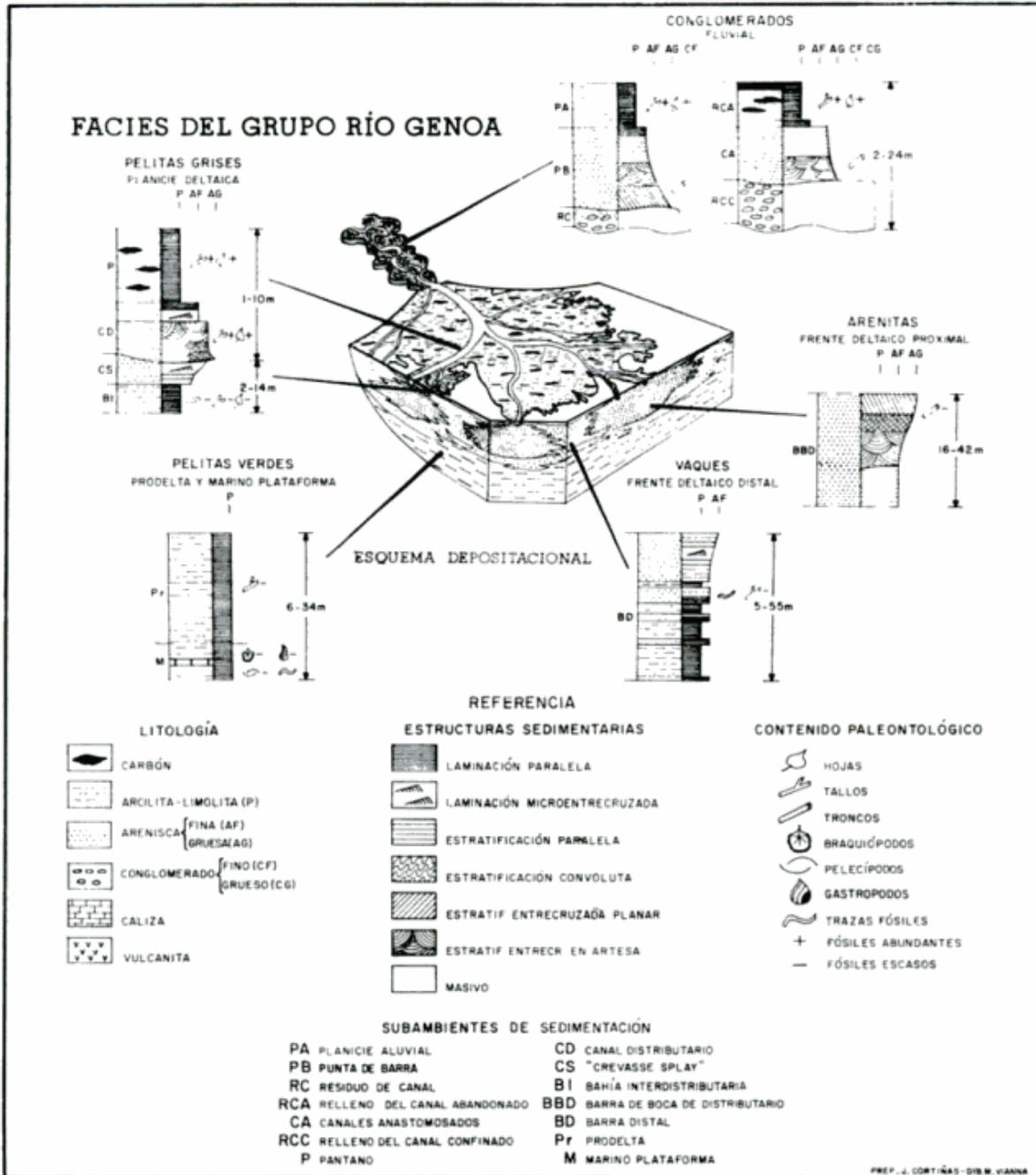


Figura 3

El contacto entre ambas está representado por un delgado banco de arenisca con abundante participación de nódulos e impregnaciones ferruginosas (*surface durcie*; Delfaud, 1974) sugiriendo la interrupción del ciclo sedimentario, el cual fue utilizado como nivel de referencia en el corte estratigráfico de la Fig. 4.

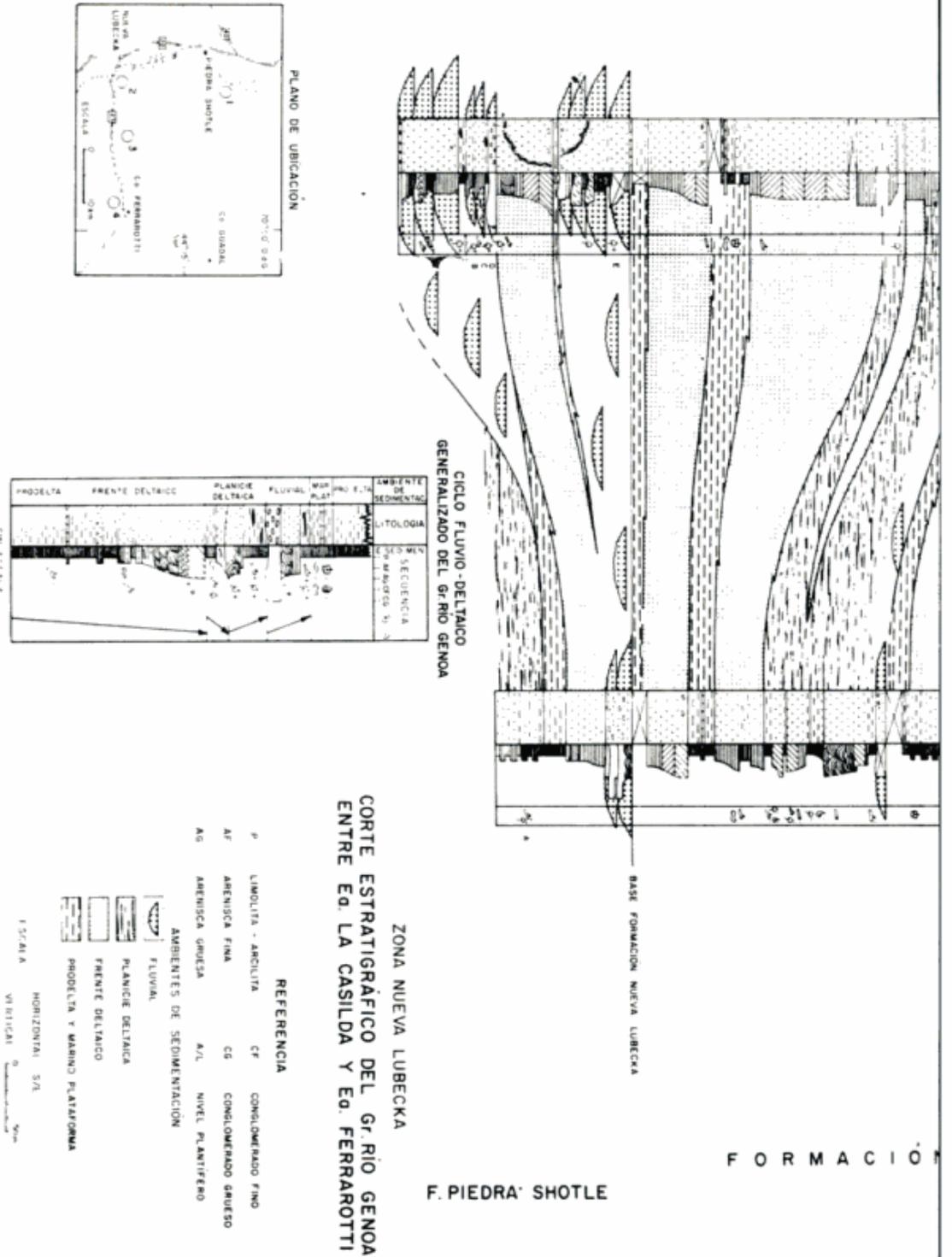
En estancia La Casilda y loma Betancourt se han medido espesores parciales del orden de 170 y 100 metros, respectivamente.

Formación Nueva Lubecka (Suero, 1953)

Ha sido individualizada en los cuatro perfiles relevados.

Litología

Predominan arenitas y vaques (Dott, 1964), gris claras y verdosas. En menor proporción participan arcilitas y limolitas verdes y grises con algunos bancos carbonosos y



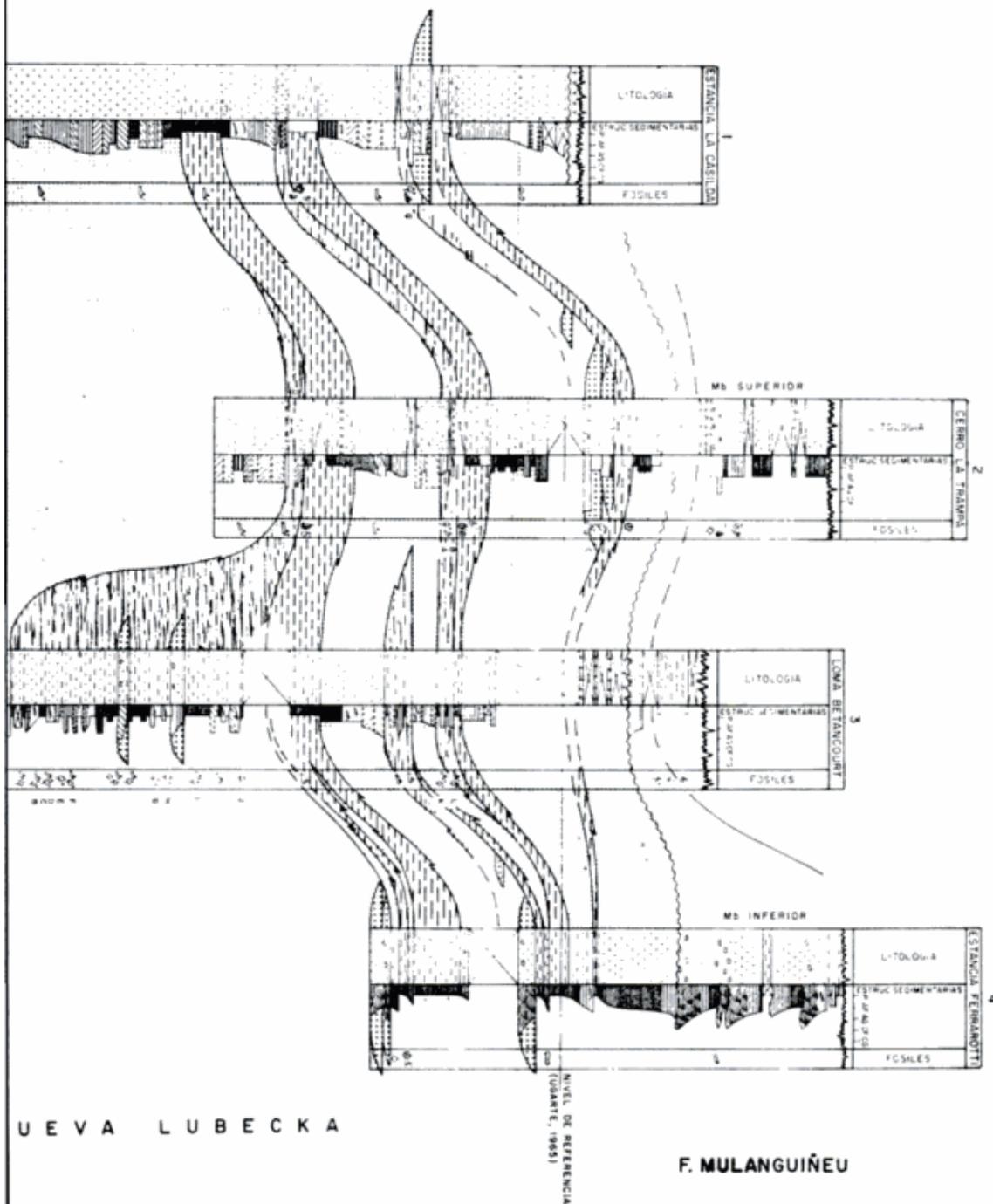


Figura 4

lentes ortoconglomerádicos. Completan la litología de la unidad muy escasas y delgadas intercalaciones calcáreas.

2) *Relaciones Estratigráficas y Espesor*

El límite inferior es de carácter neto y concordante. Está señalado por un marcado contraste de facies al superponerse a los depósitos continentales de la Formación Piedra Shotle, sedimentitas marinas incluidas en esta unidad (superficie de transgresión).

Sobre la Formación Nueva Lubecka, mediando discordancia, se apoya la Formación Mulanguineu (Fernández Garrasino, 1977) asignada al Pliensbaquiano-Toarciano, sin observarse relación de angularidad (Suero, 1958).

En loma Betancourt, única localidad donde se ha medido el espesor completo de esta unidad, afloran 730 m. En cerro La Trampa y estancia Ferrarotti se han registrado 322 y 218 metros, respectivamente, sin observarse su base. En estancia La Casilda se midieron 683 m, soportando en discordancia vulcanitas andesíticas.

Contenido Paleontológico y Edad del Grupo Río Genoa

El contenido fosilífero del grupo está representado por troncos, tallos y hojas en perfecto estado de conservación, identificándose varios niveles plantíferos (Fig. 4), estudiados por Archangelsky (1979) quien ha determinado los siguientes elementos:

Glossopteris indica, *Glossopteris* sp.,
Gangamopteris sp.,

Asterotheca feruglioi, *Asterotheca* sp.,
Samaropsis sp.,

Eucerospermum sp., *Brasilodendron* sp.,
Sphenophyllum sp.,

Ginkgophyllum sp., *Annularia* cf. *kurtzii*,
Cordaicarpus sp.,

Paranocladus sp., *Paranocladus* cf. *hallei*,

Pecopteris sp., *Pecopteris* cf. *frenguelli*
y *Cordaites* sp.

Los distintos autores que estudiaron los restos vegetales de la región le asignan al Grupo Río Genoa una edad pérmica inferior (Feruglio, 1951; Frenguelli, 1953 a y b; Archangelsky, 1960; Archangelsky y de la Sota, 1960 y Archangelsky y Arrondo, 1965 y 1966).

En la Formación Nueva Lubecka se han localizado varios bancos portadores de pele-

cípodos, braquiópodos y gastrópodos analizados en la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata (1979), habiéndose identificado:

Crurithyris roxoi (Olivera), *Crurithyris* sp.,
Mourlonia sp.,

Sinuitina sp., *Phestia* sp.
y *Streblapteria* sp.

Amos (1960) consideró a *Crurithyris roxoi* (Olivera) fósil guía de la sección superior del Grupo Tepuel, asignándola al Carbónico superior. Investigaciones posteriores de Amos *et al.* (1973) tienden a ubicar la *Zona de Cancrinella* en el Pérmico inferior.

Litofacies del Grupo Río Genoa

Con los datos obtenidos en los perfiles estudiados se interpreta que la acumulación de las sedimentitas pérmicas se produjo en un complejo deltaico, definiéndose cinco litofacies (Fig. 3):

- a) *Facies de pelitas verdes*: marino y prodelta.
- b) *Facies de vaques*: frente deltaico distal.
- c) *Facies de arenitas*: frente deltaico proximal..
- d) *Facies de pelitas grises*: planicie deltaica.
- e) *Facies de conglomerados*: fluvial.

Los criterios utilizados en el reconocimiento del modelo ambiental propuesto, están basados en:

— Composición y relaciones de las distintas facies involucradas.

— Geometría externa de los cuerpos arenosos.

— Contraste en el rango deposicional entre potentes secuencias clásticas de acción fluvial dominante; facies de prodelta, frente deltaico, planicie deltaica y fluvial, que representan las fases constructivas y delgados depósitos marinos transgresivos, que constituyen las fases destructivas.

Facies de pelitas verdes

Esta litofacies está representada en la Formación Nueva Lubecka y muy pobremente desarrollada en la Formación Piedra Shotle.

Consta de limolitas gris oliva a gris ver-

doso oscuras, micáceas, laminadas o masivas con escasos fragmentos de tallos, dispuestas en estratos tabulares poco potentes. En la base presenta delgados bancos de caliza (*mudstone*) negra y arcilitas gris verdosas, laminadas o bioturbadas conteniendo braquiópodos, pelecípodos y gastrópodos de valvas pequeñas y delgadas, poco abundantes, frecuentemente incluidos en nódulos ferruginosos.

Interpretación: La fauna de invertebrados propia de esta facies indica condiciones de acumulación marina en un ambiente de plataforma externa (Reineck y Singh, 1975: 273), representando las arcilitas y calizas a los depósitos transgresivos. Las limolitas suprayacentes, laminadas o masivas, sugieren un medio de escasa dinámica, desarrollado por debajo de la acción del oleaje en el subambiente de prodelta.

Facies de vaques

Está presente en la Formación Nueva Lubečka.

Cada secuencia elemental comienza con limolitas o limolitas arenosas similares a las de la facies anteriormente descrita, interstratificadas con vaques color oliva grisáceo con abundante muscovita. Estas areniscas en sus términos basales son de granulometría muy fina y se disponen en estratos delgados, laminados o con estratificación paralela muy fina. Hacia el techo los bancos psamíticos aumentan progresivamente de espesor en detrimento de las pelitas, evolucionando en su granulometría a areniscas finas con estratificación paralela fina o laminación microentrecruzada tipo *small* y *wave ripples* (Reineck y Singh, 1975: 87 y 89). Estas rocas se presentan en estratos tabulares delgados a medianos y con contactos transicionales. En algunas areniscas se observan planos netos, planares, con marcas de base (calcos de carga y marcas de surco).

El contenido biológico es escaso, limitándose a escasos fragmentos de tallos carbonizados y estructuras biogénicas aplanadas dispuestas subhorizontalmente en los planos de estratificación, constituyendo en las vaques horizontes bioturbados de 5 a 20 cm de potencia.

Interpretación: Las rocas descriptas se agrupan en ciclos menores de 5 a 55 metros de potencia, con una definida evolución inversa de granulometría, estructuras sedimentarias y espesores. Estas secuencias son el re-

sultado de episodios de progradación debidos al emplazamiento de estas facies sobre las de menor energía (pelitas verdes).

Esta litofacies está asociada a la de pelitas verdes y arenitas con contactos transicionales, representando una situación intermedia entre las zonas distal (pelitas verdes) y proximal (arenitas). Los bancos inferiores de limolitas arenosas y vaques muy finos, laminados o con estratificación paralela muy fina, sugieren un medio subácueo de reducida dinámica, propio de la zona de transición con el prodelta. Las vaques suprayacentes, con estratificación paralela fina o laminación microentrecruzada evidencian condiciones de mayor agitación.

Esta facies representa las barras distales desarrolladas en el frente deltaico (Coleman y Prior, 1980).

Facies de arenitas

Integrando las Formaciones Nueva Lubečka y Piedra Shotle, esta litofacies está definida en la base de cada ciclo por arenitas gris claras, cuarzo feldespáticas, finas, de moderada a buena selección y con estratificación paralela fina. Hacia el techo gradan a medianas y gruesas con entrecruzamientos planares y en artesa. Es frecuente la estratificación convoluta asociada a concreciones calcáreas subesferoidales. Se han identificado potentes cuerpos arenosos, bien desarrollados en las secciones medidas en estancia La Casilda y cerro La Trampa, sin una sensible variabilidad granulométrica que se han incluido en esta litofacies por su composición, textura, geometría y relaciones faciales. Estas rocas se disponen en bancos tabulares a irregulares, gruesos, de base transicional y en menor proporción netos.

El contenido paleontológico es prácticamente nulo, limitándose a muy escasos fragmentos de troncos retrabajados por el oleaje.

Interpretación: Las secuencias, con espesores que oscilan entre 16 y 42 m, poseen gradación inversa, con aumento de la granulometría y la energía de abajo hacia arriba, similares a las descriptas por Coleman (1976).

El tamaño de grano de las arenitas, la ausencia de matriz arcillosa, su moderada a buena selección y la estratificación entrecruzada de escala grande, sugieren transporte en un medio agitado desarrollado en el frente deltaico proximal. Estos cuerpos se forman en la desembocadura de los canales distributarios en el mar, sufriendo las psamitas un

retrabajo por las olas y corrientes de marea generándose las barras de boca de distributario. Los espesos bancos acumulados en condiciones de poca profundidad, donde sufren un retrabajo mayor por acción del oleaje y mareas llegándose a invertir el sentido de transporte (Fisher y McGowen, 1969; Fisher y Bromn, 1979: 182). Las paleocorrientes medidas en esta facies en el perfil cerro La Trampa (fig. 1) confirmarían esta hipótesis.

Facies de pelitas grises

Se desarrolla en la Formación Nueva Lubecka, presentando escasa participación en la constitución de la Formación Piedra Shotle.

Comienza cada ciclo menor con areniscas gris amarillentas, amarillo verdosas y verdoso claras, medianas, ocasionalmente gruesas en la base, de composición cuarzo-feldespáticas, masivas o con estratificación convoluta y pseudonódulos. Hacia el tope predomina la estratificación entrecruzada, planar y en artesa, de escala pequeña. Continúan areniscas finas y muy finas con laminación microentrecruzada o paralela. Abundan las concreciones calcáreas proladas, dispuestas paralelamente a la estratificación con fragmentos de tallos y hojas en su interior y los intraclastos arcillosos en la base de cada secuencia. Las psamitas se presentan en estratos delgados a medianos, lenticulares, y con planos basales netos frecuentemente replegados.

Los ciclos elementales culminan con limolitas y arcilitas gris claras a negras, micáceas y carbonosas, laminadas, con abundantes restos vegetales, tallos y hojas, en perfecto estado de conservación.

Interpretación: La abundante flora fósil preservada en esta facies indica condiciones de depositación subaéreas. La composición y textura de los distintos tipos litológicos asociados en ciclos de 1 a 10 m de potencia, la geometría de los cuerpos arenosos, la distribución vertical de estructuras sedimentarias y la estrecha relación con la facies de arenitas, sugieren depósitos de planicie deltaica con desarrollo de cursos distributarios, semejantes a los descriptos por Fisher y Brown (1979: 39).

Los bancos de areniscas, masivos, entrecruzados y con estructuras deformacionales caracterizan al subambiente de canales distributarios. Las pelitas suprayacentes, carbonosas y con abundantes restos vegetales, repre-

sentan los depósitos de pantano que se desarrollan en las áreas interdistributarias.

En muchas secuencias se advierte una definida evolución normal de granulometría y estructuras sedimentarias, gradando las areniscas medianas, a muy finas en el tope de cada ciclo. Spalletti (1980: 162) las vincula al desarrollo de cauces sinuosos generándose depósitos de barras en espolón (*point bar*), que no se observan en los descriptos anteriormente que tenderían al diseño rectilíneo.

Se incluyen en esta facies limolitas color oliva, pobremente representadas, con escasos restos de invertebrados marinos y fragmentos vegetales, tallos y hojas, en regular estado de conservación, interpretados como depósitos de bahía interdistributaria. Pequeñas secuencias negativas (granocrecientes) desarrolladas en el tope de las pelitas representarían el subambiente de *crevasse splay* (Coleman, 1976).

Facies de conglomerados

Esta litofacies, es típica de la Formación Piedra Shotle, encontrándose también representada en la Formación Nueva Lubecka. En esta facies han sido reconocidos dos tipos de secuencias.

La primera se inicia con ortoconglomerados oliva grisáceos, gruesos a muy gruesos, redondeados a subredondeados, de moderada a mala selección, con clastos equidimensionales a discoidales de hasta 30 cm de diámetro, esencialmente de metamorfitas, cuarzo, areniscas, y granitos. Poseen matriz arenosa gruesa de composición cuarzo feldespática. Los bancos conglomerádicos son gruesos, masivos, lenticulares, con planos netos irregulares y erosivos.

Sobre las psefitas se disponen areniscas gris claras y gris verdosas, gruesas a medianas, cuarzosas, feldespáticas y micáceas. Se presentan en bancos irregulares a tabulares, gruesos a medianos y con estratificación masiva, entrecruzada en artesa o paralela fina. Son comunes los fragmentos de troncos y la estratificación convoluta.

El ciclo remata con areniscas muy finas, limolitas y arcilitas gris oliva a negro verdosas, laminadas, con abundantes restos vegetales, tallos y hojas en buen estado de conservación. Las arcilitas poseen un variable contenido carbonoso, formando en partes bancos de carbón de 50 cm de espesor promedio. Estas rocas forman cuerpos tabulares delgados, que en algunas secuencias de la Formación Nueva Lubecka en cerro La Trampa

descansan directamente sobre la fracción gruesa basal.

La segunda secuencia, se integra en sentido vertical ascendente con: 1) Areniscas conglomerádicas gruesas, ocasionalmente conglomerados finos, lenticulares, masivos y entrecruzados. 2) Areniscas gruesas, con entrecruzamientos en artesa y planares que gradan hacia el tope a areniscas finas y muy finas con estratificación y laminación paralela. 3) Limolitas y arcilitas laminadas con abundantes restos plantíferos.

Interpretación: La abundante flora fósil indica para esta litofacies una génesis continental. La relación arena/pelita y el espesor de las secuencias elementales de sedimentación (2 a 24 metros) mayores que en la facies de pelitas grises, unido a los potentes bancos psefíticos evidencian para esta facies una posición más cercana al área de aporte, propia del ambiente fluvial.

La primera secuencia descrita en la que conglomerados gruesos soportan abruptamente bancos pelíticos carbonosos, sugiere un brusco abandono del canal y relleno de éste por lodos orgánicos. Se asemejan a los depósitos de relleno de valle confinado descritos por Shelton (1973) y Brown *et al.* (1973). Según Fisher y Brown (1979: 42) se originan en la planicie aluvial por las siguientes causas: 1) variaciones en el nivel de base (subsistencia o eustatismo); y/o 2) subsistencia tectónica diferencial y/o elevación del área de aporte; y/o 3) avulsión en un sistema fluvio-deltaico sobreextendido.

Las psefitas gruesas constituyen la parte basal del relleno del canal confinado. Las areniscas gruesas a medianas con estratificación entrecruzada y paralela se acumulan en la sección superior del canal, representando la estratificación horizontal cauces anastomosados de alto régimen de flujo (Fisher y Brown, 1979: 42). Las sedimentitas finas con que rematan estas secuencias evidencian el relleno del canal abandonado con desarrollo de llanuras aluviales y pantanos.

En la segunda secuencia la evolución vertical de textura y estructuras primarias muestran ciclos positivos (granodecrecientes). Queda así definida la clásica secuencia fluvial o secuencia de Bersier (en Defaud, 1974) que caracteriza a la zona supradeltaica. Los conglomerados y areniscas conglomerádicas representan los depósitos de fondo del canal. Las areniscas con estratificación entrecruzada y paralela corresponden al sub-

ambiente de "point bar" y las pelitas representan el producto de sedimentación en la planicie aluvial. Se la interpreta desarrollada en un ambiente fluvial con cauces de tipo meandriforme (Visser, 1965).

Distribución de las litofacies

Del análisis de la distribución de las distintas litofacies en los perfiles relevados surgen las siguientes conclusiones.

En las sedimentitas suprapaleozoicas de la región de Nueva Lubecka están representadas condiciones marinas y continentales. Las litofacies descritas se asocian en secuencias de facies negativas (fig. 4). Este carácter impreso en la megasecuencia por el proceso de progradación queda en evidencia al superponerse en sentido vertical sobre las facies más profundas (pelitas verdes), las someras (vaques y arenitas) y rematar con las facies subaéreas proximales (pelitas grises y conglomerados). Delgados depósitos marinos transgresivos cubren los términos continentales iniciando un nuevo ciclo. Estas megasecuencias, con espesores promedio entre 80 y 100 metros, se desarrollan cíclicamente repitiéndose hasta once veces en los perfiles estudiados, caracterizando al Grupo Río Genoa.

La ciclicidad en los depósitos deltaicos ha sido demostrada por Scruton (1960) y Coleman y Gagliano (1964) comprobándose en la comarca analizada por alternar entre las fases constructivas o periodos activos del delta (secuencias progradacionales-agradacionales), delgados depósitos transgresivos que representan las fases destructivas. La migración lateral de los canales distributarios en la planicie deltaica subaérea provocan el abandono del lóbulo deltaico iniciándose los procesos marinos. Estos desarrollan bancos poco potentes pero arealmente extensos de arcilitas bioturbadas y calizas que representan los depósitos de plataforma (Fisher y Brown, 1979: 47 y 185), utilizados como niveles de correlación en la fig. 4.

En la base de la sucesión estratigráfica, asignada a la Formación Piedra Shotle, la sedimentación es predominantemente continental ya que prevalecen las facies de acreción lateral-agradación (fluvial y planicie deltaica), sobre las facies de progradación (prodelta y frente deltaico). Esta sería la respuesta a la culminación de un ciclo deltaico previo a los estudiados en la Formación Nueva Lubecka, avalado por la existencia de potentes depósitos de relleno de valle confinado en la Formación Piedra Shotle. En la unidad

suprayacente se observa una participación más equilibrada de las facies progradacionales y agradacionales en loma Betancourt, llegando a dominar las primeras en los restantes perfiles levantados.

En la Fig. 1 se han representado en un diagrama de frecuencia las 82 observaciones de estratificación entrecruzada efectuadas en las facies de arenitas y conglomerados, destacándose que el vector promedio obtenido es de 210° lo que indica una dirección de transporte desde el noreste hacia el sudoeste. A similares conclusiones ya había arribado Ugarte (1965), quién basado en la composición petrográfica de los rodados de la Formación Piedra Shotle ubicó el área de aporte de las sedimentitas pérmicas en el "Macizo Norpatagónico".

Las variaciones faciales experimentadas por las unidades investigadas concuerdan con los datos aportados por las paleocorrientes. En la localidad de Tres Lagunas, ubicada a 20 km al norte de Alto Río Senguerr (fuera del plano adjunto) y al sudoeste de la región considerada, en pleno ambiente cretácico se ha identificado una sección neopaleozoica donde los autores han coleccionado restos vegetales, determinados por Archangelsky (1979) pertenecientes a *Paranocladus* cf. *hallei*. El afloramiento está ubicado en el borde norte de la laguna occidental, donde se localizan las instalaciones de la cantera que explotaba los calcáreos neocomianos de la Formación Tres Lagunas. En estas rocas se han reconocido con algunas variantes las facies de pelitas verdes, vaques y pelitas grises, integrando una columna parcial de 166 metros afectada por fallas.

En el tope de la sucesión aflorante participan areniscas amarillentas, verdosas y rojizas con intercalaciones de limolitas castaño rojizas, que presentan un ordenamiento interno de textura y estructuras primarias similar al de la facies de pelitas grises. Se diferencian de éstas por su coloración propia de un ambiente oxidante, prácticamente ausente en la región de Nueva Lubecka. Secuencias semejantes han sido observadas, con pobre desarrollo, en la Formación Piedra Shotle aflorante en loma Betancourt, con la cual tentativamente se correlaciona el asomo de Tres Lagunas. La facies de pelitas verdes está constituida por un potente paquete de limolitas negro grisáceas que presentan un mayor espesor y coloración más oscura que las definidas en Nueva Lubecka, lo que suge-

riría para la región de Tres Lagunas una posición más profunda en la cuenca de sedimentación neopaleozoica. El elevado tenor de muscovita y biotita presente en estas rocas como minerales accesorios y principales en algunas muestras (Destéfano y Escribano, 1981), provee un elemento adicional para diferenciarlas de las sedimentitas cretácicas de la comarca.

Una situación análoga se presenta en el sondeo YPF. Ch. CPB. es-1 (Cañadón Pastos Blancos) situado 42 km al sur de Nueva Lubecka, donde se perforaron 1.531 m asignados al Neopaleozoico, diferenciándose dos unidades. La inferior, desarrollada entre 3.020 mbbp y 3.371 mbbp (profundidad final), es predominantemente psamosefítica de colores gris claros y gris verdosos presentando en la base tonos castaño rojizos. En la sección superior, atravesada entre 1.840 mbbp y 3.020 mbbp, alternan arcilitas y limolitas gris oscuras a negras, micáceas, con areniscas grises. Se correlacionan las dos unidades reconocidas con las Formaciones Piedra Shotle y Nueva Lubecka, respectivamente. Ambach (1980) efectuó el análisis del registro continuo de buzamiento de este sondeo, distinguiendo dos direcciones de aporte predominantes, de este a oeste y de norte a sur, en los tramos 1.840 mbbp - 2.750 mbbp y 3.020 mbbp - 3.326 mbbp. Estos resultados armonizan con los valores de paleocorrientes obtenidos en afloramientos y con los cambios litofaciales enunciados.

En función de la distribución vertical y asociación lateral de las distintas litofacies reconocidas y los subambientes definidos se interpreta, en las sedimentitas pérmicas del Grupo Río Genoa, la existencia de un complejo deltaico altamente constructivo de acción fluvial dominante (Fisher, 1969).

Agradecimientos

Los autores agradecen a las autoridades de la Gerencia General de Exploración de Yacimientos Petrolíferos Fiscales la autorización para publicar este trabajo y al Dr. Luis Cazau la lectura crítica del manuscrito. Hacen extensivo el reconocimiento a Beatriz Massocco, Diana Calzetta y Mirta Vianna de la División Cartografía y Dibujo por la preparación del material gráfico y a Isabel Smyth por el mecanografiado del texto.

