

ISSN 0004 - 4822

Asociación Geológica Argentina

REVISTA



**Tomo XLVI - Nº 1-2
Enero-Junio
Buenos Aires, 1991**

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

COMISION DIRECTIVA

(1989-1991)

Presidente: Dr. Jorge O. Codignotto
Vicepresidente: Dr. Carlos Gulisano
Secretaria: Dra. Patricia Zalba
Tesorero: Lic. Héctor Oстера
Vocales:
Dr. Isidoro B. Schalamuk
Lic. Adelma Bayarsky
Lic. Daniel E. Robles

Vocales Suplentes:
Lic. Jorge Pisetta
Dra. Corina Risso
Lic. Graciela I. Vujovich

Director de la Revista: Dr. Francisco Nullo

Coordinadora de Publicaciones: Dra. Corina Risso

COMITE EDITORIAL

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

DELEGADOS EN EL INTERIOR

Bahía Blanca: Dra. Graciela Mas, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca.
Catamarca: Dr. Gustavo A. Toselli, Dr. Adolfo Cano 1876, Bo. Güemes, 4700 Catamarca.
Corrientes: Lic. Oscar Orfeo, CC 217, 3400 Corrientes.
Comodoro Rivadavia: Dr. Ricardo Clavijo, Saavedra 546, 9000 Comodoro Rivadavia.
Córdoba: Lic. Zarela Herrera, FCEF y N-UNC, Cátedra de Estratigrafía, Av. Vélez Sársfield 299, 5000 Córdoba.
Jujuy: Lic. José Alcalde, Dinamarca 1043, 4600 S. S. de Jujuy.
La Rioja: Dra. Ana Prieto de Vega, Plan La Rioja, C. C. 1538, 5300 La Rioja.
La Plata: Dr. Sergio D. Matheos, Centro de Investigaciones Geológicas, Fac. Cs. Nat. y Museo de La Plata, Calle 1 N° 644, 1900 La Plata.
Mar del Plata: José L. Cionchi, C. C. 722, Correo Central 7600 Mar del Plata.
Mendoza: Lic. Julio César Benítez, Y.P.F., Departamento Geológico Cuyo, San Martín Sur 36, 5501 Godoy Cruz, Mendoza.
Mendoza: Lic. Juan C. Zanettini, Dirección de Fabricaciones Militares, CC 160, 5500 Mendoza.
Mina Aguilar: Lic. Pablo Dicindio, Dpto. de Geología, 4634 Mina Aguilar, Jujuy.
Neuquén: Lic. César Eduardo Gazzera, Santa Fe 795, 8300 Neuquén.
Paraná: Lic. Juan C. Bertolini, Corrientes 476, 3100 Paraná, Entre Ríos.
Plaza Huincul: Lic. Fernando Bettini, Casa N° 259 Campamento 1, Y.P.F., 8318 Plaza Huincul.
Puerto Madryn: Lic. Alejandro Demichelis, CENPAT, 28 de julio 281, 9120 Puerto Madryn.
Río Cuarto: Lic. Jorge Coniglio, Ciudad Univ. Ruta 8 - km 602, Pabellón H, 5800 Río Cuarto.
Río Gallegos: Lic. Muriel Miller, CC 246, 9400 Río Gallegos, Santa Cruz.
Río Turbio: Lic. Oscar R. Cabrera, Yacimiento Río Turbio, Y.C.F. División Geología, 9407 Río Turbio, Santa Cruz.
Rosario: Dra. Pierina Pasotti, Av. Pellegrini 492, 2000 Rosario.
Salta: Dr. José Antonio Salfity, Pasaje N. Roldán 57, 4400 Salta.
San Juan: Lic. Silvio H. Peralta, Fac. Cs. Nat., Edificio Malvinas Argentinas, Av. Ignacio de la Roza y Meglioli, 5400 Rivadavia, San Juan.
San Luis: Nilda E. Urbina, Las Heras 1170, Escuela de Geología y Minería, 5700 San Luis.
Santa Fe: Dra. Ofelia Tujchneider, Juan de Garay 2871, 3000 Santa Fe.
Santa Rosa: Lic. Silvio Casadio, Mendoza 685, 6300 Santa Rosa, La Pampa.
Santiago del Estero: Lic. Julia Cortés, Mitre 337, 4200 Santiago del Estero.
Tucumán: Lic. Josefina Durango de Cabrera, Fundación Miguel Lillo, Miguel Lillo 205, 4000 S. M. de Tucumán.
Vespucio: Geol. Oscar Di Persia, Distrito Geológico, Campamento Vespucio, 4562 Salta.
Viedma: Lic. Marcelo Dalponte, Sarmiento 531, 8500 Viedma.
Ushuaia: Lic. Gustavo Bujalevsky, CADIC, CC 92, 9410 Ushuaia.
Zapala: Lic. Marta Franchini, C.C. 101, Coronel Vidal 72, 8340 Zapala, Neuquén.

DELEGADOS INSTITUCIONALES EN BUENOS AIRES

Agua y Energía: Dr. Belarmino Antelo Pérez, Alem 1134, 1001 Buenos Aires.
Banco Nacional de Desarrollo: Dr. Pedro Grandi, 25 de Mayo 145, 5° p., 1002 Buenos Aires.
Bridas S.A.P.I.C.: Lic. Joaquín Oliver, Av. Leandro N. Alem 1180 (1001).
CIRGEO: Dr. Juan P. Spikermann, Ramírez de Velasco 839 (1414).
Comisión Nacional de Energía Atómica: Lic. Oscar Elena, Libertador 8350 (1429).
Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales (F.A.): Lic. Luis Humberto Ferpozzi, 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 65 (1526).
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, U.B.A.: Lic. Silvia Lagorio y Lic. Gabriela Massafiero, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, 1428 Núñez.
Servicio de Hidrografía Naval: Lic. Roberto A. Violante, Montas de Oca 2124 (1271).
Instituto Nacional de Ciencias y Técnicas Hídricas: Lic. Graciela S. Felici, CC 23, 1802 Ezeiza.
Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria: Lic. Luis Moscatelli, Cabañas y Reseros, 1712 Castelar.
Instituto Nacional de Tecnología Industrial: Lic. Alejandra Pietrielli, Av. Gral. Paz entre Alvarelos y Constituyentes, C.C. 175, 1650 San Martín.
Museo Argentino de Ciencias Naturales: Dra. Claudia Armella, Sección Invertebrados, Angel Gallardo 470 (1405).
Secretaría de Minería: Lic. Norma Pezzutti, Avda. Santa Fe 1548 (1060).
Yacimientos Petrolíferos Fiscales: Lic. Raúl V. Marinelli, Diagonal Norte 777 (1035).
Laboratorio Yacimientos Petrolíferos Fiscales: Lic. Flora Rey Cabaleiro, Av. Crisólogo Larralde, km 23500, 1188 Florencio Varela.

DELEGADOS EN EL EXTERIOR

Brasil: Dra. Norma M. de Melo Da Costa, Lamin. Secao de Bioestratigrafía, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, CPRM, Av. Pasteur 401 - Praia Vermelha 20000, Rio de Janeiro.
Dr. I. de Madeiros Tinoco: Escola de Geologia, Universidad Federal de Pernambuco, Recife, Caixa Postal 2492.
Dr. Oscar Róster: Instituto de Geociencias USP, Caixa Postal 20899, 01.00 Sao Paulo.
Chile: Dr. John Davidson, Dep. Geol Univ. Chile, Casilla 13518 - C. 21, Santiago.
Ecuador: Nelson Jimenez Orellana - CEPE Km 6 1/2, Vía de la Costa - Guayaquil - Ecuador.
Paraguay: Dr. Gustavo Vera Monnigo - C.C. 1662 - Asunción.
Perú: Dr. Jean Claude Vicente, Departamento de Geología, Univ. Nac. San Agustín, Casilla 572, Arequipa.

REVISTA

de la

**Asociación
Geológica
Argentina**

**Tomo XLVI
1991
Buenos Aires**

This One



HLOW-7H4-7AED

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

COMISION DIRECTIVA

(1989-1991)

Presidente: Dr. Jorge O. Codignotto
Vicepresidente: Dr. Carlos Gulisano
Secretaria: Dra. Patricia Zalba
Tesorero: Lic. Héctor Ostera

Vocales:

Dr. Isidoro B. Schalamuk
Lic. Adelma Bayarsky
Lic. Daniel E. Robles

Vocales Suplentes:

Lic. Jorge Pisetta
Dra. Corina Risso
Lic. Graciela I. Vujovich

Director de la Revista: Dr. Francisco Nullo

Coordinadora de Publicaciones: Dra. Corina Risso

COMITE EDITORIAL

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

**Toda correspondencia para la Asociación Geológica Argentina
deberá ser dirigida a: Maipú 645, piso 1, 1006 Buenos Aires, Argentina**

LAS ROCAS BASAMENTALES DEL MACIZO DEL DESEADO EN LA ESTANCIA DOS HERMANOS, PROVINCIA DE SANTA CRUZ

Miguel A. Palma

RESUMEN: En este trabajo se exponen los resultados de los estudios petrográficos y estructurales de las rocas que conforman el Complejo Río Deseado, aflorantes sobre el río homónimo, a pocos kilómetros de su desembocadura, en el sector nororiental de la provincia de Santa Cruz. Se incluyen dentro de esta unidad rocas de diferente naturaleza: a) Metamorfitas: cuarcitas, metapelitas, filitas, esquistos cuarzo-moscovíticos y anfibolitas hornblendíferas; b) Magmatitas: granitos y diques de cuarzo. La secuencia está afectada por un metamorfismo regional de grado Esquistos Verdes hasta Anfibolita con Epidoto, siendo asignada temporalmente al Precámbrico superior-Cámbrico inferior. Se segrega de esta unidad a un intrusivo leucoriodacítico al que se le atribuye una probable edad silúrica.

Se presenta un análisis de estructuras a distintas escalas, del que surge la superposición de tres fases de deformación durante el Paleozoico inferior a medio (etapa de consolidación del zócalo asociada a dos eventos magmáticos), más una fase póstuma en el Triásico, lo que origina la estructuración en bloques.

Las características petrofabricas de elementos estructurales asociados a la primera fase de deformación, indican que los esfuerzos compresivos principales provienen del suroeste, y que las estructuras generadas por ésta y la segunda fase son coincidentes con direcciones regmáticas de fracturación existentes en el Macizo del Deseado.

Por último se ensaya una posible ubicación del Macizo del Deseado en el cuadro geodinámico de la época.

ABSTRACT: The petrographic and structural studies product of the Complejo Río Deseado rocks, outcropping in the northeast of Santa Cruz province, are presented in this paper. It has been recognized metasedimentites, metamorphites and magmatic rocks, affected by a greenschists to amphibolite with epidote facies regional metamorphism, and precambrian-cambrian in age. It was also identified a leucogranite tentatively assigned to the Silurian period.

A meso and megascopic structure analysis is presented. It shows the superposition of three deformation phases during the early-middle paleozoic times (rigidification) and a compressive one (first block-structuration) during the triassic, associated with several magmatic events.

The petrofabric analysis shows that the vergence of the compressive effort had northeast direction and the structures of the first and second phases are coincident with the regmatic fracture directions.

Finally, a possible reconstruction of the Deseado Massif position in the geotectonic assemblage in the paleozoic is proposed.

INTRODUCCION

La secuencia metamórfica aflorante en esta localidad, es descrita por primera vez por Viera y Pezzuchi (1976) y formalizada como "Complejo Río Deseado". Se encuentra aflorando sobre la margen izquierda del río Deseado, a unos 6 km hacia el noroeste de la casa principal de la estancia "Dos Hermanos".

En este lugar la secuencia se caracteriza por la presencia de rocas de mediano grado metamórfico con eventos ígneos asociados, estando afectada la misma por una intensa deformación polifásica.

El afloramiento es parte de un bloque de rocas basamentales de unos 3 km², que se expone en forma discontinua a lo largo del curso inferior del río Deseado.

ANTECEDENTES

Afloramientos de rocas basamentales dentro del ámbito del Macizo del Deseado, se reconocen en el área de las estancias La Modesta y La Bajada, comunicados como "Esquistos de La Modesta" por Di Persia (1962) y formalizados como Formación La Modesta por De Giusto *et al.* (1980).

Para el sector oriental del Macizo, en el área de la estancia Tres Hermanas, Chebli y Ferello (1974) identifican rocas similares, lo que permitió ampliar la extensión de los afloramientos del basamento en esta comarca anorogénica.

Para la región del curso inferior del río Deseado, aguas abajo de la estancia Tres Hermanas, Viera y Pezzuchi (1976), reconocen una secuencia de metamorfitas y rocas magmáticas, a las que identifican como "Complejo Río Deseado".



Figura 1: Ubicación en la comarca del Macizo del Deseado de los afloramientos de rocas basamentales en estudio.

Recientemente han sido ubicados terrenos de naturaleza análoga, en el paraje denominado Laguna Larga (Panza y Márquez, 1986), como así también en las adyacencias de la estancia La Juanita (Gennini, com. verbal).

EDAD

Feruglio (1949) incluye a unas supuestas metamorfitas que constituirían el basamento del Deseado, conjuntamente con las metamorfitas conocidas para esta época en la región cordillerana de la Patagonia, en un único ciclo, considerando dos eventos metamórficos, uno pre-Devónico (afloramiento del Macizo del Deseado y lago Belgrano) y otro Devónico-Eocarbónico (exposiciones del lago San Martín).

Estas rocas son tratadas posteriormente por Lesta y Ferello (1972) quienes identifican un "Sustrato pre-Antracólitico", al que dividen en dos fajas, una oriental y otra occidental, conformando parte de esta última los afloramientos de la estancia La Modesta, asignando a las mismas al Paleozoico. Esta edad era ya sustentada por Ugarte (1966) ubicando a estas rocas en el Eopaleozoico.

Pezzuchi (1978) correlaciona estas metamorfitas con rocas similares del Macizo Nord-Pa-

tagónico y éstas, a su vez, con las rocas basamentales de Sierras Pampeanas, ubicándolas en el Precámbrico-Paleozoico inferior, revitalizando el concepto del Cratógeno Central Argentino propuesto por Braccacini (1960) y sostenido por Rolleri (1973).

Existen diversas dataciones radimétricas que no indican una exacta asignación cronológica para estas secuencias. En el área de La Modesta, una datación K/Ar sobre roca total arrojó una edad mínima de 210 Ma (Triásico medio); en la estancia Tres Hermanas 406 ± 10 Ma (De Giusto *et al.*, 1980) sobre una difusión leucogranítica que afecta a las metamorfitas allí presentes; por último, una datación K/Ar sobre roca total en una anfibolita del bloque de la estancia Dos Hermanos, arroja una edad de 540 ± 20 Ma (Pezzuchi, 1978) concluyendo que esos asomos, según la opinión de diversos autores indicarían una edad precámbrica superior-paleozoica inferior (Pezzuchi, 1978).

DESCRIPCION DEL BASAMENTO

COMPLEJO RIO DESEADO (Viera y Pezzuchi, 1976).

Tipos litológicos

Metamorfitas

Cuarcitas y metapelitas: Se presentan en una alternancia de bancos gruesos de espesores variables, conformando el par arena-pelita. Esta litología tiene poca representación en el cuerpo analizado, restringiéndose los asomos al sector más oriental del afloramiento.

Las cuarcitas son rocas de grano fino, homogéneas, macizas y de color gris, mostrando un conspicuo clivaje. Al microscopio se muestra como una roca de textura granoblástica, constituida casi exclusivamente por individuos de cuarzo, los que se disponen en agregados distribuidos irregularmente en el corte, observándose contactos rectilíneos entre los mismos. Se presentan en la mayoría de los granos microfrazas de presión y extinción ondulante. Presenta micas y piroxenos poco abundantes y dispersos.

Las metapelitas son rocas de colores oscuros, con cierto brillo otorgado por la presencia de laminillas de biotita. Presentan una laminación fina primaria a la que se le sobrepone un incipiente clivaje. Están compuestas por abundantes granos de cuarzo y feldespato en una matriz illítica con textura lentoblástica.

En sectores del cuerpo metamórfico se hace predominante una u otra litología, conformando monótonos bancos de hasta 40 m de espesor.

Filitas y esquistos: Se presentan en forma alternada rítmica, en paquetes de 0,30 m. Constituye el par litológico de mayor representación dentro de la secuencia. Se incluyen dentro de este tipo litológico esquistos micáceos, micacitas y filitas.

Se trata de rocas de grano fino, color gris oscuro, con clivaje pizarroso bien desarrollado que deriva a esquistosidad en las rocas de mayor grado metamórfico. Los esquistos presentan en sectores una estructura superficial nodulosa otorgada por los agregados de minerales cuarzosos; en otros casos estos esquistos nodulosos se caracterizan por la presencia de nidos de mica (biotita).

El componente mineralógico principal de estas rocas es la moscovita, en láminas isoorientadas entre las que se observan agregados de granos de cuarzo.

La textura de la roca es holoesquistosa, tratándose petrográficamente de filitas y esquistos cuarzo-moscovíticos.

Anfibolitas: Se trata de rocas de grano grueso a fino, de color verde oscuro, en parte porfíricas, distinguiéndose cristales de hornblenda y plagioclasas.

Se presentan conformando cuerpos macizos y bancos tabulares de hasta 30 m en los que se advierte una incipiente esquistosidad, convirtiendo a este tipo litológico en verdaderos esquistos anfibólicos, los que muestran gradación con las filitas y esquistos.

Se encuentran distribuidos principalmente en el sector occidental del bloque, a diferentes niveles dentro de la secuencia metamórfica.

Al microscopio, muestran una mineralogía dominada por anfíboles de color verde (hornblenda) isoorientados, en cristales prismáticos de tamaño regular, fuertemente pleocroicos. El cuarzo y el feldespato, subordinados, se encuentran formando parte de la pasta. Las plagioclasas (andesina-labradorita) presentan los planos fracturados, así como el cuarzo extinción ondulante.

La textura de la roca es nematoblástica.

Los estudios petrográficos realizados por Pezuchi (1978) demuestran que se trata de una *anfibolita hornblendífera*.

En una primera instancia, se considera a estas rocas como derivadas de rocas sedimentarias (margas), por la concordancia que muestran con las metasedimentitas y metamorfitas con las cuales se intercala.

Magmatitas

Granitos: Se ofrecen a la observación en el sector septentrional del bloque, configurando dos

cuerpos de formas elongadas, destacándose netamente de las metamorfitas que los contienen. Sus bordes son definidos, presentándose también en forma de diques, cortando la esquistosidad de la roca encajante.

Se trata de granitos de grano mediano, color gris rosado, homogéneo, con textura granuda y que en sectores se vuelve pegmatítico. Una característica de estos cuerpos es la presencia de orientación de los minerales planares que componen la roca en forma concordante con la esquistosidad de la roca de caja.

La mineralogía corresponde a la típica granítica: cuarzo abundante, feldespato y mica, además de algunos minerales máficos de colores verdosos. Microscópicamente presenta textura granuda hipidiomorfa, con cristales de cuarzo, plagioclasa, ortoclasa, biotita y moscovita.

El cuarzo se presenta en cristales anhedrales, a modo de relleno intersticial en la trama feldespática. Su diámetro medio es de 1,3 mm. Es límpido y las inclusiones son escasas.

El feldespato potásico (ortoclasa) se presenta en cristales subhedrales y anhedrales, exhibiendo la mayoría de los individuos hábito prismático. La macla presente es la de Carlsbad, pero también hay muchos cristales sin macla. Su diámetro medio es también de 1,3 mm; en casi todos los casos los cristales de ortoclasa están parcial o totalmente alterados en un agregado arcilloso de color castaño, lo cual le otorga un aspecto de turbidez característico. Presenta escasas inclusiones de apatita.

La plagioclasa se presenta en cristales subhedrales, cuyo diámetro medio supera al del resto de los minerales, oscilando entre 1,5 y 2,4 mm, aunque también hay tablillas de 0,5 mm. Exhiben maclado según la ley de Albita y Periclino. Los individuos presentes están afectados por un tipo de alteración similar a la de los feldespatos y hay casos en que es más intensa en el núcleo del cristal y menos acentuada en la periferia. Suele haber intercrecimiento de cuarzo del tipo gráfico.

La moscovita es escasa y se presenta en escamas cortas de 0,5 mm, en tanto la biotita, no muy abundante, aparece completamente cloritizada.

Diques y venas de cuarzo: Se presentan afectando tanto a las metamorfitas como a los granitos, con espesores de hasta un metro, en forma concordante o discordante con la esquistosidad de la roca de caja. Se trata de cuarzo lechoso, de color blanco y límpido en superficie.

Dacitas: Afloran en el sector más occidental del bloque guardando relaciones de intrusividad con las metamorfitas. Conforman un cuerpo de re-

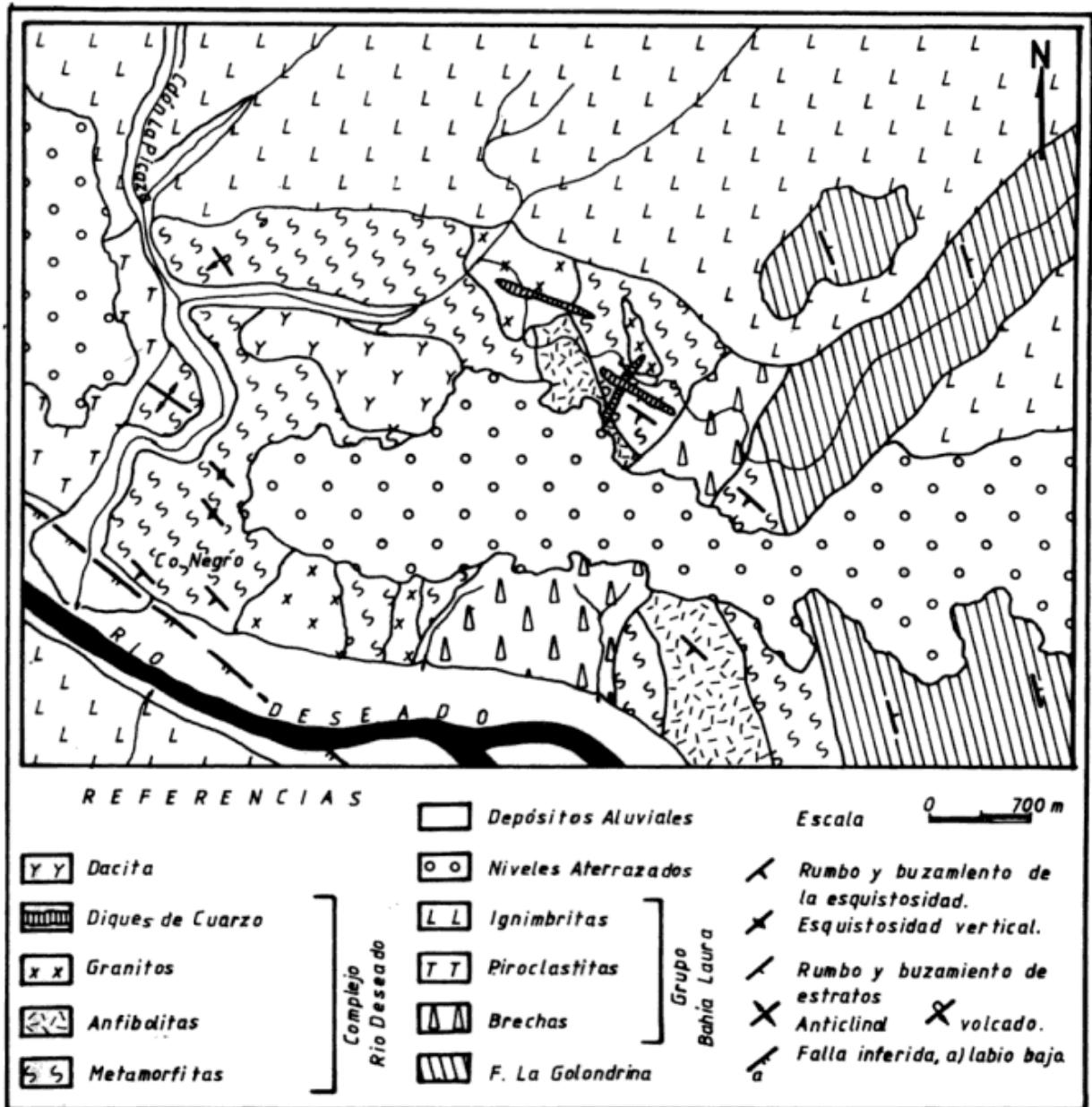


Figura 2: Mapa geológico del bloque basamental aflorante en la estancia Dos Hermanos.

ducidas dimensiones, con exposiciones saltuarias a lo largo de la quebrada que cae sobre la margen izquierda del cañadón La Picaza, cerca de su desembocadura al norte del cerro Negro (figura 2).