Lista de trabajos citados en el texto

- Ambasch, M. E., 1980. *Informe sobre el perfil de buzamiento del pozo YPF. Ch. CPB.es-1 (Cañadón Pastos Blancos)*. YPF, inf. inédito. Buenos Aires.
- Amos, A. J., 1960. *Algunos Chonetacea y Productacea del Carbonífero inferior y superior del Sistema de Tepuel, provincia de Chubut*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XV (1-2): 81-107. Buenos Aires.
- Amos, A. J., B. Antelo, C. R. González, M. P. de Mariñelarena y N. Sabattini, 1973. *Síntesis sobre el conocimiento bioestratigráfico del Carbónico y Pérmico de Argentina*. Quinto Cong. Geol. Arg., Actas, III: 3-20. Buenos Aires.
- Archangelsky, S., 1960. *Lycopsidea y Sphenopsida del Paleozoico superior de Chubut y Santa Cruz, Patagonia*, *Act. Geol. Lilloana*, III: 21-36. Tucumán.
- 1979. *Estudio paleobotánico de muestras de perfiles de Chubut*. CIRGEO, inf. inédito para YPF. Buenos Aires.
- Archangelsky, S. y O. G. Arrondo, 1965. *Elementos florísticos del Pérmico argentino. I) Las Glossopterideas de la Serie Nueva Lubecka, provincia de Chubut*. *Rev. Mus. La Plata (N. Ser.)*, Paleont., IV (26): 259-264. La Plata.
- 1966. *Elementos florísticos del Pérmico argentino. II) Rhacopteris chubutiana n. sp. de la Formación Nueva Lubecka, provincia de Chubut, con notas sobre las especies argentinas del género Rhacopteris*. *Rev. Mus. La Plata (N. Ser.)*, Paleont., V (28): 1-16. La Plata.
- Archangelsky, S. y E. de la Sota, 1960. *Contribución al conocimiento de las Filíceas pérmicas de la Patagonia Extraandina*. *Acta. Geol. Lilloana*, III: 85-126. Tucumán
- Brown, L. F., Jr., A. W. Cleaves II y A. W. Erxleben, 1973. *Pennsylvanian depositional systems in North-Central Texas*. *Univ. Texas Bur. Econ. Geol., Guidebook 14*: 1-132. Austin.
- Coleman, J. M., 1976. *Deltas: Processes of deposition and models for exploration*. Continuing Education Publication Company, 1-102. Champaign, Il.
- Coleman, J. M., y S. M. Gagliano, 1964. *Cyclic sedimentation in the Mississippi River deltaic plain*. *Gulf Coast Assoc. Geol. Socs. Trans.*, XIV: 67-80.
- Coleman, J. M., y D. B. Prior, 1980. *Deltaic sand bodies*. *Am. Assoc. Petrol. Geol., course note series 15*: 1-171. Tulsa.
- Cortiñas, J. S., 1980. *Consideraciones paleoambientales del Grupo Río Genoa, Pérmico inferior de la región de Nueva Lubecka, Prov. del Chubut*. Reunión de comunicaciones Proy. Paleoz. Sup. de Am. del Sur, Resum., (3): 16. San Juan.
- Delfaud, J., 1974. *Typologie scalaire des séquences sédimentaires en fonction du milieu de depot*. *Bull. S. G. F.* (7), XVI (6): 643-650.
- Destéfano, M. C. y D. O. Escribano, 1981. *Descripción petrográfica de muestras del perfil Cantera Tres Lagunas, prov. del Chubut*. YPF, inf. inédito. Buenos Aires.
- Dott, R. L., Jr., 1964. *Wacke, graywacke and matrix. What approach to immature sandstone classification?* *Journ. Sed. Petrology*. XXXIV: 625-632.
- Fernández Garrasino, C. A., 1977. *Contribución a la estratigrafía de la zona comprendida entre estancia Ferrarotti, cerro Colorado y cerrito Negro - Departamento de Tehuelches, provincia del Chubut - Argentina*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXII (2): 130-144. Buenos Aires.
- Feruglio, E., 1949. *Descripción Geológica de la Patagonia*. Dir. Gen. YPF, I. Buenos Aires.
- 1950. *Descripción Geológica de la Patagonia*. Dir. Gen. YPF, III. Buenos Aires.
- 1951. *Sobre algunas plantas del Gondwana del valle del río Genua (Patagonia)*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, VI (1): 14-20. Buenos Aires.
- Fisher, W. L., 1969. *Facies characterization of Gulf Coast Basin delta systems, with Holocene analogues*. *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Socs.*, XIX: 239-261.
- Fisher, W. L. y L. F. Brown, Jr., 1979. *Basin analysis and seismic stratigraphy, a genetic approach to depositional systems analysis in the exploration for petroleum and sedimentary minerals*. 1-714. Austin, Texas.
- Fisher, W. L. y J. H. McGowen, 1969. *Depositional systems in Wilcox Group (Eocene) of Texas and their relation to occurrence of oil and gas*. *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 53 (1): 30-54. Tulsa.
- Frenquelli, J., 1953a. *Las Pecopterideas del Pérmico de Chubut*. *Not. Mus. La Plata, Paleont.*, XVI (99): 287-296. La Plata.
- 1953b. *Recientes progresos en el conocimiento de la geología y la paleogeografía de la Patagonia, basados en el estudio de sus plantas fósiles*. *Rev. Mus. La Plata (N. Ser.)*, Geol., IV: 321-342. La Plata.
- Keidel, J., 1920. *Investigaciones Especiales*. Memoria Dir. de Minas Geol. e Hidrol. correspondiente al año 1917. *Anales Min. Agric., sec. Geol.*, XIV (2): 23-35. Buenos Aires.
- Lesta, P. J. y R. Ferello, 1972. *Región extraandina de Chubut y norte de Santa Cruz*. En A. F. Leanza (Editor). *Geología Regional Argentina*, Acad. Nac. Ciencias, 601-653. Córdoba.
- Piatnitzky, A., 1933. *Rético y Liásico de los valles de los ríos Genua y Tecka y sedimentos continentales de la Sierra de San Bernardo*. *Bol. Inf. Petrol.*, X (103): 151-182. Buenos Aires.

- 1936. *Estudio geológico de la región del río Chubut y del río Genua*. Bol. Inf. Petrol., XIII (137): 83-118. Buenos Aires.
- Reineck, H. E. y I. B. Singh, 1975. *Depositional Sedimentary Environments With Reference to Terrigenous Clastics*. Springer-Verlag, 1-439. New York.
- Scruton, P. C., 1960. *Delta building and the deltaic sequence*, in F. P. Shephard *et al.*, eds., *Recent Sediments, northwest Gulf of Mexico*. Am. Assoc. Petrol. Geol., 82-102. Tulsa.
- Shelton, J. W., 1973. *Models of sand and sandstone deposits: a methodology for determining sand genesis and trend*. Okla. Geol. Survey, Bull., 118: 1-122.
- Spalletti, L. A., 1980. *Paleoambientes sedimentarios en secuencias silicoclásticas*. Asoc. Geol. Arg., Serie "B" didáctica y complementaria 8: 1-175. Buenos Aires.
- Suero, T., 1946. *Reconocimiento geológico de la zona comprendida entre el arroyo Genoa y el río Chubut (Departamentos Tehuelches, Paso de Indios y Languiño. Territorio del Chubut)*, YPF, inf. inédito. Buenos Aires.
- 1953. *Las sucesiones sedimentarias suprapaleozoicas de la zona extraandina del Chubut*. Asoc. Geol. Arg., Rev., VIII (1): 37-53. Buenos Aires.
- 1958. *Datos geológicos sobre el Paleozoico superior en la zona de Nueva Lubecka y alrededores (Chubut extraandino)*. Rev. Mus. La Plata (N. Ser.), Sec. Geol., V: 1-28. La Plata.
- Ugarte, F. R. E., 1965. *El Suprapaleozoico del río Genoa (Chubut) e inmediaciones*. Segundas Jorn. Geol. Arg., Actas, III: 379-406. Tucumán.
- Universidad Nacional de La Plata, 1979. *Determinaciones de muestras de invertebrados de perfiles de Chubut y Santa Cruz*. Inf. YPF. Buenos Aires.
- Visher, G. S., 1965. *Use of vertical profile in environmental reconstruction*. Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 49 (1): 41-61. Tulsa.
- Wanish de Carral Tolosa, E., 1942. *Observaciones geológicas en el oeste del Chubut - Estratigrafía y fauna del Liásico en los alrededores del río Genua*. Dir. Minas y Geol., (51). Buenos Aires.

Recibido: 3 de febrero, 1982.

Aceptado: 18 de mayo, 1982.

JORGE S. CORTIÑAS

HUGO A. ARBE

Yacimientos Petrolíferos Fiscales

Gerencia de Geología

Av. Roque Sáenz Peña 777

1364 Buenos Aires

ASPECTOS GEOQUÍMICOS Y PETROLOGICOS DEL BATOLITO DE ACHALA, PROVINCIA DE CORDOBA

CARLOS W. RAPELA

Resumen

A través de un estudio geoquímico de elementos mayoritarios y trazas (Rb, Sr, Ba, La, Ce, Nd, V, Y, Nb, Zr) se definen en este trabajo diversas características genético-evolutivas del batolito de Achala. Su evolución magmática en el contexto de las Sierras Pampeanas es analizada en forma comparada con batolitos orogénicos del sector norte del cratón pampeano, del cual se presentan nuevos resultados geoquímicos, y batolitos circumpacíficos de márgenes continentales activas.

El batolito de Achala es un cuerpo postectónico (Silúrico) calcoalcalino peraluminoso, compuesto principalmente de facies graníticas biotíticas y biotíticas-muscovíticas. El porfirismo según megacrystales de microclino es común en ambas facies. En los sectores estudiados el cuerpo se caracteriza por el relativamente alto contenido promedio de K₂O, elementos traza incompatibles y Nb, bajo contenido de CaO, MgO y TiO₂, relaciones K/Rb y Rb/Sr altamente fraccionadas y ausencia de extremos cálcicos con bajo contenido de sílice. La formación de megacrystales de microclino se extendió posiblemente hasta los estadios pegmatítico e hidrotermal debido a la partición preferencial del potasio en una abundante fase fluida supercrítica.

Estudios isotópicos de estroncio, paralelos a este trabajo, estudios geoquímicos previos en el basamento de alto grado y la distribución de elementos traza dentro del cuerpo muestran que el batolito de Achala es alóctono a su entorno metamórfico supracortical. El manto superior o una corteza inferior deprimida en elementos litófilos de largo radio iónico serían el origen probable del magma de Achala. Se observan claras diferencias composicionales con plutones ordovícicos de las Sierras Pampeanas, diferencias estas que son similares a las que se han encontrado en otras regiones entre las manifestaciones graníticas anorogénicas y orogénicas. La mayor alcalinidad relativa del batolito de Achala se relacionaría con la cesación de los esfuerzos orogénicos del Paleozoico inferior y el inicio de un período de levantamiento cortical pre-rift en el orógeno pampeano.

Introducción

Los grandes batolitos de las Sierras Pampeanas han sido escasamente estudiados desde el punto de vista composicional. Especialmente el conocimiento geoquímico que se tiene de los mismos es muy restringido y li-

Abstract

The Achala batholith of Silurian age (399 Ma) is a postkinematic peraluminous calcalkaline body intruded in medium-to-high-grade metamorphic rocks from Sierra de Córdoba, Pampean Ranges, Argentina. Major and trace elements (Rb, Sr, Ba, La, Ce, Nd, V, Y, Nb, Zr) have been analyzed in 20 whole rocks located along a generally SW-NE transect across the central part of the batholith.

Although several textural varieties have been recognized on this transect, the porphyritic facies is the more abundant. It consists essentially of large (up to 15-20 cm in length) microcline microperthitic megacrysts set in a groundmass of medium to coarse grained quartz, oligoclase and biotite, with apatite and zircon as accessory minerals. Cordierite has been found in two samples. Two-mica granites both porphyritic and medium grained are also common. Textural and compositional relationships suggest that the microcline megacrysts were formed lately (during the pegmatitic and even the hydrothermal stages) as a result of the preferential partition of K in a supercritical fluid phase separated from the volatile oversaturated melt.

Compared to orogenic (Ordovician) granites from the Pampean Ranges and circumpacific batholiths the Achala batholith is more siliceous with higher abundances of incompatible elements, Nb and K₂O, lower CaO MgO, TiO₂ and highly fractionated in terms of K/Rb and Rb/Sr. The more "alkalic" characteristics of the Achala batholith compared to the orogenic granites are probably related to the pre-rift uplifting of the area after the strong Lower Palaeozoic orogenetic events.

Strontium isotope studies (Rapela *et al.*, 1982) and trace element comparisons do not support a supracrustal origin for the Achala batholith. The upper mantle or a lower crust depleted in LIL elements are the alternative probable sources.

mitado a análisis aislados en estudios regionales e insuficientes investigaciones de detalle. El batolito de Achala (fig. 1) no escapa a esta regla general, aunque en este caso merece citarse especialmente el trabajo

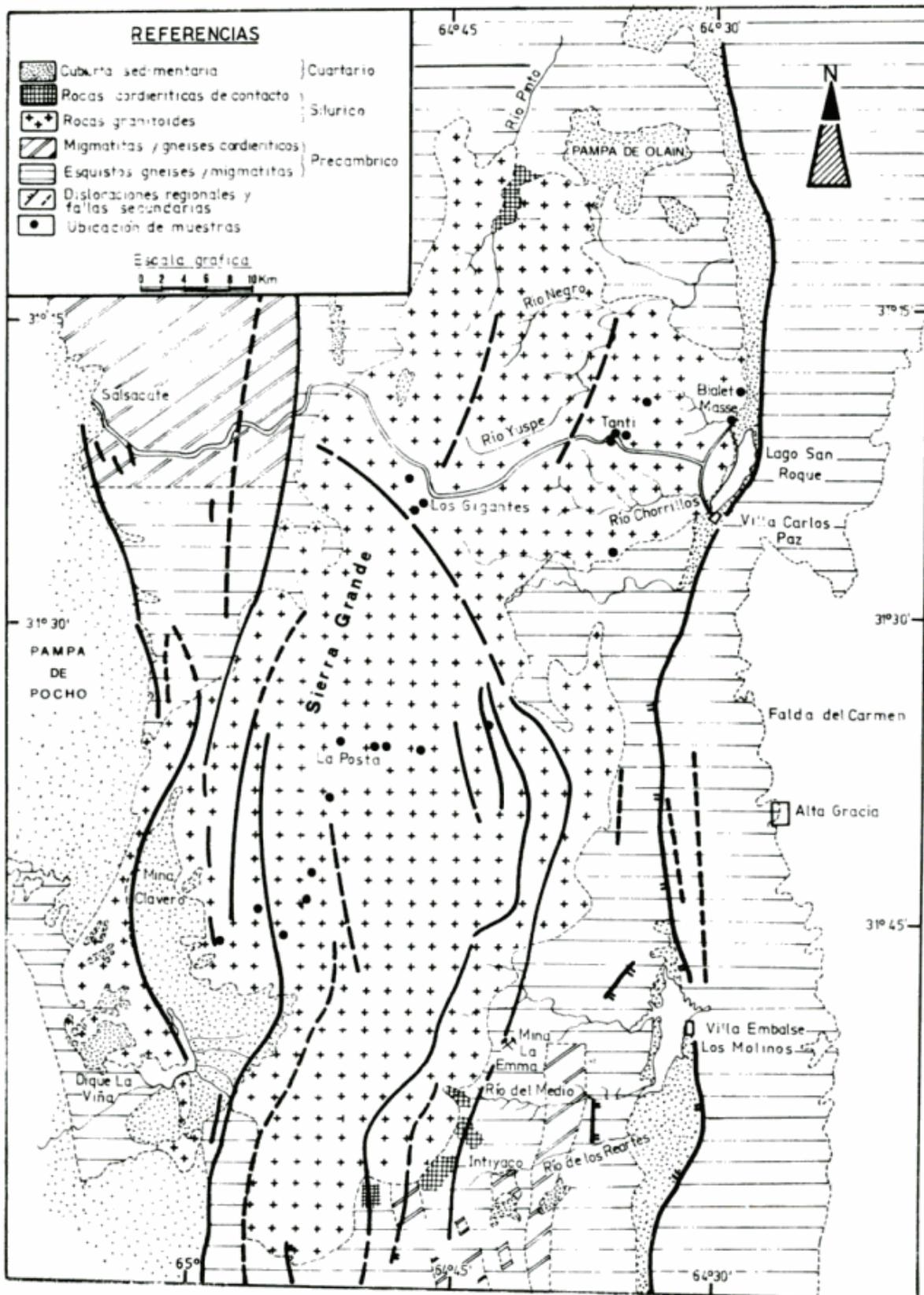


Fig. 1. — Mapa geológico, en parte simplificado, del batolito de Achala. Geología según Gordillo (1979), Gordillo y Lencinas (1979) Kull y Methol (1979), Olsacher (1960, 1972), Pastore (1932).

de Nicolini *et al.* (1975), que presenta abundante información sobre la distribución de los elementos mayoritarios y el uranio para el sector de Los Gigantes.

El presente trabajo tiene por finalidad definir características geoquímicas del batolito de Achala basadas en la determinación de elementos mayoritarios y un número relativamente elevado de elementos traza. Mediante la comparación con resultados experimentales de los cálculos normativos y la confección de diagramas de variación de elementos mayoritarios y traza se infirieron diversas características de su evolución magmática en el contexto de las Sierras Pampeanas. El estudio evolutivo fue realizado en forma comparada con batolitos orogénicos de las Sierras Pampeanas, de los cuales se presentan nuevos resultados geoquímicos, y batolitos circumpacíficos de márgenes continentales activas. Finalmente, el origen de las rocas graníticas del batolito fue considerado a la luz de la distribución de los elementos traza y los isótopos del estroncio.

Los resultados analíticos que se presentan en este estudio son parte de una investigación geocronológica-geoquímica más amplia que el autor desarrolló en el Department of Geology, Mc Master University de Canadá en calidad de becario externo del CONICET. Los resultados isotópicos se presentaron recientemente (Rapela *et al.*, 1982).

Especial énfasis se ha puesto en la determinación de elementos traza de diverso comportamiento geoquímico (Rb, Sr, Ba, La, Ce, Nd, V, Y, Nb y Zr) con precisión y exactitud adecuada a estos estudios. Los estudios geoquímicos de trazas en rocas ígneas pueden abordarse según dos metodologías diferentes (Allegre y Minster, 1978). La primera de ellas consiste en el análisis de un número grande de muestras con precisión analítica regular o media. Esta tendencia se basa en la idea de que el tratamiento estadístico de un gran número de datos permite amortiguar las deficiencias del método analítico. La alternativa consiste en analizar un número restringido y selecto de muestras y elementos con elevada precisión y exactitud. Los citados autores se inclinan decididamente por la segunda técnica que es por otra parte, la seguida en una gran mayoría de investigaciones petrológica-geoquímicas recientes. En el caso que nos ocupa, se seleccionaron 20 muestras frescas del sector medio del batolito, todas ellas tomadas en cortes de rutas, caminos secundarios o perforaciones a los fines de evitar posibles efectos de alte-

ración. Los doctores Carlos Gordillo y Enrique Linares cedieron gentilmente parte de las muestras para este estudio.

Geología y petrografía

Relaciones de campo y edad del batolito

El batolito de Achala es el cuerpo granítico mayor de la sierra de Córdoba, en la que aflora con su eje mayor paralelo al rumbo general de la llamada sierra Grande (fig. 1). Tiene un largo aproximado de 105 km y un ancho máximo de 43 km a la latitud de la localidad de Falda del Carmen. Dislocaciones regionales de alto ángulo flanquean al cuerpo granítico y sus rocas de caja originando el típico relieve de bloques basculados de las sierras Pampeanas (Gordillo y Lencinas, 1979). Los mismos autores señalan que el sistema de diaclasas más desarrollado dentro del batolito es el ONO-ESE al que le sigue en importancia el de rumbo N-S y NO-SE, subparalelos estos últimos a las dislocaciones regionales.

Gordillo y Lencinas (*op. cit.*) y Gordillo (1979) resumen estudios anteriores y presentan nuevas evidencias que permitieron reconstruir la secuencia de episodios metamórfico-tectónicos que afectaron al basamento metamórfico intruido por el cuerpo de Achala. Se postulan de esta manera dos eventos metamórficos principales de carácter regional a los cuales se les atribuye una edad precámbrica superior. Los productos típicos del primer evento (M1) son esquistos y gneises tonalíticos acompañados de cantidades menores de anfibolitas, mármoles y cuarcitas. Migmatitas heterogéneas aparecen en la culminación térmica de este evento. El segundo episodio regional (M2) estaría individualizado por paragénesis de alto grado (típicamente cordierita, granate, feldespato potásico y sillimanita) desarrolladas en fajas migmatíticas de orientación meridiana (fig. 1).

Los contactos del batolito con las rocas metamórficas descriptas más arriba son netos y discordantes regionalmente. Gordillo (1973, 1979) describe efectos térmicos de contacto en las metamorfitas regionales situadas en el borde sudoriental del batolito (fig. 1). Se señala la presencia de hornfels y semihornfels con desarrollo de cordierita, andalusita, antofilita, neobiotita y magnetita que se encuentran en afloramientos discontinuos hasta 2 km del contacto con el granito. Además del área mencionada, el mismo

autor ha reconocido rocas cordieríticas de contacto en otros lugares del batolito de Achala: oeste de Los Gigantes (arroyo Licopodio y Vallecito), río Yuspe cerca de Cosquín (Gordillo, 1979), área cerro Characato-Mesa del Palmar al noreste del batolito (Gordillo, com. per.).

Todas estas características sugieren que el cuerpo de Achala es netamente intrusivo y postectónico, y que su emplazamiento se produjo a relativamente baja profundidad (Gordillo y Lencinas, *op. cit.*).

La edad de los eventos metamórficos regionales es indiscutiblemente precámbrica, aceptándose una edad mínima de 640 m.a. para el complemento metamórfico, con posibles núcleos de mayor antigüedad relativa entre 700-1400 m.a. (Cingolani y Varela, 1975). La edad del batolito de Achala fue asignada a la era paleozoica debido a los estudios de Linares y Latorre (1969, 1973). Recientemente Rapela *et al.* (*op. cit.*) en un estudio geocronológico por el método Rb-Sr de diversos cuerpos granitoides y rocas metamórficas de las sierras Pampeanas definen una edad mínima silúrica para el batolito de Achala: 399 ± 25 m. (isocrona de 9 muestras). Leves perturbaciones en la isocrona fueron atribuidas al crecimiento en reacciones subsólidas de megacristales de microclino. Metamorfitas próximas al borde oriental y nororiental del batolito muestran un "rejuvenecimiento isotópico" a los 420 m.a. medido en isocrona Rb-Sr (Cingolani y Varela, *op. cit.*).

Las edades radimétricas presentadas por Linares y Latorre (*op. cit.*) son en promedio un 15 % menores y fuera en general del error analítico respecto de las halladas por el método Rb-Sr mediante diagramas de isocronas (Rapela *et al.*, *op. cit.*). Es un hecho conocido que las edades K-Ar obtenidas en áreas cratónicas son a menudo menores que las reales (Armstrong, 1966; Faure, 1977). Dado que el argón comienza a difundir a temperaturas relativamente bajas en muchos minerales, las edades K-Ar han sido interpretadas como una medida del tiempo transcurrido desde el levantamiento en bloque por fracturas de las áreas cratónicas actualmente expuestas a la erosión (Faure, *op. cit.*). Dentro de este contexto, sería posible atribuir las edades K-Ar carbónicas y devónicas al levantamiento regional de la sierra Grande a nivel de erosión. Este alzamiento debió producirse en épocas precarbónicas según Gordillo y Len-

cias (*op. cit.*), ya que rodados de las filitas del basamento se encuentran presentes en la Formación Chancaní de edad carbónica.

La acción de fenómenos postmagmáticos que afectaron los minerales esenciales del granito de Achala (Nicolli *et al.*, *op. cit.*) sería una hipótesis alternativa para explicar la génesis del rejuvenecimiento observado en las edades K-Ar.

Petrografía

La petrografía de muestras de diversos sectores del batolito de Achala se describe en las Hojas Geológicas respectivas donde aflora el cuerpo granítico (Pastore, 1932; Olsacher, 1960-1972; Methol, 1971; Kull y Methol, 1979). El área de Los Gigantes fue descrita por Nicolli *et al.* (*op. cit.*). Se comparan a continuación nuevas observaciones petrográficas realizadas en las muestras analizadas químicamente con aspectos salientes de los trabajos mencionados.

Existe un consenso general corroborado en este estudio de que la composición modal ampliamente predominante es la granítica "sensu strictu". La composición normativa de más de 90 muestras ilustra claramente ese aspecto (ver composiciones normativas y fig. 2). Variedades granodioríticas subordinadas y muy raras tonalitas han sido descritas en algunos sectores (Nicolli *et al.*, *op. cit.*; Kull y Methol, *op. cit.*).

La textura granuda de grano medio, sin orientación u estructura fluidal primaria, es dominante en el borde oriental del plutón aunque transiciones a variedades porfiroides son comunes. En cambio, en el sector occidental y central el porfirismo según feldespato de potasio con orientaciones preferidas aparece como dominante frente a los granitos homogéneos de granos grueso (Olsacher, *op. cit.*). Nicolli *et al.* (*op. cit.*), observan que en el área de Los Gigantes los granitos porfiroides representan más del 60 % de las variedades graníticas. Microgranitos y aplitas se encuentran en todo el batolito aunque en cantidades muy subordinadas. De las muestras analizadas en este estudio 12 son granitos normales de grano medio a grueso, 8 son variedades porfiroides y el restante es un granito aplítico del camino nuevo de las Altas Cumbres.

Los minerales esenciales son feldespato al calino, cuarzo, plagioclasa, muscovita (primaria) y biotita. Apatita, circón y rutilo

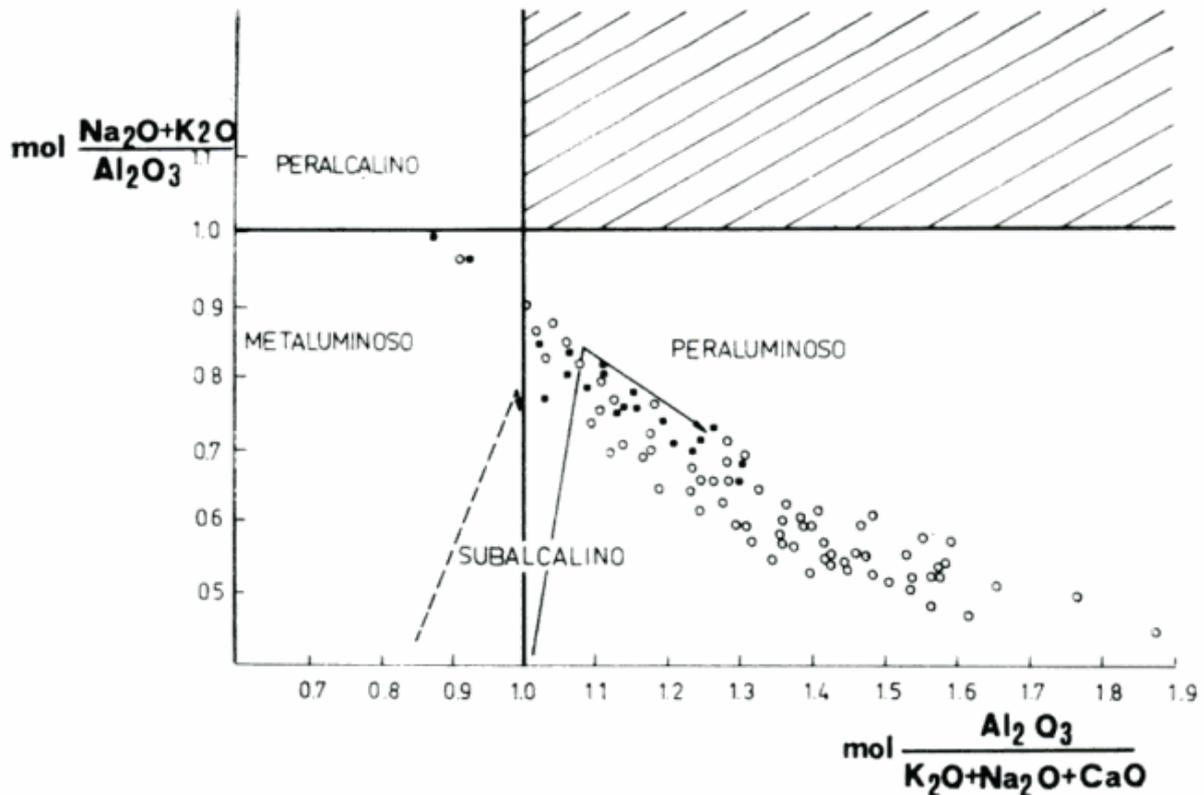


Fig. 2. — Relaciones de saturación en alúmina de Shand en los batolitos de Achala, Sierra Nevada (línea de puntos) y Cafayate (línea continua). Los círculos llenos corresponden a los valores encontrados en este trabajo, los círculos abiertos pertenecen a la zona de Los Gigantes (Nicoll *et al.*, 1975).

aparecen comúnmente como accesorios. Muscovita, clorita, sericita, magnetita, hematita y minerales del grupo de las arcillas se presentan como producto de alteración de los minerales esenciales. Sillimanita (fibrolita) y cristales redondeados muy pequeños de cordierita (en megacristales de microclino) fueron identificados en este estudio en muestras cercanas a la localidad de La Posta.

El feldespato alcalino ampliamente predominante es el microclino, con macla bien desarrollada. Variedades ortoclásicas existentes en pequeña proporción han sido mencionadas por algunos autores (Olsacher, *op. cit.*; Kull y Methol, *op. cit.*) y observadas en una sola muestra de este estudio (microgranito) coexistiendo con microclino. Este último mineral aparece como megacristales euedrales a subedrales y también en forma anedral, de menor tamaño, junto a los demás componentes esenciales. Los megacristales pueden alcanzar hasta 15-20 cm aunque generalmente su tamaño promedio oscila entre 3-5 cm. A menudo están maclados según la ley de Carlsbad y tienen típicamente una textura poiquilítica con inclusiones de

todos los restantes minerales esenciales y accesorios sin excepción sugiriendo una formación tardía; en sectores se observa también texturas micrográficas. Pertitas incipientes atribuidas a desmezcla (*string*) y tipo parche están también presentes.

La plagioclasa se presenta en forma de cristales tabulares subedrales de tamaño variable (0,5-8 mm). Los individuos están maclados según la ley de Albita, Carlsbad-Albita y Periclino-Albita. La zonación cuando está presente es débil y de tipo normal. La alteración sericítica es generalizada y más intensa en el centro de los cristales cuando estos están zonados. Crecimientos mirmequíticos en los contactos con el feldespato alcalino son comunes. La composición calculada a partir de los ángulos de extinción en macclas de Albita varía entre An 18 y An 32 aunque la composición predominante corresponde a las oligoclasas básicas (An 28).

El cuarzo aparece anedral en cristales de tamaño variable. Extinción ondulante en el cuarzo, incipiente textura de mortero y flexuramientos de micas y plagioclasas evi-

dencian fenómenos cataclásticos en muestras de Los Gigantes, Tanti y el sector nororiental del batolito. Texturas "esquistosas" que se observan en apófisis y bordes del cuerpo fueron atribuidas por Pastore (*op. cit.*) a efecto de presiones sufridas en las porciones periféricas del cuerpo.

La biotita se encuentra presente en todas las facies petrográficas con excepción de algunos microgranitos muscovíticos en los que falta completamente. Aparece en ocasiones alterada en cloritas y también desferriada. Predomina netamente sobre la muscovita primaria en el sector meridional del batolito razón por la cual esta facies fue identificada como *granitita* (Pastore, *op. cit.*). En la zona de Los Gigantes Nicolli *et al.*, describen como secundaria a la muscovita modal. Por el contrario, Kull y Methol (*op. cit.*) señalan que el granito más frecuente en el sector sudoriental y austral es el muscovítico, con escasa biotita. Señalan asimismo que al aumentar el tenor modal de plagioclasa se observa un aumento correlativo de biotita y un decrecimiento de la muscovita. En muestras tomadas en el sector del camino nuevo de las Altas Cumbres y analizadas en este estudio la muscovita muestra un claro carácter primario. También en muestras de perforaciones profundas en Los Gigantes la muscovita tienen ese carácter, apareciendo en cristales grandes, fresca y sin inclusiones. Se la puede diferenciar perfectamente de aquella formada por procesos secundarios reemplazando principalmente a biotita y plagioclasa. Facies de granitos de dos micas y muscovíticos son en consecuencia importantes constituyentes del cuerpo de Achala, aunque estén probablemente subordinados respecto de la facies porfiroide biotítica (Gordillo, com. personal).

Penetraciones pegmatíticas, aplíticas y lamprofíricas son comunes en el cuerpo de Achala. Nicolli *et al.* (*op. cit.*) reconocen pegmatitas de mineralogía simple, con bordes difusos o netos, y pegmatitas con estructura zonada, estas últimas con frecuentes mineralizaciones de berilo, tantalita-columbita, minerales de litio, etc.

Metodología analítica

El análisis de elementos mayoritarios y traza (Rb, Sr, Ba, Y, La, Ce, Nd, Zr, V, Nb) se realizó por espectrometría de fluorescencia de rayos X, mediante un equipo Phillips modelo 1450 de 3 KW de potencia,

programable, perteneciente al Departamento de Geología de la Universidad de McMaster, Canadá.

La determinación de los óxidos mayoritarios fueron practicadas en perlas elaboradas mediante fusión alcalina de las muestras con mezclas de meta y tetraborato de litio. Los elementos traza fueron determinados directamente sobre el polvo de roca prensado. Los parámetros operacionales, standards utilizados en las curvas de calibrado y el estudio de precisión y exactitud de la metodología empleada han sido expuestos en un trabajo anterior (Rapela y Heaman, 1981).