El aspecto general del afloramiento es homogéneo, constituido por una roca de color gris verdoso, afírica y afanítica, destacándose en la misma un moteado verdoso que la caracteriza.

Al microscopio, muestra una textura microgranuda, con abundante material criptocristalino intersticial, exhibiendo los cristales un tamaño uniforme (0,037 mm). Mineralógicamente se caracteriza por la presencia de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, apatita y magnetita. El cuarzo es el material más abundante apareciendo en individuos anhedrales y límpidos. La plagioclasa

se presenta en pequeños cristales tabulares maclados según la ley de Carlsbad o desprovistos de maclas y frecuentemente afectados por una alteración del tipo carbonática o caolinítica.

Como minerales accesorios aparecen apatita en forma escasa y magnetita diseminada en granos muy pequeños, acompañando al mineral criptocristalino. También como accesorio aparece biotita, con colores castaños, la cual es muy escasa.

De acuerdo con sus características petrológicas esta roca se clasifica como *leucoriodacita*.

A continuación se presenta la litología dominante en los diferentes afloramientos de rocas basamentales presentes en el Macizo del Deseado (cuadro I), las que han sido reunidas en grupos litológicos para su comparación con los ti-

Cuadro I: Grupos litológicos.

LOC.	LA MODESTA	TRES HERMANAS	DOS HERMANOS	LAGUNA LARGA
METAMORFITAS	Esquistos Filitas cuarz-micác Metacuarcitas	Cuarcitas Esquistos micáceos Anfibolitas Mármales	Cuarcitas Metapelitas Filitas Esquistos micáceos Micacitas Anfibolitas Migmatitas	Esquistos cuarz-feld. Esquistos micáceos Cuarcitas Gneises Migmatitas tonalíticas
MAGMATITAS	Venas de cuarzo	Leucogranitos a) aplíticos b) pegmatíticos	Granitos Diques { granit. pegmat. de cuarzo Dacitas	Tonalitas Leucogranitos

pos litológicos definidos para las exposiciones de la estancia Dos Hermanos

Grado metamórfico

Se estima que los sedimentos originales formaban parte de una secuencia areno-pelítica, muy rica en cuarzo, y con intercalaciones de margas, sobre la que se implanta un metamorfismo regional de grado moderado.

El mismo corresponde a una facies de esquistos verdes hasta facies de anfibolita con epidoto (Pezzuchi, 1978; Panza, 1984; Panza y Márquez, 1986), determinando De Giusto *et al.* (1980) para las rocas de la Formación La Modesta, una subfacies intermedia de la facies de esquistos verdes producto de un metamorfismo regional débil.

Relaciones de campo

El afloramiento de la zona de estancia Dos Hermanos es de forma alargada en sentido sublatlateral y de reducidas dimensiones con un largo máximo en sentido noroeste-sureste de 4 km y un ancho de 2,5 km.

A lo largo del río Deseado conforma la barranca norte del mismo en este tramo, estando expuesto en dos asomos interrumpidos su continuidad superficial por secuencias aglomerádicas del Grupo Bahía Laura (Jurásico). Los afloramientos de la parte septentrional muestran continuidad en sus exposiciones.

El rumbo de las estructuras mayores originadas por flexuración es N 125°, con buzamiento hacia el suroeste.

Es de destacar que no se han identificado rocas con fenómenos de inyección conformando parte de este cuerpo, aunque Pezzuchi (1978) cita la presencia de migmatitas, como así también de procesos de alteración hidrotermal.

De acuerdo a los elementos de fábrica predominantes en la secuencia analizada, se considera

Estructuras mesoscópicas

Las estructuras reconocidas han sido identificadas de acuerdo a la clasificación y sistemática de rocas metamórficas propuesta por Kilmurray y Teruggi (1982).

Planares.

- Planos de estratificación en metapelitas (blastoestratificación).
- Clivaje de flujo en metapelitas.
- Clivaje de fractura en cuarcitas.
- Clivaje *strain slip* (crenulación).
- Esquistosidad en esquistos y micacitas.

Lineales

- Lineación de agregados minerales (cuarzo y/o mica) en esquistos nodulosos.
- Crenulación por paralelismo de ejes de pliegues menores.

Masivas

- Cuerpos de anfibolitas

Estructuras megascópicas

- Flexuras: caracterizada por rumbos y buzamientos de planos, pliegues y sus ejes.
- Fracturas: como angostas zonas de cataclasis y fajas con truncamiento de las estructuras mesoscópicas.
- Boudinage: en diques de cuarzo y cuerpos delgados de anfibolitas.

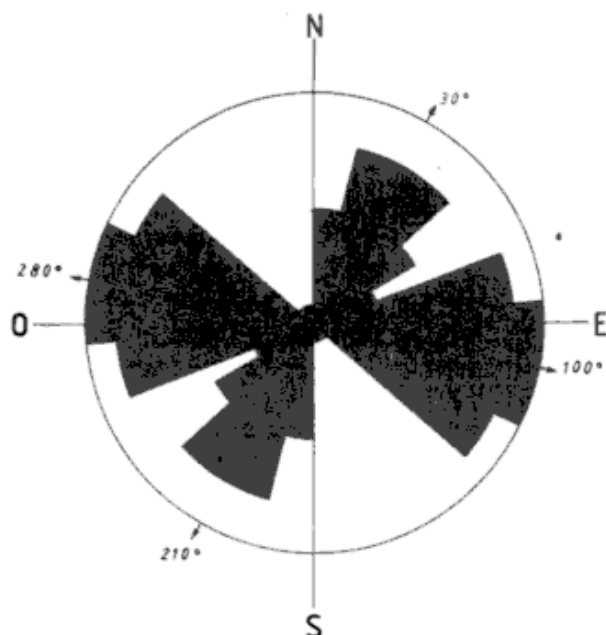


Figura 3: Diagrama de orientación ponderada de elementos de fábrica, planares y lineales, presentes en las rocas que conforman el Complejo Río Deseado en el afloramiento de la estancia Dos Hermanos, confeccionado en base a 300 mediciones realizadas sobre el terreno.

a la misma caracterizada por el tipo de Tectonitas S de Sander (1930).

TECTONICA

Para el análisis tectónico se utilizaron los datos obtenidos de las observaciones de campo y de la interpretación de fotografías aéreas e imágenes satelitarias.

La mayor dificultad para la interpretación estructural basada en la evaluación de los rasgos superficiales reside en el hecho de ser ésta una región de comportamiento anorogénico, y donde no están expuestas las relaciones espaciales entre las diferentes unidades rocosas reconocidas. Se suma a esto la gruesa cubierta mantiforme de rodados que impide obtener información en parte del área.

Tectónica del basamento

Se considera como basamento de la región a las rocas metamórficas y graníticas que conforman el Complejo Río Deseado, conjuntamente con los cuerpos intrusivos dacíticos, los que constituyen el sustrato del resto de las secuencias fanerozoicas presentes en el área.

En este bloque bajo estudio se han podido determinar tres fases de deformación (F1, F2 y F3) que producen la consolidación del cratón durante el Paleozoico inferior y una posterior en el Triási-

co (F4) que produce la primera estructuración en bloques preandinos en este sector del Macizo.

Las estructuras asociadas a la fase de deformación más antigua (F1), desarrollada sobre filitas, esquistos, cuarcitas y anfibolitas, se caracterizan por el desarrollo de esquistosidad, clivaje de fractura, crenulación y cizallamiento, con una orientación dominante oeste-noroeste y buzamiento variable tanto al suroeste como al noreste.

Asociado a estas estructuras se observa un intenso plegamiento de orden mayor, predominantemente plástico, con probables planos de deslizamiento y fallamiento en sus flancos. El rumbo axial de estos pliegues es nor-noroeste.

Esta fase de deformación está acompañada por una fase de intrusión granítica-pegmatítica tardío-tectónica (G1).

Este evento de deformación antiguo, y que es dominante en el bloque de basamento considerado, es producido, posiblemente, por un campo de esfuerzos compresivos correspondientes a la fase Tilcárica (Turner y Méndez, 1975) ubicada dentro del ciclo Pampeano (Aceñolaza y Toselli, 1973) de deformación.

La segunda fase (F2) se caracteriza por la intrusión de diques de cuarzo, los que se disponen cortando la esquistosidad regional y rellenando diaclasas. Estos cuerpos se han emplazado durante un régimen de esfuerzos distensivos posterior a la F1.

Se identificó también una etapa de naturaleza plegante (F3) que origina estructuras de tipo "boudinage" en las capas. Esta estructuración es seguida por la intrusión de cuerpos dacíticos (G2), los que estarían relacionados, posiblemente, con eventos magmáticos del orógeno occidental adyacente para esta época.

La última y más importante fase de deformación está representada por fracturación y ascenso de bloques del basamento (F4) durante el Triásico, conjuntamente con su cubierta de sedimentitas neopaleozoicas. Este episodio sería asignable a la fase Rioatuélica de Turner y Méndez (1975), acaecida en las últimas etapas del Ciclo Gondwánico (du Toit, 1937) de deformación.

Se sintetiza que en la evolución estructural del bloque de basamento de la estancia Dos Hermanos se identifica preliminarmente una etapa de consolidación durante el Precámbrico superior a Devónico caracterizada por las fases de deformación F1, F2 y F3 e intrusivas G1 y G2, y una etapa cratónica posterior de comportamiento rígido (F4).

Con el objeto de caracterizar los dominios de deformación en el basamento, se volcaron en un diagrama las mediciones realizadas sobre estruc-



Figura 4: Posible reconstrucción del sector austral de la Pangea n+1 durante el Paleozoico.

turas planares y lineales mesoscópicas, llegándose a reconocer dos sistemas conjugados de rumbo N 280°, el dominante, y N 210° subordinado (figura 3), los que forman parte de la F1, hallándose distribuidos uniformemente en las rocas del basamento. De acuerdo a Thomas (1974), en un set conjugado de cizalla se considera que el sistema más transversal a los esfuerzos es el que muestra mayor representatividad, por lo tanto, se infiere que los esfuerzos compresivos de F1 tuvieron una dirección suroeste-noreste, de acuerdo a lo que surge del carácter dominante del sistema de cizallamiento oeste-noroeste. Este análisis es coincidente con el que realizara Pezzuchi (1978), quien determina dos orientaciones mayores de las estructuras, una noreste y otra noroeste de mayor importancia.

Es de destacar que el rumbo de las estructuras de los dominios F1 y F2 es coincidente con los sistemas de fracturación "El Tranquilo" y "Bajo Grande", determinados por Panza (1982 y 1984) para áreas vecinas y consideradas por ese autor como direcciones regmáticas de fracturación.

Los diques de cuarzo emplazados durante la etapa F2, de naturaleza distensiva, muestran una ocurrencia en los dominios anteriormente citados, aunque muchos de ellos aparecen en discordancia, con arrumbamiento casi meridiano.

Tectónica de la cubierta neopaleozoica

En relación de discordancia angular de alto grado se asienta, sobre el bloque de basamento aquí descrito, una secuencia de sedimentitas clásticas de edad pérmica, identificada como Formación La Golondrina. Esta conforma una estructura homoclinal de rumbo N 150° y buzamiento de hasta 25° al noreste (figura 2).

La relación de angularidad entre el basamento y las sedimentitas Pérmicas se supone originada por la fase Chánica, de carácter compresivo, coincidente con el episodio de deformación F3 reconocido en el sustrato, al que le sucede un evento distensivo que habilita las cuencas para la sedimentación neopaleozoica.

El episodio F4, definido en el basamento, sería coincidente con la primera estructuración en bloques de la comarca y obedeciendo a un estilo de deformación tipo *thick-skinned* (piel gruesa), donde el basamento ha estado en/o cerca de la superficie durante la deformación, interviniendo en la misma, siendo el rasgo más notable de este estilo el fallamiento de cuerpos rocosos mecánicamente rígidos.

EVOLUCION TECTONICA DURANTE EL CICLO PAMPEANO DEL MACIZO DEL DESEADO

Dentro de este ciclo en base a la información básica que se tiene del basamento del Deseado, se pueden reconocer eventos sedimentarios, magmáticos, metamórficos y diastróficos.

De acuerdo a los escasos datos disponibles en la actualidad y a los reducidos y dispersos afloramientos de estas rocas, es difícil ubicar a las mismas en el marco geotectónico de esa época y, por ende, reconocer el ordenamiento original de sus facies.

De acuerdo a una datación sobre anfíbolita que arrojó una edad de 540±20 Ma (Pezzuchi, 1978), se ubicaría a estas rocas en el límite Precámbrico superior-Cámbrico. De tal forma podrían ser correlacionados con los siguientes elementos cratónicos antiguos: Cabo Belgrano en las Islas Malvinas (554±25 Ma, 983±19 Ma, 1124±50 Ma, 1100±55 Ma; *sensu* Cingolani y Varela, 1976); Plateau de Las Malvinas (1000 Ma, Deep Sea Drilling Project) y rocas metamórficas precámbricas del Macizo de las Agulhas.

Es muy posible que estos elementos cratónicos constituidos por corteza sílica y actualmente dispersos en la región austral hayan conformado un bloque solidario, aislado y desvinculado de Gondwana durante el ciclo Pampeano, constituyendo el Continente Austral (Palma, 1989) el cual fue acre-

cionado al Gondwana durante el Neopaleozoico (Ramos y Palma, 1991), siendo desmembrada posteriormente esta Pangea durante la evolución del ciclo Patagónico.

CONCLUSIONES

Las rocas involucradas en el Complejo Río Deseado, corresponden a metacuarcitas, metapelitas, filitas, esquistos cuarzo moscovíticos y anfibolitas hornblendíferas, a las que se asocian granitos y diques de cuarzo.

Los cuerpos graníticos, de emplazamiento tardío-tectónico, serían correlacionables genéticamente con los de naturaleza sintectónica aflorantes en el área de Laguna Larga, pero correspondientes a un nivel de emplazamiento superior.

Las rocas magmáticas de composición dacítica, que intruyen a la secuencia metamórfica, se correlacionan tentativamente con los leucogranitos relacionados al bloque de basamento de la estancia Tres Hermanas, y con los leucogranitos post-tectónicos de Laguna Larga, ambos asignados al Silúrico.

La estructura de este cuerpo de rocas basamentales que conforma parte del sustrato rígido del Macizo del Deseado está controlado por sistemas de fracturación de rumbo oeste noroeste y noreste, los que tienen una dinámica compresiva y tensional (en menor medida) y que han sido reactivados en diversas épocas.

Se considera a los arrumbamientos anteriormente citados como sistemas regmáticos de fracturación.

Mediante el análisis de diagramas de estructuras mesoscópicas y promedios de estructuras megascópicas, se determinó que los esfuerzos principales de deformación provenían del suroeste.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ACEÑOLAZA, G. F. y A. TOSELLI, 1973. *Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste Argentino*. II Congr. Latinoamer. Geol., Mem., 11: 756-763. Caracas.
- BRACCACINI, I., 1960. *Lineamientos principales de la evolución estructural de la Argentina*. Petrotecnia, 10 (6): 57-69, Buenos Aires.
- CINGOLANI, C. y R. VARELA, 1976. *Investigaciones geológicas y geocronológicas en el extremo sur*

de la Isla Gran Malvina, sector del Cabo Belgrano (Cabo Meredith), Islas Malvinas. Actas VII Congr. Geol. Arg., 6, Buenos Aires.

- CHEBLI, G. y R. FERELLO, 1974. *Un nuevo afloramiento metamórfico en la Patagonia extraandina*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXIX (4): 479-481, Buenos Aires.
- DE GIUSTO, J., C. DI PERSIA y E. PEZZI, 1980. *Nesocratón del Deseado*. En: *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc., vol. II: 1389-1430, Córdoba.
- DI PERSIA, C., 1962. *Acerca del descubrimiento del Precámbrico en la Patagonia Extraandina (Prov. de Santa Cruz)*. I Jorn. Geol. Arg., Anales, II: 65-68, Buenos Aires.
- DU TOIT, A. L., 1937. *Our wandering continents*. Edinburgh, Oliver Boyd, 1-366.
- FERUGLIO, E., 1949. *Descripción geológica de la Patagonia*. YPF, Buenos Aires.
- KILMURRAY, J. O. y M. E. TERUGGI, 1982. *Fábrica de metamorfitas, texturas y estructuras*. Ed. Cient. Arg. Librart, 1-40, Buenos Aires.
- LESTA, P. y R. FERELLO, 1972. *Región extraandina de Chubut y norte de Santa Cruz*. En: I Simp. Geol. Reg. Arg., Acad. Nac. Cienc., Córdoba.
- PALMA, M. A., 1989. *Los eventos geológicos del Macizo del Deseado durante la evolución tectónica del Continente Austral*. Reunión sobre Geotranssectas de América del Sur, Mar del Plata, 1-3 junio 1989: 97-101, Montevideo.
- PANZA, J., 1982. *Levantamiento geológico-económico Hojas 53c "Gobernador Moyano" y 54c "Cerro Vanguardia"*, Servicio Geológico Nacional, (inéd.), Buenos Aires.
- _____, 1984. *Descripción geológica de las Hojas 54f, Bajo de La Leona y 54g, Bahía Laura, Provincia de Santa Cruz*. Servicio Geológico Nacional, (inéd.), Buenos Aires.
- PANZA, J. y M. MARQUEZ, 1986. *Hallazgo de basamento ígneo-metamórfico en el Bajo de La Leona (Dpto. Deseado, provincia de Santa Cruz)*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XLI (1-2): 206-209, Buenos Aires.
- PEZZUCHI, H. D., 1978. *Estudio geológico de la zona de Ea. Dos Hermanos, Ea. 25 de Marzo y adyacencias, Dpto. Deseado, Provincia de Santa Cruz*. Tesis doctoral, (inéd.), UNLP, La Plata.
- RAMOS, V. A. y M. A. PALMA, 1991. *El Sistema Pérmico en Argentina: "Tectónica"* Cap. XII. XII Intern. Cong. on Carboniferous-Permian, Argentina.
- ROLLERI, E. O., 1973. *Acerca de la dorsal del mar argentino y su posible significado geológico*. V Congr. Geol. Arg., Actas, IV: 203-220, Buenos Aires.
- SANDER, B., 1930. *Geofügekunde der Gesteine*. 1-348. Wien.

Asociación Geológica Argentina

- THOMAS, G. E.**, 1974. *Lineament block tectonics, Williston Basin*. Amer. Ass. Petr. Geol., Bull., 58 (7): 1305-1322. Tulsa.
- TURNER, J. C. M. y V. MENDEZ**, 1975. *Geología del sector oriental de los departamentos Santa Victoria e Iruya, provincia de Salta, Argentina*. Acad. Nac. Cienc., Bol., 51 (1-2): 11-24, Córdoba.
- UGARTE, F.**, 1966. *La cuenca compuesta carbonífera-jurásica de la Patagonia Meridional*. An. Univ. Pat. San Juan Bosco, Geol., I (1): 37-68. Com. Rivadavia.
- VIERA, R. y H. PEZZUCHI**, 1976. *Presencia de sedimentitas Pérmicas en contacto con rocas del "Complejo metamórfico" de la Patagonia Extraandina, Ea. Dos Hermanos, provincia de Santa Cruz*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXI (4): 281-283, Buenos Aires.
- Recibido:** 14 de octubre, 1988.
Aceptado: 3 de diciembre, 1991.

MIGUEL A. PALMA

Cátedra de Geología Argentina
Facultad de Ciencias Naturales y Museo (UNLP)
Paseo del Bosque s/n
1900 La Plata

EVOLUCION COMPARADA DE LA PRECORDILLERA DE SAN JUAN EN EL PALEOZOICO TEMPRANO Y DEL MARGEN ATLANTICO DE NORTEAMERICA EN EL MESOZOICO-CENOZOICO

Gustavo González Bonorino

RESUMEN: La evolución estratigráfica y sedimentaria de la Precordillera de San Juan en el Cámbrico a Devónico muestra importantes semejanzas con la del margen atlántico de Norteamérica en el Mesozoico y Cenozoico. A saber: (a) se desarrollaron durante sendos ciclos de ascenso y descenso eustáticos de primer orden; (b) se formaron extensas plataformas carbonáticas durante los primeros 60 a 90 Ma. de evolución, y luego plataformas silicoclásticas; (c) hubo aporte de detrito desde áreas en ascenso lento intracratónicas (Sierras Pampeanas, Apalaches); (d) los ritmos de subsidencia tectónica fueron similares durante, aproximadamente, los primeros 150 Ma. de evolución; (e) hubo un fuerte control sobre la sedimentación y la estratigrafía por parte de oscilaciones eustáticas y de tectonismo en el área de aporte y en el margen; (f) se dio un ascenso de la plataforma a principios del estadio silicoclástico, dando lugar a discordancias; y (g) se reconocen regímenes de compresión tectónica en los tramos finales (Silúrico-Devónico, Cenozoico) de sus evoluciones.