Los resultados individuales de las muestras de este estudio se detallan en el trabajo analítico mencionado (Rapela y Heaman, *op. cit.*) en tanto que la localización geográfica aproximada de las mismas se indica en la figura 1. En la tabla 1 se presentan los valores promedio y límites de fluctuación de los elementos mayoritarios y traza además de las relaciones K/Rb y Rb/Sr del conjunto de muestras analizado.

Con fines comparativos se realizaron con la misma metodología determinaciones de elementos traza (Y, La, Ce, Nd, Zr) en el batolito de Cafayate (Granito Cafayate, sierra de Quilmes; Rapela, 1976), cuyos límites de fluctuación se muestran asimismo en la tabla 1. Los límites de fluctuación de SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, P₂O₅, Rb, Sr y Ba en ese cuerpo granítico fueron calculados a partir de nuevos análisis por fluorescencia de rayos X. La precisión y exactitud de este método instrumental para los elementos mayoritarios mencionados y el Ba es ampliamente superior a la utilizada previamente (Rapela, *op. cit.*, Merodio y Rapela, 1981). Los nuevos valores de Al₂O₃ son sistemáticamente más bajos que los anteriores y la precisión en las determinaciones de Ba es superior a la obtenida anteriormente por absorción atómica (Merodio y Rapela, *op. cit.*).

En un número más reducido de muestras se realizaron también determinaciones de U (total) por activación neutrónica en muestras de los batolitos de Achala y Cafayate. Estas determinaciones fueron llevadas a cabo por el Nuclear Activation Services Limited de la Universidad de McMaster.

Elementos mayoritarios

A los efectos de poner de relieve características geoquímicas del batolito de Acha-

la se realizó un estudio comparado con otro cuerpo de la misma región morfoestructural emplazado en condiciones diferentes y un batolito típico de márgenes continentales activas. El Granito Cafayate es un plutón tardiocinematológico de edad ordovícica sobre el que se han realizado estudios previos de detalle geoquímico-petroológicos (Rapela, 1976; Rapela y Shaw, 1979) e isotópicos (Rapela *et al.*, *op. cit.*). El batolito de sierra Nevada es uno de los cuerpos circumpacíficos mejor estudiados. En su parte central este gran batolito consiste en secuencias comagmáticas, mapeables en el campo, a menudo concéntricas (Bateman y Dodge, 1970; Presnall y Bateman, 1973). La serie intrusiva de Tuolumne es una de las mencionadas secuencias comagmáticas estudiadas recientemente en detalle (Bateman y Chappell, 1979; Frey *et al.*, 1978).

En la tabla 1 se presentan en forma comparativa los resultados analíticos encontrados para el batolito de Achala, el sector de Los Gigantes (Nicolli *et al.*, *op. cit.*) el batolito de Cafayate y la Serie de Tuolumne del batolito de sierra Nevada (Bateman y Chappell, *op. cit.*). La inspección de la tabla 1 muestra que los promedios y límites de fluctuación de elementos mayoritarios hallados en este trabajo para el batolito de Achala son en líneas generales comparables con los obtenidos para el área de Los Gigan-

tes. El espectro composicional del cuerpo (mayoritarios y trazas) es considerablemente más restringido que los que se observan en el batolito de Cafayate y la Serie de Tuolumne. Así por ejemplo las variaciones de SiO_2 y K_2O están acotados entre valores muy altos (67,4 y 3,09 % son respectivamente los valores más bajos en más de 100 análisis químicos). Correlativamente las variaciones de Fe, Ca y Mg se restringen a valores bajos.

El concepto de saturación en alúmina ha sido usado extensamente en estudios recientes para determinar subdivisiones, evolución y génesis en rocas graníticas (Cf. Clarke, 1981). La relación molar $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ permite subdividir las rocas en peraluminosas si es mayor de 1 o metaluminosas cuando la misma es menor de 1 (el esquema original de Shand (1927) contemplaba la categoría de subaluminosas para relaciones próximas a 1, de poco uso en la actualidad). El término peralcalinas (Shand, *op. cit.*) se reserva para aquellas familias de rocas en las cuales la relación molar $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ es mayor de 1. Esta última relación es conocida también como *Índice Agpaítico* (Sorensen, 1974) y es una medida de la alcalinidad de una familia de rocas.

En la figura 2 se han planteado en forma ortogonal los dos índices mencionados que fueron calculados para los batolitos de Acha-

TABLA 1. — Valores promedio y límites de fluctuación de elementos mayoritarios y trazas en el batolito de Achala y su comparación con otros cuerpos pampeanos y batolitos de márgenes continentales. activos.

E	Batolito de Achala n=20		Batolito de Achala zona de Los Gigantes (Nicolli <i>et al.</i> , 1975) n=70-90		Batolito de Cafayate (Rapela, 1976) n=23	Batolito de Sierra Nevada (Serie de Tuolumne, Bateman y Chappell, 1979). n=22
	\bar{X}	LF	\bar{X}	LF	LF	LF
SiO_2	71,13	68,39-74,47	71,98	67,4-74,98	62,02-75,71 (1)	55,27-74,47
TiO_2	0,23	0,05-0,43	0,26	0,09-0,46	0,03-0,85 (1)	0,13-0,96
Al_2O_3	14,36	13,65-15,17	15,39	12,56-19,47	13,49-17,32 (1)	13,80-17,32
$\text{Fe}^{2+3}(\text{T})$	1,72	0,74-2,84	-	-	-	-
Fe^{2+3}	-	-	0,97	0,35-2,18	0,04-1,81	0,56-2,42
FeO	-	-	0,62	0,20-1,40	0,29-3,04	0,28-4,28
MnO	0,05	0,01-0,09	0,04	0,005-0,1	0,03-0,09	0,02-0,71
MgO	0,36	0,14-0,46	0,39	0,13-0,82	0,13-2,21	0,19-3,60
CaO	0,97	0,67-1,56	1,11	0,42-1,97	0,46-5,46	1,92-7,13
Na_2O	3,46	2,25-5,43	3,02	2,19-4,22	3,38-4,85	3,25-4,72
K_2O	5,02	4,10-6,35	4,13	3,09-5,74	1,48-4,66	1,51-4,79
P_2O_5	0,24	0,09-0,33	0,30	0,15-0,64	0,09-0,52 (1)	0,07-0,24
(ppm)						
Rb	410	261-538	-	-	49-382 (1)	88-167
Sr	82	34-154	-	-	25-346 (1)	369-701
Ba	186	10-667	-	-	5-435 (1)	325-1170
Y	27	14-39	-	-	9-29	3-26
La	20	8-35	-	-	8-19	17-31
Ce	44	7-108	-	-	4-12	25-58
Nd	25	7-42	-	-	7-27	7-22
Zr	164	61-411	-	-	37-215	59-171
V	22	1-36	-	-	3-127	6-124
Nb	37	19-57	-	-	10-16	6-6
U	10,5	2,6-38,2 (2)	4,9	1-16,7 (3)	5,8-41,5 (1)	2,6-11,6
K/Rb	165	67-157	-	-	23-280	142-41
Rb/Sr	5,72	1,79-13,35	-	-	0,14-13,24	0,14-0,41

X = Valor promedio; LF = Límite de fluctuación; n = Número de muestras. (1): Valores obtenidos según nuevos análisis por fluorescencia de rayos X; (2): n=9; (3): n= 304 (Nicolli *et al.*, *op. cit.*); (4): n=20.

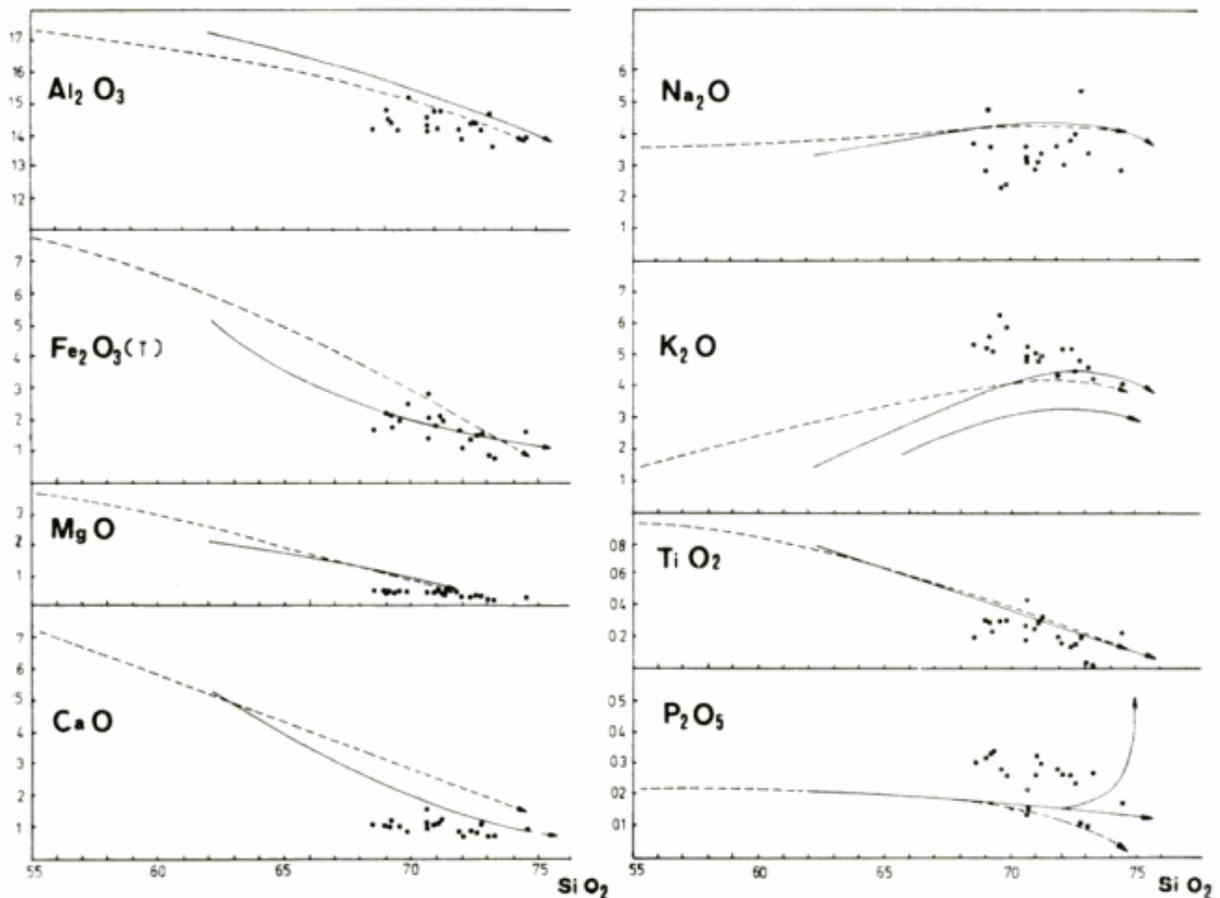


Fig. 3. — Diagrama de variación tipo Harker del batolito de Achala (círculos llenos). Las líneas punteadas corresponden a la Serie de Tuolumne (batolito de Sierra Nevada) según tendencias determinadas por el autor sobre análisis de Bateman y Chappell (*op. cit.*). Las líneas continuas corresponden al batolito de Cafayate de la Sierra de Quilmes.

la, Cafayate y la Serie de Tuolumne. Tanto en esta figura como en todas las que siguen, y para los cuerpos mencionados en último término, se ha representado solamente la tendencia evolutiva que resultó del ploteo de numerosos análisis. Para estos batolitos las tendencias están en general muy bien definidas, la dispersión de los puntos es baja y por lo tanto las líneas evolutivas son buenos representantes de la tendencia principal. En casos aislados en los que la dispersión de los puntos es mayor, el espectro abarcado se encierra entre dos líneas, caso del K_2O y P_2O_5 (fig. 3) y el Ba y la relación K/Rb (fig. 6).

Puede verse en la figura 2 la clara distinción composicional entre la secuencia metaluminosa del batolito de Sierra Nevada (fraccionamiento de hornblenda \pm biotita) de la tendencia peraluminosa del cuerpo de Cafayate (fraccionamiento de biotita \pm muscovita). En ambos casos la evolución avanza hacia extremos progresivamente más peraluminosos y alcalinos, con abruptos cambios de pendiente hacia el final de la evolución.

En el cuerpo de Achala la evolución difiere marcadamente de las anteriores. Al igual que el batolito de Cafayate, se trata de un cuerpo mayoritariamente peraluminoso (como lo sugiere la presencia de biotita y muscovita primaria en algunas facies), le falta notoriamente, sin embargo, la tendencia principal que distingue al cuerpo de Quilmes compuesto por tonalitas, granodioritas y granitos adamellíticos. Se hace notar aquí que las raras tonalitas y granodioritas encontradas por Nicolli *et al.* (*op. cit.*) no se apartan del tren evolutivo definido por las demás muestras de Achala. Algunas de las muestras analizadas por estos autores son excesivamente peraluminosas corroborando la alteración y lixiviación superficial mencionada por los mismos para el área de Los Gigantes. Este exceso de "peraluminosidad" puede deberse en parte también a la pérdida de álcalis por la acción de una abundante fase fluida en los estadios pegmatítico e hidrotermal (ver Discusión).

En general se observa para el cuerpo de Achala una disminución de la peraluminosi

dad con el aumento del contenido en sílice, exactamente opuesto a lo que ocurre en los otros dos cuerpos. Es semejante en cambio a lo descrito para otros granitos peraluminosos anorogénicos del hemisferio norte (Anderson *et al.*, 1980). Este rasgo evolutivo está probablemente vinculado a la composición del magma original y las características de la secuencia de cristalización (ver composición normativa). La presencia de cordierita en el granito de Achala podría estar vinculada al carácter peraluminico del cuerpo, cuestión que sólo podría elucidarse a la luz de estudios de mayor detalle, ya que la génesis de este mineral no es inequívoca en este tipo de roca (Cf. Clarke, 1981).

Los batolitos de Achala, Cafayate y sierra Nevada son evidentemente cuerpos subalcalinos (calcoalcalinos) como puede apreciarse en la figura 2. Debe notarse sin embargo que el extremo composicional más diferenciado del batolito de Achala tiende a hacerse metaluminoso y con alto contenido de álcalis respecto de la alúmina, rasgo particular de este cuerpo.

La figura 3 es un diagrama de variación tipo Harker en el que se pueden establecer comparaciones composicionales con los plutones mencionados. El batolito de Achala posee para un tenor de sílice determinado menor cantidad de Al_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O y TiO_2 y un contenido mayor de K_2O y P_2O_5 que el batolito de Cafayate y la Serie Tuolumne. Su comparativamente reducido

espectro composicional se evidencia claramente también en esta figura. Otra característica peculiar que es el K_2O tiende a disminuir al aumentar la sílice.

Composición normativa

La composición normativa fue calculada utilizando el procedimiento conocido como Mesonorma Niggli-Barth (Barth, 1962). Esta norma es considerada como de mayor utilidad tratándose de rocas graníticas (Hutchison, 1975) ya que al tener en cuenta la formación de biotita y hornblenda se aproxima más a la composición modal. Para el cálculo se empleó un programa de computación escrito en lenguaje Fortran IV, obteniéndose de este modo la mesonorma de las 20 muestras analizadas en este trabajo y las correspondientes a 70 análisis de la zona de Los Gigantes (Nicolli *et al.*, *op. cit.*). En el cálculo normativo, Fe_2O_3 y FeO fueron adjudicados en forma igualitaria, error este insignificante cuando se tratan relaciones entre minerales félsicos en rocas graníticas (fig. 4 y 5). Es oportuno puntualizar aquí que, aunque el cálculo de mesonorma corrige los porcentajes de ortosa normativa por formación de biotita, el Na_2O es atribuido íntegramente a la molécula de albita (Ab) como en el procedimiento original CIPW. Consecuentemente, en rocas graníticas perálticas predominantemente leucocráticas, en

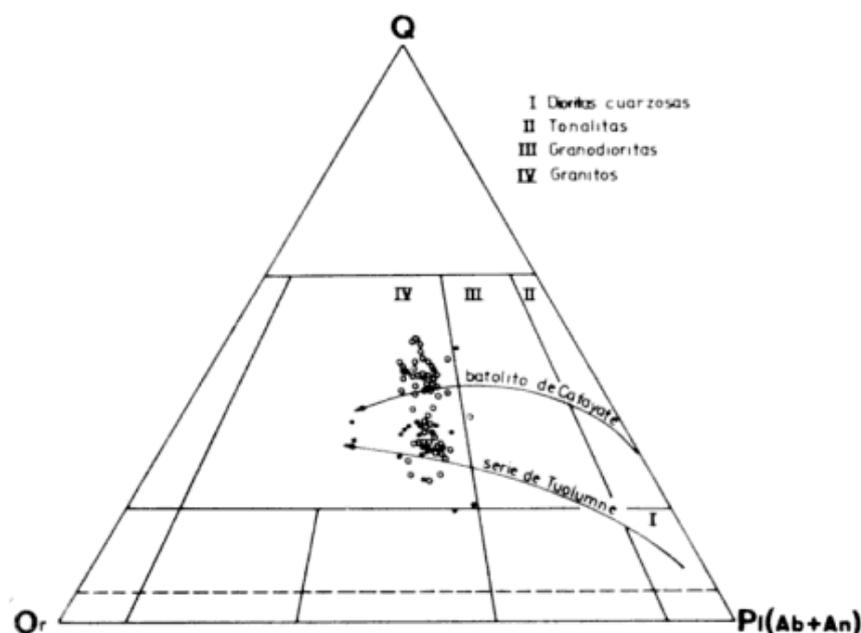


Fig. 4. — Relaciones normativas (mesonorma) Q (cuarzo), Or (ortosa), Pl (plagioclasa) en el batolito de Achala. Simbología igual a la de la figura 2.

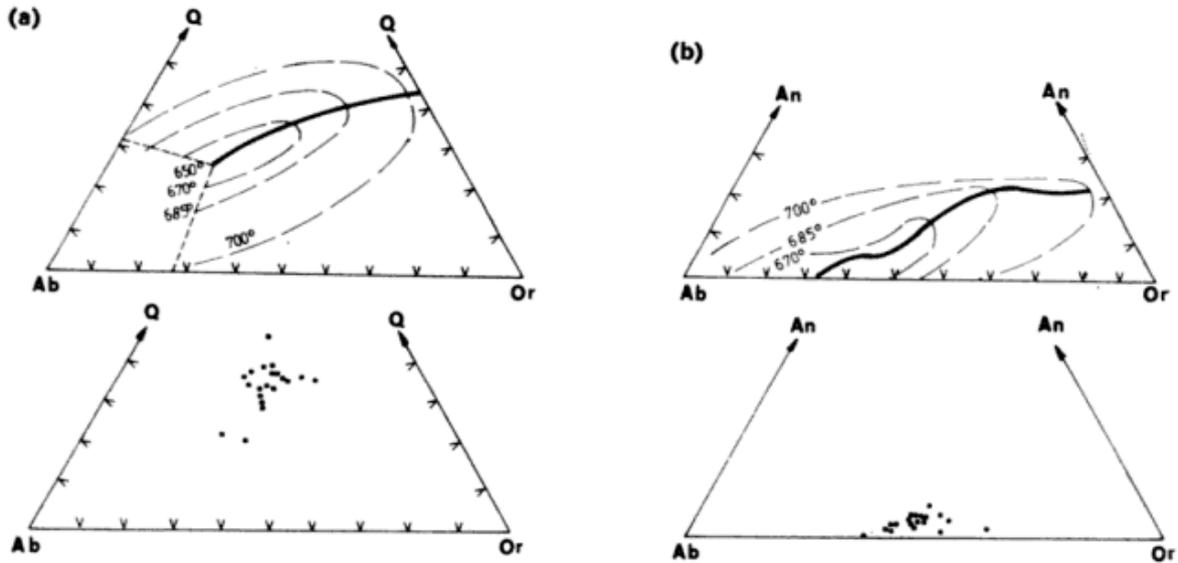


Fig. 5. — Relaciones normativas Q-Ab-Or y An-Ab-Or en el batolito de Achala. Las configuraciones cotecticas e isotermas a 5Kb de P_{120} fueron tomadas de Winkler *et al.* (1975).

donde existe una cantidad no despreciable de Na_2O vinculado al feldespato alcalino, se cumple la relación:

$$\text{Or}/(\text{Ab} + \text{An}) \text{ (normativa)} < \text{Feld. alc.}/\text{Plag. (modal)}$$

En el granito de Achala la composición normativa de la plagioclasa (promedio $\text{An} = 7,3\%$) es inferior a la medida ópticamente por lo que se espera según la relación expresada más arriba que las composiciones normativas sean ligeramente menos "graníticas" (más calcosódicas) que las composiciones modales respectivas.

La composición modal de rocas graníticas de grano grueso, porfiroides, es difícil de establecer en sección delgada. En la figura 4 se ha hecho una estimación de la composición modal del batolito de Achala empleando las relaciones normativas de Q, Or y Pl ($\text{Ab} + \text{An}$) y los límites clasificatorios modales para rocas plutónicas (Teruggi, 1980). Puede observarse que más del 95% de las muestras se ubican netamente dentro del campo granítico *sensu strictu*, con escasos representantes dentro del campo granodiorítico. De existir diferencias entre norma y moda éstas serían más graníticas que las primeras, lo cual refirma lo expresado. Las variaciones y proporciones modales en los batolitos de Cafayate (Rapela, *op. cit.*, fig. 2) y en la Serie de Tuolumne del batolito de sierra Nevada (Bateman y Chappell, *op. cit.*, fig. 2) difieren marcadamente de las que muestra el cuerpo de Achala. En conjunto las tonalitas y granodioritas biotítico-

muscovíticas en el primer caso y las dioritas cuarzosas y granodioritas hornblendíferas-biotíticas en el segundo caso predominan sobre los granitos *sensu strictu*.

Las relaciones Q-Ab-Or-An de las rocas analizadas de Achala se comparan en las figuras 5 a y 5 b con los resultados experimentales obtenidos por Winkler *et al.* (1975) a 5Kb de presión de agua. Todas las muestras se ubican en zonas de baja temperatura del sistema, muy cerca o sobre la superficie cotectica plagioclasa (pl)-feldespato potásico (fp)-líquido (L)-Vapor (V) y la línea cotectica. No se observa una posición preferencial o diferente de las muestras porfiroides respecto de otras que no poseen ese carácter.

Estos resultados y la observación de las relaciones texturales sugiere que la secuencia de cristalización se inició sobre la superficie cotectica pl-fp-L-V o ligeramente por encima de ella en el volumen de la plagioclasa. La cristalización se desplazó sobre la superficie cotectica, próxima al "valle térmico" de los feldespatos alcalinos, hacia la línea cotectica en donde el cuarzo se sumó a la cristalización de los minerales mencionados. Los equilibrios sólido-líquido en los últimos estadios de la cristalización fueron afectados probablemente por la alta concentración de volátiles propia de este magma. Estos fluidos en los cuales el potasio se concentra de preferencia dieron lugar al crecimiento de megacristales de microclino en un proceso en parte autometasomático que posiblemente se haya prolongado hasta dentro del estadio hidrotermal, con reacciones subsólidas. Re-

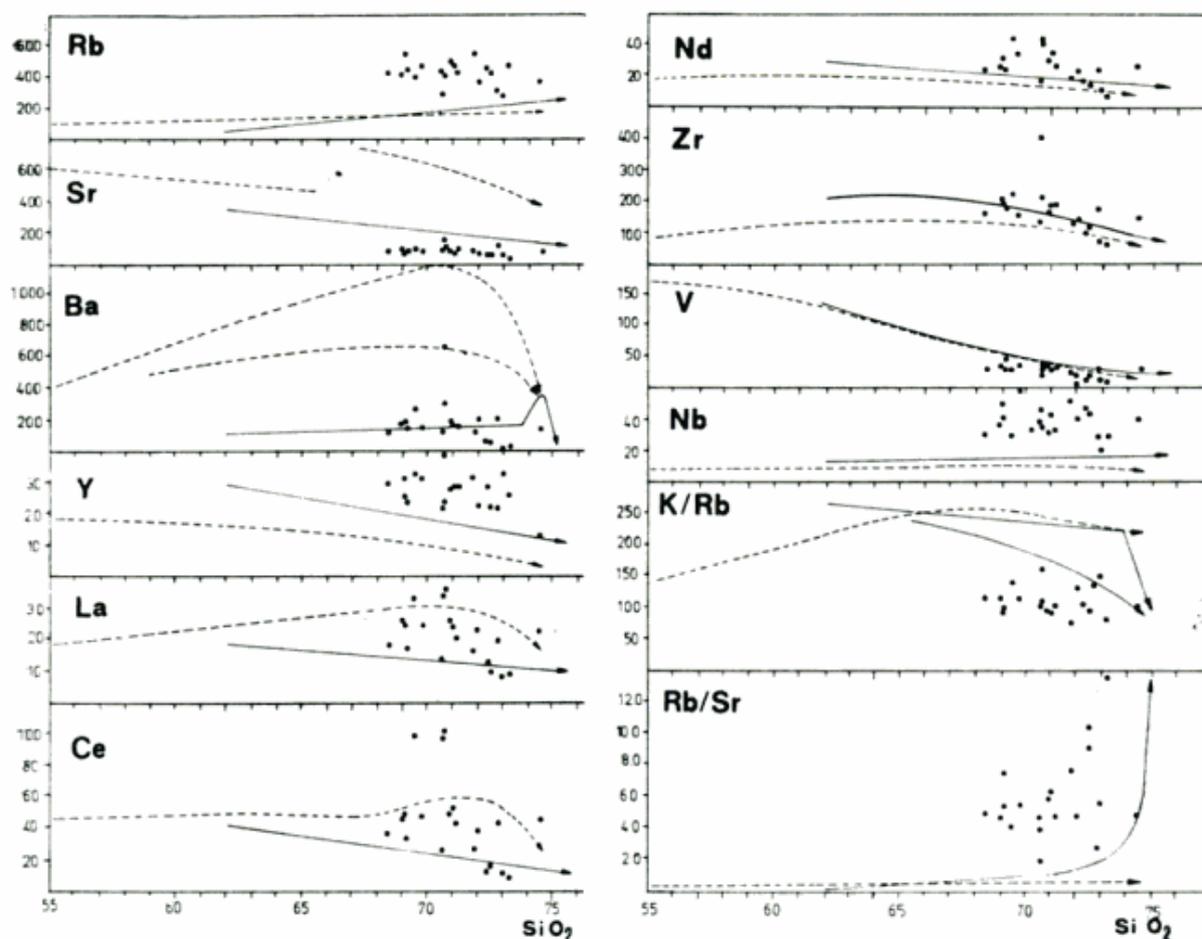


Fig. 6. — Diagrama de variación de elementos traza y las relaciones K/Rb y Rb/Sr en función del contenido de sílice. Símbolos igual que en la figura 3.

cientes estudios experimentales han demostrado que ciertos elementos incompatibles como el Rb y el K se concentran preferencialmente en la fase fluida respecto de la líquida (Holloway, 1979) lo que indudablemente afectará los estadios finales de cristalización de los magmas graníticos hidratados.

Las secuencias de cristalización en los batolitos de Cafayate y sierra Nevada difieren substancialmente de la esquematizada más arriba para el cuerpo de Achala (Cf. Rapela, Shaw, *op. cit.*; Bateman y Chappell, *op. cit.*). En ambos cuerpos la cristalización se inició en el volumen de la plagioclasa, continuándose en forma subsecuente sobre la superficie cotéctica pl-cz-L-C para finalizar con la cristalización simultánea de pl + cz + fp (+ bi + mus, Cafayate) ó (hor + bi, S. Nevada) sobre la línea cotéctica del sistema Q-Or-Ab-An-H₂O.

La secuencia de cristalización postulada para el batolito de Achala podría explicar la particular distribución del K₂O en la figu-

ra 3, ya que la cristalización sobre la superficie cotéctica pl-fp-L-V hacia la línea cotéctica univariante se realiza sobre trayectorias con aumento de Q y disminución de Or (ver fig. 5 a).

Elementos traza

Ciertos elementos traza litófilos de largo radio iónico (elementos LIL) presentan valores promedio y especialmente valores extremos considerablemente superiores a los similares de los batolitos de Cafayate y la Serie de Tuolumne, y en general, por encima de los niveles habituales en rocas graníticas (ver tabla 1). De esta manera elementos incompatibles como Rb, Nd, Zr, Nb e Y y en menor medida La y Ce observan un comportamiento geoquímico coherente con el K, siendo éste también un elemento LIL.

El promedio y el límite de fluctuación para \bar{U} total obtenido en este trabajo en un número reducido de muestras son conside-

rablemente superiores y fuera del error analítico a los obtenidos por Nicolli *et al.* (*op. cit.*) en un alto número de muestras del área de Los Gigantes (ver tabla 1). La discrepancia debe atribuirse a la diferente metodología en la toma de muestras. El muestreo sistemático de los autores mencionados fue realizado en superficie (en terreno intensamente lixiviado) mientras que las muestras de este estudio fueron tomadas en cortes de caminos, canteras o perforaciones en un área extensa. El U es también un elemento LIL, por lo que su comportamiento magmático (especialmente en la anatexis) se asemeja en consecuencia a la de los elementos nombrados más arriba.

Las relaciones K/Rb del cuerpo de Achala son muy bajas e inferiores al promedio de la corteza terrestre ($K/Rb = 230$, Taylor, 1965). Estos valores bajos están próximos a los que presentan las pegmatitas y depósitos hidrotermales, agrupados por Shaw (1968) como "tendencia pegmatítica-hidrotermal" para la relación K/Rb. Por el contrario, la relación Rb/Sr es muy alta y mayor de 1

en todas las muestras analizadas. Observar por ejemplo que la Serie de Tuolumne no presenta valores mayores de 0,5 ni aún para los últimos diferenciados.

La figura 6 es un diagrama de variación de los elementos traza analizados y las relaciones K/Rb y Rb/Sr en función del contenido de sílice. Determinados elementos traza como el Rb, Y, Nd, Zr y Nb se encuentran notablemente concentrados en el batolito de Achala respecto de los otros dos cuerpos graníticos, en todo el espectro de sílice. Esta es una característica geoquímica digna de ser notada, ya que los tenores de esos elementos traza son superiores aún a las facies finales, graníticas *sensu strictu* del batolito de Cafayate y la Serie de Tuolumne. La relación Rb/Sr es en promedio considerablemente superior a la de estos cuerpos graníticos para el mismo tenor de sílice. Por el contrario, el contenido de Sr y la relación K/Rb presentan valores sistemáticamente menores en el plutón de Achala. El comportamiento del Sr es coherente con el CaO

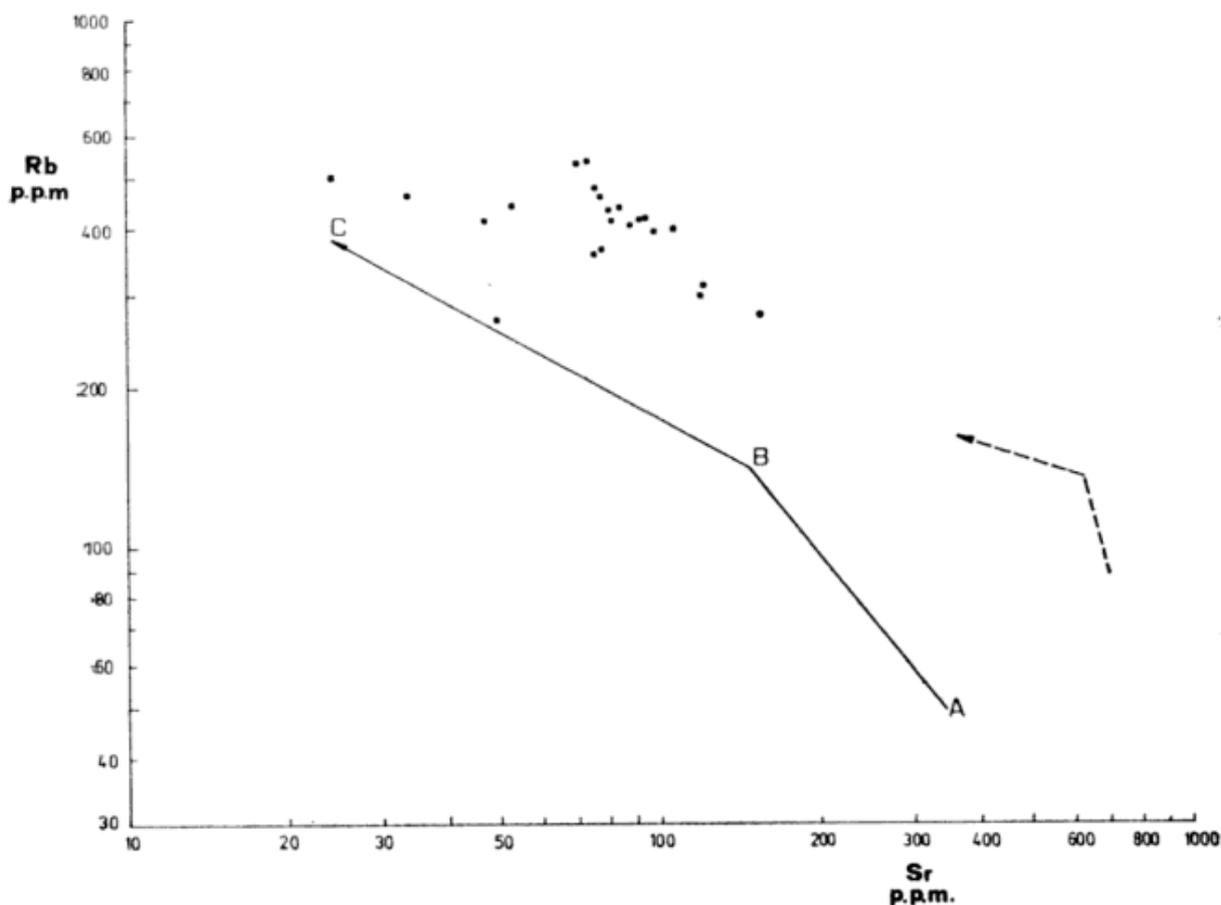


Fig. 7. — Distribución de Rb y Sr en el batolito de Achala (círculos llenos), la Serie de Tuolumne (línea punteada) y el batolito de Cafayate (línea continua). Ver texto para explicación.

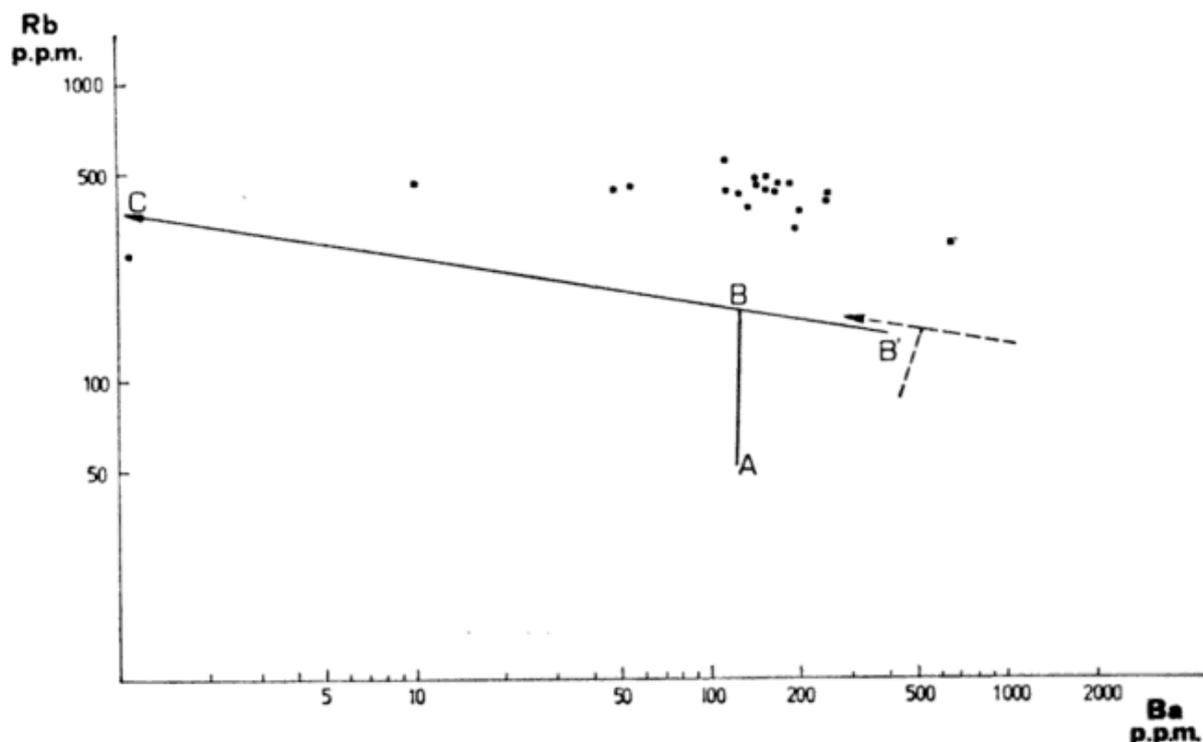


Fig. 8. — Distribución de Rb y Ba comparativa. Simbología igual que en la figura 7.

(ver fig. 3), lo cual evidencia la ausencia de facies cálcicas en este cuerpo.

Los diagramas Rb-Sr y Rb-Ba resultan de gran utilidad para estudiar la evolución granítica (ver figs. 7 y 8) McCarthy y Hasty (1976) McCarthy y Robb (1978) y Rapela y Shaw (1979) a través de modelos matemáticos basados en coeficientes de partición sólido-líquido han demostrado que en numerosos casos la distribución de elementos mayoritarios y traza puede explicarse satisfactoriamente en términos de cumulos e intercumulos dentro del sistema Q-Ab-Or-An-H₂O. Estas relaciones no resultan evidentes en la petrografía ni en las relaciones texturales. Los cambios de pendiente en las líneas evolutivas de los elementos traza pueden preverse fácilmente en los modelos teóricos, resultando así excelentes diagnósticos de la historia ígnea. En el batolito de Cafayate y la Serie de Tuolumne la secuencia de cristalización es la misma aunque la composición del magma primario del cual derivan fue diferente. El tramo A-B en la línea evolutiva del Granito Cafayate representa la separación de la asociación mineral pl + cz + bi + mus del líquido granodiorítico (figs. 7 y 8). El comienzo de la cristalización del feldespato potásico cambia el coeficiente de partición total y por lo tanto debe esperarse un cambio de pendiente en el tren evolutivo que en el Granito Ca-

fayate está representado por el segmento B-C, que define la cristalización simultánea de pl + fp + cz + bi + mus (ver Rapela y Shaw, *op. cit.*, para la expresión matemática del modelo). La prolongación B-B' en la figura 8 corresponde a fases acumulativas tempranas al comienzo de la cristalización del feldespato potásico (Cf. McCarthy y Robb, *op. cit.*). Aunque la extensión de las ramas es menor, las tendencias que muestra la Serie de Tuolumne son semejantes a las del cuerpo de Cafayate. Las diferencias provienen evidentemente de la diferente composición del magma progenitor, lo cual a su vez determina la cristalización de asociaciones disímiles (peraluminoso: bio + mus; metaluminoso: hor + bio).

Las muestras del batolito de Achala están considerablemente desplazadas hacia valores mayores de Rb (ver figs. 7 y 8). Se observa una cierta tendencia a la delimitación de dos ramas, siendo aquella que contiene los tenores mayores de Sr y Ba la mejor definida. No hay evidencia alguna de la rama A-B, lo cual sugiere, en coincidencia con los resultados normativos, que la secuencia de cristalización es diferente a la de los batolitos de Cafayate y la Serie de Tuolumne. Esto es especialmente evidente en las relaciones entre Rb y Ba (fig. 8) en donde la aparición del feldespato potásico cambia la pendiente de la tendencia en 90° en ambas

secuencias graníticas. La distribución de Rb y Ba en el batolito de Achala sugiere que el feldespato potásico y la plagioclasa (además de biotita y muscovita) han dominado gran parte de la cristalización, sin precursores evidentes o sugeridos de composición más cálcica.

Las relaciones entre TiO_2 y Zr en los batolitos de Achala, Cafayate y sierra Nevada se muestran en la figura 9. Estos elementos son denominados "inmóviles" porque tienden a permanecer inertes, a no migrar durante procesos secundarios de alteración como meteorización, metamorfismo metasomatismo, etc. (Winchester y Floyd, 1977). El Zr es magmáticamente un elemento incompatible, que se concentra en los líquidos residuales durante la cristalización de magmas básicos (Cf. Barberi *et al.*, 1975; Ferrara y Treuil, 1975). En los magmas graníticos su

comportamiento es generalmente inverso al anterior tendiendo a disminuir en los estadios finales (ver fig. 3). Esto se debe muy probablemente a que a menor temperatura el circón la biotita y la hornblenda son fases cristalinas estables y en consecuencia comienzan a ser segregadas como fases acumulativas convirtiéndose de este modo (el zirconio) en un elemento compatible. El Zr es en ese caso un constituyente estequiométrico de una fase cristalina (el circón) con lo cual a pesar de que su abundancia está en el nivel de traza, su comportamiento ígneo no puede ser modelado como un elemento diadócico que cumple la ley de Henry (Cf. Arth, 1976).

La figura 9 muestra que en el batolito de Cafayate y la Serie de Tuolumne el Zr se incrementa levemente al comienzo (tonalitas y dioritas cuarzosas respectivamente) y

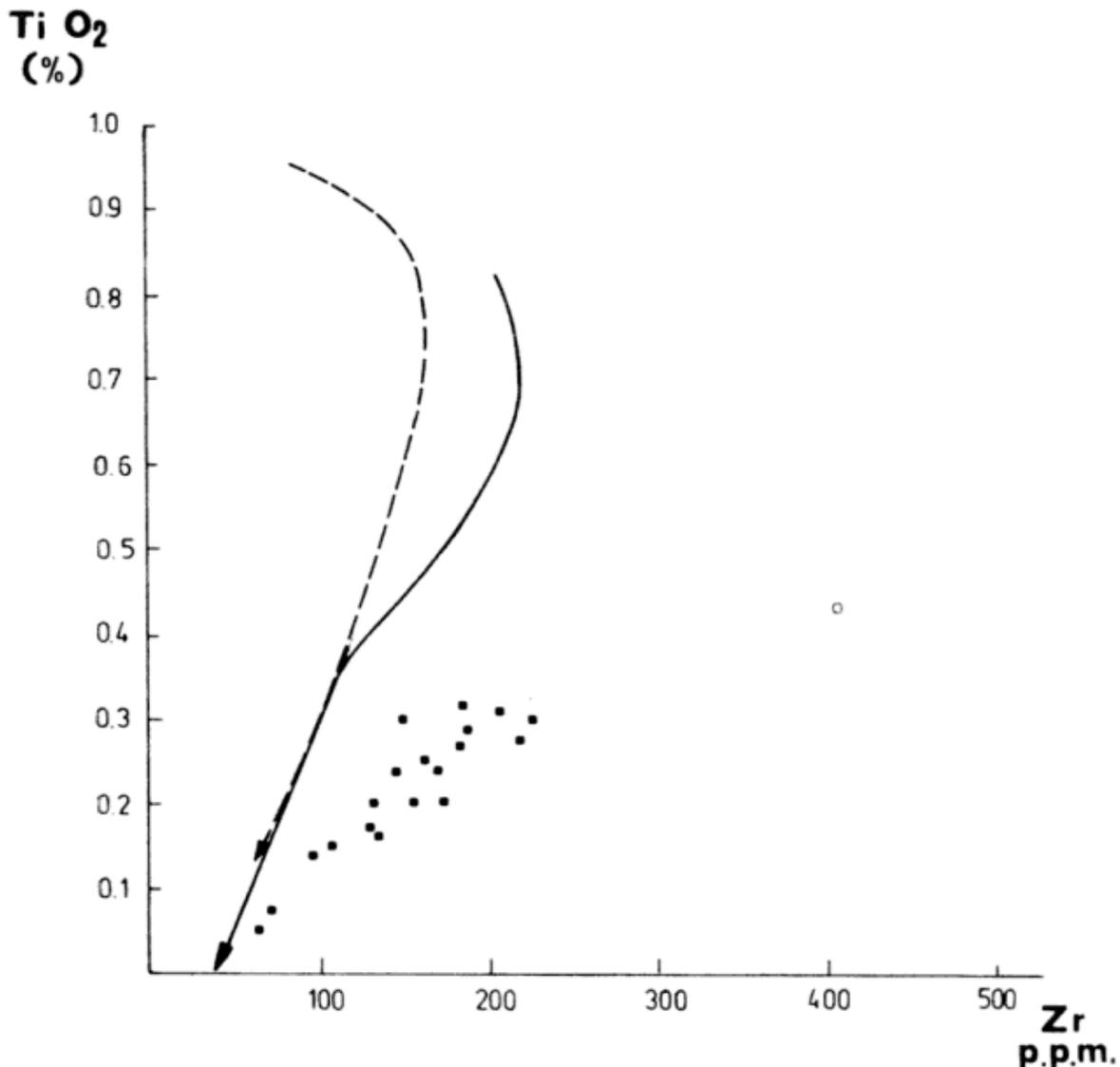


Fig. 9. — Distribución de TiO_2 y Zr. Simbología igual que en la figura 7.

disminuye linealmente en función del TiO_2 durante el resto de la cristalinización. En el batolito de Achala, la correlación entre los dos elementos es buena, lo cual sugiere un fraccionamiento continuo de biotita y circón, durante todo el transcurso de la cristalización. La pendiente en el caso de Achala es mucho más pronunciada que las anteriores (baja relación TiO_2/Zr) con lo cual este gráfico se revela como excelente al objeto de distinguir diferentes evoluciones graníticas.

Discusión

El batolito de Achala es un cuerpo postecotónico calcoalcalino peraluminoso compuesto principalmente de facies graníticas biotíticas y biotíticas-muscovíticas. Está caracterizado en los sectores estudiados por el alto contenido promedio de K_2O , elementos traza incompatibles, baja relación K/Rb y ausencia de extremos cálcicos con bajo contenido de sílice.

Los estadios finales de la cristalización fueron afectados por una abundante fase fluida. La alta concentración de elementos traza incompatibles en el cuerpo principal del granito y la presencia de la fase fluida mencionada sugieren que durante el estadio pegmatítico deben haberse formado cuerpos diasquísticos con alto contenido de elementos de las tierras raras, Rb y U. Las pegmatitas zonadas con mineralización de berilo, tantalita, columbita, etc., estarían en consecuencia vinculadas al fraccionamiento de un magma inicialmente rico en elementos incompatibles.

Los megacrístales de microclino que dan lugar a las abundantes facies porfiroides de Achala se formaron al final del período de cristalización principal. Es posible que su formación se haya extendido a los estadios pegmatítico e hidrotermal en reacciones de tipo subsólidas, como resultado de la partición preferencial del potasio en la fase fluida supercrítica (Cf. Mehnert y Nusch, 1981). Ciertas perturbaciones en la isocrona Rb-Sr del batolito de Achala fueron atribuidas al crecimiento subsólidas de los megacrístales de microclino (Rapela *et al.*, *op. cit.*). Si se considera aisladamente la distribución del K y el Rb podría atribuirse el origen de los megacrístales a un proceso de metasomatismo potásico posterior, independiente del evento magmático principal. Si consideramos en cambio las características geoquí-

micas globales, se comprueba que existe un enriquecimiento simultáneo de otros elementos incompatibles inmóviles como el Zr y el Nd. Estos elementos debido a su escasa movilidad difícilmente pudieron haber estado involucrados en un proceso de metasomatismo potásico o de cualquier otro tipo. El alto contenido en potasio y elementos incompatibles es atribuido en consecuencia en este estudio a una característica primaria del magma de Achala.

La importancia del transporte por fluido respecto del fraccionamiento sólido-líquido se incrementó progresivamente durante el enfriamiento del batolito. La naturaleza peraluminosa podría deberse también en parte a la partición preferencial de álcalis en la fase fluida y su posterior escape a la roca de caja, de manera similar a lo postulado para la formación de granitos pegmatíticos peraluminosos (Cf. Goad y Cerni, 1981).

Los diagramas de variación presentados muestran que es posible distinguir con claridad líneas evolutivas de cuerpos de la misma región (Sierras Pampeanas) aún cuando éstos posean igual mineralogía y características generales (granitos calcoalcalinos peraluminosos). Cuando se compara la evolución granítica de diversas regiones del planeta se observa que, aunque con rasgos peculiares para cada zona, determinados rasgos composicionales mayores tienden a repetirse sistemáticamente con el tiempo en diferentes lugares. Distintos autores han llamado la atención sobre las diferencias composicionales que existen entre los llamados granitos orogénicos y los anorogénicos para una misma área. Así por ejemplo Martín y Piwinski (1972, 1974) proponen un modelo general para explicar las diferencias entre los granitos orogénicos caracterizados estos por tendencias muy bien definidas en los diagramas de variación de mayoritarios, secuencias calcoalcalinas ricas en Ca y Al con presencia de núcleos ricos en An en plagioclasas complejamente zonadas y relaciones Fe/Mg constantes. En contraste, los granitos posterogénicos muestran diagramas de variación con una dispersión de puntos mayor, especialmente con respecto a SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O y aún el FeO se muestra susceptible a alteraciones subsólidas, mostrando en general Al_2O_3 bajo, MgO y CaO muy bajo, K_2O , Na_2O , Fe total, TiO_2 , Zr y halógenos relativamente altos. Blasi *et al.* (1980) han encontrado recientemente similares características, registrando un aumento de la alcalinidad (dentro de granitos calcoalcalinos)

desde las manifestaciones orogénicas a las anorogénicas del noroeste de Pakistán.

La aparición de magmatismo alcalino verdadero una vez cesados los esfuerzos orogénicos es por otra parte un fenómeno bien conocido y explicado por los mecanismos de la tectónica de placas. Los granitos alcalinos verdaderos con egrina, arfvedsonita-riebeckita, etc., están asociados a la domación epirogénica de pre-rift en regiones continentales (Bowden, 1974) y se distinguen por poseer elevados tenores de elementos de las tierras raras, Zr, Be, Hf, Nb, y Ta respecto de los granitos comunes (Gerasimovsky, 1974).

La gran mayoría de las características geoquímicas descritas más arriba para los granitos anorogénicos están presentes en el cuerpo posttectónico (Silúrico) de Achala. En contraste, el batolito tardiocinemático ordovícico de Cafayate presenta un paisaje geoquímico que identifica a los cuerpos orogénicos. Esta mayor "alcalinidad" relativa del batolito de Achala podría relacionarse con la cesación de los esfuerzos orogénicos principales y el inicio de un período de levantamiento cortical pre-rift en el cratógono pampeano.

Un rasgo composicional importante relacionado con lo expresado anteriormente es que diferentes diagramas de variación (ver figs. 2, 7, 8, 9) y la secuencia de cristalización (fig. 5) sugieren que el magma primario de Achala tuvo una composición diferente. No hay evidencias en los sectores estudiados de progenitores cálcicos como los que muestran los batolitos de Cafayate, sierra Nevada y los cuerpos circumpacíficos. Por otra parte, en las mencionadas intrusiones, la hipótesis de fraccionamiento de un magma cálcico para producir líquidos de composición granítica está respaldada por la evidencia geológica de la presencia aflorante de una importante proporción de facies cuarzo-dioríticas, tonalíticas y granodioríticas respecto de las graníticas. Si la composición granítica del batolito de Achala se hubiera generado por un proceso similar a la del Johnson Granite Porphyry de la Serie de Tuolumne (Cf. Bateman y Chappell, *op. cit.*) debiera esperarse la existencia de facies cálcicas infrayacentes al batolito (no afloran en ninguna parte) en volumen varias veces superior al del propio cuerpo granítico. Esta situación es muy improbable.

Respecto del origen del magma granítico se poseen dos líneas de evidencia independientes. La relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para 9 muestras del batolito de Achala (estas

muestras forman parte de las analizadas químicamente para este estudio) es de 0,7048 (Rapela *et al.*, *op. cit.*), muy cerca o sobre la línea evolutiva del manto al momento de la intrusión durante el Paleozoico medio (Cf. Faure, *op. cit.*). El basamento metamórfico de alto grado que forma parte de la caja del batolito de Achala posee relaciones isotópicas iniciales cercanas a 0,710 con edades mínimas de alrededor de 700 m.a. (Cingolani y Varela, *op. cit.*).

El cálculo de coeficientes de partición sólido-líquido para Rb y Sr en rocas cordieríticas de alto grado de la misma región indica que la relación Rb/Sr de los líquidos graníticos que estuvieron en equilibrio con los residuos metamórficos fue de aproximadamente 0,5 (Rapela y Gordillo, 1981). Como ya fuera mencionado, el batolito de Achala posee relaciones Rb/Sr muy por encima de la unidad (ver tabla 1). Ambas líneas de evidencia son coincidentes entonces en que el cuerpo de Achala no pudo derivarse de las secuencias metamórficas supracorticales de alto grado que integran el basamento cordobés. El magma de Achala sería entonces alóctono a su entorno metamórfico supracortical, proveniente probablemente del manto superior, o de una corteza inferior deprimida en elementos litófilos de largo radio iónico.

Agradecimientos

La labor analítica fue realizada por el autor en el Department of Geology, McMaster University de Canadá, merced a una beca externa otorgada por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). Se agradece al doctor Denis M. Shaw por las facilidades brindadas en ese lapso que permitieron solventar la mencionada labor experimental (grant AO155 del National Research Council of Canada).

Se quiere expresar un agradecimiento especial al doctor Carlos Gordillo por las valiosas sugerencias, cesión de muestras y la generosa información inédita puesta a disposición del autor y mencionada en este trabajo. Las comparaciones normativas y químicas con la zona de Los Gigantes fueron realizadas sobre análisis químicos individuales cedidos gentilmente por los doctores Mirtha Gamba y Hugo Nicolli. Se agradece finalmente al dibujante C. Brianese por la confección de los gráficos.

Lista de trabajos citados en el texto

- Allegre, C. J. y J. Minster, 1978. *Quantitative models of trace element behaviour in magmatic processes*. Earth Planet. Sci. Lett., 38, 1-25. . .
- Anderson, J. ., R. L. Cullers y W. R. Van Schmus, 1980. *Anorogenic Metaluminous and Peraluminous Granite Plutonism in the Mid-Proterozoic of Wisconsin, USA*. Contrib. Mineral. Petrol., 74, 311-328.
- Armstrong, R. L., 1966. *K-Ar dating of plutonic and volcanic rocks in orogenic belts*. In Potassium Argon Dating O. A. Schaeffer and J. Zähringer, eds. Springer Verlag, Heidelberg.
- Arth, J. G., 1976. *Behaviour of trace elements during magmatic processes a summary of theoretical models and their application*. J. Res. U. S. Surv., 4, 41-47.
- Barberi, F., G. Ferrara, R. Santacroce, M. Treuil, y J. Varet, 1975. *A transitional Basalt-Pantellerite Sequence of Fractional Crystallization, the Boina Centre (Afar Rift, Ethiopia)*. J. Petrol., 16, 22-56.
- Barth, T. F. W., 1962. *A final proposal for calculating the mesonorm of metamorphic rocks*. J. Geol., 70, 497-498.
- Bateman, P. C. y B. W. Chappell, 1979. *Crystallization, fractionation, and solidification of the Tuolumne Intrusive Series, Yosemite National Park, California*. Geol. Soc. Amer. Bull., Part I, 90, 465-482.
- Bateman, P. C. y F. C. W. Dodge, 1970. *Variations of major chemical constituents across the central Sierra Nevada batholith*. Geol. Soc. Amer. Bull. 81, 409-420.
- Blasi, A., A. Brajkovic, C. de Pol Blasi, F. Forcella y R. F. Martin, 1980. *Contrasting feldspar mineralogy, textures and composition of Tertiary anorogenic and orogenic granites, Gilgit area, north-western Pakistán*. N. Jb. Miner. Abh., 140, 1-16.
- Bowden, P., 1974. *Oversaturated alkaline rocks: granites, pantellerites and comendites*. In the Alkaline Rocks (H. Sorensen, ed.), John Wiley & Sons, London, 109-123.
- Cingolani, C. A. y R. Varela, 1975. *Geocronología Rubidio-Estimonio de rocas ígneas y metamórficas de la Sierra Chica y Grande de Córdoba*. Seg. Cong. Ibero-Amer. Geol. Econ., Bs. As., 1, 9-35.
- Clarke, D. B. ed., 1981. *Peraluminous Granites*. Can. Miner., Vol. 19. Symposium sponsored by the Miner. Assoc. of Canada, Halifax, 1980.
- Faure, G., 1977. *Principles of isotope geology*. John Wiley & Sons, New York, 464 págs.
- Frey, F. A., B. W. Chappell y S. D. Roy, 1978. *Fractionation of rare-earth elements in the Tuolumne Intrusive Series, Sierra Nevada batholith, California*. Geology, 6, 239-242.
- Ferrara, G. y M. Treuil, 1975. *Petrological Implications of Trace Element and Sr Isotope Distribution in Basalt-Pantellerite Series*. Bull. Volcaanologique, 38, 548-574.
- Gerasimovsky, V. I., 1974. *Trace elements in selected groups of alkaline rocks*. In the Alkaline Rocks (H. Sorensen, ed.) John Wiley & Sons., London, 402-412.
- Goad, B. E. y P. Cerni, 1981. *Peraluminous pegmatitic granites and their pegmatite aureoles in the Winnipeg River district, southeastern Manitoba*. Can Miner., 19, 177-194.
- Gordillo, C. E., 1973. *Contribución a la petrología del basamento cristalino de la Sierra de Córdoba*. Actas Quinto Congr. Geol. Arg., Bs. As., 1: 141-152.
- 1979. *Observaciones sobre la petrología de las rocas cordieríticas de la Sierra de Córdoba*. Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, entregas 1-2, 44 p.
- Gordillo, C. E. y A. N. Lencinas, 1979. *Sierres Pampeanas de Córdoba y San Luis*. Seg. Simp. Geol. Reg. Arg., Acad. Nac. Cienc. Córdoba, 1, 577-650.
- Holloway, J. R., 1979. *Volatiles and the evolution of granitic magmas*. Geol. Soc. Am. (Abstr.). Meeting in San Diego, California, pág. 445.
- Hutchison, C. S., 1975. *The Norm, its Variations, their Calculation and Relationships*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 55, 243-256.
- Kull, V. y E. J. Methol, 1979. *Descripción geológica de la Hoja 21i, Alta Gracia, provincia de Córdoba*. Bol. 165, Serv. Geol. Nac., Secretaría de Estado de Minería.
- Linares, E. y C. Latorre, 1969. *Edades K/Ar y Pb de rocas graníticas de Córdoba y San Luis*. IV Jorn. Geol. Arg. (Actas), II, 195-204.
- 1973. *Nuevas edades radiométricas por el método potasio-argón, de rocas graníticas de Córdoba y San Luis*. V Congr. Geol. Arg., I: 405-410.
- Martin, R. F. y A. J. Piwinski, 1972. *Magmatism and tectonic settings*. J. Geophys. Res., 77, 4955-4975.
- 1974. *The contrasting origin of orogenic and non-orogenic granitoid rocks*. Proc. Symp. Andean Antarctic Volcanology Problems (Santiago), 482-496.
- MacCarthy, T. S. y R. A. Hasty, 1976. *Trace element distribution pattern and their relationship to the crystallization of granitic melts*. Geochim. Cosmochim. Acta, 40, 1351-1358.
- MacCarthy, T. S. y L. J. Robb, 1978. *On the relationship between cumulus mineralogy and trace and alkali element chemistry from the Barberton region, South Africa*. Geochim. Cosmochim. Acta, 42, 21-26.

- Mehnert, K. R. y W. Busch, 1981. *The Ba content of K-feldspar megacrysts in granites: a criterion for their formation*. N. Jb. Miner. Abh., 140, 221-252.
- Merodio, J. C. y C. W. Rapela, 1981. *Estudio estadístico de elementos traza en el basamento ígneo-metamórfico de la Sierra de Quilmes*. Rev. Mus. La Plata, Sec. Geol., 74, 71-78.
- Methol, E. J., 1971. *Descripción geológica de la Hoja 22h, Santa Rosa, provincias de Córdoba y San Luis*. Dir. Nac. Geol. Miner., Bol. 124.
- Niccoli, H. B., M. A. Gamba, R. E. Ferreyra y F. H. Larumbe, 1975. *Geoquímica de las plutonitas en la Sierra de Los Gigantes, provincia de Córdoba, República Argentina: fenómenos relacionados con la distribución del uranio*. II Cong. Iber.-Amer. Geol. Econ., VI, 189-216.
- Olsacher, J., 1960. *Descripción geológica de la Hoja 20 h, Los Gigantes (provincia de Córdoba)*. Dir. Nac. Geol. Miner., Bol. 90.
- 1972. *Descripción geológica de la Hoja 21h, Cerro Champaquí, provincia de Córdoba*. Serv. Nac. Miner. Geol., Subsecret. Miner., Bol. 133.
- Pastore, F., 1932. *Hoja 20i del Mapa Geológico de la Argentina. Región oriental y media de la sierra de Córdoba*. Dir. Min. y Geol., Bol. 36.
- Presnall, D. C. y P. C. Bateman, 1973. *Fusion relationships in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ and generation of granitic magmas in the Sierra Nevada batholith*. Geol. Soc. Amer., Bull., 84, 3181-3202.
- Rapela, C. W., 1976. *Las rocas graníticas de la región de Cafayate, provincia de Salta. Aspectos petrológicos y geoquímicos*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXI, 260-278.
- Rapela, C. W. y C. E. Gordillo, 1981. *Coefficientes de partición de Litio Rubidio y Estroncio entre la cordierita y el granate paragenéticos*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXVI, 180-186.
- Rapela, C. W. y L. Heaman, 1981. *Composición química de granitos batolíticos de las Sierras Pampeanas*. Rev. Mus. La Plata, Sec. Geol. (en prensa).
- Rapela, C. W., L. M. Heaman y R. J. McNutt, 1982. *Rb-Sr Geochronology of Granitoid Rocks from the Pampean Ranges, Argentina*. J. Geol., 90: 574-582.
- Rapela, C. W. y D. M. Shaw, 1979. *Trace and major element models of granitoid genesis in the Pampean Ranges, Argentina*. Geochim. Cosmochim. Acta, 43, 1117-1129.
- Shand, S. J., 1927. *Eruptive Rocks* (1st. ed.). John Wiley & Sons, New York.
- Shaw, D. M., 1968. *A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis*. Geochim. Cosmochim. Acta 32, 573-601.
- Sorensen, H., 1974. *Alakli syenites, feldspathoidal syenites and related lavas*. In the Alkaline Rocks (H. Sorensen, ed.), John Wiley & Sons, London.
- Taylor, S. R., 1965. *The application of trace element data to problems in petrology*. Phys. Chem. of the Earth, 6, 133-213.
- Teruggi, M. E., 1980. *Clasificación de las rocas ígneas, según la subcomisión de sistemática de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas*. Ediciones Científicas Argentinas Librart (ECAL).
- Winchester, J. A. y P. A. Floyd, 1977. *Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements*. Chem. Geol., 20, 325-343.
- Winkler, H. G. F., M. Boese y T. Marcopoulos, 1975. *Low temperature granitic melts*. N. Jb. Miner. Mh., 245-268.

Recibido: 3 de febrero, 1982.

Aceptado: 2 de octubre, 1982.

CARLOS W. RAPELA

Centro de Investigaciones Geológicas, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, CONICET,
Paseo del Bosque s/n,
1900 La Plata.

GEOMORFOLOGIA CRIOGENICA DE LA ISLA SEYMOUR (BASE VICECOMODORO MARAMBIO) - ANTARTIDA ARGENTINA

ARTURO E. CORTE

Resumen

Se utilizan estructuras geocriogénicas para inferir condiciones climáticas diferentes a ambos lados de la península Antártica.

Las estructuras geocriogénicas del este de la península (Seymour-Marambio-Cockburn) son producidas por temperaturas inferiores a -5°C . Las estructuras del oeste de la península son indicadoras de temperaturas más elevadas.

Los datos climáticos confirman esa asimetría criogénica, la cual es causada por la cadena de montañas de la península, que impide que los vientos fríos del mar de Wedell lleguen a las costas occidentales.

Abstract

Geocryogenic processes are used for determining different climatic conditions at both sides of the Antarctic Peninsula.

Geocryogenic structures of the east side (Seymour-Marambio-Cockburn) are produced by temperatures lower than -5°C . The geocryogenic structures of the west side are produced at higher temperatures.

The climatic data confirm this cryogenic asymmetry, which is produced by the Antarctic Peninsula mountain chain that inhibits the Wedell Sea cold winds from passing through it and reaching the west coasts.

Introducción

Concepto General. En regiones criogénicas los procesos actuales exógenos y los criogénicos están controlados por una variable fundamental: la temperatura de congelamiento continuo y las de congelamiento y descongelamiento alternado.

Luego de varias visitas a la isla Seymour, que en la toponimia argentina figura como Vice Comodoro Marambio, pude observar que esta isla presenta condiciones geocriogénicas que la hace excepcional desde ese punto de vista, comparada con lugares que, a la misma latitud, se encuentran en la costa oeste de la península.

Seymour, como otros lugares del sector oriental de la península, tiene un clima frío con temperaturas medias anuales por debajo de -10°C (Schwerdtfeger, 1975-1979). En cambio, los lugares del oeste de la península, a las mismas latitudes, tienen temperaturas medias anuales superiores en 8 ó 9 grados centígrados. Asimismo, la variedad de gran-

des formas geocriogénicas que se ven en el sector oriental, tales como grietas de contracción térmica, domos, etc., no se ven en las mismas latitudes en el sector del oeste (Corte *et al.*, 1957).

Estructuras de selección como círculos y bandas ya fueron indicadas para el sector oeste de la península con temperaturas medias anuales de $-2,8^{\circ}\text{C}$ (Corte *et al.*, 1957). Si bien las condiciones geocriogénicas descritas por Black *et al.* (1963) y por Péwé (1959) para la zona de Ross indican grandes cuñas de arena y/o hielo, la variedad de formas descritas es pequeña comparada con las formas de Marambio (Seymour).