Tal paralelismo evolutivo permite postular que el margen de Precordillera probablemente fue de tipo pasivo hasta el Devónico. Sin embargo, este margen tuvo tres particularidades que el modelo no explica adecuadamente. Una es el abundante magmatismo básico del Ordovícico tardío en la cuenca profunda. Otra es la elevación de los depósitos del talud continental para formar el arco de Tontal probablemente en el Silúrico. Y la tercera es el abundante magmatismo granítico del Ordovícico y Silúrico en el área de aporte. Se postula que la instauración de un régimen de transpresión- transtensión durante la etapa de deriva permite explicar el magmatismo básico y la orogénesis. Por otra parte, el magmatismo intracratónico se atribuye a calentamiento por un punto caliente, como había sido previamente señalado.

ABSTRACT: The stratigraphic and sedimentary evolution of the Precordillera in central western Argentina in the Cambrian to Devonian shows significant similarities to that of the Atlantic margin of North America in the Mesozoic and Cenozoic. Namely: (a) they developed during first order rise and fall eustatic cycles; (b) extensive carbonate shelves formed during the initial 60 to 90 m.y. of their evolution, followed by siliciclastic shelves; (c) detrital input was from slowly rising intracratonic source areas (Sierras Pampeanas, Appalachians); (d) they showed similar rates of tectonic subsidence for, approximately, the first 150 m.y. of evolution; (e) they showed a strong control on sedimentation and stratigraphy from eustatic fluctuations and tectonism in the source area and in the margin; (f) uplift of the shelf occurred in the early part of the siliciclastic stage, giving rise to unconformities; and (g) they were affected by tectonic compression during the final stages (Silurian-Devonian, Cenozoic) of their evolution.

Such evolutionary parallelism supports the hypothesis that the Precordillera margin probably was of a passive type until the Devonian. Nevertheless, this margin showed three peculiarities that the paradigm does not adequately account for. One is abundant Late Ordovician basic magmatism in the deep basin. Another is uplift of the slope deposits probably in the Silurian to yield the Tontal arc. And the third is abundant Ordovician and Silurian granitic magmatism in the source area. It is postulated that the onset of a transpression-transtension regime during the drift stage provides an explanation for the basic magmatism and the orogenesis in the deep basin. On the other hand, the intracratonic magmatism is attributed to heating from a hot spot, as had been previously suggested.

INTRODUCCION

El eristema paleozoico aflorante en la Precordillera de San Juan registra el desarrollo de un margen pasivo y su posterior destrucción. Esta afirmación probablemente tenga el consenso de la mayor parte de los colegas. Ahora bien, si se intenta fijar tiempos para las transformaciones y hacer inferencias sobre las configuraciones paleotectónicas involucradas, entonces se manifiestan importantes divergencias (comparar, por ejemplo, Criado Roque

et al., 1981; Ramos *et al.*, 1986; González Bonorino y González Bonorino, 1991).

En la evolución del margen de Precordillera se pueden distinguir tres etapas. La primera abarcó el Cámbrico y el Ordovícico temprano y correspondió al desarrollo de un margen pasivo con una plataforma carbonática pericratónica y una cuenca profunda adyacente (Baldis *et al.*, 1982). Borello (1969) introdujo esta noción con la terminología hoy perimida de mio- y eugeosinclinal. Luego González Bonorino y Middleton (1973); González Bonorino

(1975 y 1976) propusieron una analogía con un margen de tipo Atlántico. La segunda etapa comprendió el reemplazo de los carbonatos por depósitos terrígenos en la plataforma y la destrucción parcial del margen profundo por el ascenso tectónico del arco de Tontal, cuya presencia fue manifiesta en el Devónico medio pero que podría haber comenzado a gestarse a fines del Ordovícico (González Bonorino, 1975; 1976). La tercera etapa se inició a fines del Devónico e involucró una generalizada inversión del relieve que llevó a la obliteración definitiva de la cuenca profunda y a la transformación de la plataforma en una cuenca de antepaís (Furque y Cuerda, 1979; Ramos *et al.*, 1986). Los eventos descritos para la tercera etapa indican que el margen muy probablemente ya se había tornado convergente a principios del Carbonífero (Criado Roque *et al.*, 1981). El pasaje de margen pasivo a margen activo queda, pues, enmarcado entre el Ordovícico temprano y el Carbonífero. Ramos *et al.* (1986) argumentaron que ello ocurrió en el Ordovícico mediotardío basándose en el magmatismo toleítico de la Precordillera occidental y en evidencias de ascenso tectónico, pero - en mi opinión - no tomaron debidamente en cuenta la estratigrafía y las rocas sedimentarias. En contraste, González Bonorino y González Bonorino (1991) enfatizaron el estilo estratigráfico y sedimentario en la Precordillera de San Juan y propusieron que la convergencia recién se habría iniciado en el Devónico, pero no dieron una explicación enteramente satisfactoria para la deformación compresiva que construyó el arco de Tontal.

La presente contribución tiene tres objetivos: (a) analizar la estratigrafía y sedimentología del Paleozoico inferior (Cámbrico-Devónico) en la Precordillera de San Juan en busca de efectos eustáticos y tectónicos; (b) comparar el desarrollo del Paleozoico inferior en Precordillera con el desarrollo del Mesozoico y Cenozoico en el margen de Norteamérica sobre el océano Atlántico, un típico margen pasivo, con el fin de precisar en qué momento el margen de Precordillera dejó de comportarse como pasivo; y (c) postular que en ciertas etapas de la evolución del margen de Precordillera la deformación por cizalla fue importante y que ella produjo orogénesis local y facilitó las efusiones básicas en la cuenca profunda mucho tiempo antes del inicio de la subducción.

EL MARGEN ATLANTICO DE NORTEAMERICA

La constitución geológica del margen atlántico de Norteamérica se conoce en gran detalle y en tres dimensiones, lo cual lo hace un buen patrón de comparación para sucesiones estudiadas en afloramientos.

El margen resultó de la ruptura entre Norteamérica y África-Sudamérica a partir del Jurásico Temprano. En su evolución se puede distinguir una etapa de distensión ("rift") con formación de grabens y semigrabens rellenos por depósitos continentales y parálicos, y una etapa de deriva ("drift") luego de la ruptura (figuras 1 y 2). A partir de la ruptura el ritmo de subsidencia tectónica medido en la plataforma decayó exponencialmente (figura 3a).

Al iniciarse la etapa de deriva el margen estaba morfológicamente organizado en un área de aporte de detrito situada en los Apalaches, una plataforma y una cuenca profunda. Los Apalaches son un orógeno consolidado en el Paleozoico pero que en el Mesozoico-Cenozoico tuvo un ascenso de por lo menos 5 a 10 km (Wernicke y Tilke, 1989). Inicialmente, en la plataforma, rampas carbonáticas y barreras arrecifales dominaron los ambientes sedimentarios, dando una secuencia de hasta 7 km de espesor; los depósitos correlativos en la cuenca profunda, pelitas, calizas alodálicas y brechas de flanco, alcanzan 3 a 4 km de espesor (figura 2; Austin *et al.*, 1980; Poag, 1982; Gamboa *et al.*, 1985). Regionalmente los carbonatos desaparecieron hacia principios del Cretácico pero localmente persistieron hasta el Cretácico medio en posiciones de borde de plataforma. Desde principios del Cretácico hasta el presente la sedimentación ha sido casi enteramente terrígena. El espesor de depósitos terrígenos

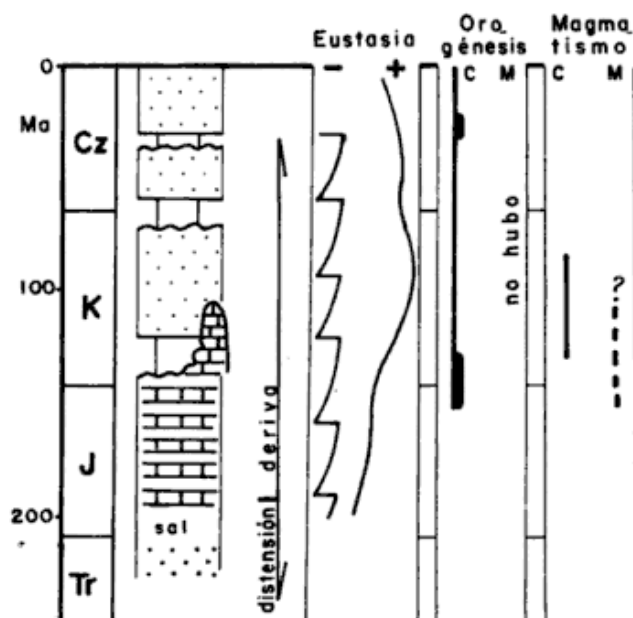


Figura 1: Sinopsis estratigráfica y de eventos para el margen de Norteamérica sobre el Atlántico. Información tomada de varias fuentes citadas en el texto. La orogénesis en los Apalaches (C) fue continua, con dos posibles picos; no se conoce deformación tectónica en el margen profundo (M). El magmatismo del margen profundo estaría representado por diques de diabasa en caja del Oxfordiano.

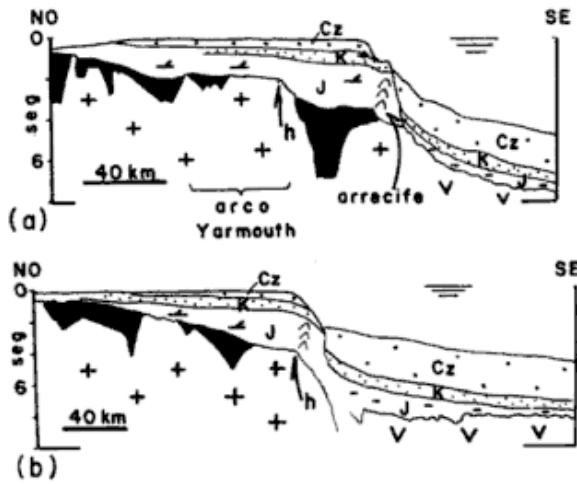


Figura 2: Perfiles sísmicos a través del margen atlántico frente a la costa de los Estados Unidos, aproximadamente a 40° N. Muestran la estructura en bloques en la corteza continental pre-triásica (cruces), el pasaje lateral a corteza oceánica (v), el relleno clástico del Triásico (en negro) y la geometría estratigráfica del Jurásico (J), Cretácico (K) y Cenozoico (Cz) en la plataforma y en la cuenca profunda. La culminación de la rampa cortical ("crustal ramp") o "hingeline" (h) marca el borde del cratón. En (a) nótese que la progradación de arrecifes en el Jurásico llevó el borde de la plataforma sobre la zona de corteza adelgazada. El arco de Yarmouth es un alto de basamento activo en el Mesozoico. Perfiles tomados de Austin *et al.* (1980).

nos en la plataforma es de 2 a 3 km y es mayor aún en la cuenca profunda (figura 2; Austin *et al.*, 1980).

El comportamiento de los sistemas sedimentarios de plataforma estuvo fuertemente influenciado por las oscilaciones eustáticas pero también por ascenso tectónico en los Apalaches y en la plataforma. La discordancia en el Cretácico temprano refleja ascenso de la plataforma en varios cientos de metros (figura 3a; Stam *et al.*, 1987), probablemente debido a una reactivación de la distensión (Tankard *et al.*, 1989). Un leve ascenso del zócalo para dar el arco de Yarmouth frente al golfo de Maine, causando el arqueamiento de la cubierta sedimentaria, se puede apreciar en la figura 2a. Hubo dos importantes invasiones terrígenas, una en el Cretácico temprano y otra en el Oligoceno (Austin *et al.*, 1980). La amplitud de la oscilación eustática en el Oligoceno fue del orden de 150 m (Haq *et al.*, 1987) y produjo una superficie regional de erosión en la plataforma y su exhondación, dando como resultado que las profundidades cerca de la costa en el golfo de Maine superen los 300 m (figura 2a; Austin *et al.*, 1980).

El magmatismo durante la etapa de deriva está representado por intrusiones básicas del Cretácico inferior en la sucesión de plataforma (Grow y Sheridan, 1981) e intrusiones alcalinas del Jurásico y

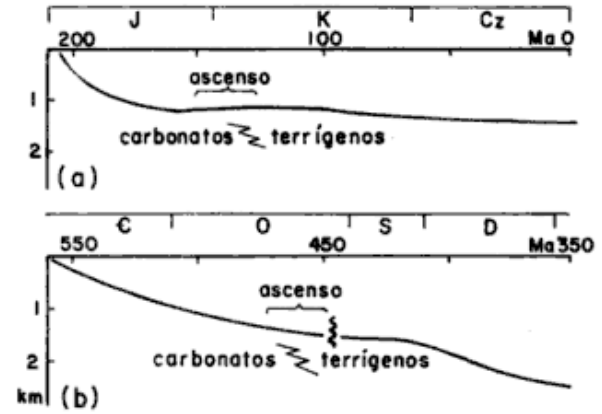


Figura 3: Ritmos de subsidencia tectónica para (a) el margen atlántico en Grand Banks, frente a Terranova, Canadá (tomado de Stam *et al.*, 1987), y (b) el margen de Precordillera de Cuyo (tomado de González Bonorino y González Bonorino, 1991). La línea ondulante en (b) indica discordancia. Se dan los tiempos aproximados de pasaje de sedimentación carbonatada a terrígena y de leve ascenso tectónico de la plataforma.

Cretácico en los Apalaches (Costain y Coruh, 1989). Además, el sostenido ascenso de los Apalaches se ha atribuido a calentamiento subcortical e inyección de magma del manto (Wernicke y Tilke, 1989).

EL PALEOZOICO INFERIOR EN LA PRECORDILLERA DE SAN JUAN

La información geológica publicada sobre el Paleozoico inferior de la Precordillera es abundante y se resume parcialmente. En particular, sólo se toman en cuenta afloramientos en San Juan, más que nada para evitar la dificultad de interpretar el Ordovícico-Silúrico de la cuesta de Villavicencio. Descripciones y referencias adicionales pueden hallarse en los trabajos de síntesis de Baldis *et al.* (1982), Ramos *et al.* (1984; 1986), Beresi (1990), Bordonaro (1990), Peralta (1990) y Peralta y Baldis (1990). En base a rasgos geológicos y morfológicos la Precordillera de San Juan suele dividirse en tres fajas meridiana: Oriental (al este de la sierras de Villicúm y Zonda), Central, y Occidental (abarca las sierras de Tigre y Tontal) (figura 4; Baldis *et al.*, 1982). En términos paleogeográficos, la plataforma cambro-ordovícica está representada por afloramientos en la Precordillera Oriental y Central, y la cuenca profunda por afloramientos en la Precordillera Occidental. Los cabalgamientos cenozoicos han obliterado el pasaje de la plataforma al talud y producido un acortamiento en el orden de 50 a 95 km (Introcaso *et al.*, 1990). Una restauración palinspástica da un ancho del orden de 100 km para la plataforma cambro-ordovícica. La descripción está acompañada por algunos nombres formacionales ejemplificadores.

Estratigrafía

Los estratos más antiguos en la Precordillera de San Juan son del Cámbrico Inferior alto; el contacto estratigráfico del Paleozoico con el zócalo no está expuesto pero se presume que es discordante (Baldis *et al.*, 1982). El Paleozoico inferior sedimentario en la Precordillera Central y Oriental está organizado en dos unidades estratigráficas limitadas por discordancias (figura 5; "unconformity-bounded stratigraphic units"). La unidad inferior está enmarcada por la presunta discordancia basal y por la discordancia de muy bajo ángulo (probablemente ca. 1° regionalmente) que separa Silúrico Inferior o Ashgiliano de Caradociano a Arenigiano (Furque y Cuerda, 1979; Beresi, 1990; en el texto siguiente esta discordancia se denomina "discordancia interunidad"). Debido a que el hiato de la discordancia interunidad es mayor en el oeste y sudoeste puede suponerse un alabeo del sustrato hacia el este-noreste (Furque y Cuerda, 1984; González Bonorino y González Bonorino, 1991). El espesor aflorante de la unidad inferior es de unos 3 km. La unidad superior comprende estratos del Ashgiliano al Devónico superior(?) con un espesor de hasta 4 km, y está limitada en su techo por una discordancia de bajo ángulo que la separa del Paleozoico superior. En la Precordillera Occidental la estratigrafía y los

espesores del Paleozoico inferior se conocen imperfectamente. Los estratos más antiguos son del Cámbrico Medio (Cingolani *et al.*, 1987) pero la base del Paleozoico no aflora. El Sistema Ordovícico está bien representado. Silúrico comprobado aflora al pie del flanco occidental de la sierra de Tontal y es concordante con el Ordovícico (Formación Calingasta; ca. 0,5 km de espesor; figura 4; Quartino *et al.*, 1971). Hacia el este, en cambio, estratos del Devónico indiferenciado (Formación El Codo; figura 4; Peralta y Baldis, 1990) y del Devónico inferior (Cingolani *et al.*, 1987) apoyan sobre Ordovícico superior por falla. Ello impide establecer si la ausencia de Silúrico se debe al ascenso del arco de Tontal o si es consecuencia de erosión más reciente. Los recién mencionados son los únicos estratos devónicos confirmados. La postulada edad devónica para la Formación El Planchón está basada en fauna hallada en rodados y carece de apoyo estratigráfico. El Carbonífero apoya en discordancia sobre Devónico a Ordovícico. Aparentemente la discordancia interunidad pasa a concordancia hacia el oeste, como es de esperar debido al aumento en la paleobatimetría. No se puede descartar, sin embargo, que esa discordancia esté presente en el sector oriental de la Precordillera Occidental (figura 5).

Sedimentología

En la Precordillera Central y Oriental el Cámbrico y Ordovícico inferior están representados por calizas y dolomías de plataforma pericratónica (Baldis y Bordonaro, 1982). Hacia el oeste, en la sierra de Tontal, estratos correlativos muestran brechas de talud (Cuerda *et al.*, 1986; pero ver reinterpretación de Bordonaro, 1990, como olistolitos en depósitos del Ordovícico). Las facies de borde de plataforma estarían soterradas bajo el flanco oriental de la sierra de Tontal (Baldis y Chebli, 1969). Regionalmente los carbonatos macizos desaparecen con el Arenigiano, aproximadamente, y las sedimentitas terrígenas dominan la columna del Llanvirniano al Carbonífero (figura 5; Baldis *et al.*, 1982). No obstante, en localidades probablemente próximas al antiguo borde de plataforma (e.g. al suroeste de Jáchal) los estratos carbonáticos se extienden hasta el Caradociano (Las Aguaditas; figura 4; Baldis *et al.*, 1982; Cabaleri, 1986). En la región de plataforma, la proporción de arena y grava aumenta del Llanvirniano al Caradociano y, comenzando en el Llanvirniano superior, aparecen olistolitos de las calizas cambro-ordovícicas inmersos en los depósitos neríticos (Furque y Cuerda, 1979; Furque, 1982). En la Precordillera Occidental, el Ordovícico medio y superior es rico en turbiditas arenosas, y localmente conglomerados, con área de aporte en

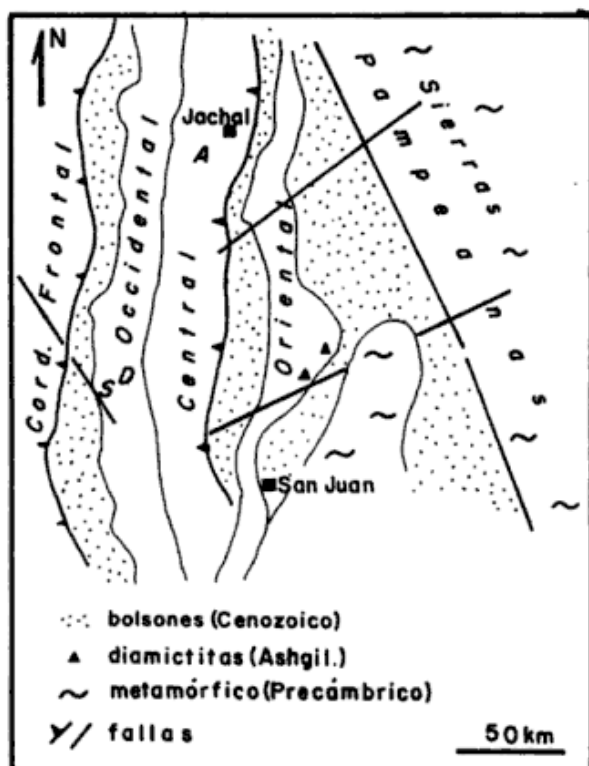


Figura 4: Mapa de ubicación de la Precordillera de San Juan con las principales unidades morfoestructurales y el diseño de fallas actuales (basado en Baldis *et al.*, 1982). A - Las Aguaditas; D - Devónico de la Formación El Codo; S - Silúrico de la Formación Calingasta.