En el mapa 1 de la isla que se presenta se ha estimado justo designar ciertos lugares con los nombres de los integrantes de la primera expedición científica a esos lugares y dirigida por O. Nordenskjöld en 1901; por ello a los nombres de Bodman, Sobral y Larsen se sugieren estos otros: Nordenskjöld para el estrecho que separa la isla Seymour de la cerro Nevado (Snow Hill), la que-

REFERENCIAS

MAPA I

HIELO SUBTERRANEO

- ⊙ HIELO DE SUPERFICIE, CUBIERTO POR DETRITO
- ⊙ DOMOS DE HIELO (X)
- ⊙ CUÑAS DE HIELO (X)
- ⊙ HIELO DE SEGREGACION

HIELO SUPERFICIAL

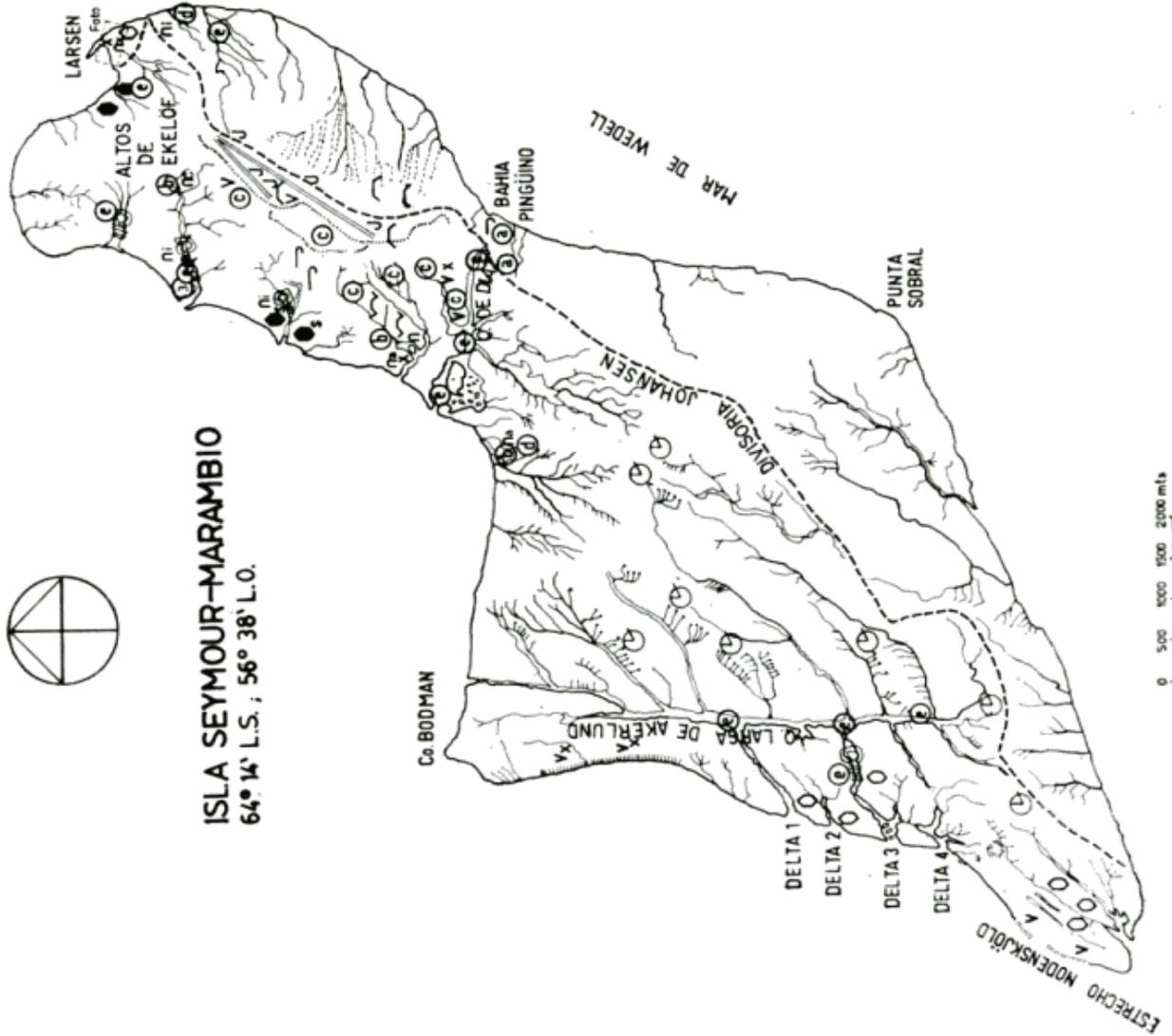
- ⊙ HIELO DE RIOS Y VERTIENTES
- ▭ DIVISORIA DE AGUAS
- (X) PERFORACIONES NECESARIAS
- V THERMOCARST DE CUÑAS DE HIELO

PROCESOS Y FORMAS CRIOGENICAS

- 1 na DOMOS PINGOS SISTEMA CERRADO o ABIERTO
- 1 nc DOMOS DE LA CAPA ACTIVA
- 1 ni DOMOS POR CONGELAMIENTO DE AGUAS SUPERFICIALES
- 1 nx DOMOS Y COLINAS IRREGULARES DE ORIGEN INCIERTO (LARSEN)(X)
- 1 1 GRANDES DOMOS POR CRECIMIENTO DE CUÑAS DE HIELO Y HIELO DE SEGREGACION
- 2 ● POLIGONOS (1-2 m) SIN SELECCION, DESECCACION o CONTRACCION TERMICA DE LA CAPA ACTIVA
- 2 ● s POLIGONOS (1-2 m) CON SELECCION, DESECCACION y/o CONTRACCION TERMICA DE LA CAPA ACTIVA
- 2 ○ POLIGONOS (2-100 m) CONTRACCION TERMICA DEL PERMAFROST
- 2 2 POLIGONOS o GRIETAS DE CONTRACCION TERMICA EN SECCIONES
- 3 3 FLUJOS EMBALSADOS POR MUROS DE NIEVE Y DETRITO ACARREADOS POR EL VIENTO
- 4 U NICHOS DE NIVACION
- 5 5 FLUJOS CONGELADOS
- 6 6 SOLIGELIFLUCCION
- 7 7 ASIMETRIA DE PENDIENTES POR NIVACION
- 8 8 CRIOPLANACION
- 9 9 EROSION ARBORIFORME POR NICHOS DE NIVACION EXPUESTOS HACIA EL NORTE (Caliente)
- 10 10 EROSION EXPUESTA HACIA EL SUR (Frio)



ISLA SEYMOUR-MARAMBIO
64° 14' L.S. ; 56° 38' L.O.



brada Larga de Åkerlund, los Altos de Eke-löf y la Divisoria de Johansen. Se rendiría así un justo homenaje a estos hombres que debieron permanecer en estos lugares dos años, no previstos, a consecuencia del hundimiento de su barco, el Antarctic *.

Debido a que este inventario es un sub-producto de otros trabajos efectuados en la isla, no se ha presentado todavía la necesaria atención a tomas de muestras de suelo y de hielo como tampoco a las excavaciones necesarias. Por estas razones este informe debe ser considerado introductorio y preliminar.

Condiciones ambientales

Meteorología y clima

Los registros disponibles del sector oriental de la península están restringidos a los siguientes lugares (mapa 2): Snow Hill (cerro Nevado, Bodman, 1903; Schwerdtfeger, 1975) de $-11,5^{\circ}\text{C}$; Marambio; Seymour, Servicio Meteorológico Nacional -10°C ; Matienzo, Servicio Meteorológico Nacional con $-12,1^{\circ}\text{C}$ (Schwerdtfeger, 1975).

Si comparamos las temperaturas medias anuales de lugares ubicados aproximadamente a la misma latitud a ambos lados de la península (Schwerdtfeger, 1975; mapa 2), observamos que en ellas hay una diferencia de hasta 8 y 9 grados centígrados, siendo las costas orientales muy frías y las occidentales menos frías (mapa 2).

Schwerdtfeger (1975-1979) ha analizado las condiciones meteorológico-climáticas a ambos lados de la Península Antártica y ha observado que la cadena de montañas de esa península hace de dique de contención de los vientos fríos del mar de Wedell, los que debido a las condiciones ciclónicas imperantes en esa región (Servicio Meteorológico Nacional, 1981; mapa 3) refrigeran las costas orientales de la península (Schwerdtfeger, 1975). En cambio, en el otro lado de la península, en las costas occidentales generalmente favorecidas por situaciones anticiclónicas (mapa 3), o bien por los vientos dominantes del O y NO, hay advección de

aire más caliente sobre estas costas. De esta manera, a iguales latitudes en ambas costas, la temperaturas difieren cerca de $8-9^{\circ}\text{C}$.

De manera que las formas geocriogénicas frías, como grietas de contracción térmica de cuñas de hielo que requieren temperaturas medias anuales inferiores a -5°C (Washburn, 1979, 1980; Péwé, 1962) y los pingos, especialmente los de sistema cerrado que requieren temperaturas medias anuales inferiores a -6°C (Flemal *et al.*, 1976), están de acuerdo con el clima geocriogénico de la isla, la que está en una temperatura media anual de -10°C .

Otro factor importante en la distribución de las formas geocriogénicas debe verse en las reducidas precipitaciones y acumulación de nieve sobre el suelo, lo que favorece su enfriamiento y su fragmentación por contracción térmica.

Las precipitaciones en Marambio-Seymour aún no han sido medidas; las siguientes formas de precipitación han sido observadas: a) niebla engelante; b) cencellada (depósitos de hielo en superficies, producidos por nubes super enfriadas); c) nieve precipitada v/o acarreada; d) lluvia; e) granizo blando (graupel). Si bien todas estas formas de precipitación son importantes, la forma más significativa, sin duda, es la nieve precipitada y/o acarreada.

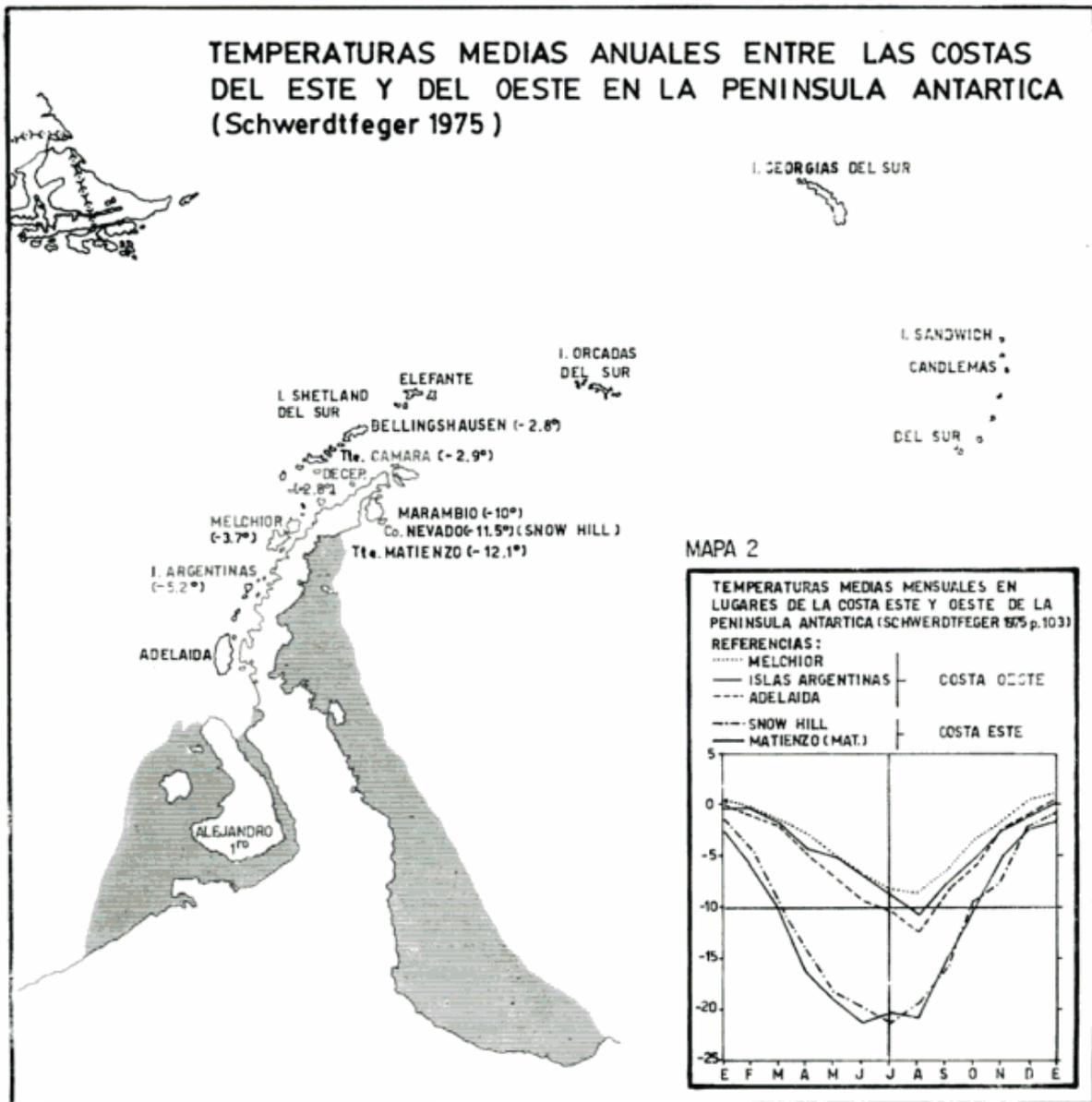
No hay información sobre la presencia o persistencia de manchones de nieve de un año para otro, además de los ya indicados diques de colas de nieve.

Geología y suelos

La mayor parte de las formas aquí descritas son producidas en terrenos del Terciario (Rinaldi *et al.*, 1978); en su gran parte son terrenos finos, limosos, muy arenosos, susceptibles de levantarse por congelamiento, de manera que la segregación de hielo debe ser un proceso importante en esos materiales. La distribución de moldes vacíos de cuñas de hielo, especialmente en los cortes del mar y de los ríos, nos indica que esos terrenos son especialmente aptos, bajo esas condiciones climáticas, para el desarrollo de cuñas de hielo y/o de arena.

Es muy curioso que en el till de la meseta no se vean claras figuras de selección, círculos, redes y geliflucción en la suave pendiente de la misma. Esto debe ser atribuido a la intensa actividad de motoniveladoras y topadoras que han eliminado completamen-

* En la fecha de terminación de este informe se solicita al señor Director del Instituto Geográfico Militar, que sean tenidas en cuenta estas sugerencias toponímicas para la Isla Seymour, Base Vicecomodoro Marambio. Fechado: enero 7, 1982.



Mapa 2

te la cobertura original. Apoyando esta sugerencia está el hecho de que en los bordes no perturbados de la meseta hay todavía secciones que muestran selección vertical. Formas de selección se observan en Cockburn y Ross (según informaciones de S. Rubulis).

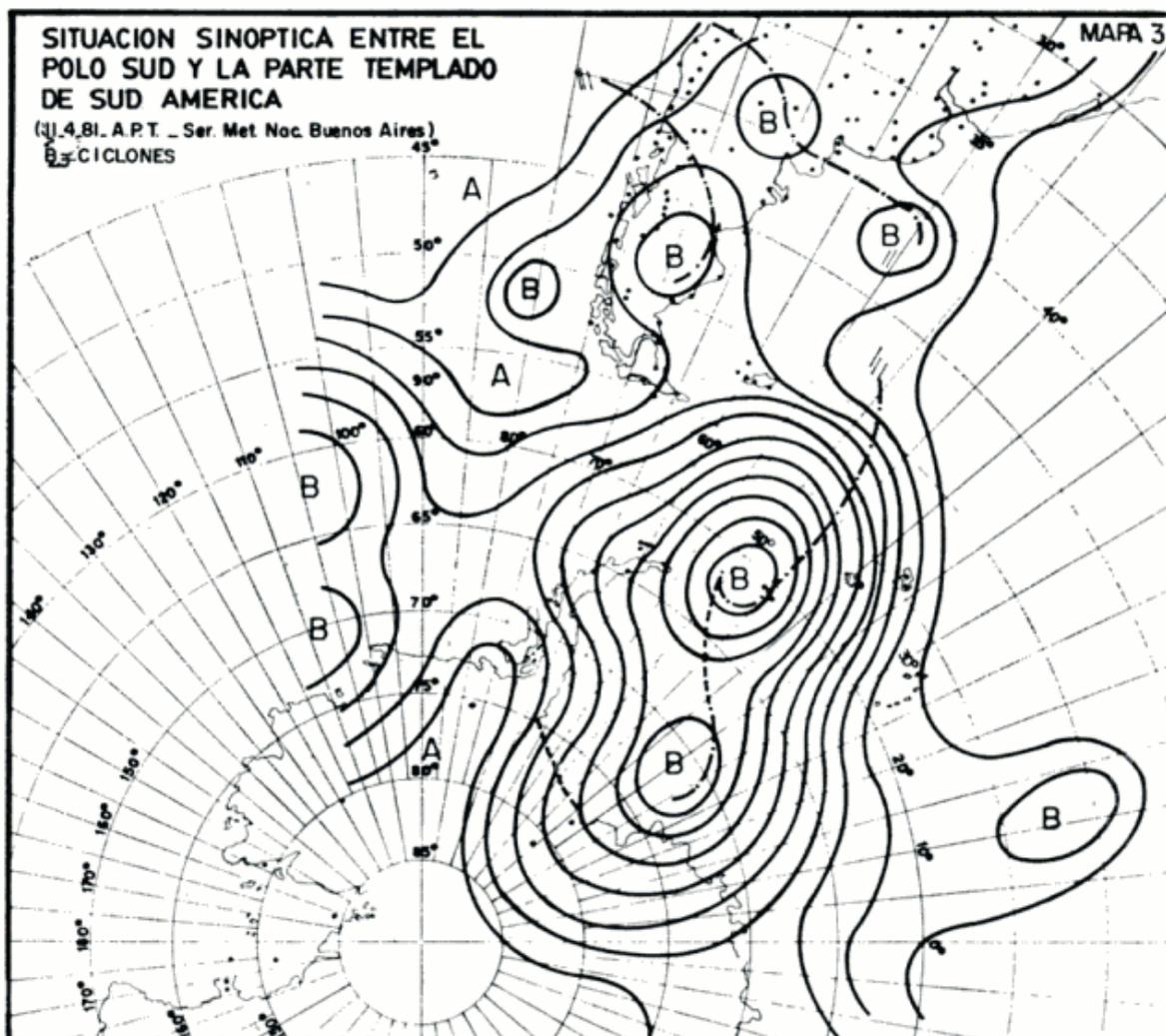
La observación de las primeras fotos aéreas de la meseta, hechas en 1967, nos indican que el proceso criogénico más importante son las grietas y polígonos de contracción térmica, los que forman domos de 100 v 200 metros de ancho, con sus correspondientes formas de erosión en los bordes de la misma.

Condiciones geocriogénicas generales

La Geocriología o Criología de la tierra se ocupa de los procesos criogénicos que ocurren en las cuatro envolturas: 1) la atmósfera; 2) la hidrósfera; 3) los de la superficie, y 4) los litosféricos (Tolstijin, 1981).

Dentro de la Geocriología están, por tanto, incluidas la Nivología, la Glaciología v otras disciplinas del frío.

Como los procesos criogénicos ocurren en las márgenes de los glaciares, se usan también los términos "procesos periglaciales" para el estudio de los fenómenos de conge-



Mapa 3

lamamiento y descongelamiento, los efectos del viento, los del agua de fusión, etc., que ocurren en esas zonas marginales.

Pero la Geocriología es una disciplina mucho más amplia, no sólo en el sentido espacial sino que involucra a otras disciplinas. La Geocriología no sólo se ocupa de los procesos de las zonas marginales de los glaciares sino que estudia los procesos independientemente de la cercanía o lejanía de éstos. Hay regiones en el planeta que tienen actividad criogénica y sin embargo no se puede decir que sean periglaciales; por ejemplo, la Puna, Siberia, el ártico canadiense, Mongolia y las regiones del norte de Alaska.

La Geocriología o Criología de la tierra se ocupa de los procesos de congelamiento y descongelamiento de la superficie (Criósfera de Superficie) como así también del congelamiento perenne-permafrost (Criología de la litósfera o de los procesos criolitosféricos).

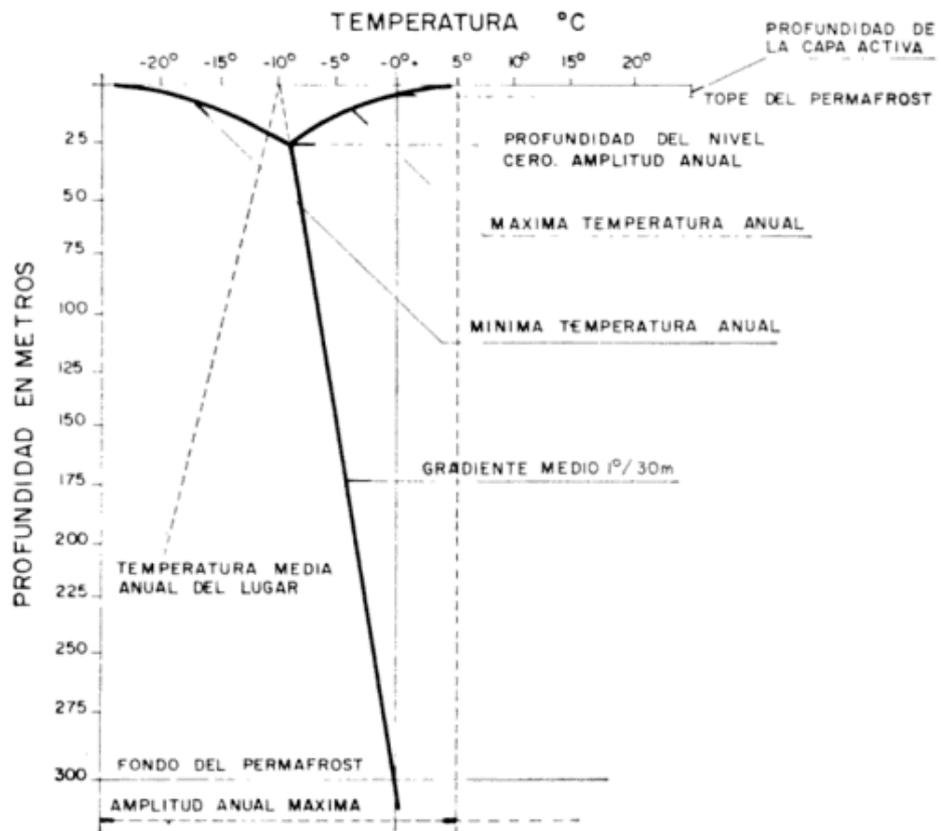
La Geocriología se ocupa además de los efectos criogénicos en las actividades productivas y constructivas del hombre, tanto en sus aspectos activos, actuales, como en los del pasado criogénico (Corte, 1969, 1981).

El permafrost y la capa activa

El permafrost de Marambio está identificado por varios elementos criogénicos relacionados con hielo subterráneo, tales como varios tipos de domos o pingos, cuñas de hielo producidas por la contracción térmica del permafrost y otros elementos (fotos 1-6).

La profundidad del permafrost de Marambio no es conocida, pero podemos obtener una primera aproximación multiplicando la temperatura media anual del lugar (-10°C) por el gradiente geotérmico (30 m por grado centígrado) (Lachenbruch, 1968). De

PERFIL TERMICO PROBABLE EN LA ISLA MARAMBIO
EN LA ZONA DEL PERMAFROST



REFERENCIAS

P_p : PROFUNDIDAD DEL PERMAFROST

G_r : GRADIENTE 1°C/30m

$T_{1/2a}$: TEMPERATURA MEDIA ANUAL -10°C

$$P_p = G_r \times T_{1/2a}$$

$$300 = 30 \times (-10)$$

NOTA: LA PROFUNDIDAD DE LA CAPA ACTIVA Y DEL NIVEL CERO DE AMPLITUD NO ESTAN A ESCALA

Fig. 1

Figura 1.

manera que la base del permafrost de Marambio está aproximadamente a unos 300 m (fig. 1), dependiendo esto, por supuesto, del gradiente geotérmico de ese lugar. Esto es la *Criósfera Litosférica*.

La superficie del permafrost se descongela en el verano en profundidades variables, dependiendo esto de los tipos de materiales, de la cantidad de agua, de la exposición y de las condiciones meteorológico-climáticas particulares de ese año (fig. 1). Para Marambio no disponemos de las mediciones que serían necesarias, pero valores aproximados estarían entre 0,40 y 0,50 m de profundidad, según datos de observadores meteorológico (Serv. Met. Nacional, 1981). A esta capa que se congela y descongela anualmente sobre el permafrost se la designa con el nombre de capa activa o capa de descongelamiento estacional, la que no hay que confundir con la capa que se congela anualmente en el invierno en latitudes templadas. De cualquier manera, ambas capas de superficie caen dentro del campo de la *Criósfera de la Superficie*.

Formas geocriogénicas particulares

GRANDES FORMAS

Los domos de congelamiento

Los domos y colinas de caleta Larsen (fotos 1, 2) no son simples de identificar como pingos de sistema abierto o cerrado.

Los domos arealmente mayores, que son de menor altura (70 cm) y que están a orillas del mar (foto 3), son los más viejos y los que presentan las mayores depresiones del termocarst. En cambio los domos arealmente menores son más jóvenes, están hacia el lado de la montaña y su altura es cercana a un metro; son más simétricos y carecen de depresión de termocarst en su centro (fotos 1 y 2).

Estos domos, además, son permanentes; aparecen sin cambios aparentes en las fotos aéreas tomadas por el Servicio de Hidrografía Naval en el año 1967. De cualquier manera, esto puede quedar aclarado con algunas secciones normales a los canales y a través de los domos, y analizando la estructura y textura del hielo, especialmente su fábrica (Corte, 1963 a). La posibilidad de que estos domos sean formas de degradación producidas por fusión diferencial de capas de coladas de barro sobre hielo de icings fue

indicada en una comunicación epistolar de Washburn (enero 5, 1982).

Domos de congelamiento que por su forma son perfectos pingos (foto 3) son especialmente observados en la quebrada de Díaz y en el río Jato (mapa 1). Una capa activa de unos 40 cm de espesor cubre el hielo del domo. Estos domos se encuentran también en la vecina isla de Cockburn.

Por el momento, y debido al carácter preliminar y de progreso de este informe, no trataré sobre los mecanismos de formación de estas estructuras; será necesario efectuar un análisis de perforaciones y secciones como así también tomar muestras de suelos y de hielo del permafrost y especialmente su fábrica, para tener una idea más adecuada sobre su origen.

La formación de domos es la causa por la cual sistemas fluviales que fluyen en una dirección cambian de curso y pueden fluir en una dirección contraria, debido a levantamientos locales por crecimiento de hielo dentro del suelo (mapa 1). Las grandes grietas de 1-2 cm de ancho que se ven en la superficie del suelo cuando ya la capa activa se ha recongelado, es un indicio de las tensiones generadas por esos levantamientos.

Las grietas y polígonos de contracción térmica

La temperatura media anual necesaria para la formación de grietas de contracción térmica que pueden conducir a la formación de cuñas de hielo, es inferior a -5°C (Washburn, 1979, 1980; Péwé, 1962).

Las formas originadas por la contracción térmica producen grietas y polígonos de variados tamaños: en Larsen hay grietas de más de 120 m de largo (foto 1), polígonos de 10 x 10 m (foto 4) y de 20 x 30 m. En los deltas próximos al estrecho de Nördenkjöld hay polígonos de 30 x 100 m detectados mediante fotos aéreas (mapa 1).

A estas grietas de concentración térmica abiertas (foto 5) se las ha observado luego de tres días con vientos del SO, con temperaturas de -26°C y sensación térmica de -66°C (vientos de 180 km/h). Las grietas observadas tenían un ancho de hasta 12 mm y longitudes de hasta 15 metros, y estaban precisamente en las depresiones longitudinales de los polígonos (foto 5). El ancho de estos surcos (foto 5), que en superficie tienen 0,5 m, nos está indicando



Foto 1. — Foto aérea Servicio de Hidrografía Naval 1970. Sobre el cono de acarreo se observan las grietas de contracción térmica que tienen un modelado octogonal. Las fotos 4-5 son de ese sector. Otras grietas en la esquina superior izquierda. En el centro inferior (X) está el modelado de pequeñas colinas con depresiones de termocarst; la foto 2 es de ese sector. El mar de Wedell está congelado con témpanos atrapados. (X) Perforaciones programadas.

que adentro, en el permafrost, debe haber una cuña de hielo de por lo menos un metro (Corte, 1963 a).

Aún no se han efectuado excavaciones para determinar si se trata de cuñas de hielo y/o de arena (esto está planificado para la etapa final de este trabajo); pero por la presencia de nieve y/o hielo, indistintamente, en las grietas que tienen rumbo N-S y la falta de éstos en las de rumbo E-O, vemos que hay condiciones para que se den en la misma zona de polígonos ambos tipos de cuñas: de hielo y de arena, o mezclas (Romanovskij, 1973).

Formas de fusión repetitivas a lo largo de

los taludes (fotos 6 a y 6 b) se encuentran en los acantilados expuestos hacia el norte, entre el cabo Bodman y el estrecho Nordenskjöld, y en sectores del centro de la isla. Igualmente conspicuas son las cicatrices dejadas por la fusión de las cuñas de hielo en los bordes de la meseta, las que son en parte responsables por los indeseables asentamientos que tiene la pista. Estas formas repetitivas de la fusión de las cuñas de hielo no se observan sin embargo en las pendientes expuestas hacia el sur, lo que está de acuerdo con este proceso de fusión diferencial producido por la exposición de las laderas expuestas al N, NO y NE.

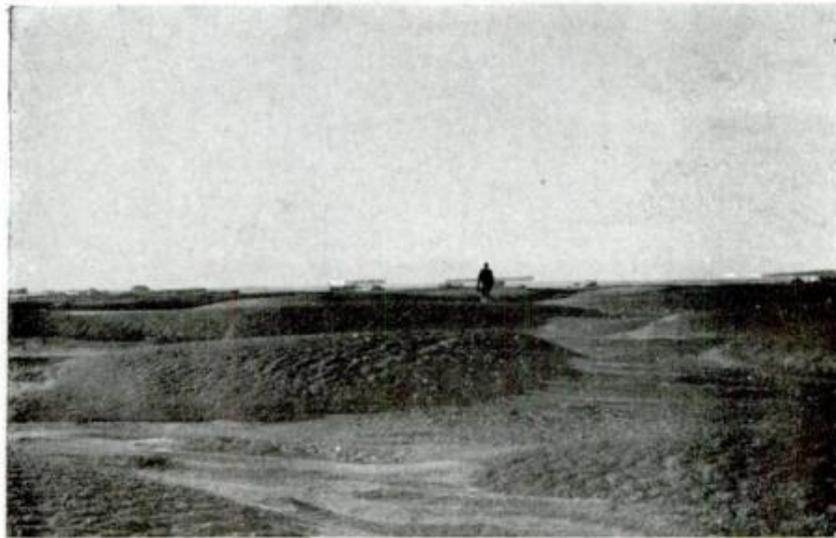


Foto 2. — Las pequeñas colinas y domos de Caleta Larsen; ver ubicación en foto 1; los domos menores están cerca del borde interno y las colinas alargadas están hacia el mar; éstas en su mayoría presentan depresión de termocarst. Perforaciones programadas en ambos tipos de estructuras, mayo, 1981.



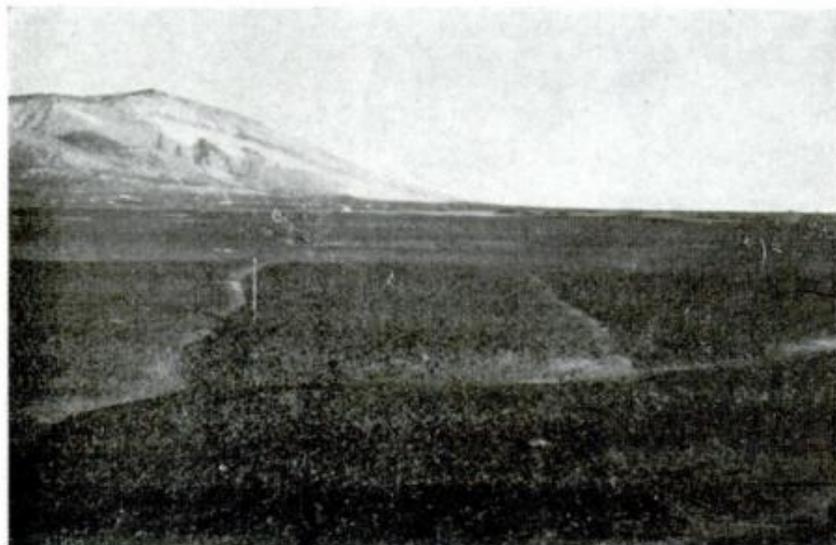
Foto 3. — Pingo de sistema abierto o cerrado de la quebrada de Díaz; mapa 1, abril, 1981.

Embalses por muros de nieve y detrito acarreados por el viento

Los lagos formados por diques de colas de nieve son una característica llamativa de la isla, y no los he visto descrito como fenómeno de regiones periglaciales o geocriogénicas.

Durante las tormentas con fuertes vientos de 100 y 200 km/h, del SO, éstos arrastran la nieve como una verdadera cortina hori-

zontal. Los terrenos del Terciario, del Cretácico y del till de la meseta proveen del material de carga para el viento. La nieve que precipita en el mar de Wedell, al estar éste congelado, no tiene obstáculos para acumularse, y es llevada hacia el norte; al pasar por Marambio-Seymour es depositada, junto con el material detrítico, en las depresiones. Hay casos en que largas colas de nieve de hasta 200 m se forman a través de los ríos (mapa 1). Dependiendo del obstáculo, llegan



Fotos 4-5.—Polígonos y grietas de contracción térmica en el cono de caleta Larsen, ver foto 1; mayo, 1981.

a tener 10 m de altura. En el sector de la quebrada Larga de Åkerlund hay un dique de 200 m de largo que desvía las aguas del delta N° 3 hacia el delta N° 1 (mapa 1). Varios diques de colas de nieve se encuentran en la pendiente norte de la meseta (mapa 1). Esta acumulación de nieve en los lugares protegidos del viento es una de las causas de la asimetría tan llamativa de la isla.