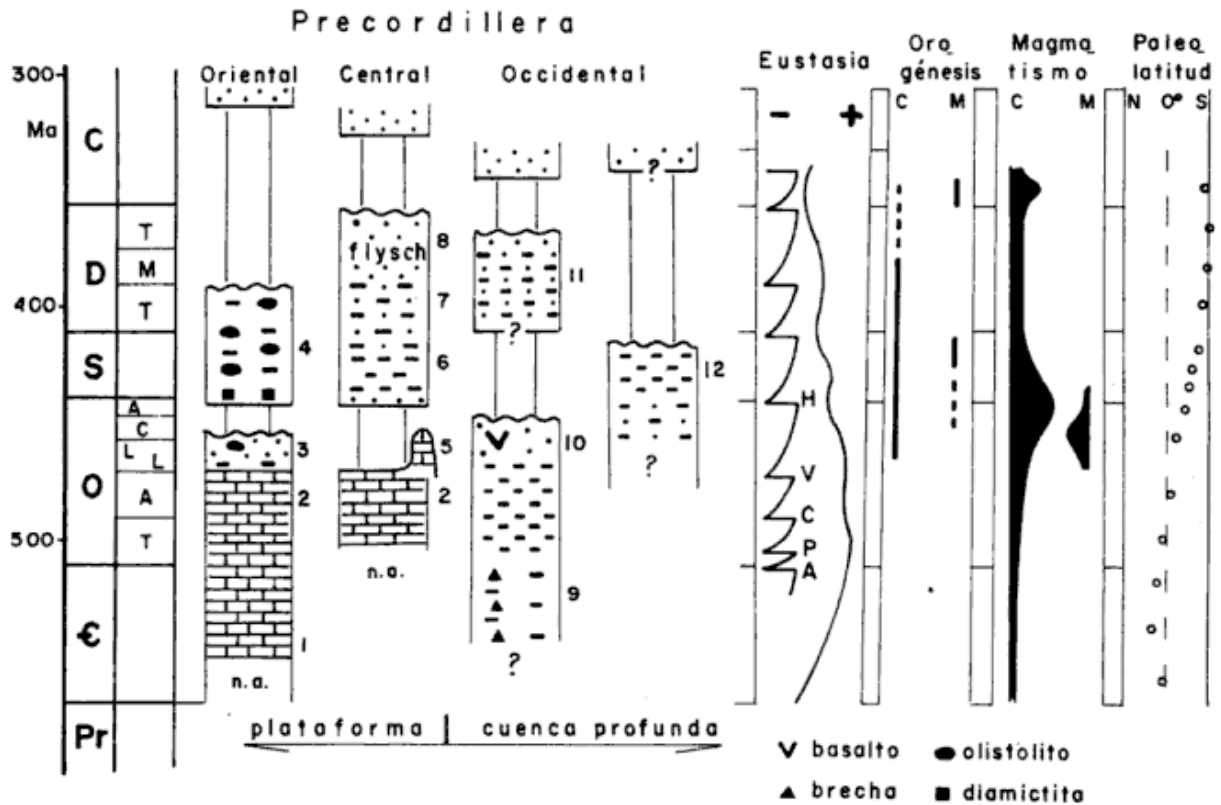


Figura 5: Sinópsis estratigráfica y de eventos para el margen de Precordillera de Cuyo. La Precordillera Occidental está representada por dos columnas estratigráficas. La de la izquierda correspondería a la zona donde creció el arco de Tontal; la discordancia entre el Ordovícico y el Silúrico es probable pero no está comprobada. Se dan sólo algunos nombres de formaciones. 1 - La Laja; 2 - San Juan; 3 - La Cantera; 4 - Mogotes Negros; 5 - Las Aguaditas; 6 - Tambolar; 7 - Talacasto; 8 - Punta Negra; 9 - Los Sombreros; 10 - Portezuelo de Tontal; 11 - El Codo (en parte); 12 - Calingasta; n.a. = no aflora. Las oscilaciones eustáticas están representadas por curvas de primer y segundo orden (datos de Erdtman, 1986, y Vail *et al.*, 1977, principalmente). Eventos regresivos: A - Acerocare; C - Ceratopyge; P - Peltocare; V - Valhall; H - Hirnantiano. La orogénesis se da para el área de aporte intracratónica (C) y para la cuenca profunda (M). El magmatismo para el área de aporte (C) está representado por curvas de distribución de frecuencias de edades radimétricas tomadas de González *et al.* (1985); para la cuenca profunda (M) se da una grosera estimación basada en bioestratigrafía. La paleolatitud de Precordillera de Cuyo se estimó de los mapas en Scotese y McKerrow (1990).

el cratón (e.g. Formaciones Portezuelo de Tontal y Yerba Loca; González Bonorino, 1975; Cingolani *et al.*, 1987; Astini, 1988; Spalletti *et al.*, 1989). En estos estratos se intercalan basaltos en almohadilla y filones ultrabásicos (Haller y Ramos, 1984; Kay *et al.*, 1984). La unidad estratigráfica superior en la Precordillera Oriental, se inicia con varios metros de diamictitas y conglomerados glaciogénicos del Ashgiliano acumulados a profundidades neríticas (Peralta y Carter, 1990), mientras que en la Precordillera Central se inicia con un conglomerado litoral, generalmente de menos de 1 m de espesor, compuesto por clastos de pedernal erosionados de las calizas infrayacentes (Marchese, 1972); la edad de este conglomerado es Ashgiliano a Llandoveryano temprano (Baldis *et al.*, 1982). Un análisis preliminar de estos depósitos basales hace pensar que la profundidad de agua en la plataforma proximal (Precordillera Oriental) era algo mayor que en la distal (Precordillera Central) a fines del Ordoví-

co. Inmediatamente por encima, sin embargo, el Llandoveryano incluye areniscas con cemento y oolitas ferruginosas tanto en la Precordillera Oriental como en la Central (Peralta *et al.*, 1986). La precipitación del hierro ocurre en un rango limitado de condiciones físicas y químicas y por lo tanto es probable que para el Llandoveryano se hubieran restablecido una profundidad y circulación de agua uniformes en la plataforma.

La diferencia de facies entre la Precordillera Oriental y la Central se acentúa del Llandoveryano al Devónico inferior. En la Precordillera Central dominan depósitos de grano fino bien estratificados, con icnofacies y estructuras sedimentarias indicadoras de ambientes de plataforma somera (Aceñola y Peralta, 1986). En la Precordillera Oriental, en cambio, persisten la grava y los olistolitos de caliza inmersos en pelitas y areniscas con aspecto de haber sufrido deformación sinsedimentaria atribuible a deslizamientos submarinos (Formaciones Mo-

gotes Negros y Rinconada; González Bonorino, 1975).

El Devónico medio y superior(?) aflora solo en la Precordillera Central donde está representado por un flysch arenoso (Formaciones Punta Negra y Chinguillos) derivado del cratón (Baldís y Sarudiansky, 1975; González Bonorino, 1975). En particular, la Formación Punta Negra es una secuencia turbidítica acumulada casi enteramente por debajo del nivel de base de olas con tormenta pero que muestra evidencias de somerización en el techo (González Bonorino, 1975; Cuerda *et al.*, 1988). González Bonorino (1975) postuló que estratos de las actuales Formaciones Mogotes Negros y Rinconada eran parcialmente correlacionables con Punta Negra y que representaban facies de talud contemporáneas del flysch. Minuciosos estudios bioestratigráficos posteriores (e.g. Peralta y Uliarte, 1986) no han confirmado esta presunción, sin embargo, y por lo tanto el flysch queda enteramente desconectado - en afloramiento - de los sistemas de alimentación, lo que hace difícil distinguir entre los distintos posibles tipos de secuencias turbidíticas. En particular queda sin respuesta si la fuente de alimentación fue lineal, como se supuso en González Bonorino (1975; aquella interpretación podría equipararse con la rampa submarina de Heller y Dickinson, 1985), o puntual a través de un cañadón principal. Son necesarios nuevos estudios de este flysch (e.g. Astini, 1990; Peralta y Ruzycki de Berenstein, 1990). El espesor total (Ordovícico medio-Devónico superior?) de la secuencia terrígena de plataforma es de aproximadamente 4 km en las cercanías de Jáchal y se adelgaza hacia el sur-suroeste (Baldís *et al.*, 1982).

En la Precordillera Occidental el Ashgiliano no ha sido reconocido y el Silúrico tiene facies batiales o abisales (e.g. Formación Calingasta; Baldís *et al.*, 1982). Los retazos de Devónico inferior incluyen coquinas (Cingolani *et al.*, 1987) y posiblemente son neríticos. La sedimentología de la Formación El Codo no ha sido estudiada. Sessarego (1988) opinó que puede ser un flysch correlativo del de la Formación Punta Negra. Un pequeño afloramiento de estratos de El Codo en el Km 115 de la ruta San Juan-Calingasta muestra areniscas finas en bancos delgados con bases netas y techos ondulados alternando con pelitas. El estilo de la estratificación es distinto de Punta Negra con sus bancos macizos y muy escasa fangolita intercalada (González Bonorino, 1975; González Bonorino y Middleton, 1976). Los techos ondulados permiten suponer que se trata de capas de tormenta; esta interpretación va mejor con la presencia de coquinas devónicas en localidades próximas. El Devónico nerítico se habría acumulado sobre el arco de Tontal.

DISCUSION

Controles tectónicos y eustáticos sobre la sedimentación

Algunas relaciones importantes entre la sedimentación en el margen de Precordillera en el Paleozoico temprano y oscilaciones eustáticas o eventos tectónicos, han sido previamente señaladas por Baldís y Bordonaro (1984) para el Cámbrico y por Furque y Cuerda (1979) y Beresi (1990) para el Ordovícico. Aquí se desea ampliar este análisis en el tiempo y precisar el significado de ciertos cambios litoestratigráficos.

El cese de la sedimentación carbonática en la plataforma pudo haber sido consecuencia de la caída eustática a fines del Arenigiano (evento regresivo Valhall; figura 5) y de una rápida inundación (quizás representada por las pelitas negras del Llanvirniano; e.g. Formación Gualcamayo) que haya impedido la recolonización. El efecto eustático pudo haber sido reforzado por otros factores tales como: (a) un incremento del material terrígeno fino en aguas de la plataforma debido a orogénesis incipiente en el área de aporte (este tema se desarrolla más adelante); (b) la deriva del sustrato de la Precordillera de San Juan a latitudes más altas (figura 5); y (c) una modificación en la circulación oceánica debido a cambios en la configuración de las placas litosféricas. Por su parte, la invasión de arena en el Ordovícico medio y tardío en toda la cuenca y la persistencia de los olistolitos de caliza, posiblemente reflejen la acción combinada de un nivel del mar estable favoreciendo la progradación del cortejo sedimentario de nivel alto ("highstand systems tract"), y un aumento del relieve por orogénesis en el área de aporte. Luego siguió la caída glacio-eustática del Hirnantiano que pudo haber dado lugar a la exhondación de la plataforma proximal y que fue acompañada por el avance de glaciares hasta la costa, los cuales depositaron diamictitas al retirarse.

Furque y Cuerda (1984) atribuyeron el ingreso de olistolitos a una "fase diastrófica Guandacol". A juzgar por la persistente presencia de olistolitos y grava en el Ordovícico, Silúrico y Devónico inferior, este evento diastrófico tuvo una duración demasiado larga como para ser considerado una "fase". Quizás convenga definir la orogénesis Guandacol para abarcar los movimientos de ascenso que afectaron el margen de Precordillera entre el Ordovícico medio y el Devónico temprano, aproximadamente. La magnitud del ascenso parece haber sido marcadamente diferente a través del margen. En el área de aporte, el ascenso puede estimarse en unos 10 km en promedio regional en base a escasos datos geobarométricos para Sierras Pampeanas (e.g.

Ramos, 1988). El ritmo de ascenso habría sido lento, del orden de 0,1 m/1000 años; la falta de evidencia de una continentalización de la plataforma en todo este largo período es coherente con un ascenso lento. En la plataforma, la discordancia interunidad implica la erosión o la no acumulación de un espesor estratigráfico correspondiente a la duración del hiato y a la tasa de sedimentación en ese tiempo. Dicho espesor puede estimarse por interpolación en la curva de subsidencia total (González Bonorino y González Bonorino, 1991) y da aproximadamente 50 m para la Precordillera Oriental y 300 m para la Central. Un descenso del nivel de base de 50 m puede razonablemente atribuirse a la caída glacio-eustática del Hirnantiano (figura 5) pero 300 m de erosión casi seguramente implican un ascenso tectónico equivalente que debió haber cesado antes del Hirnantiano. En la cuenca profunda, finalmente, la orogénesis dió el arco de Tontal, ubicado en la antigua zona de talud continental. La magnitud del ascenso del fondo sólo puede enmarcarse entre varios cientos de metros y algunos kilómetros, dependiendo de la paleobatimetría y del posible espesor erosionado. La probable acumulación de Devónico inferior nerítico sobre el arco de Tontal indicaría un cese del ascenso a fines del Silúrico o antes. La orogénesis Guandacol estuvo acompañada por magmatismo en el área de aporte y en el margen profundo (figura 5) pero no se han establecido nexos precisos entre tectónica y magmatismo.

La columna de plataforma se completa con el Silúrico y el Devónico. El ascenso del área de aporte durante la orogénesis Guandacol probablemente estuvo acompañado por el desarrollo de fallas con rechazo vertical en la plataforma proximal (cf. Baldis *et al.*, 1982). Estas fallas habrían sostenido el talud donde se acumularon los estratos de las Formaciones Mogotes Negros y Rinconada y su movimiento esporádico habría inducido los deslizamientos y la reptación de los olistolitos. En el resto de la plataforma, las sucesiones estratocrecientes de las Formaciones Tambolar y Talacasto pueden correlacionarse con oscilaciones eustáticas de segundo orden (figura 5) y la invasión de flysch pudo haber sido catalizada por una caída del nivel de base (figura 5) y un aumento del relieve por la subsidencia acelerada de la plataforma (figura 3b).

Evolución comparada

Puesto que la etapa de distensión en el margen de Precordillera terminó a fines del Proterozoico o principios del Cámbrico (Bond *et al.*, 1984; González Bonorino y González Bonorino, 1991), toda la columna estratigráfica expuesta corresponde a la etapa de deriva y, por ende, la comparación

se hace con el tramo Jurásico Inferior-presente en el margen atlántico (figura 1). Una semejanza notoria es que el desarrollo de ambos márgenes acompaña ciclos eustáticos de primer orden (figuras 1 y 5). Ello probablemente refleja su origen a partir del desmembramiento de un supercontinente (Bond *et al.*, 1984). Más en detalle, las semejanzas estratigráficas y sedimentarias más conspicuas son: (a) el desarrollo de extensas plataformas carbonáticas durante los primeros 70 a 90 Ma., su terminación moderadamente abrupta y la posterior sedimentación terrígena; (b) el fuerte control que ejercieron sobre la sedimentación las oscilaciones eustáticas y la orogénesis en el área de aporte; (c) los similares ritmos de subsidencia tectónica (figura 3); (d) durante la etapa de deriva el aporte terrígeno fue exclusivamente desde el cratón; y (e) la plataforma ascendió varios cientos de metros en la primera parte de la fase de sedimentación terrígena (Ordovícico tardío y Cretácico temprano, respectivamente). Expandiendo este último punto, el ascenso de la plataforma pudo haber ocurrido por fallamiento lístrico (González Bonorino y González Bonorino, 1991) pero no se puede descartar un ascenso en bloque similar al que ocurrió en el margen atlántico para dar el arco de Yarmouth (figura 2a). En tal caso, una antigua falla de zócalo separaría los sectores Oriental y Central de la Precordillera.

También existen semejanzas cualitativas en el magmatismo: (a) el magmatismo básico del Cretácico podría ser análogo, aunque menos desarrollado, al magmatismo básico de la Precordillera Occidental, y (b) el magmatismo alcalino y el subplacado en los Apalaches indica la presencia de una fuente de calor bajo el área de aporte cratónica, como se infiere para Sierras Pampeanas en el Paleozoico temprano. No obstante las semejanzas apuntadas, existen notorias diferencias cuantitativas en el magmatismo y la deformación en ambos márgenes que deben ser tenidas en cuenta.

UN ESQUEMA PALEOTECTONICO

González Bonorino y González Bonorino (1991) postularon un margen de Precordillera divergente sometido a esfuerzos compresivos de incierto origen en el Silúrico. Implícitamente esos esfuerzos habrían sido en todo momento perpendiculares al margen. Ahora bien, varios autores han sostenido que la Precordillera de San Juan y regiones aledañas sufrieron movimientos transcurrentes a lo largo de fallas con rumbo nornoroeste, en el Paleozoico temprano (e.g. Ramos *et al.*, 1986; Aceñolaza y Toselli, 1988; Baldis *et al.*, 1989). Algunos de estos esquemas estructurales invocan rechazos dextrales y otros siniestrales. Baldis *et al.* (1982) describieron en la Precordillera dos juegos modernos de fractu-

ras de zócalo de alto ángulo con rumbos nornoroeste y noreste (figura 4) y sugirieron que algunas de estas fallas son heredadas del Paleozoico temprano. Teóricamente, una cizalla siniestral nornoroeste daría lugar a fallas normales noreste y compresión para formar el arco de Tontal. No obstante, la evidencia de transcurrancia en el Paleozoico temprano en general no es concluyente.

Reconstrucciones paleocontinentales recientes postulan que el margen de Precordillera se originó por la ruptura de Norteamérica y Sudamérica a fines del Proterozoico o principios del Cámbrico (Bond *et al.*, 1984). A su vez Hoffman (1991) sugirió que la deriva de estas dos masas continentales en el Paleozoico temprano implicó un desplazamiento dextral, lo cual habría dado lugar a regímenes de transpresión-transtensión en el margen de Precordillera, como ocurre en segmentos de margen transcurriente, como por ejemplo el margen frente a Sudáfrica sudoriental. Allí la cizalla creó un alto de basamento ("marginal fracture ridge") que actualmente está soterrado al pie del talud continental (Tankard *et al.*, 1982). Este alto endicó la sedimentación en el Cretácico de un modo similar al inferido para el Devónico en Precordillera de San Juan (González Bonorino, 1975). Por otra parte, condiciones de transtensión habrían sido más efectivas para abrir fracturas profundas en la corteza adelgazada y facilitar el ascenso de magma básico en la cuenca profunda.

En cambio para el magmatismo Ordovícico-Silúrico en las Sierras Pampeanas se propuso un influjo de calor desde un punto caliente (González Bonorino y González Bonorino, 1991). Las reconstrucciones paleocontinentales de Kent y van der Voo (1990) y Scotese y McKerrow (1990) muestran un Gondwana casi estacionario en el Ordovícico medio y tardío, lo que hubiera dado tiempo para el calentamiento de la corteza. Hipotéticamente, este climax pudo ser consecuencia de la renovada distensión del margen en el Ordovícico tardío y de un ascenso de la astenósfera bajo el cratón, fundiendo rocas de la corteza media, relativamente ricas en agua.

CONCLUSIONES

La comparación del Paleozoico inferior de Precordillera con el relleno de un margen pasivo bien documentado revela importantes semejanzas que apoyan la idea de que la condición de margen pasivo en la Precordillera persistió hasta el Devónico. Pero también pone de manifiesto contrastes en las magnitudes del magmatismo y la deformación. El esquema paleotectónico propuesto aquí para la Precordillera incorpora regímenes de transpresión-transtensión y de ese modo concilia gran parte de

la abundante información estratigráfica, sedimentológica, petrológica y estructural que hoy existe.

AGRADECIMIENTOS

Este manuscrito se benefició con los comentarios de Víctor Ramos y por conversaciones con Silvio Peralta sobre la geología de la Precordillera.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ACEÑOLAZA, F.G. y S.H. PERALTA, 1986. *Interpretación del comportamiento de la cuenca silúrica en función de sus icnofacies en el área de Talacasto, Precordillera de San Juan*. 1as. Jorn. Geol. Precordilleranas, Actas: 151-156, San Juan.
- _____ y A.J. TOSELLI, 1988. *El Sistema de Famatina, Argentina: su interpretación como orógeno de margen continental activo*. 5to. Congr. Geol. Chil., Actas, 1:55-67, Santiago.
- ASTINI, R.A., 1988. *Consideraciones sedimentológicas de la Formación Yerba Loca, Ordovícico de la Precordillera argentina*. II Reun. Arg. Sedim.: 11-15, Buenos Aires.
- _____, 1990. *Formación Punta Negra: un abanico submarino o un complejo deltaico de plataforma?*. III Reun. Arg. Sedim.: 19-24, San Juan.
- AUSTIN, J.W.Jr., E. UCHUPI, D.R. III SHAUGHNESSY y R.D. BALLARD, 1980. *Geology of New England passive margin*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 64:501-526, Tulsa.
- BALDIS, B. y O. BORDONARO, 1982. *Comparación entre el Cámbrico de la "Great Basin" norteamericana y la Precordillera de San Juan, Argentina, su implicancia intercontinental*. V Congr. Latinoamer. Geol., Actas 1:97-108, Buenos Aires.
- _____, M. BERESI, O. BORDONARO y A. VACA, 1982. *Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina*. V Congr. Latinoamer. Geol., Actas IV:399-445, Buenos Aires.
- _____ y G.A. CHEBLI, 1969. *Estructura profunda del área central de la Precordillera sanjuanina*. IV Jorn. Geol. Arg., 1: 47-65, .
- _____ y R. M. SARUDIANSKY, 1975. *El Devónico del noroeste de la Precordillera argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXX:301-330, Buenos Aires.
- _____, H. BASTOAS, E. TRIPP, C.R. VILLEGAS, R. MOSSMAN, L. FERRANDO y J. BOSSI, 1989. *Austral transcontinental transect of South America (31°-32°S)*. 28th. Int. Congr., Proc., 1:77, Washington DC.
- BERESI, M., 1990. *El Ordovícico de la Precordillera de San Juan*. Relatorio XI Congr. Geol. Arg., p.32-46, San Juan.
- BOND, G.C., P.A. NICKERSON y M.A. KOMINZ, 1984. *Breakup of a supercontinent between 625 Ma and 555 Ma: New evidence and implications for continental histories*. Earth Planet. Sci. Lett., 70:325-345.

- BORDONARO, O.**, 1990. *El Sistema Cámbrico de la provincia de San Juan*. XI Congr. Geol. Arg., Relatorio: 18-30, San Juan.
- BORELLO, A.V.**, 1969. *Los geosinclinales de la Argentina*. Dir. Nac. Geol., Anales, 14: 1-118.
- CABALERI, N.G.**, 1986. *La transición entre las formaciones San Juan y Las Aguaditas al sud-sudoeste de Jáchal*. Ias. Jorn. Geol. Precordilleranas, Actas: 42-47, San Juan.
- CINGOLANI, C., R. VARELA, A. CUERDA y O. SCHAUER**, 1987. *Estratigrafía y estructura de la sierra del Tontal, Precordillera de San Juan, Argentina*. X Congr. Geol. Arg., Actas, III:95-98, Tucumán.
- COSTAIN, J.K. y C. CORUH**, 1989. *Tectonic setting of Triassic half-grabens in the Appalachians: seismic data acquisition, processing, and results*. En: A.J. Tankard y H.R. Balkwill (eds.), *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem, 46:155-174, Tulsa.
- CRIDO ROQUE, P., C. MOMBRU y V.A. RAMOS**, 1981. *Estructura e interpretación tectónica*. VIII Congr. Geol. Arg., Relatorio: 193-236, San Luis.
- CUERDA, A., C. CINGOLANI, R. VARELA, O. SCHAUER, B. BALDIS y L. BORDONARO**, 1986. *Presencia del Cámbrico en el flanco oriental de la Sierra del Tontal, río de Los Sombreros, San Juan*. Ias. Jorn. Geol. Precordilleranas, Actas: 18-23, San Juan.
- _____, **O. ARRONDO, E. MOREL y L. SPALLETTI**, 1988. *The first Gondwanic continental event in the Argentine Precordillera*. IUGS-UNESCO IGCP Project 211: 16-17, Santiago.
- ERDTMAN, B-D.**, 1986. *Early Ordovician eustatic cycles and their bearing on punctuations in early nematophorid (planktic) graptolite evolution*. En: O.Walliser (ed.), *Global Bio-Events*. Lecture Notes in Earth Sciences, 8:139-152, Springer-Verlag, Berlin.
- FURQUE, G.**, 1982. *Estudio estratigráfico del Paleozoico inferior. I - Cordones El Molle y del Coronel, San Juan, Argentina*. V Congr. Latinoamer. Geol., Actas, I:201-214, Buenos Aires.
- _____, **y A.J. CUERDA**, 1979. *Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza*. En: *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Ciencias, I:455-522, Córdoba.
- _____, **y _____**, 1984. *Estilos tectónicos de la Precordillera*. IX Congr. Geol. Arg., Actas, II:368-380, Bariloche.
- GAMBOA, L.A., M. TRUCHAN y P.L. STOFFA**, 1985. *Middle and Upper Jurassic depositional environments at outer shelf and slope off Baltimore Canyon Trough*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 69: 610-621, Tulsa.
- GONZALEZ, R., H.A.CABRERA, P.BORTOLOTTI, P.CASTELLOTE, M.P.CUENYA, D.M.OMIL, R.D.MOYANO y J.R.OJEDA**, 1985. *La actividad eruptiva en Sierras Pampeanas. Esquematación geográfica y temporal*. Acta Geol. Lilloana, 16:289-318, Buenos Aires.
- GONZALEZ BONORINO, G.**, 1975. *Sedimentología de la Formación Punta Negra y algunas consideraciones sobre la geología regional de la Precordillera de San Juan y Mendoza*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXX:223-246, Buenos Aires.
- _____, 1976. *Acerca de la existencia de la Proto-precordillera de Cuyo*. VI Congr. Geol. Arg., Actas, I:101-107, Buenos Aires.
- _____, **y F. GONZALEZ BONORINO**, 1991. *Precordillera de Cuyo y Cordillera Frontal en el Paleozoico temprano: Terrenos bajo sospecha de ser autóctonos*. Rev. Geol. Chile, 18:97-107, Santiago.
- _____, **y G.V. MIDDLETON**, 1973. *The Precordillera of west central Argentina: evidence for an early Paleozoic continental margin*. Geol. Soc. Amer., Abstr. w/Prog., 5(7):641, Anaheim.
- _____, **y _____**, 1976. *A Devonian submarine fan in western Argentina*. Jour. Sedim. Petrol., 46:56-69, Tulsa.
- GROW, J.A. y R.E. SHERIDAN**, 1981. *Deep structure and evolution of the continental margin off the eastern United States*. En: *Geology of continental margins symposium*. 26th. Int. Geol. Congr., Proc.: 11-19, Paris.
- HALLER, M.J. y V.A. RAMOS**, 1984. *Las ofiolitas famatinianas (copaleozoico) de las provincias de San Juan y Mendoza*. IX Congr. Geol. Arg., Actas, 2: 66-83, Bariloche.
- HAQ, B.U., J. HARDENBOL y P.R. VAIL**, 1987. *Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic*. Science, 235:1156-1167, Washington DC.
- HELLER, P.L. y W.R. DICKINSON**, 1985. *Submarine ramp facies model for delta-fed, sand-rich turbidite systems*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 69: 960-976, Tulsa.
- HOFFMAN, P.F.**, 1991. *Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out?* Science, 252:1409-1412, Washington DC.
- INTROCASO, A., M.C. PACINO y H. FRAGA**, 1990. *Gravedad, isostasia y acortamiento cortical andino entre las latitudes 30°S y 35°S*. XI Congr. Geol. Arg., Actas, I:247-250, San Juan.
- KAY, S.M., V.A. RAMOS y R. KAY**, 1984. *Elementos mayoritarios y trazas de las vulcanitas ordovicicas en la Precordillera occidental: basaltos de rift oceánicos tempranos (?) próximos al margen continental*. IX Congr. Geol. Arg., Actas, II:48-65, Bariloche.
- KENT, D.V. y R. VAN DER VOO**, 1990. *Palaeozoic palaeogeography from palaeomagnetism of the Atlantic-bordering continents*. En: W.S. McKerrow y C.R. Scotese (eds.), *Palaeogeography and Biogeography*. Geol. Soc. Mem., 12:49-56, Londres.
- MARCHESE, H.G.**, 1972. *Sedimentología de la Formación San Juan (Ordovícico) y del conglomerado "basal" de la Formación Los Espejos (¿Silúrico?), en la quebrada de Talacasto, San Juan*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXVII:215-222, Buenos Aires.
- PERALTA, S.H.**, 1990. *Silúrico de la Precordillera de San Juan*. XI Congr. Geol. Arg., Relatorio: 48-64, San Juan.

- _____ y **B. BALDIS**, 1990. *Devónico de la Precordillera de San Juan*. XI Congr. Geol. Arg., Relatorio, p.66-76, San Juan.
- _____ y **C. CARTER**, 1990. *La glaciación gondwánica del Ordovícico tardío: evidencias en fangolitas guijarrosas de la Precordillera de San Juan, Argentina*. XI Congr. Geol. Arg., Actas, I:181-185, San Juan.
- _____ y **L.J. RUZICKY DE BERENSTEIN**, 1990. *Iconofacies asociadas a facies turbidíticas de la Formación Punta Negra (Devónico Medio-Superior?), en el perfil de Los Caracoles, Precordillera Central sanjuanina, Argentina*. III Reun. Arg. Sedim.: 334-338, San Juan.
- _____ y **E.R. ULIARTE**, 1986. *Estructura de la Formación Rinconada (eopaleozoico) en su localidad tipo, Precordillera de San Juan*. Ias. Jorn. Geol. Precordilleranas, Actas: 237-242, San Juan.
- _____, _____ y **M.I. LANZILOTTA**, 1986. *Estudio de los depósitos sedimentarios ferruginosos del Silúrico de la Precordillera de San Juan*. Ias. Jorn. Geol. Precordilleranas, Actas: 301-306, San Juan.
- POAG, C.W.**, 1982. *Stratigraphic reference section for Georges Bank basin - Depositional model for New England passive margin*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 66: 1021-1041, Tulsa.
- QUARTINO, B.J., R.A. ZARDINI y A.J. AMOS**, 1971. *Estudio y exploración de la región Barreal-Calingasta. Provincia de San Juan. República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Monografía, 1: 1-184, Buenos Aires.
- RAMOS, V.A.**, 1988. *Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America - A collisional history*. Episodes, 11(3):168-174, Ottawa.
- _____, **T.E. JORDAN, R.W. ALLMENDINGER, S.M. KAY, J.M. CORTES y M.A. PALMA**, 1984. *Chilenia: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes centrales*. IX Congr. Geol. Arg., Actas, II:84-106, Bariloche.
- _____, _____, _____ y **C. MPODZIS, S.M. KAY, J.M. CORTES y M. PALMA**, 1986. *Paleozoic terranes of the Central Argentine-Chilean Andes*. Tectonics, 5:855-880, Washington DC.
- SCOTESE, C.R. y W.S. MCKERROW**, 1990. *Revised World maps and introduction*. En: W.S. McKerrrow y C.R. Scotese (eds.), *Palaeogeography and Biogeography*. Geol. Soc. Mem., 12:1-21, Londres.
- SESSAREGO**, 1988. *Estratigrafía de las secuencias epiclásticas devónicas a triásicas aflorantes al norte del río San Juan y al oeste de las sierras del Tigre, provincia de San Juan*. Tesis Doct., Fac. Cs. Ex. y Nat., Univ. Buenos Aires, 1-319, Buenos Aires.
- SPALLETTI, L.A., C.A. CINGOLANI, R. VARELA, y A.J. CUERDA**, 1989. *Sediment gravity flow deposits of an Ordovician deep-sea fan system (western Precordillera, Argentina)*. Sedim. Geol., 61:287-301, Amsterdam.
- STAM, B., F.M. GRADSTEIN, P. LLOYD y D. GILLIS**, 1987. *Algorithms for porosity and subsidence history*. Comput. & Geosci., 13:317-349, Londres.
- TANKARD, A.J., H.J. WELSINK y W.A.M. JENKINS**, 1989. *Structural styles and stratigraphy of the Jeanne d'Arc basin, Grand Banks of Newfoundland*. En: A.J. Tankard y H.R. Balkwill (eds.), *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem., 46:265-282, Tulsa.
- _____, **M. P. A. JACKSON, K. A. ERIKSSON, D. K. HOBDAY, D. R. HUNTER y W. E. L. MINTER**, 1982. *Crustal evolution of Southern Africa*. Springer-Verlag, 1-502, Berlin.
- VAIL P.R., R.M. MITCHUM y S. THOMPSON**, 1977. *Seismic stratigraphy and global changes of sea level*. En: C.E. Payton (ed.), *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem., 26:49-83, Tulsa.
- WERNICKE, B. y P.G. TILKE**, 1989. *Extensional tectonics framework of the U.S. Central Atlantic passive margin*. En: A.J. Tankard y H.R. Balkwill (eds.), *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem., 46:7-21, Tulsa.

Recibido: 24 de noviembre, 1988.

Aceptado: 20 de febrero, 1992

GUSTAVO GONZALEZ BONORINO

CONICET
Departamento de Geología
Universidad de Buenos Aires
Ciudad Universitaria, Núñez, Argentina

VALORES $\delta^{18}\text{O}$ y δD EN CAOLINITAS INDICADORAS DE UN CLIMA TEMPLADO-HUMEDO PARA EL JURASICO SUPERIOR-CRETACICO INFERIOR DE LA PATAGONIA

Fernanda Cravero, Eduardo Domínguez y H. H. Murray

RESUMEN: En las provincias de Chubut y Santa Cruz, en rocas piroclásticas, riolíticas del Grupo Bahía Laura (Jurásico medio a superior) se han originado, durante el Jurásico superior-Cretácico inferior, yacimientos residuales de caolín. Las evidencias de caolinización abarcan un área de más de 2000 km².

Los valores $\delta^{18}\text{O}$ y δD determinados en caolinitas de los yacimientos residuales Lote 8, Mariampal, Romina, Don Carlos, Cantera 60 y en el caolín sedimentario de Valeriana originado por erosión de los yacimientos residuales, indican que la alteración se debió a procesos de intemperismo.

El cálculo de la composición isotópica del agua en equilibrio con la caolinita, permitió determinar que en la Patagonia, durante el Jurásico superior-Cretácico inferior el clima fue templado-moderado y en base a las condiciones físico químicas indispensables para la formación de caolinita, que el mismo fue húmedo.

Los datos obtenidos a partir de las evidencias isotópicas coinciden con lo indicado por el registro paleontológico.

ABSTRACT: In the Provinces of Chubut and Santa Cruz, in pyroclastic-rhyolitic rocks of the Bahía Laura Group (Middle to Upper Jurassic), residual deposits of kaolin were formed during the Upper Jurassic-Low Cretaceous. The evidences of kaolinization cover more than 2000 km².

The $\delta^{18}\text{O}$ and δD values determined in kaolinites of the residual deposits Lote 8, Mariampal, Romina, Don Carlos, Cantera 60 and in the sedimentary kaolinite from Valeriana which was formed by the erosion of the residual deposits, indicate that the alteration was due to a weathering process.

The calculation of the isotopic composition of the meteoric water in isotopic equilibrium with the kaolinite, allowed us to determine that in the Patagonia, during the Upper Jurassic-Low Cretaceous, the climate was temperate and based on the physico-chemical conditions for the kaolinite formation, that the climate was wet.

The evidences obtained from the isotopic data are in agreement with the paleontological evidences.

INTRODUCCION

Tradicionalmente se ha usado el registro fósil, tanto vegetal como animal, como indicadores paleoclimáticos.

Keller (1970), señala que los minerales arcillosos son materiales potencialmente promisorios para la documentación y resolución de un amplio espectro de reacciones y ambientes genéticos.

Singer (1980) puntualiza las limitaciones de la información obtenida a partir de las arcillas en los paleosuelos y perfiles de meteorización y concluye, entre otros aspectos, que la caolinita, como no sufre alteraciones por cambios paleoclimáticos preservará el registro climático. Indica además, que la composición isotópica de los minerales arcillosos sirve como índice de la composición isotópica de las aguas paleometeoricas y por lo tanto, indirectamente, de las condiciones paleoclimáticas.

Dentro de los minerales arcillosos a la caolinita, formada por intemperismo, se la ha considerado como indicadora de climas tropicales a subtropicales

(húmedos y cálidos), pero recientemente, Bird y Chivas (1988) han demostrado, a base de la composición isotópica, que la caolinita puede también formarse en climas fríos-húmedos.

En consecuencia, la presencia de caolinita como producto de meteorización estaría indicando climas húmedos, y la composición isotópica, permitiría determinar si este fue cálido o frío.

De acuerdo con varias líneas de evidencias geológicas, morfológicas e isotópicas (Romero *et al.*, 1975; Murray *et al.*, 1984, Cravero, 1987, Domínguez *et al.*, 1988) los yacimientos residuales de caolín de las provincias de Chubut y Santa Cruz se han originado por meteorización de rocas volcano-piroclásticas del Jurásico superior-Cretácico inferior. El área caolinizada abarca más de 2000 km².

El objetivo de este trabajo es determinar, a partir de la composición isotópica de la caolinita, las condiciones climáticas bajo las cuales se formaron dichos yacimientos. El clima determinado, indicará el clima reinante en la Patagonia durante el Jurásico superior-Cretácico inferior.

Volkheimer (1967), señala que en la Patagonia Austral, predominó un clima cálido y húmedo durante el Jurásico medio a superior, se basa en la presencia de reptiles (clima cálido) y abundantes restos de helechos arborescentes (clima húmedo). Durante el Cretácico inferior continúan las condiciones templado-cálidas, evidenciadas por la flora hallada en la provincia de Santa Cruz (Flora de Ticó).

Archangelsky (1967) señala condiciones templado-moderadas para el Cretácico inferior de la Patagonia a partir del estudio de la tafoflora de la Formación Baqueró (Cretácico inferior).

Los resultados isotópicos permitirán indicar si existe o no coherencia entre éstos y las evidencias paleontológicas y por lo tanto posibilitar el uso de isótopos como marcadores paleoclimáticos.

UBICACION Y GEOLOGIA DE LOS YACIMIENTOS

Los yacimientos de caolín de las provincias de Chubut se encuentran ubicados en el Valle Inferior del río Chubut aproximadamente 100 km al oeste de la localidad de Trelew y los yacimientos de la provincia de Santa Cruz se hallan en los lotes 8 y 18 del Departamento de Magallanes, aproximadamente 200 km al oeste de la localidad de San Julián (figura 1).

Los yacimientos en ambas provincias se encuentran alojados en rocas piroclásticas del Jurásico medio a superior. Los de la provincia de Chubut se hallan en el Grupo Lonco Trapial, que interdigita con la Formación Marifil (Jurásico medio a superior) y los de la provincia de Santa Cruz se encuentran en la Formación La Matilde (lote 8) y en la Formación Chon Aike (lote 18), ambas formaciones integrantes del Grupo Bahía Laura. Por lo tanto, las rocas generadoras de los yacimientos de caolín en ambas provincias son sincrónicas.

El Grupo Lonco Trapial está constituido, en el área de los yacimientos, por pórfidos rosados, tobas de color pardo, brechas y aglomerados de rocas porfíricas de composición generalmente riolítica (Romero *et al.*, 1975). La Formación La Matilde, en el lote 8 está representada por tobas de colores variados, blanquecinas, pardas, amarillentas y rojizas finamente estratificadas (Treo, 1983). La Formación Chon-Aike en el lote 18 está constituida por tobas brechosas de textura porfírica, de colores rojizos, amarillentos y blanquecinos de composición riolítica (Cravero, 1987).

Los yacimientos de Chubut se han originado (Romero *et al.*, 1975), debido a la alteración producida por la capa freática, el principal producto de alteración es caolinita con cantidades variables de halloysita e illita. La alteración debió producirse entre el Jurásico superior y el Cretácico superior, ya

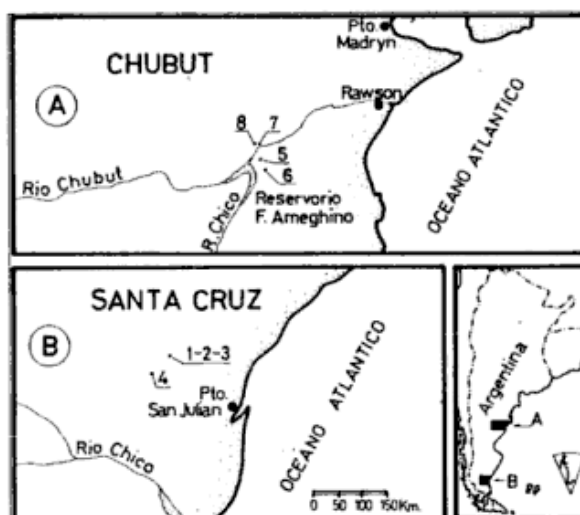


Figura 1: Localización de los yacimientos y ubicación de las muestras.

que la Formación Roca (Paleoceno) suprayace en discordancia erosiva a las rocas caolinizadas. En el área, conglomerados basales de la Formación Roca incluyen clastos de rodados caolinizados (Aliotta *et al.*, 1977). Los yacimientos del lote 8 y 18 se han formado por la meteorización producida por aguas superficiales de carácter descendente (Cravero, 1987) que ha dado caolinita como principal mineral de alteración y en forma subordinada halloysita e illita. La edad de la alteración sería Jurásica superior-Cretácico inferior ya que la Formación Baqueró (Cretácico inferior) contiene yacimientos sedimentarios de caolín producto de la erosión y transporte de las rocas alteradas del Grupo Bahía Laura (Cravero, 1987).

La edad de la alteración indicada para la provincia de Santa Cruz puede hacerse extensiva a la provincia de Chubut ya que responde a factores climáticos los que son de carácter regional, y como ya ha sido indicado por Volkheimer (1967) el clima fue uniforme en la Patagonia durante el Mesozoico, el carácter regional queda avalado por la gran extensión areal de la alteración (más de 2000 km²).

Los valores isotópicos señalados por Murray *et al.*, 1984 y Domínguez *et al.*, 1988 confirman el carácter supergénico de los yacimientos.

MATERIALES Y METODOS

Se determinaron el $\delta^{18}\text{O}$ y δD en las caolinitas de los yacimientos. Considerando que la caolinita es de origen meteórico, las relaciones D/H y $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ en un mineral arcilloso formado in situ en la zona de meteorización, son constantes en todo el perfil (Lawrence y Taylor, 1972). En consecuencia se estudió una sola muestra representativa de la localidad estudiada.

Se estudiaron en total ocho muestras (la ubicación de las mismas se muestra en la figura 1). Las muestras 1, 2 y 3 corresponden al yacimiento Lote 8 de la provincia de Santa Cruz. La 1 se obtuvo en superficie en tanto que la 2 y la 3 corresponde a material proveniente del cutting entre los metros 8-14 y 14-22 respectivamente. Dado que existe una disminución de la caolinización con la profundidad, la muestra 3 presenta contaminación de cuarzo y sanidina aún en la fracción menor de 2 micrones. La muestra 4 se extrajo de la zona de alteración superficial de la mina Mariampal en el Lote 18 de la misma provincia.

Las muestras 5, 6, 7 y 8 corresponden a la provincia de Chubut. Las muestras 5 y 8 representan la alteración superficial en las Minas Romina y Don Carlos. La 6 se tomó en una serie de venillas blancas de caolinita pura que atraviesan una roca marrón caolinizada que se presenta en niveles de profundidad intermedia en la Cantera 60 y la 7 se tomó en la cantera Valeriana constituida por lentes de caolinita sedimentaria formada por erosión de los yacimientos residuales en la citada provincia.

El análisis isotópico de la caolinita se realizó sobre la fracción menor de 2 micrones. Esta se obtuvo por el método de pipeteado en una suspensión de 30% en sólidos con hexametafosfato de Na como agente dispersante. La mineralogía de la muestra se constató mediante difracción de Rayos X.

Para la determinación de oxígeno se tomaron 15 mg de muestra, la misma se puso 24 hs a 100°C en vacío para degasificarla. Posteriormente se cargó

la línea y se hizo reaccionar la muestra con pentabromuro de flúor en cápsulas de Ni a 600°C durante aproximadamente 12 hs (Clayton y Mayeda, 1962). Al O₂ liberado se lo hizo reaccionar con un electrodo de grafito puro para formar CO₂ el que fue analizado en un espectrómetro. El espectrómetro usado fue un NUCLIDE 6-60 Double Collector. Los resultados obtenidos se expresan en variaciones por 1000 respecto del standard (SMOW). El standard interno usado fue cuarzo NBS 28

Para la determinación de H se tomaron 22 mg de muestra y se la dejó 24 hs a 100°C en vacío hasta su deshidratación. Posteriormente se cargó la muestra en la línea isotópica. Se la colocó en una cápsula de cuarzo, la que fue calentada hasta su fusión; el agua liberada se colectó en una trampa a -196°C; pequeñas cantidades de hidrógeno molecular liberado fueron oxidadas con OCa a 500°C para formar agua. El agua fue purificada con técnicas de congelamiento diferencial (Kyser y O'Neil, 1984) y luego fue convertida en H₂ gas por reacción con granallas de Zn a 750°C (Craig, 1961) y los gases fueron analizados en un espectrómetro. El aparato utilizado fue el mismo que para el oxígeno. Los resultados se expresan en variaciones por 1000 respecto del standard (SMOW). El standard interno utilizado fue biotita NBS 30 y caolinita de Indiana KGA-1.

RESULTADOS

Los resultados obtenidos se muestran en la columna 1 del cuadro I.

Cuadro I.