Nichos de nivación

En la parte este de la isla (mapa 1) se encuentran nichos de nivación con una parte superior de excavación en forma de nicho, una zona de flujo intermedia y una parte inferior de zona de acumulación con lóbulos

de soligeliflucción. Nichos de nivación de grandes dimensiones —300 x 400 m o más—, esculpidos al sureste de la meseta, fueron totalmente eliminados para la construcción de la base; queda sólo un sector al final de la pista.

La iniciación de las redes de drenaje, especialmente en el sector de la quebrada de Åkerlund, se produce en nichos de nivación que están preferentemente expuestos hacia el lado caliente (foto 8). El viento acumula principalmente en barlovento.

Flujos congelados ("icings") y domos de hielo

Durante el otoño y comienzos del invierno, los flujos congelados de la isla son la

característica más llamativa (foto 7). Los flujos congelados mayores y más generalizados son los del congelamiento de las aguas superficiales. He visto muy pocos flujos congelados vinculados con el congelamiento de la capa activa, o sea, domos de congelamiento estacional. En los lagos de los diques de colas de nieve, los domos de flujos congelados se forman por la tensión resultante de las presiones confinadas entre la capa que se congela en la superficie y el permafrost por debajo (foto 7).

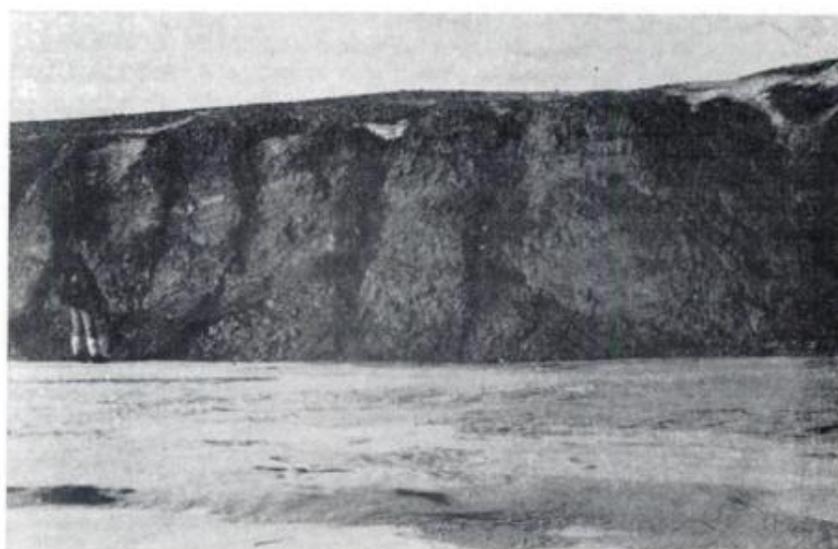
En el proceso de formación de un dique de colas de nieve los flujos congelados actúan como un agente sellador del muro de nieve de la manera siguiente: el agua embalsada detrás del dique de colas de nieve, al percolar a través del muro de nieve, se congela formando flujos congelados dentro de los bancos de nieve, haciendo un muro de icings o flujos congelados de nieve y detrito acarreado por el viento. El muro del dique es entonces un muro de nieve y detritos acarreados por el viento y sellados por los flujos que van congelándose a medida que van atravesando el muro poroso.

Soligeliflucción o geliflucción

La geliflucción es un fenómeno poco desarrollado en la isla. Solamente en la pendiente noroeste de la meseta se ven formas de geliflucción, incluso materiales de la capa activa, que al encontrarse con obstáculos, como por ejemplo una roca anclada en el permafrost, hacen que los materiales fluyan

sobre la roca. Es notorio que el lugar en donde cae el detrito es más bajo. Pequeños lóbulos de geliflucción de un metro de ancho y largo se observan en lugares de mezcla de till erosionado y detrito de rocas terciarias.

No obstante la falta de datos sobre precipitaciones, se puede decir que la isla está en un clima seco; la geliflucción es poco dominante, aun en las pendientes expuestas hacia el norte.



Fotos 6 a-6 b. — Moldes de fusión (termocarst) de cuñas de hielo, en el centro de la isla, mayo, 1981.



Foto 7. — Flujos congelados con un domo de hielo "icing" en su centro; sector norte de la isla, mayo, 1981.



Foto 8. — Vista aérea hacia el sur de la isla Seymour. Los modelados dendríticos están expuestos hacia el sector norte (caliente) en donde se acumula la nieve. En las pendientes expuestas hacia el sur (frías) el modelado es lineal, mayo, 1981.

Asimetría de pendientes

Trátase aquí de la asimetría que resulta de la fusión diferencial que existe entre las pendientes más insoladas, expuestas hacia el N, NE y NO, y las pendientes expuestas hacia el S, SE y SO. Hay dos factores que inciden en esta asimetría: 1) la radiación incidente, y 2) la acumulación preferencial de nieve en las pendientes de barlovento (las calientes).

La línea divisoria de las aguas de la isla (la Divisoria Johansen) separa a ésta (mapa

1) en dos secciones: un sector noroccidental que ocupa la mayor parte de la isla, y un sector sudoriental que ocupa el resto. El sistema fluvial en su migración hacia el sur y sureste quedó estacionario en un dique de diabasa (Rinaldi *et al.*, 1978). Si este dique no existiese, seguramente todo el drenaje de la isla tendría un componente noroccidental. En las pendientes expuestas hacia el norte la nieve acumulada, incentuada por la radiación, funde aumentando la erosión sobre esa pendiente. Los ramales de erosión iniciales, en las pendientes expuestas hacia el



Foto 9.—Hielo de superficie cubierto por detrito; flujos soligelínivofluídicos; mayo, 1981.

norte, calientes, tienen un aspecto arboriforme (foto 8); en cambio las pendientes expuestas hacia el sur, las frías, son lineales (foto 8). En esta fusión diferencial juega un papel importante el detrito mezclado con la nieve, el cual aumenta la fusión por sus propiedades térmicas de un reducido albedo.

Hay entonces una gran asimetría entre las costas calientes con componente N, NO y NE, y las frías con un componente S, SE y SO. Esta gran asimetría es causada por muchas pequeñas asimetrías que son producidas por: 1) fusión diferencial de cuñas de hielo (fotos 6 a-6 b); 2) los bancos de nieve que se acumulan en barlovento (foto 8); 3) los diques de nieve y detrito acarreados por el viento, etc. Es de hacer notar que la única costa acantilada expuesta hacia el norte, entre cerro Budman y desembocadura de quebrada de Díaz, es una costa de falla (Rinaldi *et al.*, 1978); la costa acantilada fría, entre punta Sobral y el estrecho de Nordenskjöld, no es de falla (Rinaldi *et al.*, 1978).

Esta observación tiene un aspecto aplicado: si se construyen diques de embalse en Marambio deben ser proyectados en cuencas expuestas hacia el norte o NE-NO, que ofrecen mejores posibilidades de acumulación de nieve a la par de mayores tiempos de fusión y más disponibilidad de aguas. Pero a la vez está el efecto del acarreo de sedimentos, con lo que se deberá pensar en una mayor capacidad de embalse.



Foto 10.—Pequeños polígonos de 1-2 metros de lado formados en el detrito terciario en el norte de la isla. Estos polígonos pueden ser producidos por dos causas: 1) contracción por desecación de la capa activa durante el verano; 2) contracción térmica de la capa activa en el otoño o invierno; ver figura 2.

Crioplanación

Las terrazas de crioplanación, tal como fueron descritas para el Artico (Demek, 1979), son elementos criogénicos de bajas temperaturas, temperatura media anual de -10°C (Reger *et al.*, 1979), efectos erosivos de manchones de nieve, largos tiempos criogénicos en rocas de variada dureza.

Sin embargo Washburn (1980) considera que aún no están bien establecidas las condiciones térmicas para el desarrollo de las terrazas de crioplanación. Marambio se encuentra en una zona con temperatura media

anual de -10°C (Serv. Met. Nacional, 1981); las precipitaciones aún no han sido medidas, hay dificultades por los fuertes vientos; sin embargo, por varias observaciones, se puede estimar groseramente en unos 300 mm equivalente de agua.

El rasgo morfológico más llamativo de la isla lo constituye la meseta en la cual se pueden diferenciar dos sectores: el sector más alto y casi horizontal, comprendido a lo largo de la pista, y el sector comprendido hacia el este-sureste de ésta que tiene una suave pendiente hacia el ESE, en donde se aprecian los efectos erosivos de la nieve.

La meseta está esculpida en terrenos casi horizontales del Terciario, con bancos de limolitas, muy susceptibles al levantamiento por congelamiento y por lo tanto muy fáciles de erosionar. Los glaciares probablemente erosionaron la meseta, dejando una capa de till de un espesor variable de hasta varios metros en algunos sectores. O bien, como sugieren Malagnino *et al.* (1981), el till fue depositado en una planicie de abrasión marina. En algunos lugares de la meseta se ve el till penetrado dentro del Terciario; esto puede deberse a la presión del glaciar o bien a simple crioturbación.

Otros efectos de crioturbación en la meseta lo constituyen las grietas y polígonos de cuñas de hielo de grandes dimensiones (más de 100 m de diámetro). En las fotos aéreas tomadas antes del establecimiento de la base se pueden observar grandes domos, posiblemente relacionados con el crecimiento de estas cuñas. Las máquinas han dejado al decubierto una cuña de cerca de 100 m de largo y un metro de ancho. Estas cuñas están actualmente bajo los efectos de la erosión en el sur-sureste de la pista. Se pueden observar además los efectos erosivos de manchones de nieve y sus correspondientes acarrees, que son responsables de esa suave pendiente inclinada hacia el ESE (mapa 1). Esta es la razón por la cual podemos adjudicar a los efectos erosivos de los manchones de nieve la suave pendiente que se encuentra hacia el este-sureste de la pista de Marambio. Estos efectos serán alterados por las motoniveladoras y topadoras que operan en la base.

Hielo formado en superficie cubierto por detrito

Las variadas formas de hielo de superficie: hielo glaciar, hielo de flujos congelados ("icings"), hielo de lagos, ríos, etc., pueden ser incorporados al permafrost cuando son

cubiertos por capas de detrito llevados por corrientes de fusión nival (slush-flows) (foto 9).

En los Andes centrales (Mendoza y San Juan) el hielo glaciar cubierto por detrito es un importante elemento criogénico (Corte, 1976). Aquí en Marambio el hielo de flujos congelados parece tener importancia.

Hielo de "icings" o flujos congelados cubiertos por detrito, solamente se los ha encontrado en áreas significativas en dos zonas de la isla: en la bahía Pingüinos (foto 9) y hacia el norte de la pista corta (mapa 1). Las excavaciones que se proyectan en Larsen nos dirán si son estructuras positivas de flujos congelados.

Formas menores y de selección

En varios lugares de la isla (mapa 1) se ven polígonos pequeños de 1-2 metros de diámetro, que incluyen polígonos menores desarrollados en detritos finos cohesivos del Terciario; en los lados de los polígonos puede haber selección de partículas gruesas. En otros casos los polígonos no presentan selección (foto 10).

Estas estructuras poligonales pequeñas pueden ser producidas por la desecación de los materiales finos de la capa activa cuando está descongelada en el verano, o bien por la contracción térmica de la capa activa durante el invierno (Romanovskij, 1973). El solo efecto de la contracción y producción de polígonos por desecación de una capa activa como la de Marambio, de unos 40-50 cm de espesor, puede producir celdas o polígonos de 1-2 m de diámetro (fig. 2), según se desprende de la extrapolación de experimentos de laboratorio con suelos sueltos (Corte *et al.*, 1966).

Es posible que en Marambio, además de las grandes grietas de contracción térmica del permafrost que forman polígonos de 2 a 100 m, exista la contracción térmica de la capa activa que produce pequeños polígonos de 1-2 metros de diámetro, los que a su vez pueden superponerse a los pequeños polígonos de desecación de 1-2 metros de diámetro (Romanovskij, 1973).

En el till de la meseta, en los bordes no perturbados por el hombre, se aprecia una cruda selección vertical, los bloques gruesos arriba y los finos en el fondo de la capa activa (Corte, 1963 a), la que en Marambio, indicada por la selección vertical, no excede los 50 cm.

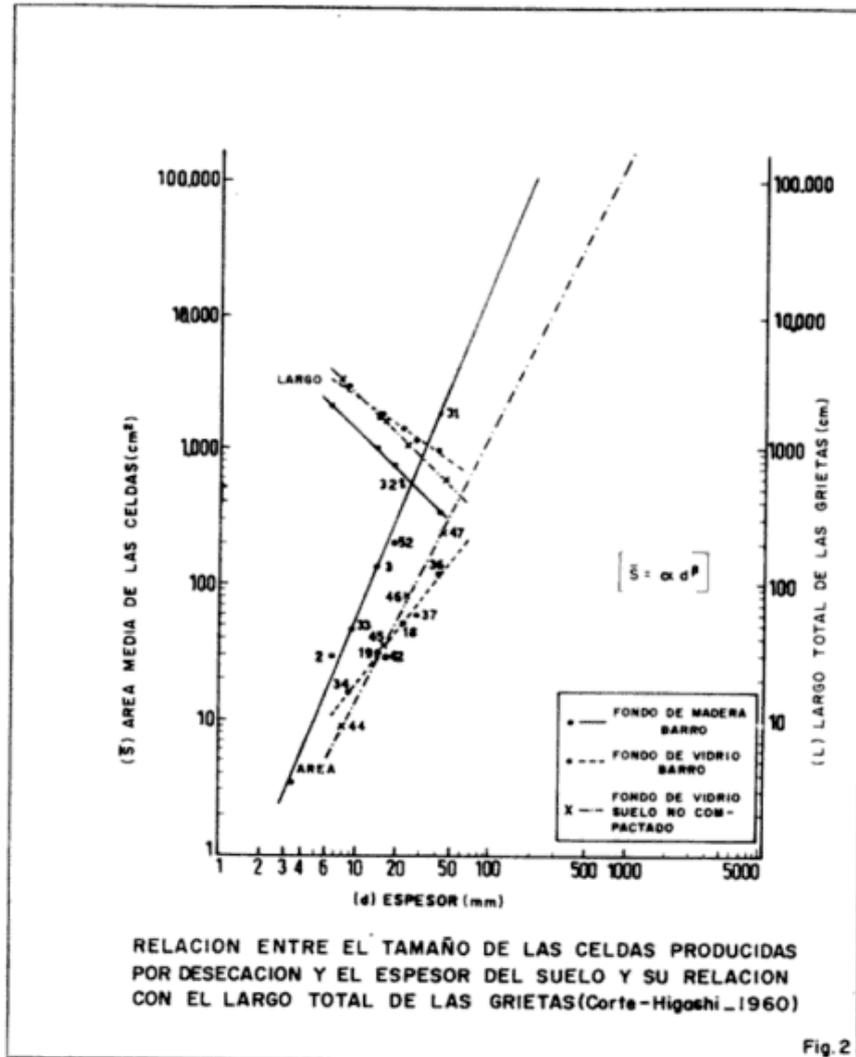


Figura 2

Red fluvial

Si se analiza la red de drenaje que surge de las fotos aéreas a escala 1:10.000 del Servicio de Hidrografía Naval, es notable la cantidad de cursos, si se tiene en cuenta el reducido número de precipitaciones que se sospecha hay en la isla.

La isla, a comienzos del otoño, nos muestra todos los flujos congelados ("icings") (foto 8). Se observan varias capas de flujos congelados producidos por días con temperaturas positivas y días con temperaturas negativas. A fin del otoño toda la isla muestra un modelado de icings o flujos congelados (fotos 7 y 8).

Este "excesivo" desarrollo de la red fluvial de Marambio, en una zona con probablemente 300 mm de precipitaciones, equivalente de agua, se debe a las siguientes causas:

1) El levantamiento de congelamiento del suelo, especialmente de la capa activa y del permafrost, hace ascender el nivel del suelo desplazando los cauces de ríos, arroyos y de pequeños cursos de agua, o sea, aumentando el número de líneas de drenaje.

2) Los flujos encauzados son desplazados además por los diques de nieve y detrito acarreados por el viento; de éste hay varios ejemplos en la isla.

3) Muchas veces el drenaje se establece a lo largo de cuerpos de hielo subterráneos, especialmente de cuñas de hielo (fotos 6a y 6b).

4) La presencia de permafrost a pocos centímetros de profundidad hace de barrera impermeable, y en terrenos horizontales puede saturar la capa activa, aumentando de

esta manera el agua disponible para la erosión hídrica.

Estas consideraciones hacen sospechar sobre la importancia que puede tener el hielo subterráneo en el aporte a los flujos, además de la nieve precipitada y acarreada por el viento. Parece sensato decir que en la isla hay dos fuentes que alimentan a los flujos: 1) aportes externos: las variadas formas de precipitación, nieve precipitada y acarreada, lluvia, etc., y 2) los aportes internos, la fusión de los variados tipos de hielo subterráneo. Sin embargo, habría que separar la nieve precipitada de la acarreada por el viento para enfatizar estas dos fuentes sobre las que no hay información en la isla. Este es un tema bastante difícil debido a que las mayores cantidades de nieve acarreada se producen con vientos superiores a los 100 km/h.

Conclusiones y recomendaciones

1. La península Antártica es una barrera que separa dos ambientes climáticos: en las costas del este, Snow Hill (cerro Nevado) imperan bajas temperaturas de $-11,5^{\circ}\text{C}$ o inferiores, mientras que en las costas opuestas del oeste, a las mismas latitudes, las temperaturas medias anuales no son inferiores a $-3,7^{\circ}\text{C}$ (Melchior).

2. Las estructuras geocriogénicas del este son estructuras de frío permafrost: grietas de contracción térmica, pingos, estructuras que requieren de una temperatura media anual inferior a -5°C . Las estructuras criogénicas del este, en cambio, son estructuras que si bien pueden formarse a temperaturas

bajas como las anteriores, se observan ya a temperaturas más elevadas: en las islas del oeste a una temperatura media anual de $-2,8^{\circ}\text{C}$ (Corte *et al.*, 1957; Chambers, 1965).

3. Esta situación actual geocriogénica en la península Antártica es de tener en cuenta para cuando se efectúan reconstrucciones paleo-ambientales, puesto que a una misma latitud y altura a ambos lados de una cadena orográfica, pueden darse ambientes geocriogénicos distintos. ¿Cómo habrá sido la situación criogénica a ambos lados de la Cordillera de los Andes en los tiempos criogénicos del Pleistoceno?

4. Los indicadores geocriogénicos descritos para la isla Vice Comodoro Marambio deben estar presentes, siempre y cuando haya rocas favorables en otras regiones de las costas del este. Sería recomendable la exploración geocriológica con este objetivo.

Agradecimientos

El autor desea agradecer muy sinceramente la valiosa ayuda y críticas proporcionadas por los colegas: doctor Werner Schwardtfeger, profesor emérito, Departamento de Meteorología de la Universidad de Wisconsin, Madison, U.S.A., y al doctor Link Washburn del Quaternary Research Center, Universidad de Washington, Seattle, U.S.A. También al Doctor Emilio González Díaz, Profesor de Geomorfología de la Universidad de Buenos Aires, le agradezco la cuidadosa corrección del manuscrito, previa a la etapa editorial.

Lista de trabajos citados en el texto

- Black, R. F. y T. E. Berg, 1963. *Patterned ground in Antarctica*. Washington Natl. Acad. Sci., Natl. Research Council, Proc. Permafrost Internat. Conf., Pub. N° 1287: 121-128.
- Corte, A. E., 1963 a. *Relationship between four ground patterns, structure of the active layer and type and distribution of ice in the permafrost*. Biul. Peryglacjalny N° 12: 7-90. También en Research Rept. N° 88, SIPRE.
- 1963 b. *Particle sorting by repeated freezing and thawing*. Science, 142, 3591: 499-501.
- 1969. *Geocryology and engineering*. Geological Soc. of America Rev. in Engineering Geology, II: 119-185.
- 1976. *Rock glaciers*. Biuletyn Peryglacjalny, 26: 175-197.
- 1981. *Geocriología general y aplicada*. En prensa.
- Corte, A. E. y A. L. Somoza, 1957. *Observaciones glaciológicas y criopedológicas en las islas Decepción, Media Luna y Melchior*. Pub. N° 4, Inst. Antártico Argentino, Buenos Aires: 65-131.
- Corte, A. E. y A. Higashi, 1960. *Experimental research on dissection cracks in soils*. U.S.A. Snow Ice and Permafrost Research Establishment-SIPRE-Res. Rept., 66: 72 págs.

- Chambers, M. J. G., 1965. *Unusual pattern ground in Deception Island, South Shetland Islands*. Bull. British Antarctic Survey, 6: 15-20.
- Demek, J., 1969. *Cryoplanation terraces; their geographical distribution, genesis, and development*. Akad. Naklad., Praha, 79, 4: 80.
- Flemal, R. C., 1976. *Pingos and pingos scars; their characteristics, distribution, and utility in reconstructing former permafrost environments*. Quat. Research, 6, 1: 37-54.
- Lachenbuch, A. H., 1968. *Permafrost: Encyclopaedia of Geomorphology*. Earth Sciences Series, edit. R. Fairbudge, III: 833-839.
- Malagnino, E. C., E. B. Olivero, C. A. Rinaldi y J. P. Sipckermann, 1981. *Aspectos geomorfológicos de la Isla Vicecomodoro Marambio, Antártida*. VIII Congreso Geol. Argentino, II: 883-896.
- Péwé, T. L., 1959. *Sand wedge polygons (tessellations) in the McMurdo Sound Region, Antarctica*. America Journ. of Sci., 257: 550-552.
- 1962. *Ice wedges in permafrost, lower Yukon River area near Galena, Alaska*. Biul. Peryglacjalny, 11: 65-76.
- Reger, R. D. y T. L. Péwé, 1976. *Cryoplanation terraces, indicators of past permafrost environments*. Quat. Research, 6, 1: 99-109.
- Rinaldi, C. A., A. Massabie, J. Morelli, H. L. Rosenmann y R. del Valle, 1978. *Geología de la Isla Vicecomodoro Marambio*. Inst. Antártico Argentino, Contrib. N° 217, 43 págs.
- Romanovskij, N. N., 1973. *Regularities on formation of frost fissure and development of frost fissure polygons*. Biul. Peryglacjalny, 23: 237-277.
- Schwerdtfeger, W., 1975. *The effect of Antarctic Peninsula on the temperature regime of the Wedell Sea*. Monthly Weather Rev., 103, 1: 45-51.
- 1979. *Meteorological aspects of the drift of ice from the Wedell Sea towards middle latitude westerlies*. Journ. of Geophys. Research, 84, C10: 6321-6328.
- Servicio Meteorológico Nacional, 1981. *Información inédita sobre temperatura media anual de Marambio*.
- Tolstijin, N. I., 1981. *Uchenie o'naledniach b'sisteme nauk o zemle (La investigación del congelamiento en el sistema de las ciencias de la tierra)*. Akad. of Sci., USSR Soviet Geophysical Com., Inv. Glaciológica, 26: 5-7.
- Washburn, A. L., 1979. *Geocryology. A survey of periglacial processes and environments*. Edit. Arnold Publishers. 406 págs.
- 1980. *Permafrost features as evidence of climatic change*. Earth Science Review, 15, 1979-1980: 327-402.

Recibido: 12 de enero, 1982.

Aceptado: 10 de octubre, 1982.

ARTURO E. CORTE

Instituto Argentino de Nivología y Glaciología
(IANIGLA)-CONICET

Casilla de Correo 330
5500 Mendoza, Argentina.

ESTUDIO PALEOMAGNETICO Y SEDIMENTOLOGICO DE AMBIENTES LACUSTRES

Parte II - Lago Moreno

MAZZONI, M. M. y A. M. SINIATO

Resumen

En esta contribución, la segunda de una serie de trabajos multidisciplinarios realizados sobre sedimentos extraídos del fondo de lagos localizados en los alrededores de San Carlos de Bariloche (provincia de Río Negro), se presentan los resultados de los estudios sedimentológicos y paleomagnéticos y los preliminares del radiométrico obtenidos de sedimentos del lago Moreno (41° S 71.5° O) y la discusión e interpretación de los mismos.

Los sedimentos del lago Moreno integran una secuencia interestratificada generalmente en capas finas, de arenas comúnmente gradadas (fangosas, limosas) y pelitas (limos, limos arenosos, fangos, fangos arenosos, arcillas y arcillas arenosas) poco seleccionadas y con un contenido medio de 1.7 % de materia orgánica. La composición mineralógica, representada esencialmente por litoclastos volcánicos, vidrios de distinta composición y textura y plagioclasas, señala una neta predominancia de aporte piroclástico-volcánico.

Se presentan los perfilajes de susceptibilidad magnética e intensidad e inclinación del magnetismo remanente natural (m.r.n.) para cada testigo extraído. En los perfiles (integrados por los perfilajes) de susceptibilidad e intensidad del m.r.n. se advierte una respuesta magnética característica para las secciones de distinta granulometría definidas por el estudio sedimentológico. Asimismo, se ha establecido, sobre la base de dicha respuesta magnética, una correlación de tipo litoestratigráfico entre los sedimentos de los testigos extraídos, lo que hace posible observar una profundización de las secciones más bajas y un engrosamiento de las más superficiales hacia el centro del espejo de agua.

Se sugiere una correlación cronoestratigráfica entre los sedimentos de los testigos, basada sobre los perfiles de inclinación y declinación de la m.r.n., la cual es consistente con la litoestratigráfica.

Se presentan los primeros datos C^{14} obtenidos, los que dan edades de 4730 ± 140 y 7540 ± 160 años para profundidades de 225 y 335 cm, respectivamente.

La información recogida es coincidente en indicar una sedimentación holocena-actual para los depósitos del lago Moreno y similar en líneas generales con la obtenida para el lago El Trébol.

Abstract

In this paper, the second of a group of multidisciplinary studies which were carried out on the material extracted from the bottom of lakes in the vicinity of San Carlos de Bariloche (Province of Río Negro), the sedimentologic, paleomagnetic and the preliminar radiometric results obtained from sediments of the Moreno lake (41° S 71.5° W) and their discussion are given.

The sedimentologic study carried out in one of the cores indicated an interstratified sequence (mostly thin layered) of sands (silty and muddy) and pelites (silts, sandy silts, muds, clays and sandy clays) badly sorted, and with an average content of 1.7 % of organic matter. Sands and pelites are mainly composed by volcanic lithic fragments, shards with different texture composition and color, and plagioclases, which reveal a strong pyroclastic-volcanic supply.

Logs of the magnetic susceptibility and the intensity and the inclination of the natural remanent magnetization (n.r.m.) for each core are presented. The profiles (integrated by the logs) of susceptibility and intensity of n.r.m. show a typical magnetic response for the sections of different size grain defined in the sedimentologic study. Lithostratigraphic tie-lines among the sediments of the different cores were established on the basis of those magnetic parameters; they indicate that the lowest sections are deeper and the upper ones thicker towards the middle of the lake.

Chronostratigraphic tie-lines among the sediments of the cores, suggested by the inclination and declination of n.r.m.-profiles are consistent with the lithostratigraphic ones.

Radiometric age determination (C^{14}) indicated 4730 ± 140 and 7540 ± 160 years for the depth 225 and 335 cm, respectively, of one of the cores.

The sedimentologic, palaeomagnetic and radiometric data indicate a Holocene-Present age for the sedimentation of the Moreno lake, similar to the one obtained previously for El Trébol lake.

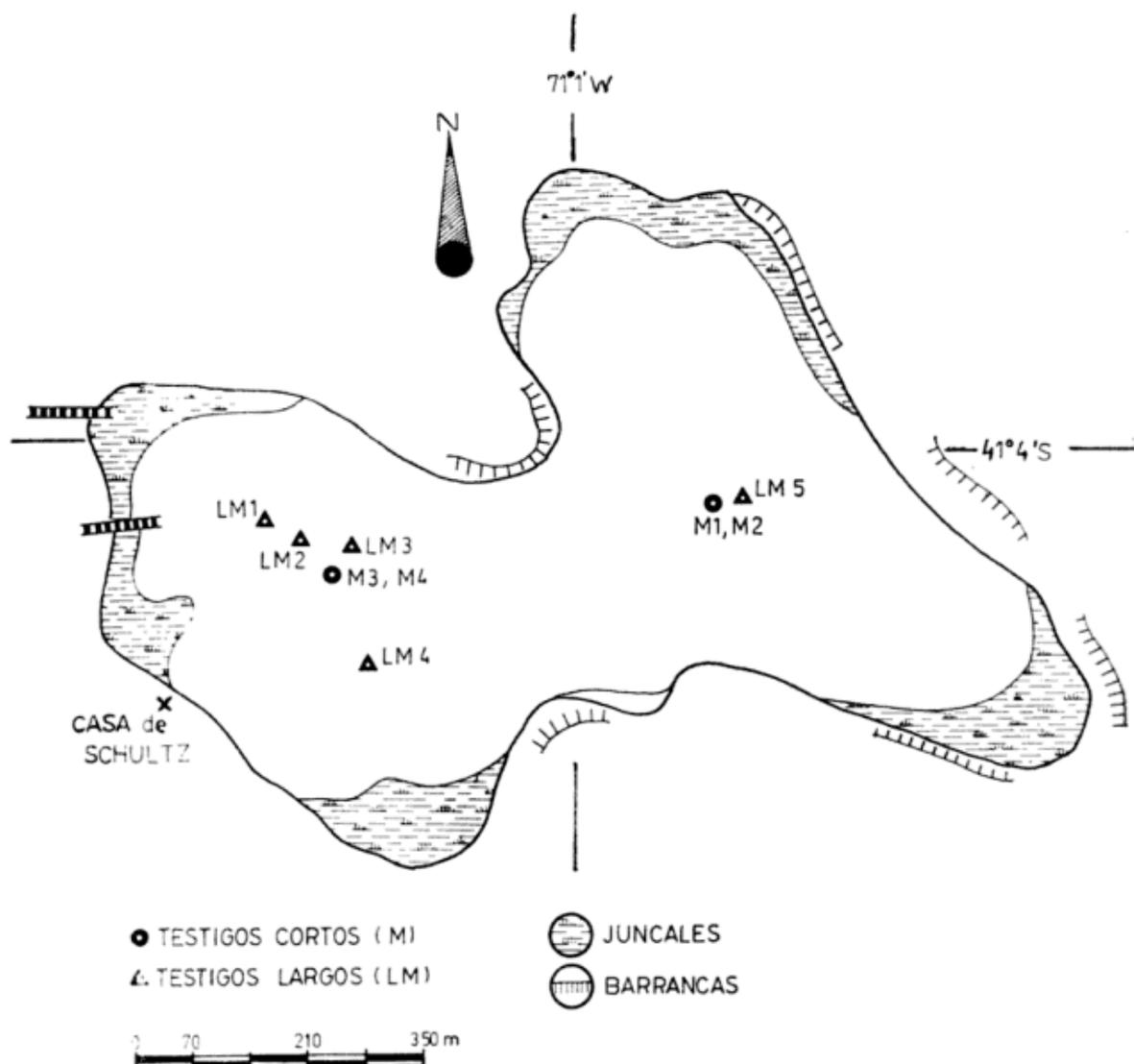


Fig. 1. — Mapa de ubicación de los testigos extraídos en el Lago Moreno.

Introducción

La presente contribución es la segunda correspondiente a una serie de trabajos realizados sobre el material extraído del fondo de lagos localizados en los alrededores de San Carlos de Bariloche (provincia de Río Negro). La finalidad de estos trabajos es la presentación de los resultados de los estudios paleomagnético, sedimentológico, palinológico y radimétrico de los sedimentos de testigos obtenidos mediante un equipo de extracción portátil (Mackrereth, 1958, 1969) y la aplicación de dichos resultados a su correlación y al conocimiento del régimen en el cual los mismos se formaron.

La descripción general de la geología, de

la fisiografía y del clima del área circundante a los lagos estudiados y las distintas metodologías empleadas han sido expuestas en la primera contribución de esta serie (Valencio *et al.*, 1982). Aquí se presentarán los resultados correspondientes a los testigos del Lago Moreno ($41^{\circ}\text{S } 71.5^{\circ}\text{W}$) y la discusión e interpretación de los mismos. El estudio palinológico se encuentra aún en ejecución y será dado a conocer en un futuro trabajo.

El lago Moreno es un cuerpo de agua permanente ubicado al Sur del Lago Nahuel Huapi. El muestreo se realizó en la zona noreste del lago, la que se encuentra separada del cuerpo principal por juncales, y tiene una extensión aproximada de 0.5 km^2 (Fig. 1)

Esta zona posee en su parte más honda un fondo plano, siendo allí la profundidad del agua constante, en promedio de 9 m. En la periferia se observan juncales y barrancas bajas.

Se extrajeron cuatro testigos cortos (M) y cinco largos (LM), cuyas longitudes aproximadas son 1.5 m y 6 m, respectivamente. La ubicación relativa de los sitios de muestreo se observa en la Fig. 1; el material del testigo LM 1 se perdió durante la extracción.

Sedimentología

Característica de los sedimentos

El muestreo de las unidades sedimentarias fue realizado según las mismas técnicas y pasos desarrollados para el lago El Trébol (Valencio *et al.*, 1982). En esta oportunidad se dispuso de mejores posibilidades de muestreo, por lo que se pudo efectuar un mayor número de análisis (37) y observaciones con más detalle.