Muestra	Experimental		Recalc.	Agua en eq.		T°C	Yacim.	Prov.	Obs.
	$\delta^{18}\text{O}$	δD		$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O}$				
1	18,2	-86,507	17,80	-8,96	-58,25	6,68	L8. sup.	Sta. Cruz	Qz.
2	17,4	-72,714	19,64	-7,17	-44,04	9,25	L8(8-14)	Sta. Cruz	Qz.
3	16,8	-82,754	18,30	-8,47	-54,39	7,38	L8 (14-22)	Sta. Cruz	Qz.F.
4	17,5	-83,204	18,24	-8,53	-54,84	7,30	Mar. L18	Sta. Cruz	Qz.
5	18,7	-57,508	21,67	-5,19	-28,36	12,10	Romina	Chubut	Qz.
6	18,3	-59,043	21,46	-5,39	-29,94	11,81	Cantera 60	Chubut	Qz.
7	17,2	-65,172	20,64	-6,19	-36,26	10,66	Valeriana	Chubut	Qz.
8	16,1	-60,152	21,26	-5,59	-31,46	11,53	D. Carlos	Chubut	Qz.
	I		II	III	IV				

DISCUSION DE LOS RESULTADOS

Para poder realizar especulaciones sobre el pasado, es necesario tener en cuenta que los valores obtenidos son los mismos que al momento de su formación y que, por lo tanto la composición isotópica de las caolinitas no ha sufrido transformaciones a lo largo del tiempo. Tales transformaciones podrían ser el

resultado de un intercambio isotópico posterior, producido por el contacto con aguas de distinta composición isotópica, pero se ha demostrado que, aún para el hidrógeno, este intercambio es muy lento y prácticamente nulo en condiciones superficiales (Savin y Epstein, 1970; Lawrence y Taylor, 1971; O'Neil y Kharaka, 1976). Recién a temperaturas mayores de 100°C puede ocurrir algún intercambio con el H

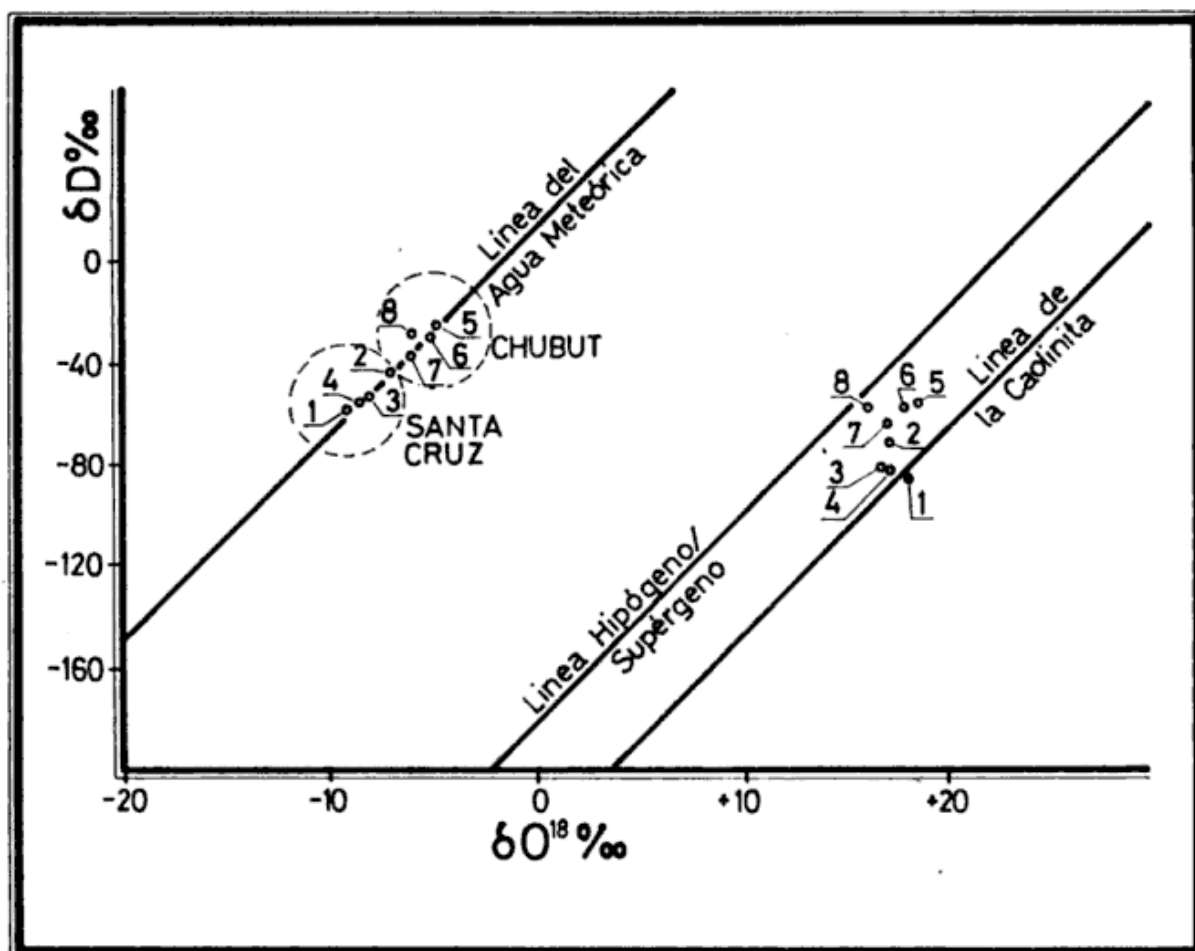


Figura 2: Diagrama δD - $\delta^{18}O$ de caolinitas y del agua meteórica (teórica) de los yacimientos de Chubut y Santa Cruz para el Jurásico Sup-Cretácico inferior.

(O'Neil y Kharaka, 1976). No hay evidencias que indiquen el paso de aguas calientes (hidrotermales), tales como zonas de alteración o formación de minerales de alta temperatura. Además, la composición isotópica de las caolinitas formadas en el ambiente supergénico y en equilibrio con aguas meteóricas, caen en la denominada línea de la caolinita (Savin y Epstein, 1969). De existir un intercambio posterior con el H, los valores obtenidos caerían muy alejados de la línea de la caolinita. Como se observa en la figura 2, los datos experimentales caen cerca de la línea de la caolinita. Confirmando, además el carácter supergénico establecido por Murray *et al.*, 1984 y Domínguez *et al.*, 1988 a partir de datos isotópicos.

En las muestras analizadas, en la fracción menor de 2 micrones, existen cantidades variables de minerales no arcillosos que contienen O₂ en su composición, tales como cuarzo y feldespato, cuya presencia oscila entre el 5-10 % (Domínguez, com. pers.), por lo que pueden influir en el valor de $\delta^{18}O$; en cambio no hay minerales hidrogenados (talés como biotita) que puedan influir en los valores de δD , por lo tanto el valor δD determinado reflejará el δD de la caolinita. Teniendo esto en cuenta y en base a

la recta de equilibrio de la caolinita en ambientes supergénicos (Savin y Epstein, 1969), se recalculan los valores $\delta^{18}O$ a partir del δD experimental.

$$\delta D = 7.5 \times \delta^{18}O - 220$$

$$\delta^{18}O = (\delta D + 220)/7.5$$

Los resultados se muestran en la columna II del cuadro I. Los valores así obtenidos son más altos que los experimentales, lo que estaría avalando la presencia de los minerales no arcillosos anteriormente indicados que tienen valores $\delta^{18}O$ más bajos que los de las caolinitas (el valor $\delta^{18}O$ determinado en cuarzo de un yacimiento del lote 8, Santa Cruz, fue de 10.1).

Existe una leve diferencia en los valores δD y $\delta^{18}O$ hallados en los yacimientos de Chubut con los hallados en los yacimientos de Santa Cruz. Esta variación nos estaría indicando que existieron diferencias ambientales entre las dos provincias al momento de la formación de la caolinita.

La composición isotópica de la caolinita refleja la composición del agua en equilibrio con la cual se

formó. La composición del agua varía con la latitud y la temperatura. De acuerdo con Savin y Epstein (1970), en ambientes superficiales, los factores de fraccionamiento entre la caolinita y el agua son $\alpha_{C-H_2O}^{18O} = 1.027$ y $\alpha_{C-H_2O}^H = 0.97$ para el oxígeno y el hidrógeno, respectivamente. Estos valores permiten obtener así la composición isotópica teórica del agua en equilibrio con la caolinita al momento de su formación ya que

$$\delta^{18O} = \left[\left(\frac{^{18}O}{^{16}O} \right)_{caol} / \left(\frac{^{18}O}{^{16}O} \right)_{std} - 1 \right] \times 1000$$

A partir de esta fórmula se obtiene que la composición isotópica del agua en equilibrio con la caolinita está dada por:

$$\delta^{18O} = \left[(\delta^{18O}_{caol} + 1000) / \alpha_{caol-H_2O}^{18O} \right] - 1000$$

$$\delta D = \left[(\delta D_{caol} + 1000) / \alpha_{caol-H_2O}^H \right] - 1000$$

Los valores obtenidos se muestran en la columna III del cuadro I y se graficaron sobre la curva del agua meteórica (figura 2).

Los yacimientos de Santa Cruz presentan valores de δD menores que los de Chubut, es decir, las aguas a partir de las cuales se formaron las caolinitas estaban más enriquecidas en H (isótopo más liviano) en la provincia de Santa Cruz que en el Chubut.

Es sabido que en la medida que aumenta la latitud, los valores δD son más negativos. La posición geográfica actual de la Patagonia no difiere demasiado de lo que tenía durante el período geológico en estudio, en cuanto a latitud se refiere, por lo que la diferencia encontrada entre los valores isotópicos es posible de ser atribuida a diferencias latitudinales y en consecuencia climáticas.

Dansgaard (1964) demostró que existe una relación lineal entre los valores δ^{18O} de las aguas de precipitación y el promedio anual de temperatura dado por la ecuación general:

$$\delta^{18O} = 0.695t - 13.6$$

Las caolinitas en estudio se formaron a partir de la lixiviación producida por aguas provenientes del agua de lluvia, por lo que los valores obtenidos a partir de la fórmula anterior nos dará una idea aproximada de las temperaturas reinantes en las distintas provincias durante la formación de la caolinita.

Los valores obtenidos (cuadro I, columna IV) indican que en la provincia de Santa Cruz se habrían registrado temperaturas promedio 7-9°C, en cambio, en la provincia de Chubut estos valores son un poco más altos, entre 10 y 12°C.

De acuerdo con las clasificaciones climáticas, un clima templado, se considera a aquel con promedio de

temperatura entre 10-20°C (UTEHA). Los valores de Chubut caerían dentro de este rango, los valores de Santa Cruz son un poco más bajos, pero se podría considerar que el clima en la región patagónica habría sido templado-moderado, algo más frío en Santa Cruz. Los valores entre ambas provincias no indican grandes diferencias, lo que estaría indicando un clima bastante homogéneo, regionalmente hablando, con leves variaciones de temperatura propias de diferencias en la posición geográfica (latitud).

En cuanto a la humedad, la presencia de caolinita, casi como único mineral de neoformación, está indicando excelentes condiciones de drenaje y una intensa lixiviación, características propias de un clima húmedo.

Se debe tener en cuenta que los valores calculados son temperaturas medias anuales en base a promedio de lluvias anuales. En caso de que el clima fuera estacional, es decir, una estación húmeda y otra seca, el promedio de temperatura obtenido correspondería al de la estación húmeda. De ser esta el invierno, el clima sería mucho más cálido.

Por lo expuesto, se puede decir, en base a la composición isotópica y la mineralogía de alteración, que el clima reinante en la Patagonia durante el Jurásico superior-Cretácico inferior en las actuales provincias de Chubut y Santa Cruz fue húmedo y templado un poco más frío en Santa Cruz.

Volkheimer (1967) indica un clima cálido y húmedo, habría un desfase en cuanto a la temperatura reinante, no así en cuanto a la humedad. Archangelsky (1967), en base al estudio de la flora Baqueroense, Cretácico inferior, indica un clima templado-moderado, humedad mediana con una estación seca. A pesar de que esta flora sería cronológicamente un poco posterior a la formación del caolín, se supone que las condiciones climáticas reinantes durante el Jurásico superior continuaron durante el Cretácico inferior (Volkheimer, 1967). Existen además evidencias de formación de caolinita durante la depositación del Miembro inferior de la Formación Baqueró con valores isotópicos muy semejantes a los residuales ($\delta^{18O} = 17.1$). En consecuencia, los resultados obtenidos mediante isótopos serían coherentes con los enunciados por Archangelsky.

Murray et al. (1984) señalan que los caolines residuales de la Argentina (provincia del Chubut), Sud Africa y Alemania del Este, con valores intermedios de δ^{18O} reflejarían la formación a latitudes más altas y en temperaturas más frías que los de Georgia en Estados Unidos.

CONCLUSIONES

Los datos isotópicos indican que el clima bajo el cual se formaron los yacimientos de caolín durante el Jurásico superior-Cretácico inferior en la

Patagonia fue húmedo y templado-moderado (más frío en Santa Cruz). Estas características climáticas coinciden con las enunciadas por Archangelsky para el Cretácico inferior de la Patagonia. El clima en la Patagonia fue bastante uniforme y se mantuvo por un determinado tiempo geológico (Jurásico superior-Cretácico inferior).

Los resultados obtenidos afirman una vez más que la caolinita no necesariamente debe formarse bajo climas tropicales a subtropicales.

La composición isotópica de las caolinitas de neoformación en ambiente supergénico ofrece un arma importante como indicadora paleoclimática.

BIBLIOGRAFIA

- ALIOTTA, G., E. DOMINGUEZ y R. WHEWEL, 1977. *Sedimentología de las psamitas del Terciario inferior entre Dique Ameghino y Boca Toma, provincia de Chubut, Argentina*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXII (2): 81-98.
- ARCHANGELSKY, S., 1967. *Estudio de la Formación Baqueró, Cretácico inferior de Santa Cruz, Argentina*. Museo La Plata (Nueva Serie), *Rev.*, V. Paleontol., 32, La Plata.
- BIRD, M. I. y A. R. CHIVAS, 1988. *Stable-Isotope evidence for low-temperature kaolinite weathering and post-formational hydrogen-isotope exchange in Permian kaolinites*.
- CLAYTON, R. N. y T. K. MAYEDA, 1963. *The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 27: 43-52.
- CRAIG, H., 1961. *Isotopic variations in meteoric waters*. *Science*, 133: 1702-1703.
- CRAVERO, M. F., 1987. *Informe final Beca de Iniciación CONICET*. Inf. Inéd.
- DANSGAARD, W., 1964. *Stable isotopes in precipitation*. *Tellus*, 16 (4): 436-468.
- DOMINGUEZ, E. y H. H. MURRAY, 1988. *Lote 8. Koaolin Deposit, Argentina*. En preparación.
- KELLER, W. D., 1970. *Environmental aspects of clay minerals*. *J. of Sedimentary Petrology*, 40/3: 788-854.
- KYSER, T. K. y J. R. O'NEIL, 1984. *Hydrogen Isotope Systematics of submarine basalts*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48: 2123-2133.
- LAWRENCE, J. R. y H. TAYLOR Jr., 1971. *Deuterium and oxygen-18 correlation: clay minerals and hydroxides in Quaternary soils compared to meteoric waters*. *Geochim. Cosmochim., Acta* 35: 993-1003.
- _____ y _____, 1972. *Hydrogen and oxygen isotope systematics in weathering profiles*. *Geochim. Cosmochim., Acta* 36: 1377-1393.
- MURRAY, H. H. y J. JENSSEN, 1984. *Oxygen Isotopes. Indicators of kaolin genesis?*. *Proceed. 27th Int. Geol. Congress*, 15: 287-303. Non-Metallic Mineral Ores.
- O'NEIL, J. R. y Y. K. KHARAKA, 1976. *Hydrogen and oxygen isotope exchange reactions between clay minerals and water*. *Geochim. Cosmochim., Acta* 40: 241-246.
- ROMERO, A., E. DOMINGUEZ y R. WHEWEL, 1975. *Génesis de los yacimientos de caolín del Río Chubut Inferior*. IIº Congr. Ibero-Americano Geol. Econ., IV: 423-444.
- SAVIN, S. y S. EPSTEIN, 1970. *The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of clay minerals*. *Geochim. Cosmochim., Acta*, 34: 25-42.
- SINGER, A., 1980. *The paleoclimatic interpretation of clay minerals in soils and weathering profiles*. *Earth Sci. Rev.*, 15: 303-326.
- TREO, C., 1983. *Metodología usada en la exploración de un yacimiento de caolín*. *Departamento de Magallanes, provincia de Santa Cruz*. IIº Congr. Nac. Geol. Econ., II: 719-724.
- UTEHA Ed., 1953., *Diccionario enciclopédico*. Tomo III. 224-225.
- VOLKHEIMER, W., 1967. *La paleoclimatología y los climas del Mesozoico argentino*. *Rev. Min., Geol. y Mineral.*, XXVIII, 3: 41-48.

Recibido: 24 de noviembre, 1988.

Aceptado: 3 de julio, 1991.

FERNANDA CRAVERO
EDUARDO DOMINGUEZ

Universidad Nacional del Sur
CONICET

H. H. MURRAY
Universidad de Indiana, Bloomington, USA

***EUBACULITES ARGENTINICUS* (WEAVER) (CEPHALOPODA-AMMONOIDEA) DEL MAASTRICHTIANO DEL OESTE CENTRAL DE LA ARGENTINA**

Silvio Casadío y Héctor A. Leanza

RESUMEN: Se da a conocer el hallazgo de numerosos ejemplares de *Eubaculites argentinicus* (Weaver) en las localidades de Huantraicó (Neuquén) y Barda Baya (La Pampa), República Argentina. La nueva colección permite confirmar la validez de la especie de Weaver, la cual anteriormente, debido al extravío del holotipo y la falta de material de comparación, había sido considerada como *nomen dubium*. Consecuentemente, se designa un neotipo, al tiempo que se efectúan comparaciones con *E. ootacodensis* (Stoliczka), taxón que muestra fuertes afinidades con la especie argentina.

Los ejemplares en cuestión provienen de niveles asignados a la Formación Jagüel y permiten, además, confirmar la presencia de sedimentitas del Cretácico superior en la localidad pampeana.

ABSTRACT: The find of numerous specimens of *Eubaculites argentinicus* (Weaver) from the localities of Huantraicó (Neuquén) and Barda Baya (La Pampa), Argentine Republic, are reported in this paper. The new collection allows to confirm the validity of the Weaver's species which, on the basis of the loss of the holotype and the lack of comparison material, has previously considered as a *nomen dubium*. Consequently, a neotype is designated and comparisons with *E. ootacodensis* (Stoliczka), which shows strong affinities with the Argentine species, are made.

The treated specimens were found in sedimentites of the Jagüel Formation, and they also allow to confirm the presence of Late Cretaceous strata in the pampenian locality.

INTRODUCCION

El objeto de esta contribución es dar a conocer el hallazgo de numerosos ejemplares topotípicos e hipotípicos de *Eubaculites argentinicus* (Weaver) procedentes de las localidades de Huantraicó (Neuquén) y Barda Baya (La Pampa) respectivamente. La colección efectuada, cuyo número asciende a 152 ejemplares, permite confirmar la validez de la especie de Weaver la cual, ante el extravío del holotipo y la falta de material de comparación complementario, había sido considerada con justo criterio por Riccardi (1974: 397) como *nomen dubium*. Por tal razón, se procede a designar un neotipo basado en material de la provincia de La Pampa, al tiempo que se ratifica la asignación de la especie de Weaver al género *Eubaculites* Spath, tal como lo hiciera por primera vez A. F. Leanza (1964). Asimismo, el nuevo material permite establecer las diferencias específicas entre *E. argentinicus* (Weaver) y *E. ootacodensis* (Stoliczka), taxón que muestra fuertes afinidades con la especie argentina.

Los ejemplares de *E. argentinicus* que motivan este artículo fueron hallados en ambas localidades en sedimentitas asignadas a la Formación (Capas del) Jagüel, entidad que debe adjudicarse a Windhausen (1914) y cuya localidad tipo se encuentra

en el Bajo del Jagüel, unos 15 kilómetros al noroeste de Barranca del Palo, Departamento Añelo, provincia del Neuquén. Los hallazgos de *Eubaculites argentinicus* en la Formación Jagüel ratifican una edad maastrichtiana para la misma, al tiempo que permiten confirmar la presencia de sedimentitas de esa edad en Barda Baya.

Desde el punto de vista taxonómico, asimismo, los nuevos hallazgos permiten confirmar la validez de la especie de Weaver y la asignación de los ejemplares procedentes de El Cañ (Río Negro) y Lefipán (Chubut) a la misma.

El grueso de la colección fue efectuado por uno de los autores (S.C.) en la localidad de Barda Baya en diversas campañas realizadas.

Posteriormente ambos autores en marzo de 1988, en compañía del Lic. Carlos A. Hugo, examinaron nuevamente las localidades de Barda Baya y Huantraicó procediendo a completar la colección de baculítidos y precisar su exacto nivel estratigráfico de procedencia.

UBICACION GEOGRAFICA DE LAS LOCALIDADES FOSILIFERAS

El material coleccionado en la provincia de La Pampa proviene del extremo noroccidental de la Barda Baya (36°54'S - 67°55'O) aproximadamen-

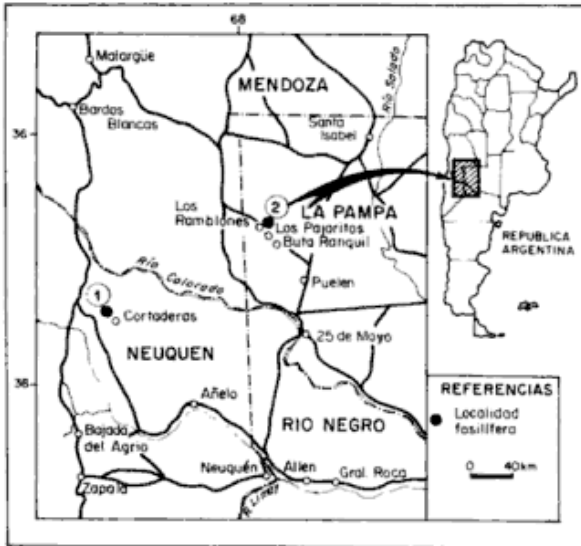


Figura 1: Mapa mostrando la ubicación de Huantraico (1) y Barda Baya (2).

te 5 km al norte del Puesto Los Pajaritos, Departamento Puelén. Los niveles con baculítidos se encuentran en las proximidades del Salitral Negro al pie de la Barda Baya. La localidad de Los Rambones citada por Weaver está situada solamente 5 km al noroeste de Los Pajaritos pudiéndose acceder de la misma al área del Salitral Negro sin dificultad con el empleo de animales. La localidad neuquina de Huantraicó ($37^{\circ}34' S - 69^{\circ}50' O$) se encuentra ubicada en el Departamento Pehuenches, 2.000 m al sudoeste de la ruta provincial 36 y 20 km al noroeste del Puesto Cortaderas, en el ámbito de la Hoja 33 c, Chihuidos Norte (Ramos, 1981). Las localidades de Barda Baya y Huantraicó distan entre sí 180 km en línea recta (figura 1).

Repositorio: El material coleccionado se encuentra depositado en la cátedra de Geología Histórica y Regional de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad Nacional de La Pampa, bajo los números: GHUNLPam 1 - 77 y GHUNLPam 212 - 287.

ESTRATIGRAFIA

Con relación a las sedimentitas limítrofes cretácico-terciarias de la provincia de La Pampa existen en la literatura geológica numerosas referencias. Se debe a Steppenbeck (1926= 1943) una breve mención sobre los "Sedimentos petrolíferos del piso de Roca" en las cercanías de Buta Ranquil. Weaver (1927: 434) refirió a *Baculites argentinicus* un ejemplar mal conservado, colectado por geólogos de la "Standard Oil of California" en el área vecina a la localidad de Los Rambones.

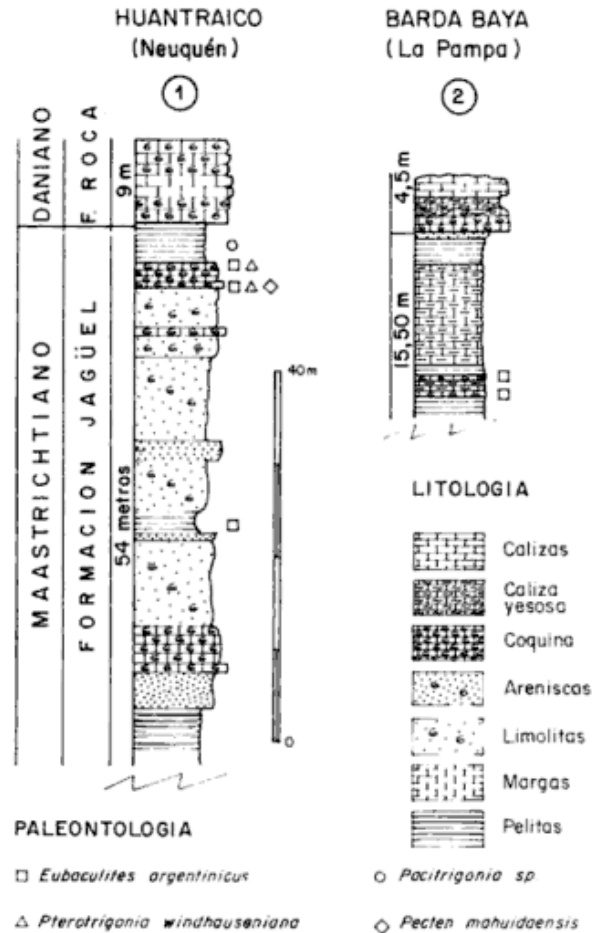


Figura 2: Secciones columnares de Huantraicó (1) y Barda Baya (2).

Dicha especie fue nominada por Weaver (*op. cit.*) sobre material procedente de Huantraicó, habiendo sido asignada originalmente a la Formación Roca. Wichmann (1928: 14) se refirió a las rocas que afloran en Barda Baya, consignando que las mismas corresponden "a las capas calcáreas fosilíferas del Piso Rocanense (Daniano) de un espesor de cerca de 20 metros", describiendo brevemente el perfil y citando además abundantes ejemplares de *Ostrea ameghinoi*, no obstante, su presencia no ha sido confirmada por los presentes autores.

Fossa Mancini (1937) aludió 9 años más tarde al "Baculites" de La Pampa, que Weaver (1927) asignó a la Formación Roca, sugiriendo que el mismo procedía de otra formación más antigua, en tanto Mühlmann (1937) comparó los afloramientos de esta localidad con los "Estratos de Malargüe". Es Sobral (1942 a y b) a quien se debe el estudio exhaustivo de "El Piso Rocanense y los Estratos Impregnados de Petróleo" en la zona del Salitral Negro y Barda Baya, consignando para estas capas una edad senoniana superior. Se recuerda que el material aquí descrito proviene de las cercanías del Salitral Negro al pie de la Barda Ba-

ya. A. F. Leanza (1967: 52) se refiere asimismo a la estratigrafía de la Barda Baya, mayormente sobre los datos proporcionados por Sobral (*op. cit.*) de igual modo que más recientemente lo hiciera Núñez (1976).

En lo concerniente a la provincia del Neuquén, los antecedentes son también numerosos. El primero en citar la presencia de la Formación Roca en la Sierra de Huantraicó fue Weaver (1927). Por su parte, Groeber (1946, 1959) reconoció en esta comarca la presencia de dos Formaciones, una concordante con el Grupo Neuquén, de edad senoniana (Roca I) y otra discordante, de edad terciaria (Roca II). No obstante, según Ramos (1981) la segunda unidad no correspondería a la Formación Roca, siendo asignada por este autor a la Formación Carrere. Una megafauna de edad maastrichtiana procedente de Huantraicó fue estudiada por Camacho (1968). Es sin embargo Bertels (1968, 1969) quién estableció en esta localidad, sobre la base de microfósiles, el límite Cretácico-Terciario. A. F. Leanza (1964: 104) refiriéndose a la Formación Roca sostuvo que: "es indudable que las capas de Huantraicó con *Eubaculites* concordantes con las capas de Jagüel y las capas de La Pampa, discordantes sobre el pórfiro, son una misma cosa". Este autor consideró a esta Formación exclusivamente maastrichtiana. En la actualidad existe opinión generalizada en aceptar para la misma una edad paleocena (Bertels, 1964, 1968, 1970 a y b, 1972, 1980; Camacho, 1967 a, Mailhe *et al.*, 1967; Masiuk, 1967; Irigoyen, 1970; Pascual y Bondesio, 1975 y Leanza y Hugo, 1985).

POSICION ESTRATIGRAFICA DE LOS BACULITIDOS

En la figura 2 se esquematizan las posiciones estratigráficas columnares de las sedimentitas aflorantes en las localidades fosilíferas de Huantraicó y Barda Baya respectivamente. Se interpreta que los mismos están contenidos en sedimentitas de la Formación Jagüel, entidad que debe adjudicarse a Windhausen (1914: 11) quién estableció inequívocamente como Capas del Jagüel a los estratos marinos infrayacentes a la Formación Roca (Von Ihering, 1903) cuya edad es considerada actualmente paleocena. De acuerdo con los datos proporcionados por Windhausen (*op. cit.*) la localidad tipo de la entidad está situada en la comarca del Bajo del Jagüel (de Rosauer) distante 15 km

al noroeste de Barranca del Palo (Dpto. Añelo, provincia de Neuquén) y cuya microfauna corresponde al Maastrichtiano (cf. Bertels, 1969). Atendiendo a razones de prioridad, se considera a la Formación Huantraicó establecida posteriormente por Bertels (*op. cit.*) como sinónimo de la Formación Jagüel. Dadas las características sedimentológicas afines, se adjudican también a esta entidad las sedimentitas infrayacentes a la Formación Roca en la Provincia de La Pampa.

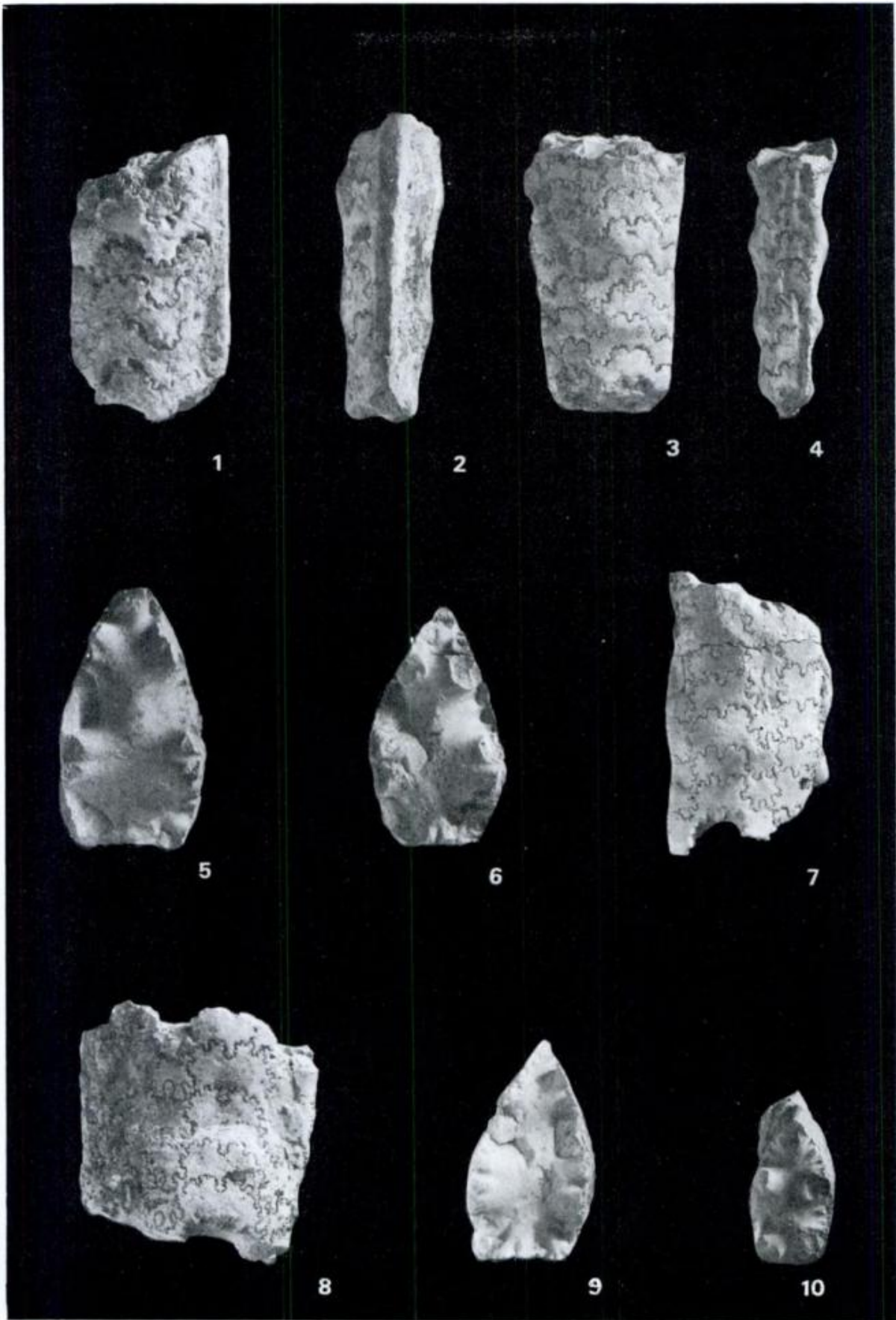
Según observaciones propias, en el perfil realizado en Huantraicó, donde si no se toman los recaudos necesarios los frecuentes deslizamientos presentes pueden resultar en mediciones exageradas de espesor, las sedimentitas cretácico-terciarias poseen una potencia de 63 m, correspondiendo los 9 metros superiores a la Formación Roca y los 54 m restantes a la Formación Jagüel. Se han distinguido tres niveles con *E. argentanicus* (Weaver), dos de ellos situados entre 6 y 7 m por debajo del techo de la Formación Jagüel, los cuales aparecen bastante retrabajados y desgastados en niveles coquinoideos en asociación principalmente con *Chlamys mahuidaensis* Weaver y *Pterotrigonia windhauseniana* (Wilckens). El tercer nivel con *E. argentanicus* ocurre 33.50 m por debajo del techo de la entidad en asociación con típicos bivalvos y gasterópodos maastrichtianos actualmente en estudio. Este nivel está compuesto por pelitas y limolitas castaño-verdosas y se dispone sobre un conspicuo nivel biostromal compuesto casi exclusivamente por *Gryphaea regionis* Camacho.

En el perfil de Barda Baya, 5 km al norte del puesto Los Pajaritos, los niveles de *E. argentanicus* están contenidos en pelitas pardo-verdosas y separados por poco más de 1 m de espesor, 15 m con respecto al techo de la Formación Jagüel. Los mismos están presentes también en asociación con característicos bivalvos y gasterópodos maastrichtianos.

Fauna asociada

No es el propósito de esta contribución ofrecer una pormenorizada lista de las especies presentes de invertebrados fósiles que ocurren en asociación, cuyo estudio está por otra parte siendo llevado a cabo por uno de los autores (S.C.). Basta señalar que, en coincidencia con lo consignado por Camacho (1968) las faunas presentes en el Da-

LAMINA I: *Eubaculites argentanicus* (Weaver). Barda Baya, La Pampa. 1-2, vista lateral y ventral, x 2/3 (GHUNLPam 1); 3-4, vista lateral y dorsal, x 2/3 (GHUNLPam 259); 5, sección transversal, x 2/3 (GHUNLPam 15); 6, sección transversal, x 1 (GHUNLPam 220); 7, vista lateral, x 1/2 (GHUNLPam 4); 8-9, vista lateral y sección transversal, x 2/3 (GHUNLPam 214); 10, sección transversal, x 1/2 (GHUNLPam 37). Formación Jagüel. Maastrichtiano, Barda Baya, La Pampa, Argentina.



niano son sensiblemente diferentes si bien seguramente derivadas de aquellas del Maastrichtiano. De acuerdo con los estudios de Camacho (1968) y observaciones propias en la asociación faunística del Maastrichtiano de Huantraicó pueden reconocerse los siguientes taxones: *Exogyra mendozaana* Ihering, "*Ostrea clarae* Ihering, "*Ostrea lingua* Camacho, *Chlamys mahuidaensis* (Weaver), *Chlamys modestus* (Camacho), *Panopea inferior* Wilckens, *Veniella pampaensis* (A. F. Leanza y Hünicken), *Lahilla luisa* (Wilckens), *Cucullaea antarctica* Wilckens, *Turritella soaresana* Hartt, *Nucula (Leionucula) hünickeni* Zinsmeister y Macellari, *Pterotrionia (Rinetrionia) windhauseniana* (Wilckens), *Pacitrionia sobrali* Leanza y Casadio y *Austrotrionia pampeana* Leanza y Casadio.

DESCRIPCION SISTEMATICA

Para la ubicación sistemática del género *Eubaculites* se ha tenido en consideración la clasificación de Ammonoidea cretácicos propuesta por Wright (1980).

Orden AMMONOIDEA Zittel, 1884
Suborden ANCYLOCERATINA Wiedmann, 1966
Superfamilia TURRILITACEAE Gill, 1871
Familia BACULITIDAE Gill, 1871
Subfamilia EUBACULITINAE Brunnschweiler, 1966

Género *Eubaculites* Spath, 1926

Especie tipo: *Baculites ootacodensis* Stoliczka 1865, por designación original de Spath, 1926.

Diagnosis: Género costulado de Eubaculitinae en el cual la relación altura/ancho de las vueltas es de 1,8 a 1 o menos en todos los estadios de crecimiento. Carena ventral claramente tabulada y separada de los flancos por surcos longitudinales (Brunnschweiler, 1966: 27; Riccardi, 1974: 384).

Edad y distribución: Campaniano superior?-Maastrichtiano. Australia, India, ?Madagascar, Sudáfrica, Argentina, Chile, Estados Unidos de América (California).

Eubaculites argentinicus (Weaver, 1927)

Lám. 1, figs. 1-10; Lám. 2, figs. 1-5

Neotipo designado en este trabajo: Ejemplar GHUNLPam 40 figurado en la lám. 2, fig. 1-2,

procedente de la Formación Jagüel en el área de Barda Baya, provincia de La Pampa, Argentina.

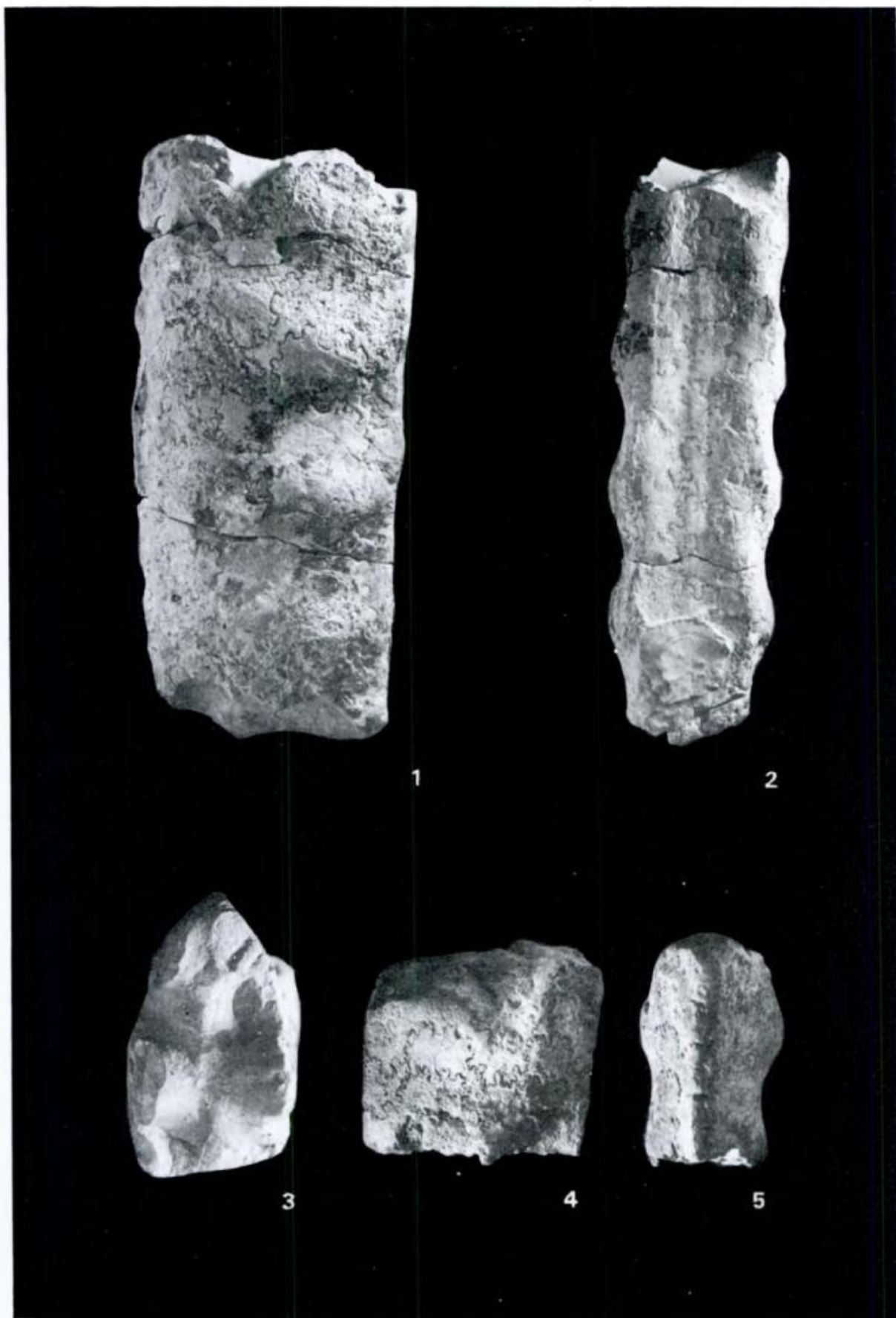
Sinonimia

1927. *Baculites argentinicus* Weaver: 429, figs. 2 a-c.
1931. *Baculites argentinicus* Weaver: 466, lám. 62, figs. 401-3.
1964. *Eubaculites argentinicus* (Weaver) - A. F. Leanza: 95, lám. 1, figs. 1-5.
1967. *Eubaculites argentinicus* (Weaver) - Camacho: 132, lám. 1, figs. 3-4.
1974. *Eubaculites ootacodensis* (Stoliczka) - Riccardi: 387-393, lám. 1, figs. 1-7; lám. 2, figs. 1-6; lám. 3, figs. 1-6; lám. 4, figs. 1-7.
1980. *Eubaculites ootacodensis* (Stoliczka) - Riccardi: 12, figs. 1a-b.
1984. *Eubaculites ootacodensis* (Stoliczka) - Manceñido y Damborenea: 446, lám. 5, figs. 1-2; lám. 6 figs. 1-6.
1987. *Eubaculites* sp. - Farinati, Quattrocchio y Labudía: 157, lám. 1, fig. 4.
1988. *Eubaculites ootacodensis* (Stoliczka) - Riccardi: 109, lám. 8, figs. 1-3.
1990. *Eubaculites* aff. *ootacodensis* (Stoliczka) - Olivero, Mediana y Camacho: 135, lám. 1, figs. 11-12.

Material examinado: Se han examinado 152 fragmentos de moldes internos, tanto de cámara de habitación como fragmaconos. Los mismos se hallan catalogados bajo las siglas GHUNLPam 1 a 77 y GHUNLPam 212 a 287.

Preservación de los fósiles: En un elevado número de ejemplares se han observado fenómenos de aplastamiento, en los que se aprecia el flanco adosado al sedimento levemente subplanado, mientras que el opuesto exhibe una convexidad normal, al tiempo que el vientre tabulado es comprimido tangencialmente dando como resultado una sección de vueltas con vientre aguzado, tal como la que se observa en una de las ilustraciones de Weaver (1927, fig. 2c). No obstante, esta característica es considerada por los autores como producto de deformación *post mortem*, por lo cual no debe ser naturalmente tenida en cuenta para fines taxonómicos. Finalmente, cabe agregar que sólo una reducida proporción de los ejemplares examinados exhibe restos recristalizados de la conchilla original.

LAMINA II. *Eubaculites argentinicus* (Weaver), Barda Baya, La Pampa, 1-3, vista lateral, dorsal y sección transversal del Neotipo, x 1/2 (GHUNLPam 40); 4-5, vista lateral y ventral, 1/2 (GHUNLPam 33). Formación Jagüel, Maastrichtiano, Barda Baya, La Pampa, Argentina.



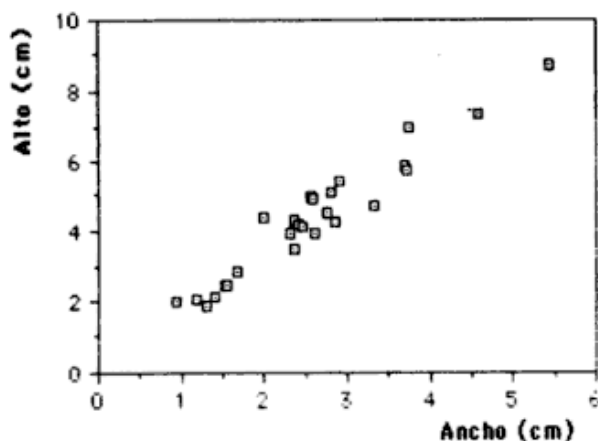


Figura 3: *Eubaculites argentinicus* (Weaver). Relación entre el alto (A) y el ancho (An) en las vueltas del fragmacono de 28 ejemplares procedentes de La Pampa, a saber: GHUNLPam 1, 7, 11, 15-16, 19, 22-24, 28, 31, 33, 40 (NEOTIPO), 52, 54, 56, 62, 71, 214, 231, 235, 239, 244, 264, 270, 273, 276, 278.

Descripción: Conchilla de tamaño mediano a grande. Sección de las vueltas más alta que ancha, siendo en estadios ontogenéticos tempranos de contorno ojival a subtrapezoidal con bordes redondeados, mientras que en estadios ontogenéticos avanzados la misma es manifiestamente subpentagonal. La sección transversal posee para el ejemplar más pequeño 1,99 cm de alto y 0,93 cm de ancho, mientras que el ejemplar más grande tiene 8,60 cm de alto y 5,44 cm de ancho. La relación ancho/alto varía entre 0,45 y 0,68, con una media de 0,59. La relación opuesta altura/ancho está en proporción de 1,8 a 1. En la figura 3 se ha representado un histograma de ancho VS alto de 28 ejemplares de la colección, el cual muestra parámetros morfométricos proporcionales a lo largo de la evolución ontogenética.

El diseño del vientre consiste en una elevación tabular con bordes angulosos coincidentes con la diagnosis diferencial del género *Eubaculites* (Spath, 1926; Arkell, *et al.*, 1957.; Matsumoto, 1959; Brunnschweiler, 1966). En ejemplares deformados por aplastamiento se ha observado, sin embargo, el borde ventral aguzado, pero obviamente esta característica, como ya se expresó, no debe ser tomada en consideración para fines taxonómicos. La región dorsal de la conchilla es, en estadios ontogenéticos avanzados, ancha y subplanada, con bordes redondeados que pasan según un ángulo levemente obtuso a los flancos.