La columna litológica del testigo LM5 está integrada por un conjunto de arenas y pelitas que por su aspecto general son bastante semejantes a las correspondientes al testigo analizado del lago El Trébol (Valencio *et al.*, 1982). Así, la coloración predominante es oscura, especialmente en distintos matices del oliva, del gris, del negro, y con muy escasas intercalaciones de coloración más clara (Fig. 2). Prácticamente la mitad de las muestras corresponden el oliva moderado (5Y 4/4), y la cuarta parte al gris oliva (5Y 3/2) (Rock Color Chart, 1975). A los fines de la simplificación, los colores han sido individualizados en la Fig. 2 de la siguiente forma: 1 y 2, negro (N); 3 y 4, gris oscuro (G.O.); 5 Y 6/4 y 5 Y 5/6, oliva claro (O.C.); 5Y 5/2 y 5Y 4/4, oliva mediano (O.M.); 10Y 4/2 y 5Y 3/2, oliva oscuro (O.O.), y 8, blanco (B).

Los sedimentos del lago Moreno, evaluados según la escala de Ingram (1954), muestran unidades de variada potencia. Sin embargo, se advierten algunas diferencias importantes comparadas con las del Trébol. Así, por ejemplo, las pelitas (71.2 %), menos abundantes que en el perfil del Trébol, conforman más comúnmente unidades sedimentarias de carácter delgado (47.1 %) en lugar de gruesas, que son las menos (23.4 %); las medianas son también escasas (29.5 %). Las capas arenosas, a pesar de integrar volú-

menes más importante (28.9 %), son todas también de estratificación delgada.

Se ha efectuado una subdivisión del testigo en sectores según la predominancia y características de los tipos litológicos sobre la base de estructuras y texturas. Debemos advertir a este respecto, que la delimitación de los mismos es mucho más imprecisa que en El Trébol, debido especialmente a la ausencia de unidades pelíticas gruesas y a una mayor interstratificación. La falta de correspondencia megascópica entre niveles de uno y otro lago hacen necesario advertir que, *prima facies*, las correlaciones litológicas entre tramos homólogos de los testigos Trébol y Moreno son muy dudosas, sobre todo a partir de los sectores superiores hacia abajo. De cualquier modo es posible discriminar una serie de secciones (Fig. 2), que de arriba hacia abajo son las siguientes: la primera (I), desde la muestra 37 al techo de la 32, está caracterizada por la predominancia pelítica en capas medianas y gruesas, y psamitas escasas no gradadas; la segunda (II) (va desde la muestra 32 hasta los 157 cm) lleva la mayor concentración de materiales más gruesos en capas finas y netamente gradadas; la tercera (III), es netamente gradada, con estratificación algo más espesa que la anterior, se extiende hasta la base de la muestra 19; la sección IV, de carácter pelítico con estratos medianos y gruesos con algunas intercalaciones de material grueso poco gradado, se extiende hasta los 330 cm; y finalmente por debajo de esta profundidad vuelve a aparecer otro conjunto (sección V) eminentemente arenoso, que hacia la parte inferior se hace fino para terminar en un polvo volcánico claro (muestra 1) muy conspicuo, que no fue detectado en las muestras del Trébol.

Análisis granulométrico

Dada la semejanza general entre las muestras de Moreno y las del Trébol, las mismas fueron preparadas para el examen granulométrico y analizadas en sus distribuciones de tamaño, según el procedimiento descrito en Valencio *et al.* (1982). Al respecto debemos señalar que los contenidos de materia orgánica determinados para el lago Moreno son sensiblemente más bajos que los del Trébol, ya que no superan el 5.3 % en peso de la muestra original; la mayoría de los tenores está entre 0.5 % y 2 %. El contenido medio de materia orgánica de las pelitas (2.0 %) es aproximadamente el doble del

de las psamitas (0.9 %) las que a su vez no muestran diferencias marcadas en función de su mayor o menor tamaño de grano (Figura 2). El promedio general de materia orgánica es de 1.7 %; la cantidad de dicha materia parece ser más alta en la parte superior de la secuencia (secciones I y II).

En cuanto a la distribución de las clases de tamaño mayor (Fig. 2) se advierte claramente la similitud granulométrica de las muestras del lago Moreno con las del Trébol, y por este motivo se han empleado los mismos elementos nomenclaturales para su clasificación (Folk, 1954) y porcentos de fracciones mayores a arena mediana y a gruesa, para las muestras de arena.

También en estos sedimentos se observa mezcla de las tres clases de tamaño (Fig. 2) carácter indicativo de bajo seleccionamiento general. Los porcentos ponderados promedio para todo el testigo son de 26.1 % de fracción arena, 30.4 % de limo y 43.5 % de arcilla. Estos porcentajes son muy semejantes a los señalados para el Trébol; la diferencia radica en el aumento relativo de la arcilla para el Moreno. Dicha similitud, especialmente para la fracción arena, junto a la mayor presencia de capas arenosas y de sedimentos más arcillosos en capas menos espesas, permiten inferir mecanismos sedimentarios algo diferentes para este lago, que han producido una mejor separación entre arena y arcillas que en El Trébol. Al respecto, es de señalar que los máximos de arena para muestras individuales son muy parecidos para los dos lagos (entre 70 y 80 %); algo semejante acontece con los limos. En cambio, la arcilla en el Moreno supera el 60 % en varias muestras cuando en las del Trébol ninguna excede el 40 %.

Composición

La composición mineral representada por escorias, líticos basálticos y porfíricos, pumitas ácidas y básicas, vitroclastos macizos y pumíticos (incoloros y coloreados), plagioclasas, hipersteno, olivina, augita, y hornblenda denota procedencia volcánico-piroclástica casi exclusiva (la que será analizada con mayor detalle en otra contribución, Mazzoni, 1982) y es muy semejante en especies minerales y relaciones porcentuales a las establecidas en El Trébol (Valencio *et al.*,

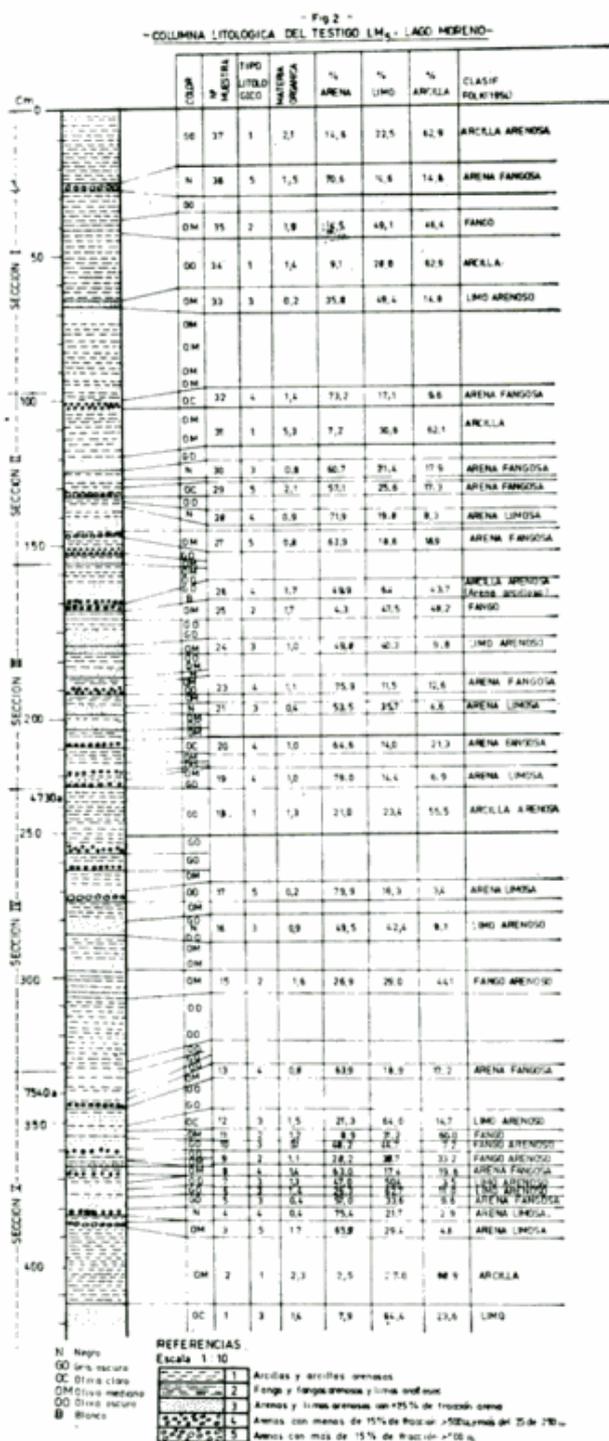


Fig. 2. — Columna litológica del testigo LM5, Lago Moreno.

1982). Sin embargo, si bien los componentes y las concentraciones locales de algunos de ellos son comunes a ambos depósitos lacustres, las correlaciones composicionales preliminares intentadas no han resultado satisfactorias. En efecto, los concentrados compo-

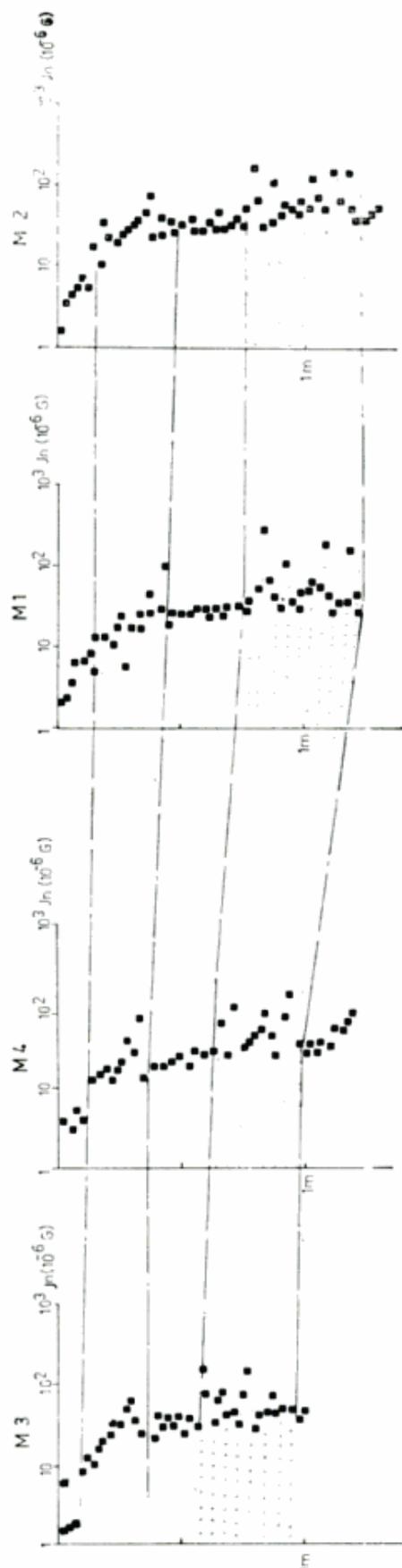


Fig. 3. — Lago Moreno. Perfil constituido por los perfiles de intensidad de la magnetización remanente natural (J_n), correspondientes a los testigos cortos. Referencias en fig. 5.

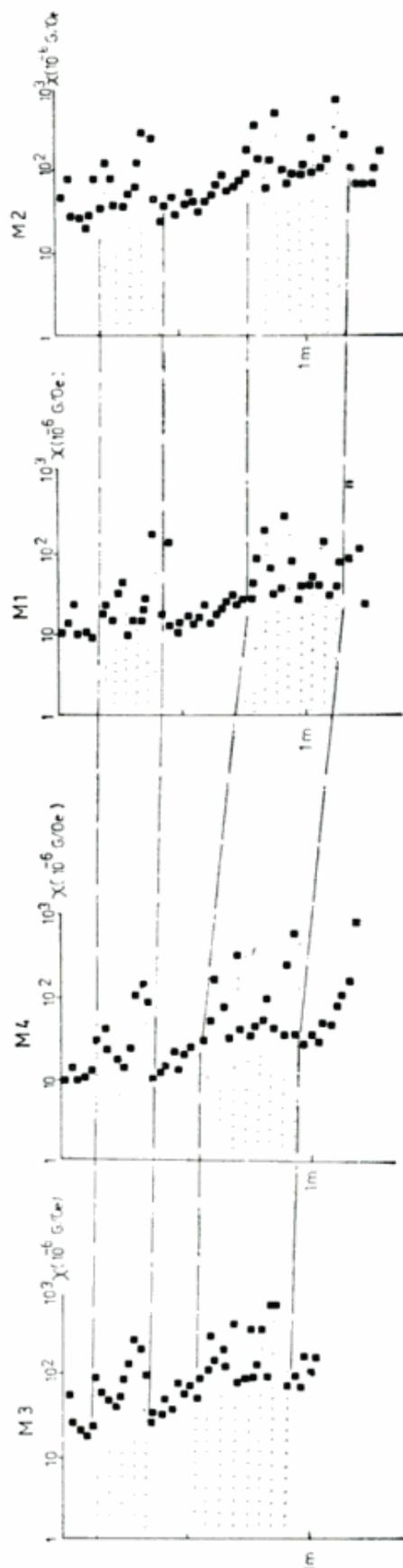


Fig. 4. — Lago Moreno. Perfil constituido por los perfiles de la susceptibilidad (χ), correspondientes a los testigos cortos. Referencias en fig. 5.

sicionales semejantes de ambos testigos, con buenas posibilidades de erigirse en niveles guías de correlación, se asocian con otros rasgos que hacen dudoso su valor en este sentido. Así, es posible advertir que se ubican a alturas muy variables en uno u otro testigo, en capas con muy disímil granulometría y aún con muy distinto espesor. Esta circunstancia, sumada a problemas semejantes mencionados para los aspectos texturales, que no sólo se presentan en niveles, sino aún en secciones sedimentarias completas, determinan la imposibilidad de correlacionar en forma más o menos clara, hasta el momento, ambas columnas sedimentarias. Se estima, sobre la base de análisis tentativos, que tampoco el empleo de otras variables sedimentológicas de mayor detalle (parámetros estadísticos, porcentajes minerales, etc.) podría sugerir una correlación más segura sin la utilización de otros elementos de juicio. En este sentido, el apoyo en la información radimétrica, paleomagnética y paleobotánica, y en sus relaciones mutuas, será de crucial importancia en las tareas de correlación entre testigos, y motivo suficiente para constituirse en el tema central de una investigación específica de tipo interdisciplinario que se encarará en un futuro próximo.

Estudio paleomagnético y radimétrico

Muestreo y técnicas de análisis

Se obtuvieron un total de 204 muestras de los testigos cortos y 619 de los largos para el estudio paleomagnético y se eligieron cinco niveles para la datación radimétrica. Los muestreos fueron realizados en forma análoga a la utilizada para el material del lago El Trébol.

El estudio paleomagnético consistió en medir la magnetización remanente natural de los especímenes y someter a los mismos a procedimientos de desmagnetización por campos alternos (Valencio, 1965 y 1980) para detectar el magnetismo remanente estable. Asimismo se midió la susceptibilidad magnética de todas las muestras. Más detalles de las técnicas de análisis pueden hallarse en Valencio *et al.* (1982).

Resultados paleomagnéticos

En la Fig. 3 se ha presentado el perfil constituido por los perfilajes de la intensidad de la magnetización remanente natural (J_n) en función de la profundidad correspondientes a los testigos cortos M1, M2, M3 y M4. Los dos últimos fueron extraídos unos 500 m al sur de los dos primeros (Fig. 1). Los rasgos magnéticos que se observan para los cuatro perfilajes son similares, permitiendo trazar líneas de correlación entre ellos. Cabe mencionar también que, mientras dichas líneas de correlación son prácticamente horizontales entre los perfilajes de testigos extraídos de un mismo sitio, ellas permiten detectar una profundización, aparentemente acompañada por una mayor acumulación de material, en los testigos M1 y M2, respecto de los M3 y M4 (es decir una profundización hacia el noreste).

En la Fig. 4, donde se presenta el perfil integrado por los perfilajes de la susceptibilidad (χ), se observan, en cada uno de ellos, características similares a las de la Fig. 3, lo que sugiere que las mismas son reflejo del contenido y composición de los minerales magnéticos y no de la intensidad del campo magnético terrestre (c.m.t.) presente durante la depositación y consolidación de los sedimentos.

En la Fig. 5 está representado el perfil constituido por los perfilajes de J_n correspondientes a los testigos largos (Fig. 1); los mismos se han nivelado en sus tramos superiores teniendo en cuenta que los perfilajes de los testigos cortos mostraron que la correlación entre los estratos más superficiales es prácticamente horizontal.

Comparando la Fig. 3 y 5 se hace evidente que los testigos cortos permiten rescatar información que no siempre queda registrada en los largos, ya que con frecuencia el material de la parte superior de estos se pierde o resulta alterada durante la extracción. Así, observando los perfilajes de M4 y LM3 (testigos extraídos de sitios muy próximos entre sí, Fig. 1) es fácil notar que por encima de la zona de J_n aproximadamente constante registrada en los sedimentos más superficiales del M4 existe una porción que presenta un aumento de J_n y luego una marcada disminución de dicho parámetro. Esta porción, que no está presente en el testigo largo, se observa también en los otros testigos cortos.

En la Fig. 5 se han marcado los límites de las secciones definidas por el estudio sedimentológico en el perfilaje correspon-

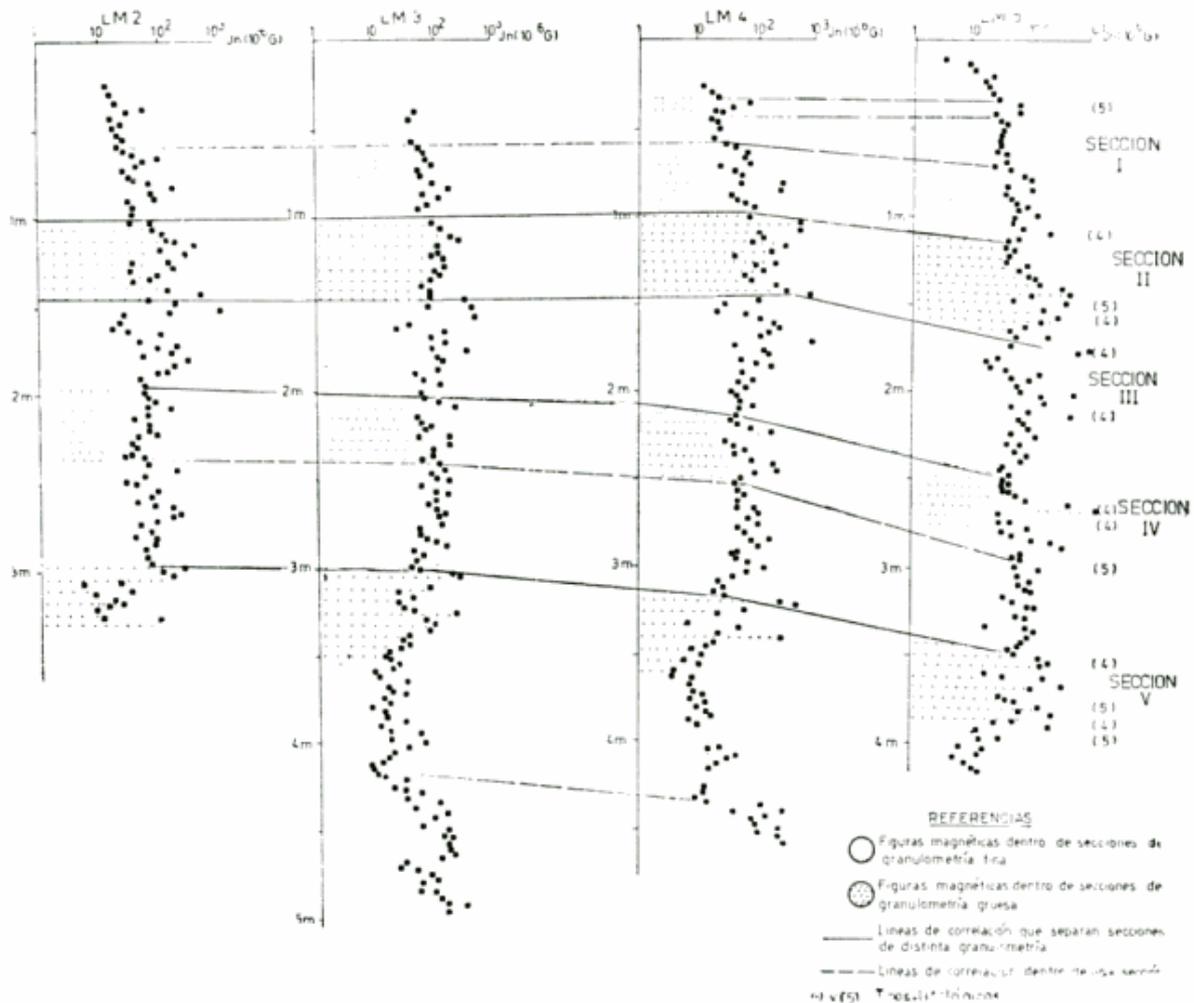


Fig. 5. — Lago Moreno, Perfil constituido por los perfilajes de intensidad de la magnetización remanente natural (J_n), correspondientes a los testigos largos.

diente al testigo LM5 y a partir de la comparación de las figuras magnéticas correspondientes con las registradas en los otros perfilajes se identificaron dichas zonas en los testigos restantes. En líneas generales se observa una mayor profundidad de las interfaces definidas en el perfilaje LM5 con respecto a la de los restantes, excepto en el tramo más superior. Considerando que la ubicación del sitio de extracción del testigo LM5 es muy próxima a las de M1 y M2, esto confirma lo que ya se vislumbraba en la Fig. 3: una mayor profundización de los sedimentos hacia el noreste del lago; al observar los perfilajes de los testigos largos queda claro que como consecuencia de una mayor acumulación en este sector del lago durante la deposición de las secciones I y II se logra la horizontalización de los estratos más jóvenes.

En la Fig. 5 se han individualizado aquellos estratos, dentro de una sección dada del

testigo LM5, clasificados por el estudio sedimentológico como de granulometría gruesa (5) o mediana (4), los que coinciden casi en su totalidad con picos de alto valor de J_n . Esta concordancia permite observar la continuidad de la mayoría de dichos estratos en los otros testigos en los que no se ha realizado el estudio sedimentológico.

Los perfilajes de χ de los testigos largos (no presentados por razones de espacio) repiten los rasgos magnéticos observados en la Fig. 5, confirmando lo expresado para los testigos cortos respecto de la comparación de los perfiles de J_n y χ : los rasgos magnéticos son reflejo del contenido y composición de los minerales magnéticos.

En la Fig. 6 se presentan los perfilajes de la inclinación (I) del magnetismo remanente estable y se han marcado las interfaces entre las secciones de distinta granulometría; en el perfilaje correspondiente al LM5, esto se hizo

utilizando los límites definidos por el estudio sedimentológico, y en los correspondientes a los restantes testigos, usando la extensión de dichos límites sugerida por los perfilajes de J_n (Fig. 5) y χ . Se debe mencionar que la inclinación así como la declinación del magnetismo remanente estable (a diferencia de J_n y χ) son parámetros sensibles a factores espúreos (ruidos), generalmente de alta frecuencia (Valencio *et al.*, 1982), los que pueden enmascarar la verdadera información, o sea las variaciones paleoseculares del c.m.t. registradas en los testigos. Sin embargo, a partir de la vinculación marcada es posible ver ciertos rasgos en los distintos perfilajes que pueden correlacionarse. Particularmente se puede observar la semejanza en el carácter de la figura magnética que aparece inmediatamente por debajo del límite entre las secciones IV/V: el pase se pone en evidencia por un aumento en los valores absolutos de la inclinación, seguido de una brusca disminución de los mismos. En cuanto al límite I/II la similitud en el

carácter de la figura magnética por debajo de dicha interfase no es tan obvia, pero nuevamente se observa un aumento en los valores absolutos de inclinación seguido por un decrecimiento.

Superpuesto al ruido de alta frecuencia se insinúa una oscilación de frecuencia más baja, particularmente en los perfilajes de los testigos LM2, LM3 y LM4, la que ha sido bosquejada en la Fig. 6; en el de LM5, de existir dicha oscilación parecería estar totalmente enmascarada por el ruido. Si tenemos en cuenta que éste puede ser producido, entre otros factores, por condiciones locales de depositación, resulta razonable que el perfilaje de I del LM5 presente características particulares, dado que dicho testigo fue extraído de una zona del lago alejada de los restantes sitios de muestreo. Se observa que la ubicación de los máximos y mínimos de la oscilación de baja frecuencia mencionada se correlaciona en forma coherente con los límites de las secciones definidas en el estudio sedimentológico.

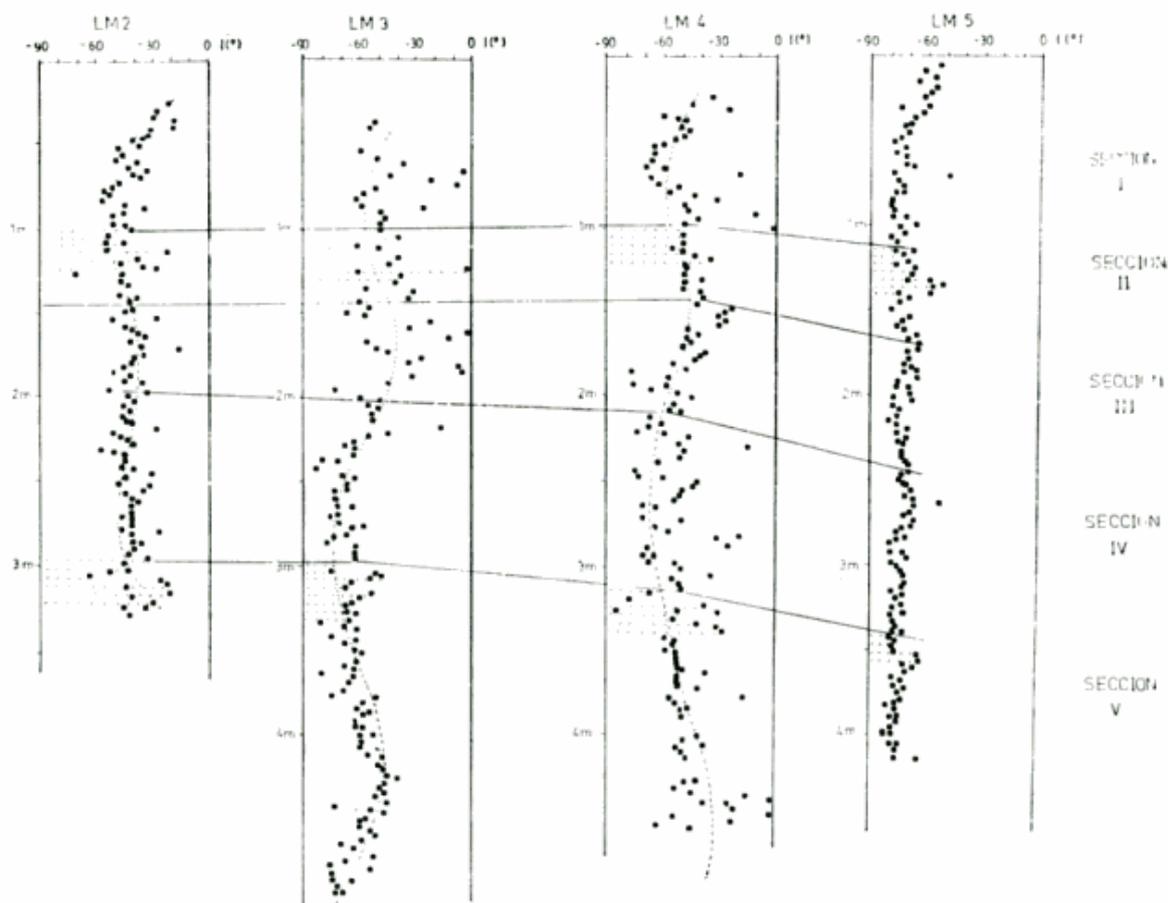


Fig. 6. — Lago Moreno. Perfil constituido por los perfilajes de inclinación (I), correspondientes a los testigos largos. En líneas punteadas se ha esbozado la oscilación de baja frecuencia registrada y enmascarada por las de alta frecuencia.

En los perfilajes de declinación correspondientes a los testigos largos no se observan semejanzas obvias entre las figuras magnéticas definidas en los diferentes perfilajes; sin embargo, superpuesta a las oscilaciones de alta frecuencia, tal como se describió para los perfilajes de inclinación, aparece una oscilación de baja frecuencia. Nuevamente se observa que hay coherencia entre la correlación de los máximos y mínimos de la oscilación de baja frecuencia y los límites entre las secciones.

Resultados radimétricos

Se dispone de los resultados de dos de las dataciones por el método ^{14}C encargadas al Nerc Radiocarbon Laboratory of the Scottish Universities, Research and Reactor Central (Glasgow, Gran Bretaña); las mismas se realizaron sobre muestras del testigo LM3. Los resultados obtenidos fueron: 4730 ± 140 años para la más joven, ubicada a unos 225 cm de la superficie (sección II) y 7540 ± 160 años para la más antigua, a unos 335 cm de profundidad (sección III) (Cuadro I). Estos resultados deben ser tomados como preliminares hasta que se posea la totalidad de las dataciones solicitadas.

CUADRO I. — Dataciones por el método ^{14}C realizadas sobre muestras del testigo LM3

Profundidad de la muestra (cm)	(Edad (años))	$\delta^{13}\text{C}$
225	4730 ± 140	- 22.2 ‰
335	7540 ± 160	- 20.9 ‰

Conclusiones

Los sedimentos del testigo LM5 están constituidos por un conjunto de pelitas y psamifas de coloración general oscura, en estratos comúnmente finos. Presentan predominio de la fracción arcilla, baja selección y contenidos medios de materia orgánica de 1.7 %. La composición de la fracción clástica, altamente inmadura por composición y textura, denota un aporte netamente piroclástico, representado por gran abundancia de escorias, líticos volcánicos, pumitas ácidas, vitroclasas ácidas y básicas, plagioclasas, hipersteno, augita y olivina.

Las cinco secciones litológicas establecidas

no están definidas en forma muy precisa, ya que muchas veces sus rasgos característicos se transgreden mutuamente. A pesar de esto es posible observar una respuesta magnética asociada a los cambios granulométricos generales de esas secciones. Así, en las de tamaño de grano más grueso tanto los valores de J_n como de χ son más altos en promedio, resultando figuras magnéticas con valles y picos menos pronunciados y más anchos. Esta correspondencia entre litología y respuesta magnética ha podido corroborarse más detalladamente al comprobarse la coincidencia de valores máximos de J_n y χ con estratos en los que predominan la granulometría gruesa (litologías 4 y 5, Fig. 2 y 5), aún dentro de las secciones caracterizadas por su granulometría fina.

Sobre la base de los perfilajes magnéticos J_n y χ de cada uno de los testigos del lago Moreno se ha podido establecer una correlación estratigráfica entre los mismos, que por lo apuntado en el párrafo anterior puede corresponder a una correlación de tipo litológico. Esto hizo posible registrar una profundización de los estratos y variaciones de espesor en las secciones superiores estudiadas hacia el sector del lago donde se extrajeron los testigos M1, M2 y LM5. Estos testigos se encuentran algo aislados de los restantes y en una posición bastante más central en el cuerpo lacustre.

Las características sedimentológicas y paleomagnéticas descriptas son similares a las encontradas para los depósitos del lago El Trébol (Valencio *et al.*, 1982). Estos rasgos, sumados a otras analogías fisiográficas, geológicas y geográficas nos permiten establecer que las condiciones genéticas generales de ambos cuerpos lacustres han sido semejantes. En este aspecto, la acumulación está íntimamente ligada a efusiones volcánico-piroclásticas, acaecidas desde el Post-glacial hasta el Actual, hecho que queda documentado por las características composicionales y texturales de los sedimentos, las edades radimétricas y la polaridad normal de su magnetismo remanente.

Agradecimientos

Los autores desean expresar su agradecimiento a la Universidad de Buenos Aires, al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, al British Council, a la Universidad de Edimburgo y al Nerc Radiocar-

bon Laboratory of the Scottish Universities, Research and Reactor Centre que hicieron posible la realización del presente trabajo.

Desean agradecer también la colaboración del Dr. Creer en los estudios paleomagnéticos

de parte de las muestras, y expresar su reconocimiento a los socios y autoridades del Club de Regatas de Bariloche, que colaboraron desinteresadamente en las tareas de extracción de testigos.

Lista de trabajos citados en el texto

- Folk, R. L., 1954. *The distinction between grain size and mineral composition in Sedimentary rock nomenclature*, Jour. Geol., 62: 344-359.
- Ingram, R., 1954. *Terminology for the thickness of stratification and parting units in sedimentary rocks*. Geol. Soc. Am. Bull., 65: 937-938.
- Marckereth, F. J. H., 1958. *A portable core sampler for lake sediments*. Limno. Oceanog., 3: 181.
- 1969. *A short core sampler for subaqueous deposits*. Limnol. Oceanog., 14: 145.
- Mazzoni, M. M., 1982. *Sedimentología de depósitos lacustres postglaciales, Pcia. de Río Negro, República Argentina*. En preparación.
- Rock Color Chart, 1975. Geol. Soc. Am., Boulder, Colorado.
- Valencio, D. A., 1965. *Resultados preliminares del estudio paleomagnético del basalto de la Barda Negra*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XX, (1): 7-28.
- 1980. *El magnetismo de las rocas*. Editorial Universitaria de Buenos Aires. P. 351.
- Valencio, D. A., K. M. Creer, A. M. Sinito, J. F. Vilas, M. M. Mazzoni L. A. Spalletti, E. J. Romero y C. A. Fernández, 1982. *Estudio paleomagnético, sedimentológico y palinológico de ambientes lacustres. I. Lago El Trébol (Prov. de Río Negro)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXVII (2): 183-204.

Recibido: 8 de febrero, 1982.

Aceptado: 5 de agosto, 1982.

MARIO M. MAZZONI

Centro de Investigaciones Geológicas.
Paseo del Bosque s/n.
1900 La Plata.

ANA M. SINITO

Con. Nac. de Inv. Cient. y Técnicas
Facultad Ciencias Exactas y Naturales.
Ciudad Universitaria, Pabellón 2
14428 Buenos Aires.

NOTAS BREVES

DATOS ISOTOPICOS DE PLOMO DE LA MINERALIZACION DE LA MINA LA HELVECIA, PROV. DE LA RIOJA

MILKA K. de BRODTKORB y ALEJO BRODTKORB

Introducción

El yacimiento La Helvecia fue considerado por Brodtkorb y Brodtkorb (1973 y 1980) y Brodtkorb (1979) como un depósito estratoligado en el que se presentaban diferentes tipos de mineralizaciones.

Recientemente se adicionaron estudios isotópicos de plomo que son discutidos en este trabajo. Los análisis fueron efectuados por Stephen Kish del Servicio Geológico de los Estados Unidos de Norteamérica y la interpretación isotópica por el doctor Bruce Doe, Jefe de la Sección Geológica Isotópica del mencionado Instituto, a quienes se reconoce muy especialmente su cooperación en este trabajo. Asimismo se quiere agradecer al doctor E. Linares por los comentarios críticos realizados.

Geología

Se consignarán sucintamente las Formaciones que integran la secuencia estratigráfica del área próxima a la Mina La Helvecia, las que fueron descriptas con más detalles en un trabajo precedente (Brodtkorb, 1979).

La Formación San Juan, constituida por calizas, se extiende al oeste del cerro Urcuschún. Petrográficamente estas calizas están compuestas por micritas y subsparitas parcialmente dolomitizadas. En la parte superior de los bancos se desarrolló una brecha calcárea con clastos subangulosos de caliza y matrix calcítica. El ambiente de depositación de estas calizas permite distinguir (Beresi, 1981) dentro de la secuencia calcárea un ambiente de plataforma marina abierta que grada a otra de plataforma interna marina restringida. Esto estaría caracterizado por de-

positaciones intertidales predominantes asociadas a depositaciones subtidales y de barrera. Sus constituyentes orgánicos permiten caracterizar un medio de depositación donde el agua debió ser tibia, oxigenada y dentro de la zona fótica (Beresi, *op. cit.*).

Los sedimentos del Carbónico han sido diferenciados (Brodtkorb, 1979) en una secuencia continental y marina, Formación Volcán, y otra netamente continental denominada Formación Panacán.

Por los caracteres litológicos, en la Formación Volcán se distinguieron tres miembros, siendo el contacto entre los mismos transicional y concordante. El miembro más antiguo, Cabeza de Montero, está formado por conglomerados provenientes de un amplio abanico aluvial con clastos poco transportados y cemento calcáreo. Este depósito turbidítico se habría formado adyacente a un alto aflorante de calizas ordovícicas ubicado al norte del actual río Guandacol, a la latitud del cerro Urcuschún.

Luego le sigue el Miembro Inferior formado por fanglomerados y areniscas rojo moradas. Estos depósitos son interpretados como sedimentos netamente continentales, en un ambiente fluvial de modesta a baja energía.

El Miembro Superior se inicia con areniscas cuarcíticas blanquecinas de buena selección composicional y madurez textural que han sido depositados en un ambiente de playa costera de alta energía. Hacia arriba se pasa a vaques cuarzosas y fangolitas cuarzo-micáceas de colores blanquecinos con esporádicos paleocanales psefíticos. Este miembro registra un corto lapso de sedimentación marina costera que pasa transicionalmente al

ambiente netamente continental de la Formación Panacán.

La Formación Panacán está compuesta por fangolitas y areniscas amarillentas y rojizas con intercalaciones locales de niveles psefíticos.

La estratigrafía de la zona se completa con depósitos aterrazados y de acarreo del Cuartario.

En la región se destacan tres tipos de rocas ígneas. La primera, denominada "rocas volcánicas-subvolcánicas alteradas", se encuentra intensamente alterada, no clasificable, dispuesta en posiciones levemente discordantes respecto a los bancos de la Formación San Juan. Fue localizada únicamente en interior mina y no exteriormente, posiblemente por su similitud macroscópica con las areniscas blancas de la Formación Volcán. Su edad es incierta.

Filones - capa y numerosos diques andesíticos asociados, discordantes y subverticales, de probable edad triásica, se localizan en las Formaciones mencionadas.

Finalmente debe consignarse el intrusivo monzodiorítico del cerro Úrcuschún, aún no datado; sin embargo, tentativamente se le asigna una edad miocena por su semejanza con el pórfido dacítico del cerro Las Lajitas, ubicado 8 km al oeste de la quebrada de Gualcamayo, cuya edad fue determinada por el INGEIS en 13 ± 2 m.a.

Litología de la secuencia sedimentaria

En el área situada al este de la mina La Helvecia la inclinación de los bancos de la Formación San Juan concuerda con la ladera del cerro Úrcuschún, por lo cual no se expone un perfil estratigráfico bueno. Del conjunto de perfiles parciales levantados aprovechando laboreos y un par de ventanas erosivas excavadas en las calizas de la Formación San Juan, se agruparon cuatro tipos litológicos principales:

TIPO I: Caliza masiva fina de color gris, típica de la Formación San Juan. Se trata de micritas y subesparitas; los elementos aloquímicos y los restos orgánicos son muy escasos. Se encuentran bancos silíceos y dolomíticos.

TIPO II: Conglomerado brechoso calcítico con clastos de micri-subesparitas del tipo I. Se caracteriza por estar compuesta por

fragmentos angulosos y cementado por calcita esparítica.

TIPO III: Arenitas conglomerádicas brechosas y conglomerados brechosos líticos. Los clastos están formados por micritas y por chert; el tamaño de los mismos varía entre grava gruesa y arena sin buena selección. La matrix está formada por cuarzo de tamaño arena fina-limo, cementada por calcita esparítica ligada por material arcilloso. Contiene la principal mineralización primaria de blenda, galena y menor cantidad de baritina sinsedimentaria, habiéndose preservado estructuras de calcos de carga y de deformación.

TIPO IV: Arenitas y vaques cuarzosas y cuarzo micáceas. El principal componente es cuarzo y en menor cantidad muscovita; esporádicamente suele contener clastos calcíticos y silíceos. La matrix está muy diagenizada a sericita y también se encuentra silicificada.

Las calizas finas, masivas, intraclásticas y dolomitizadas se habrían formado en un ambiente marino de clima cálido, aguas poco profundas y de muy baja energía. La alternancia de rocas carbonáticas micríticas, dolomíticas, intraclásticas señalan que fueron depositadas en zonas costeras afectadas por la acción de las mareas.

El conglomerado brechoso calcítico podría haberse formado por procesos de karstificación entre el Ordovícico y el comienzo de la ingresión marina del Carbónico.

Las arenitas conglomerádicas brechosas y los conglomerados brechosos líticos posiblemente deban su origen, por su dimensión restringida dentro de la roca hospedante, a zonas de desembocaduras de ríos o paleocanales.

Finalmente las arenitas y vaques cuarzosas, que se encuentran sobreyaciendo las otras Formaciones evidencian un cambio notable en el ambiente de sedimentación. De la depositación química se pasa a un ambiente propicio para la acumulación de detritos de grano fino. Se puede suponer que estas últimas han sido depositadas en un ambiente costero de mayor energía.

Tipos de mineralización

En el trabajo de Brodtkorb (1979) se han diferenciado cinco tipos de mineralizaciones que son repetidos en breve síntesis:

TIPO I: Finos granos de sulfuros diseminados y algunas veces alineados en la estratificación de la Formación San Juan. Presencia de piritosferas.

TIPO II: Mineralización sinsedimentaria de galena y blenda (pirita y baritina subordinados) en las arenitas conglomerádicas brechosas.

TIPO III: Mineralización de baritina y galena, subordinada (escasa blenda y pirita). Se localiza en la discordancia entre el conglomerado brechoso calcilítico de la Formación San Juan y la arenisca de la Formación Volcán.

TIPO IV: Vetas y bolsones de baritina con escasa galena, discordantes dentro de la caliza de la Formación San Juan.

TIPO V: Mineralización secundaria formada por las especies oxidadas de zinc, sin interés genético, fue oportunamente la principal mineralización explotada.

De los cinco tipos de mineralizaciones se analizaron isotópicamente los tipos II y III; del primero se analizaron dos muestras extraídas entre las progresivas 286 y 341 m de la galería principal denominada La Solitaria, y del segundo se analizó una muestra procedente de las labores conocidas como Las Filipinas.

Valores isotópicos

Las muestras fueron analizadas en el Servicio Geológico de los Estados Unidos de Norteamérica por espectrometría de masa ("surface emission silicagel ionozation technique") por el señor Stephen Kish.

Los valores obtenidos son los siguientes:

Muestra	Pb ²⁰⁶ /204	Pb ²⁰⁷ /204	Pb ²⁰⁸ /204
Tipo II 284	18.084	15.585	37.975
Tipo II 287	18.083	15.585	37.987
Tipo III 424	17.967	15.551	37.731

Las mineralizaciones del tipo II y III se encuentran en rocas pertenecientes a una discordancia entre el Ordovícico y el Carbónico.

Los valores de la composición isotópica son menores que los considerados por Doe y Stacey (1974) para plomos normales para esos periodos geológicos, por lo que se puede considerar que se trataría de plomos anómalos. Es difícil de asumir una edad más antigua para los plomos ya que la mineralización de galena y blenda muestra texturas singenéticas con el sedimento. En este caso se podría desligar también de un origen magmático puro.

Estos valores isotópicos concordarían con las deducciones geológicas, es decir, corresponderían al Paleozoico inferior-medio, permitiendo considerar su desconexión de probables fuentes hidrotermales triásicas o miocenas.

Según Doe (1980) comparando estos valores isotópicos con yacimientos similares, estratoligados, de ambientes de plataforma, considerados Devónicos, como ser Rammelsberg, Meggen o Pine Point (Wedepohl *et al.*, 1978 y Doe y Zartman, 1979) éstos contienen plomo más radigénico que La Helvecia, lo cual indicaría que la mineralización de esta última debería ser predevónica o a lo sumo devónica inferior.

Doe (1980) calculó las edades modelo según el método de Stacey-Kramers (1975) obteniendo los siguientes valores:

Muestra	Edad Pb ²⁰⁷ /206	Edad Pb ²⁰⁸ /204
Tipo II 284	380 ± 80 m.a.	360 ± 80 m.a.
Tipo II 287	380 ± 80 m.a.	360 ± 80 m.a.
Tipo III 424	400 ± 80 m.a.	390 ± 80 m.a.

Brodtkorb (1979) había propuesto como hipótesis que durante el Carbónico se rellenaron algunas zonas negativas con sedimentos fluviales y costeros con la precipitación simultánea de la mineralización.

De acuerdo a los datos isotópicos se podría interpretar que el relleno de las zonas negativas habría ocurrido anteriormente, a partir de la emergencia de estos bancos carbonáticos en el Ordovícico superior. Este período de emergencia, exposición a la erosión y karstificación de las rocas carbonatadas se podría haber extendido hasta la transgresión del mar carbónico, cubriendo éstas con sus areniscas a los sedimentos costeros fluviales precedentes.

La diferencia de 20-30 m.a. entre las dos mineralizaciones significaría que sus preci-

pitaciones ocurrieron en diferentes momentos. Para definir la edad relativa de ambas se necesitaría evidencias complementarias de las que aún no se dispone.

Finalmente cabe resaltar los bajos valores radiogénicos de esta mineralización, cuya proveniencia originaria es todavía un tanto especulativa.

Lista de trabajos citados en el texto

- Beresi, 1981. *Fauna y ambiente en los sedimentos carbonáticos arenigianos de Talacasto (San Juan)*. VIII Cong. Geol. Arg., II: 399-417.
- Brodtkorb, A., 1979. *La Helvecia: un depósito estratoligado de Pb-Zn y baritina, prov. de La Rioja*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIV (4): 311-330.
- Brodtkorb, M. K. de y A. Brodtkorb, 1973. *Consideraciones sobre la génesis sedimentaria-singenética de la mineralización de Pb-Zn y baritina del yacimiento La Helvecia y áreas vecinas, prov. de La Rioja*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVIII (2): 311-313.
- 1980. *La Helvecia: a stratabound Pb-Zn-barite deposit, Argentina. Proceedings of the Fifth IAGOD Symposium*. E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Doe, B. R., 1980. *Comunicación epistolar*.
- Doe, B. R. y J. S. Stacey, 1974. *The application of lead Isotopes to the problem of ore genesis and ore prospecting evaluation: a review*. Ec. Geol. 69 (6): 757-776.
- Doe, B. R. y R. Zartman, 1979. *Plumbotectonics, the Phanerozoic*. En H. L. Barnes (ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Wiley Interscience Publication (22-70).
- Stacey, J. S. y J. D. Kramers, 1975. *Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model*. *Earth and planet. Scie. Letters* 26: 207-221, Amsterdam.
- Wedepohl, K. H., M. H. Delevaux y B. R. Doe, 1978. *The optential source of lead in the permian Kupferschiefer Bed of Europe and some selected Paleozoic mineral deposits in the Federal Republic of Germany*. *Contr. Min. Petr.*, 65: (273-281).

Recibido: 30 de diciembre, 1981.

Aceptado: 12 de setiembre, 1982.

MILKA K. de BRODTKORB °

ALEJO BRODTKORB

Servicio Minero Nacional

Av. Santa Fe 1548 - 4º piso

1060 Buenos Aires

° CONICET

DISCONTINUIDAD METAMORFICA ENTRE LAS FORMACIONES ESQUEL Y VALLE CHICO:

Análisis de la cristalinidad de la illita

RUBEN J. CUCCHI y TEODORO ASKENASY

Resumen

Se aplican las técnicas de Weaver y Kubler a rocas procedentes de las Formaciones Esquel y Valle Chico, estableciéndose una discontinuidad metamórfica entre dichas unidades litoestratigráficas.

Abstract

The crystallinity of illite is analyzed in samples of Esquel and Valle Chico Formation making use of standard X-ray techniques according to the methodology of Weaver and Kubler. A metamorphic discontinuity is shown that permits to set the Esquel Formation in the epizone and the Valle Chico Formation in the anchimetamorphic zone.

Introducción

La presente nota constituye un nuevo aporte a favor de la separación de las Formaciones Esquel y Valle Chico como unidades litoestratigráficas independientes.

Al realizarla se tuvo como propósito tratar de establecer una diferenciación entre aquellas unidades basadas en un método no convencional y objetivo e independiente y ajeno a los deseos de cualquier investigador, tal como se estima que puede serlo el de determinar el grado de cristalinidad de la illita, especie mineral que ha sido utilizada por diversos autores como indicadora de metamorfismo.

Es conocido que a partir de los trabajos de Weaver (1960), Kubler (1964) y otros autores, en especial franceses, se desarrolló una metodología de trabajo que permite diferenciar los campos de la diagénesis, del anchimetamorfismo o cuasimetamorfismo y del metamorfismo de epizona, basada en el análisis por difracción de rayos X del grado de cristalinidad de minerales del tipo de las micas dioctaédricas (illita, phengita y moscovita).

Inicialmente Weaver (1960) utilizó como medida del índice de cristalinidad la razón de la altura de la reflexión (001) de illita en el pico de 10 Å y la altura en el de 10.5 Å. Con posterioridad Kubler (1966)

(en Weber, 1972) usó como índice de cristalinidad de la illita el ancho del pico de 10 Å, medido a la mitad de su altura.

Recientemente Le Corre (1975) propuso la existencia, entre otras, de: a) una relación directa del índice de cristalinidad de la illita y otros minerales con la intensidad de la diagénesis o metamorfismo; b) la falta de relación entre el desarrollo de la esquistosidad y la cristalinidad y c) que la temperatura juega el rol más importante en el grado de cristalinidad de la illita y minerales afines.

Métodos de trabajo

Se utilizó un equipo de rayos X marca Philips, con difractómetro PW 1050, 40 Kv, 18 m.a., radiación Cu con filtro de Ni, panel de registro PW 1352, constante de tiempo 4 seg., velocidad del papel 1.200 mm/h, velocidad de barrido del goniómetro 2° - 2 φ/min., sensibilidad 1.10³.

La muestra de cada roca se procesó según las técnicas habituales, moliéndola y poniéndola luego en suspensión acuosa; dicha suspensión se pipeteó sobre vidrios portaobjetos y se dejó evaporar.

Si bien una de las desventajas del método reside en que la existencia de micas detríti-



Fig. 1. — Difractogramas de muestras de las Formaciones Esquel (E. 1 y 2), Valle Chico (V.C. 1 y 2) y Arroyo Pescado (Ap. 1 y 2).

Abreviaturas: ill = illita, kaol = caolinita, chl = clorita, qz = cuarzo.

cas bien cristalizadas interfiere en los resultados, este problema, según los autores, se considera que es evitado ya que las micas detríticas, por lo general más gruesas, son eliminadas por decantación.

Las muestras elegidas poseen o no una superficie S, son de composición psamítica o pelítica; de la Formación Esquel se eligieron vaques por considerarlas menos transformadas que las rocas más esquistosas.

Interpretación y discusión de los resultados

En la figura 1 se presentan difractogramas obtenidos de varias de las muestras examinadas mientras que en la figura 2 se representan los valores de la cristalinidad de la illita correspondientes a tres muestras de la Formación Valle Chico, tres de la Formación Esquel y como "control dos muestras de metamorfitas de la Formación Arroyo Pescado, procedentes de la localidad tipo.

En cuanto a las muestras de las Formaciones Esquel y Valle Chico provienen de los afloramientos próximos a la ciudad de Esquel, sea de los del cerro Excursión como de los que afloran al norte de la vía ferroviaria.

En la figura 2 se ha representado la cristalinidad de la illita, C. I., medida por el ancho del pico de 10 Å a mitad de su altura, en función de la relación de las intensidades correspondientes a los picos de 5 Å y 10 Å. En esta figura se observa que mientras que las muestras representativas de la Formación Valle Chico caen en el campo que representa al anquimetamorfismo, las de

la Formación Esquel lo hacen en el de la epizona.

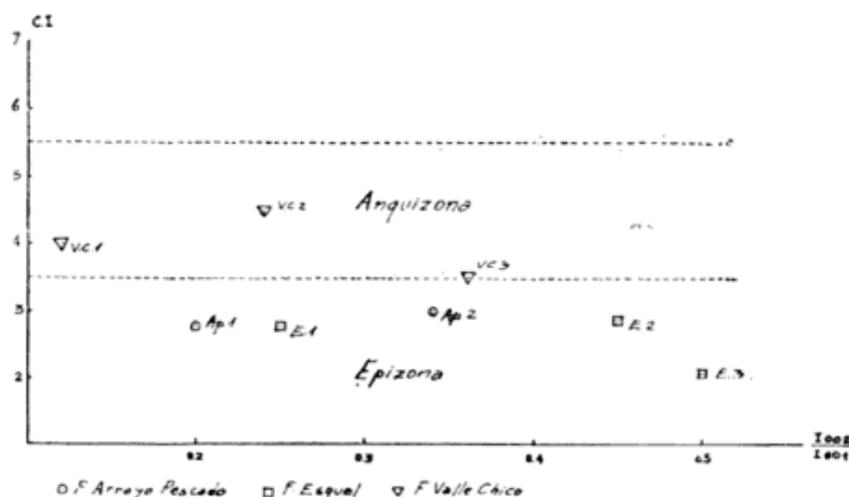
Por consiguiente, se estima que las condiciones de presión y temperatura fueron distintas, tanto como para que cristalinidad de la illita tuviera diferencias significativas correspondientes a distintos campos del metamorfismo, poniéndose de manifiesto una "discordancia o discontinuidad metamórfica" entre ambas formaciones.

Si se acepta la propuesta de Le Corre de que la temperatura es el factor más importante en relación con el grado de cristalinidad alcanzado por la illita y que no existe relación directa entre la esquistosidad y el índice de cristalinidad, entonces es posible aceptar, en el caso de las Formaciones Esquel y Valle Chico, que el factor temperatura fue diferente entre ambas unidades litoestratigráficas en el momento de las primeras modificaciones diagenéticas y/o metamórficas de los sedimentos originales.

Como en la zona hay indicios de magmatismo que afecta a una de las unidades y no a la otra (Cucchi, 1980) existiría la posibilidad que la cristalinidad de la illita en la unidad inferior se deba a un magmatismo anterior a la Formación Valle Chico.

A su vez, la cristalinidad de la illita en esta última formación podría estar vinculada con el pico de temperatura asociado al magmatismo mesozoico ácido y mesosilíceo presente en la localidad, el que no habría alcanzado, sin embargo, a modificar el grado de cristalinidad en la unidad más antigua pues de haberlo logrado se podría esperar que ambas deberían caer en el mismo campo de la figura 2.

Fig. 2. — Representación de la cristalinidad de la illita (C.I.) medida a mitad de altura de la reflexión del pico de 10 Å en función de la relación de las intensidades correspondientes a los picos de 5 Å y 10 Å, $I(002)/I(001)$.



Se concluye que la "discontinuidad metamórfica" que revela el análisis de la cristalinidad de la illita en las Formaciones Esquel y Valle Chico, debe de corresponder a procesos separados en el tiempo por un lapso

lo suficientemente prolongado como para justificar la separación de aquellas Formaciones en unidades litoestratigráficas independientes como se hiciera anteriormente (Cucchi, 1980).

Lista de trabajos citados en el texto

- Cucchi, R. J., 1980. *La Formación Esquel: nueva interpretación estratigráfica*, Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXV (2): 167-173.
- Kubler, B., 1964. *Les argiles, indicateurs de métamorphisme*. Inst. Franc. Petrol., Rev. 19: 1093-1112.
- 1966. *La cristallinité de l'illite et les zones tout a fait supérieures du métamorphisme*. Coll. Etage. Tecton, en Weber (1972).
- Le Corre, C., 1975. *Analyse comparée de la cristallinité des micas dans le Briovérien et le Paléozoïque centre-armoricains: zoneographie et estructura d'un domaine epizonal*. B.S.G.F. (7), XVII: 547-553.
- Weaver, C. E., 1960. *Possible uses of clay minerals in search for oil*. Clays and clay minerals, en Le Corre (1975).
- Weber, K., 1972. *Notes on determination of illite crystallinity*. N. Janhr. f. Mineral. Monats: 267-276.

Recibido: 13 de julio, 1982.

Aceptado: 15 de agosto, 1982.

RUBEN J. CUCCHI

TEODORO ASKENASY

Servicio Geológico Nacional

Santa Fe 1548 - 12º Piso

1060 Buenos Aires.

COMENTARIOS BIBLIOGRAFICOS

Geology of the Northwest African Continental Margin. Editores: Rad, U.V.; Hinz, K.; Sarntheim, M.; Seibold, E. 703 páginas, precio: u\$s 51,20. Springer-Verlag, Berlin-Heidelber-New York, 1982.

La porción noroeste del borde continental africano ofrece un ejemplo excelente de madurez pasiva de un borde continental. En su espesa cubierta sedimentaria se encierra una guía de la evolución de las cuencas oceánicas atlánticas durante docientos millones de años.

Una serie de líneas de reflexión sísmica simples y múltiples, numerosos proyectos de perforación oceánica, pozos de exploración petrolera y la bien conocida geología continental del noroeste africano, hacen de este borde continental, uno de los mejores documentados del mundo.

Esta publicación ofrece una síntesis de tópicos geológicos, paleontológicos, geoquímicos y geofísicos sobre esta zona.

Contiene fundamentalmente referencias de perforaciones del Proyecto de Perforación de Fondos Marinos Profundos, investigaciones físicas de la corteza profunda, los resultados de perforaciones del Neogeno y Cuartario y trabajos de campo en islas volcánicas y plataforma costera, realizados por reparticiones oficiales, industrias e instituciones académicas.

Las distintas contribuciones están agrupadas dentro de los siguientes temas: Estructura y evolución geodinámica del borde continental; Comparación entre los bordes continentales del noroeste de Africa y noroeste de América del Norte; Evolución del Vulcanismo; Estratigrafía cretácica, sedimentación y paleoambientes; Estratigrafía del Cenozoico, sedimentación y paleoambientes; Geoquímica orgánica e inorgánica.

La mayoría de los trabajos fueron realizados entre 1970 y 1980 y fueron concebidos por el grupo alemán del IPOD (International Phase of Ocean Drilling) en Kiel y su publicación fue dirigida por el doctor Ulrich von Rad y profesor doctor Karl Hinz, ambos del Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe de Hannover y por el profesor doctor Michael Sarntheim y profesor doctor Eugen Seibold del Instituto Geológico y Paleontológico de la Universidad de Kiel, República Federal Alemana.

O. A. LOSADA

VALENCIO, D. A.: *El magnetismo de las rocas*, EUDEBA, Buenos Aires, 1980.

La década del 60 constituye en la historia de las Ciencias Geológicas un hito que marca el comienzo de una verdadera transformación en el pensamiento geológico sobre los procesos dinámicos que sufre nuestra tierra. Esta revolución de las ideas hizo eclosión con la carta que Wilson hizo llegar al GEOTIMES en 1968 en respuesta a la de Belousov, clamando por una unión de las distintas disciplinas de las Ciencias Geológicas para el estudio dinámico del planeta.

Sin lugar a dudas el Paleomagnetismo ha tenido un rol protagónico en esta revolución, tanto en los problemas de deriva continental como en los de la propagación de los fondos oceánicos. Las contribuciones de D. A. Valencio, en este aspecto, se remontan a esa época, a raíz de su estadía en el centro mismo de los propagadores del estudio de las propiedades magnéticas de las rocas en Newcastle upon Tyne con Runcorn y Creer. La obra de Valencio es, sin duda, muy completa y refleja con toda claridad su amplia experiencia no sólo en rocas de Argentina sino de otras partes de la tierra y de varias edades geológicas. Su Laboratorio de Paleomagnetismo, en la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, es un fiel reflejo de las múltiples investigaciones sobre la aplicación del magnetismo a diversos problemas dinámicos de la corteza.

El libro de referencia, resulta de la conjunción de su experiencia y trabajo tesonero. Está dividido en seis profusos capítulos, cuatro de los cuales están dedicados a las propiedades magnéticas de los minerales, la magnetización de las rocas y al campo magnético terrestre productor de esas propiedades. Los otros capítulos son la esencia misma del libro, fruto de sus contribuciones y de las de su equipo, por lo menos en el campo de la geología como son los estudios paleomagnéticos y arqueomagnéticos y sus aplicaciones a los grandes problemas de las Ciencias Geológicas: la deriva continental, la propagación de los fondos oceánicos y la teoría de la expansión, entre otras. Estos han sido fundamentales en el conocimiento de la dinámica terrestre, y su conjunción en una teoría unificada o global de las Ciencias Geológicas. En fin, se trata de un excelente libro, de consulta permanente para geólogos y geofísicos dedicados a desentrañar los secretos de esta noble ciencia. A. J. AMOS



Dr. FELIX RAUL ENRIQUE UGARTE

(1927-1982)

29-I-82. En una ruta brasileña, buscando el fresco de sus costas y de su fronda, un cruento accidente, un choque brutal y dos vidas jóvenes truncadas: Félix Raúl y su esposa Nelly, dos hijas mal heridas, un hijo fracturado y cinco huérfanos. Tal el terrible saldo de la tragedia.

La noticia triste conmocionó a los petroleros y particularmente a los geólogos, por lo inesperada, por tratarse de un amigo y su familia, y de un singular colega, querido por todos, noble de alma y de progenie.

Nacido en Gualeguaychú, Entre Ríos, el 21-II-27, no alcanzó a completar los 55 años de vida.

Egresado de la Universidad Nacional de La Plata en 1951 como doctor en Ciencias Naturales, hizo el curso del Instituto del Petróleo en la Universidad de Buenos Aires obteniendo el título de Ingeniero Geólogo Petrolero en 1956.

Su actividad profesional la inicia en la Dirección de Combustibles Sólidos explorando carbón en el sur de las zonas de los lagos Posadas, Buenos Aires, San Martín y Cardiel para volcarse luego al área petrolera, adiestrándose en las áreas de Cacheuta y Malargüe para integrarse definitivamente al equipo profesional de Yacimientos Petrolíferos Fiscales el 3-XII-56 en Comodoro Rivadavia. Luego de la etapa exploratoria pasa al área de desarrollo de la Gerencia de Ingeniería de Reservorio y Geología de Explotación, ejerciendo las Jefaturas de Servi-

cios en Cañadón Seco, Comodoro Rivadavia, Plaza Huincul para desempeñarse luego en Sede Central como Supervisor y culminar su carrera como Gerente en 1978, hasta su retiro por jubilación el 30-VI-79.

Su actividad no concluye, el país evoluciona y las empresas que llegan o se forman para ejecutar la nueva política petrolera necesitan profesionales calificados. Sus servicios como consultor son requeridos por DESACI para el desarrollo del cinturón costero.

Particularmente inquieto en cuanto hace a investigación de nuevos temas, tenaz estudioso y de perseverante labor, muchas de sus ideas siguen vigentes y se continúan en el estudio de los campos petroleros.

Sus especulaciones en la Cuenca del Golfo de San Jorge para ubicar acumulaciones de petróleo asociadas a cuerpos intrusivos fueron acertadas.

Sobre la Cuenca Neuquina su aporte hecho en el VI Congreso Geológico de Bahía Blanca, en 1976, dice de sus inquietudes al aplicar los conceptos de macro y microtectónica con fluidos de saturación como causantes de estas últimas, al Campo de Aguada San Roque, concluyendo para el mismo el efecto preponderante de la sobrecarga.

También para el mismo campo y en base al análisis geológico del área, desarrolla un modelo para explicar la fracturación y de-

formación de los terrenos mesozoicos que alojan hidrocarburos.

Por otro lado especula con las variaciones de espesor para el cálculo de soterramiento y variaciones de las presiones litoestáticas, asignando una importancia básica para el conocimiento fisurado, a la interacción de la litología, fluidos y temperatura con el campo de esfuerzos vigentes.

Fue un estudiante promotor del estudio de los calcáreos y elaboró su teoría para explicar la génesis de las dolomías de la Formación Quintuco en el flanco norte de la Dorsal acudiendo al modelo paleoecológico diseñado por Land *et al.* vinculando a

dicho proceso la migración y almacenamiento de hidrocarburos.

Indudablemente hay más ideas impresas en sus múltiples trabajos pero en esencia, trató de ir siempre un poco más allá con sus conclusiones valiosas.

Las Ciencias Geológicas pierden, con su temprana desaparición, a uno de sus preclaros cultores y nosotros a los amigos en su franco sentido, tan llenos de cálida humanidad. Dios los guarde en su reino, Nelly y Félix.

DR. FÉLIX RODRIGO

EL NUMERO 3 DE ESTE TOMO
SE TERMINO DE IMPRIMIR EL 10 DE
DICIEMBRE DE 1982 EN LOS TALLERES
GRAFICOS ZLOTOPIORO S.A.C.I.F.,
SARMIENTO 3149, BUENOS AIRES,
REPUBLICA ARGENTINA

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

FERNANDO GARCIA CAMBEIRO

Distribuidor Exclusivo de la
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

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

PUBLICACIONES DE LA ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Serie A

Monografía N° 1

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

Serie B (Didáctica y Complementaria)

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

Serie C - Reimpresiones

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

Revistas

Toda correspondencia para la Asociación Geológica Argentina, deberá ser dirigida a:
MAIPU 645, piso 1º, 1006 Buenos Aires, República Argentina

Asoc. Geol. Arg. Rev.

TOMO XXXVII - Nº 3

CORREO ARGENTINO Central B	TARIFA REDUCIDA Concesión Nº 9157
	FRANQUEO PAGADO Concesión Nº 3667

CONTENIDO

Dr. Anselmo Windhausen: Centenario de su nacimiento y cincuentenario de su desaparición	257
Reasignación genérica de <i>Calymenella? zaplensis</i> , Harrington y Leanza, 1957 (Trilobita)	
CÉSAR R. MONALDI	261
Variación regional y significado geomorfológico de la densidad de drenaje en la cuenca del río Sauce Grande, provincia de Buenos Aires	
JORGE RABASSA	268
Estudio geológico y paleontológico de los alrededores de la estancia Bajo Pellegrini, provincia de Santa Cruz	
RAÚL E. DE BARRIO, OSCAR G. ARRONDO, ANALÍA E. ARTABE Y BRUNO PETRIELLA	285
Facies y paleoambientes sedimentarios del Grupo Río Genoa, Pérmico inferior de la región de Nueva Lubecka, provincia del Chubut	
JORGE CORTIÑAS Y HUGO A. ARBE	300
Aspectos geoquímicos y petrológicos del batolito de Achala, provincia de Córdoba	
CARLOS W. RAPELA	313
Geomorfología criogénica de la isla Seymour (Base Vicecomodoro Marambio), Antártida Argentina	
ARTURO E. CORTE	331
Estudio paleomagnético y sedimentológico de ambientes lacustres Parte II - Lago Moreno	
MARIO M. MAZZONI Y ANA M. SINIATO	348
<i>Notas Breves</i>	
Datos isotópicos de plomo de la mineralización de la mina La Helvecia, provincia de La Rioja	
MILKA K. DE BRODTKORB Y ALEJO BRODTKORB	358
Discontinuidad metamórfica entre las Formaciones Esquel y Valle Chico: Análisis de la cristalinidad de la illita	
RUBÉN J. CUCCHI Y TEODORO ASKENASY	362
<i>Comentarios bibliográficos</i>	366
<i>Nota Necrológica</i>	
DR. FÉLIX RAÚL ENRIQUE UGARTE	367

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