Excepto en los ejemplares muy desgastados, la mayoría presenta en los flancos ornamentación constituida por costillas de sección redondeada que se forman más anchas en ejemplares adultos, confiriéndole a los mismos una superficie ondu-

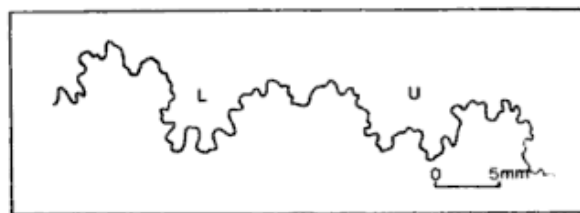


Figura 4: Sutura de *Eubaculites argentinicus* (Weaver), Barda Baya, La Pampa: GHUNLPam 259.

lada. Las costillas son alargadas en sentido dorsoventral, describiendo un arco suave y cóncavo adoralmente. No obstante, antes de llegar al borde ventral ellas desaparecen rápidamente. La frecuencia de estas costillas en una distancia igual a la altura de la sección transversal es constante e igual a 2. En la colección examinada ya en los tamaños más pequeños ($A = 1,90$; $A_l = 1,31$) se alcanza a advertir nítidamente la característica tabulación en el vientre y la presencia de costillas según el diseño simple a que ya hemos aludido. El ángulo de crecimiento (tapering) de los ejemplares examinados es bajo y bastante constante, tanto en ejemplares jóvenes como adultos, oscilando entre 5° y 7° .

La línea de sutura es cuadrilobulada (figura 4), con elementos subtrapezoidales a subrectangulares, siendo U más ancho que L y la silla ubicada entre L y U es más ancha y de igual altura o menor que la silla ubicada entre E y L.

Observaciones: Riccardi (1974), en ocasión de describir ejemplares atribuidos a *Eubaculites* procedentes de El Cañ (Río Negro) y Lefipán (Chubut), efectuó una prolija revisión de los numerosos antecedentes que sobre el tema existían. Los mismos fueron asignados por el citado autor a *E. ootacodensis* (Stoliczka) por presentar afinidades con el espécimen ilustrado por Kossmat (1895: 152, lám. 19, figs. 15 a-b y 16 a-c), designado como la especie tipo de *Eubaculites* por Spath (1925: 80), y por la imposibilidad de efectuar comparaciones directas con el tipo de "*Baculites*" *argentinicus* Weaver.

Como los resultados obtenidos en la búsqueda de nuevo material en Barda Baya y en Huantraicó habían sido infructuosos hasta entonces y el ejemplar tipo ilustrado por Weaver (1927, 1931) fue dado por extraviado, es que Riccardi (*op. cit.*); con justa razón, designó a "*Baculites argentinicus*" como *nomen dubium*. Este taxón en su momento había sido considerado por A. F. Leanza (1964), sobre la base de exhibir un vientre tabulado, como un representante del género *Eubaculites* Spath. Afortunadamente, el rehallazgo de numerosos ejemplares de la especie de Weaver en la lo-

calidad pampeana de Barda Baya, distante sólo 5 km de Los Ramblones, permite efectuar nuevas observaciones específicas y examinar aspectos relativos a la evolución ontogenética de la especie. Por tal razón, los autores de la presente nota han creído conveniente instituir un neotipo, rescatando de ese modo el taxón creado oportunamente por Weaver. Si bien *Eubaculites argentinicus* (Weaver) presenta afinidades con el *Eubaculites ootacodensis* (Stoliczka) ilustrado por Kossmat (1895), existen notorias diferencias en el contorno de la sección transversal y en el recorrido de las costillas que, en el ejemplar de la India, llegan hasta la región ventral. Por su parte, el ejemplar ilustrado por Stoliczka (1865: lám. 40, fig. 6; lám. 44, figs. 1-3) posee la sección transversal más ovalada, la región dorsal es ligeramente cóncava, y en la sutura, la silla antisifonal de *E. argentinicus* (Weaver) se muestra más simple y ancha. Teniendo en cuenta que estas características diferenciales involucran también al material de *Eubaculites* procedente de El Cañ (Río Negro), Lefipán (Chubut) así como de otras localidades supracretácicas argentinas, se propone asimilarlo a la especie de Weaver.

Los ejemplares de *Eubaculites* estudiados por Matsumoto (1959: lám. 43, fig. 6; lám. 44, figs. 1-3) se diferencian de los aquí analizados por presentar un ángulo de crecimiento (tapering) pequeño, la región dorsal ligeramente cóncava, menor espaciamiento de la costulación y sección transversal más ovalada. Las mismas diferencias se observan con respecto a los baculítidos sudfricanos descritos por Klinger (1976, lám. 38, figs. 1-3; lám. 41, figs. 1-2; lám. 42, figs. 3 y 8; lám. 43, fig. 1).

Eubaculites lyelli (d'Orbigny) figurado por Hünicken y Covacevich (1975: 149, lám. 1, figs. 5-12; lám. 2, figs. 4-9; lám. 3, figs. 1-8; lám. 4, figs. 1-8; lám. 5, figs. 1-4) procedente de la sección superior de los Estratos de Quiriquina, Chile, es una especie muy afín, pero se diferencia de *E. argentinicus* (Weaver) por poseer una mayor densidad de costillas, la sección transversal rectangular, la parte tabulada con corrugaciones transversales mientras que la línea de sutura es marcadamente diferente.

Finalmente, cabe consignar que Kennedy *et al.* (en Stinnesbeck, 1986: 105) ubicaron a "*Baculites*" *argentinicus* Weaver en un grupo de *Eubaculites* con dorso subplanado y vientre aguzado, junto con *B. ootacodensis* Stoliczka (1865), *B. vagina* var. *simplex* Kossmat (1895), *Carbadites scimitar* Brunnschweiler (1966) y *B. rioturbiensis* Hünicken (1965). Si bien esta última especie resulta muy similar a *Eubaculites argentinicus* (Weaver) en estadios ontogenéticos tempranos,

las diferencias en estadios tardíos son más notorias, no exhibiendo asimismo vientre tabulado, por lo cual la opinión de Kennedy *et al.* de que la especie de Hünicken pueda pasar a revistar en *Eubaculites* debe por el momento ser tomada con reservas.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su reconocimiento al Dr. Alberto C. Riccardi y a la Lic. Graciela Blasco por sus valiosos comentarios y sugerencias, así como también por la bibliografía proporcionada. Al Lic. Carlos A. Hugo por su inapreciable tarea en la comisión geológica realizada en su compañía a la provincia de La Pampa en marzo de 1988, y al Dr. Mario Hünicken por permitirnos acceder a las colecciones de la Cátedra de Paleontología de la Universidad Nacional de Córdoba. Parte de este trabajo ha sido financiado con fondos del Subsidio PID-CONICET-Legajo 304000-88.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ARKELL, W. J., B. KUMMEL y C. W. WRIGHT, 1957. *Mesozoic Ammonoidea*. In: Moore, R. C. (ed.), *Treatise on Invertebrate Paleontology*, L, 4: L80-L437, fig. 124-555. Univ. Kansas Press, Lawrence.
- BERTELS, A., 1964. *Micropaleontología del Paleoceno de General Roca (Provincia de Río Negro)*. Rev. Mus. La Plata (n. s.) Paleont. 4 (23): 125-184, lám. 1-7, La Plata.
- _____, 1968. *Micropaleontología y Estratigrafía del límite Cretácico-Terciario en Huantraico (Provincia de Neuquén) Ostracoda. Parte I. Cytherellidae, Bairdiidae, Pontocypridinae, Buntoniinae y Trachyleberidinae*. Ameghiniana, 5 (8): 279-298, Buenos Aires.
- _____, 1969. *Estratigrafía del límite Cretácico-Terciario en Patagonia Septentrional*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXIV (1): 41-54, Buenos Aires.
- _____, 1970a. *Los Foraminíferos Planctónicos de la cuenca Cretácico-Terciario en Patagonia Septentrional (Argentina), con consideraciones sobre la Estratigrafía de Fortín General Roca (Provincia de Río Negro)*. Ameghiniana, 7 (1): 1-56, Buenos Aires.
- _____, 1970b. *Micropaleontología y Estratigrafía del límite Cretácico-Terciario en Huantraico (Provincia del Neuquén) Ostracoda. Parte II: Paracypridinae, Cytherinae, Trachyleberidinae, Pterygocytheridinae, Protocytherinae, Rocaleberidinae, Thaeocytherinae, Cytherideinae, Cytherurinae, Bythocytherinae*. Ameghiniana, 6 (4): 253-289. Buenos Aires.
- _____, 1972. *Ostracodes of the type locality of Lower Tertiary (Lower Danian) Rocanian Stage and Roca Formation in Argentine*. Micropaleontology, 19 (3): 308-340. Láms. 1-5.

- _____, 1980. *Estratigrafía y foraminíferos (Protozoa) bentónicos del Límite Cretácico-Terciario en el área tipo de la Formación Jagüel, provincia del Neuquén, República Argentina*. II Congr. Arg. Pal. y Bioestrat., Actas, 2: 47-91, láms. 1-6, Buenos Aires.
- BRUNNSCHWEILLER, R. O.**, 1966. *Upper Cretaceous Ammonites from the Carnarvon Basin of Western Australia. I. The heteromorph Lytoceratina*. Bur. Min. Resour. Geol. and Geophys., Bull., 58: 7-58, pl. 1-8, 37 figs., Canberra.
- CAMACHO, H. H.**, 1967a. *Las transgresiones del Cretácico superior y Terciario de la Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXII (4): 253-280. Buenos Aires.
- _____, 1967b. *Consideraciones sobre una fauna del Cretácico superior (Maastrichtiano) del Paso del Sapo, curso medio del Río Chubut*. Ameghiniana, 5 (4): 131-134, lám. 1, Buenos Aires.
- _____, 1968. *Acerca de la megafauna del Cretácico superior de Huantraicó, provincia del Neuquén (Argentina)*. Ameghiniana, 5 (9): 321-329, lám. 1-3, Buenos Aires.
- FOSSA-MANCINI, E.**, 1937. *Las investigaciones geológicas de Y.P.F. en la Provincia de Mendoza y algunos problemas de estratigrafía regional*. Bol. Inf. Petr. 154: 51-118, Buenos Aires.
- FARINATI, E., QUATTROCHIO, M. y LABUDIA, C.**, 1987. *Hallazgo del Maastrichtiano-Terciario fosilífero en el Bajo de Lenza Niyeu y Colan Conhué, Comarca Nordpatagónica, provincia de Río Negro, Argentina*. X Congr. Geol. Arg., Actas, III: 153-157. San Miguel de Tucumán.
- GROEBER, P.**, 1946. *Observaciones geológicas a lo largo del Meridiano 70, Hoja Chos Malal*. Asoc. Geol. Arg., Rev., I (3): 177-208, Buenos Aires.
- _____, 1959. *Supracretácico*. En: *Geografía de la República Argentina. II (Segunda Parte)*. Soc. Arg. Est. Geogr., GAEA, Buenos Aires.
- HUNICKEN, M.**, 1965. *Algunos cefalópodos supracretácicos de Río Turbio (Santa Cruz)*. Fac. Cienc. Exacts, Fis. y Nat., U. N. Córdoba, Rev., 26 (1-2): 49-99, láms. 1-8, Córdoba.
- _____, y **COVACEVICH, W.**, 1975. *Baculitidae en el Cretácico superior de la Isla Quiriquina, Chile, y consideraciones paleontológicas y estratigráficas*. I Congr. Arg. Pal., Actas, I: 141-172. San Miguel de Tucumán.
- KLINGER, H. C.**, 1976. *Cretaceous Heteromorph Ammonites From Zululand*. Dept. of Mines, Geol. Surv. Mem., 69: 1-142, pls. 1-43, Pretoria.
- KOSSMAT, F.**, 1895. *Untersuchungen Über die Südindische Kreideformation*. Beitr. Paläont. u. Geol. Österreich-Ungarns u. des Orients 9: 97-203, lám. 15-25, Leipzig.
- LEANZA, A. F.**, 1964. *Los Estratos de "Baculites" de El Caín (Río Negro, Argentina) y sus relaciones con otros terrenos supracretácicos argentinos*. Rev. Fac. Cs. Ex. Fis. y Nat. U.N.C., 25 (3-4): 93-107, lám. 1, Córdoba.
- _____, 1967. *Los Baculites de la Provincia de La Pampa con notas acerca de la edad del Piso Rocanense*. Bol. Acad. Nac. Cs. Cba., 46 (1): 49-59. Córdoba.
- LEANZA, H. A. y C. A. HUGO**, 1985. *Los Biohermas ostreros de la Formación Roca (Paleoceno) en el sudoeste de la provincia de La Pampa, Argentina*. Ameghiniana, 21 (2-4): 143-149, Buenos Aires.
- MAILHE, A. R., N. MALUMIAN y A. C. RICCARDI**, 1967. *Contribución al conocimiento de los foraminíferos del Rocanense de la Cuenca de Añelo (Provincia de Neuquén)*. Ameghiniana, 5 (1): 21-33, Buenos Aires.
- MANCENIDO, M. O. y S. DAMBORENEA**, 1984. *Megafauna de invertebrados Paleozoicos y Mesozoicos*. IX Congr. Geol. Arg., Relatorio, II (5): 413-465, Buenos Aires.
- MASIUK, V.**, 1967. *Estratigrafía del Rocanense del Puesto P. Alvarez, curso inferior del Río Chico, provincia del Chubut*. Mus. La Plata, Rev., (n.s.) Paleont., 5: 197-258. La Plata.
- MATSUMOTO, T.**, 1959. *Upper Cretaceous Ammonites of California. I*. Mem. Fac. Sc., Kyushu Univ., D, 8, (4): 91-171, pls. 30-45. Kyushu.
- MÜHLMANN, P.**, 1937. *Algunas observaciones preliminares sobre los "Estratos de Malargüe"*. Bol. Inf. Petr., 153: 44-54, Buenos Aires.
- NUÑEZ, E.**, 1976. *Descripción geológica de la Hoja 31 e, Chicalcó, provincias de Mendoza y La Pampa*. Servicio Nacional Geológico Minero, Inf. Inéd., Buenos Aires.
- OLIVERO, E. B., F. A. MEDINA y H. H. CAMACHO**, 1990. *Nuevos hallazgos de moluscos con afinidades australes en la Formación Lefipan (Cretácico Superior, Chubut): significado paleogeográfico*. V Congr. Argentino de Pal. Bioestrat., Actas 1: 129-135, San Miguel de Tucumán.
- PASCUAL, R. Y P. BONDESIO**, 1975. *Notas sobre vertebrados de la frontera cretácica-terciaria. III Ceratodontidae (Peces, Osteichtyes, Dipnoi) de la Formación Coli-Toro y de otras unidades del Cretácico tardío de la Patagonia y sur de Mendoza. Sus implicaciones paleobiogeográficas*. VI Congr. Geol. Arg., 1: 565-578, Buenos Aires.
- RAMOS, V.**, 1981. *Descripción Geológica de la Hoja 33 e, Los Chihuidos Norte*. Serv. Geol. Nac., Bol. 182, Buenos Aires.
- RICCARDI, A. C.**, 1974. *Eubaculites Spath (Ammonoidea) del Cretácico Superior de Argentina*. Ameghiniana, 11 (4): 379-399, Buenos Aires.
- _____, 1980. *Presencia de epizoos en un ammonoideo heteromorfo del Maastrichtiano de Argentina: una inferencia paleoautoecológica*. Ameghiniana, 17 (1): 11-14, Buenos Aires.
- _____, 1988. *The Cretaceous system of southern South America*. Geol. Soc. Am., Mem., 168. Boulder.
- SOBRAL, J. M.**, 1942a. *Geología de la Comarca del Territorio de La Pampa situada al Occidente del Chadi-Leuvá*. Bol. Inf. Petrol., 212: 33-81, Buenos Aires.

- _____, 1942b. *Geología de la región occidental del Territorio de La Pampa (al Oeste del Chadi-Leuvú) y zona vecina de la Provincia de Mendoza*. I Congr. Pan. Ing. de Minas y Geología, 2: 668-750, Santiago de Chile.
- SPATH, L. F.**, 1926. *On New Ammonites from the English Chalk*. Geol. Mag., 63: 77-83, London.
- STAPPENBECK, R.**, 1943. *Geología y aguas subterráneas de La Pampa*. Traduc. de Geologie und Grundwasserkunde der Pampa (1926). Min. Obr. Publ., Obras Sanitarias de La Nación, 334 páginas, 80 figuras, Buenos Aires.
- STINNESBECK, W.**, 1986. *Zu den faunistischen und palökologischen verhältnissen in der Quiriquina Formation (Maastrichtium) zentral-Chiles*. Palaeontographica, 194: 99-237. Stuttgart.
- STOLICZKA, F.**, 1865. *Ammonitidae*. In: Blanford, H. F. y Stoliczka, F., *The Fossil Cephalopoda of the Cretaceous Rocks of Southern India*. Mem. Geol. Surv. India, Palaeont. Indica, III, 1 (1-13); 216, lám. 1-94. Calcuta.
- VON IHERING, H.**, 1903. *Les Mollusques des terrains crétaciques supérieurs de L'Argentine orientale*. Anal. Mus. Nac. Buenos Aires, serie 3^o, 2: 193-229, Buenos Aires.
- WEAVER, L. E.**, 1927. *The Roca Formation in Argentina*. Am. J. Sci. 5 (13): 417-434, New York.
- _____, 1931. *Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina*. Mem. Univ. Washington, 1 - XV, 595, láms. 1-62, Seattle.
- WICHMANN, R.**, 1928. *Contribución a la Geología de los Departamentos Chical-Có y Puelén de la parte occidental de La Pampa Central*. Dir. Min. Geol. Hidrol. Publ., 40: 1-33, lám. 1-6, Buenos Aires.
- WINDHAUSEN, A.**, 1914. *Contribución al Conocimiento Geológico de los Territorios del Río Negro y Neuquén*. An. Min. Agric. Sección Geol. Min. y Minería, X (1). Buenos Aires.
- WRIGHT, C. W.**, 1980. *Classification of Cretaceous Ammonoidea*. En: M. R. House y J. Senior (Eds.) *The Ammonoidea*. Systematics Association London, Sp. Publ., 18: 601-618. London.
- YRIGOYEN, M. R.**, 1970. *Problemas Estratigráficos del Terciario de Argentina*. Ameghiniana, 6 (4): 315-329, Buenos Aires.

Recibido: 14 de diciembre, 1989.

Aceptado: 22 de agosto, 1991.

SILVIO CASADIO

Departamento de Ciencias Naturales
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Universidad Nacional de La Pampa
Uruguay 151
6300 Santa Rosa, La Pampa

HECTOR A. LEANZA

CONICET
Subsecretaría de Minería
Av. Santa Fe 1548
1060 Buenos Aires
Argentina

PETROLOGIA Y GEOQUIMICA DE LOS GRANITOS DE LA ZONA CARRIZAL-MAZAN, LA RIOJA Y CATAMARCA

Gustavo A. Toselli, Julio Saavedra, Graciela del V. Córdoba y María E. Medina

RESUMEN: En el área considerada aparecen granitos con el rasgo común de presentar deformación sin y post-cristalina. En el campo, se diferencian varios tipos según su tamaño de grano, carácter porfiroide o leucocrático y presencia de minerales como cordierita, sin que hayan podido establecerse límites que definan áreas concretas de los mismos. No hay muchos enclaves y todos tienen rasgos metasedimentarios.

Los datos geoquímicos y petrográficos indican que son granitos peraluminicos, con tendencia potásica más o menos acentuada. Se definen dos grupos principales, uno de ellos con feldespatos muy perthíticos con contenidos en albita que pueda superar el 30-40 % en volumen, escasa cordierita y plagioclasa y sin moscovita primaria. El otro grupo con cordierita idiomorfa, moscovita primaria y microclino con pocas perthitas, más pobre en Rb y rico en Sr y Ba respecto al anterior.

Se sugiere una génesis que implica un importante aporte de corteza continental, en tránsito de un medio de arco volcánico a colisión, con generación de magma en la corteza media o a profundidades mayores (presión mínima de unos 5-6 Kb) y emplazamientos superficiales (680-690°C y presión próxima a 1,5 Kb).

ABSTRACT: Granite outcrop in this area present deformations syn and post-cristalines. In the field different kinds are evidents according with the size of the grain, porphyroid or leucogranitic characteristics and presence of minerals like cordierite, though it has not be impossible to stablish limits that define their concrete areas. There are not many establishment and all have metasedimentary features.

The geochemical and petrographical data show taht they are peraluminics with potasic tendency not so much acenuated. Two main groups are defined, one of them with very perthitic feldspar (with more than 30-40 % of albite) with few cordierite and plagioclase and without primary moscovite. In the other group there are idiomorphic cordierite, primary moscovite and microcline with few perthites poorer in Rb and richer in Sr and Ba than the previous one.

We suggest a genesis which implics an important continental contribution, with transition from a volcanic arc toward colission, with generation of magma in the middle crust or to greater depth (minimum pressure of 5-6 Kb) and superficial setting (about 680-690°C and 1,5 Kb).

INTRODUCCION

El interés en el estudio de las rocas graníticas de la sierra de Mazán, se produce como consecuencia de la poca información geológica existente sobre el mencionado cordón orográfico. Es así que no existen Hojas Geológicas en esta zona ni información completa sobre su constitución geológica.

Como consecuencia de un muestreo exploratorio se encontraron en estos granitoides cristales idiomorfos de cordierita, lo que nos llevó a centrar nuestra atención en estas rocas con el objeto de conocer con más detalle su mineralogía a efectos de lograr algunas interpretaciones petrogenéticas.

Uno de los objetivos del presente trabajo, es el de presentar el mapa geológico de la sierra de Mazán y dar a conocer aspectos sobre la mineralogía, petrología y geoquímica de las rocas graníticas y su caracterización para incluirlas en

las agrupaciones regionales más extensas que recientemente han comenzado a desarrollarse en el noroeste argentino.

ANTECEDENTES Y RASGOS GENERALES

UBICACION Y ACCESO

La sierra de Mazán se sitúa entre las coordenadas 66°32'-66°42' oeste y 28°35' a 28°58' sur, encontrándose al noreste de la provincia de La Rioja y penetrando su extremo norte en Catamarca.

Se accede a ella desde la capital riojana por la ruta nacional N° 38 hasta la localidad de Bazán y luego 28 km por la ruta provincial N° 9, se llega al extremo sur de la zona. También puede accederse desde Catamarca por la ruta nacional N° 38 hasta unos 9 km al sur de la localidad de Chumbicha y luego 58 km al oeste por la ruta nacional N° 60

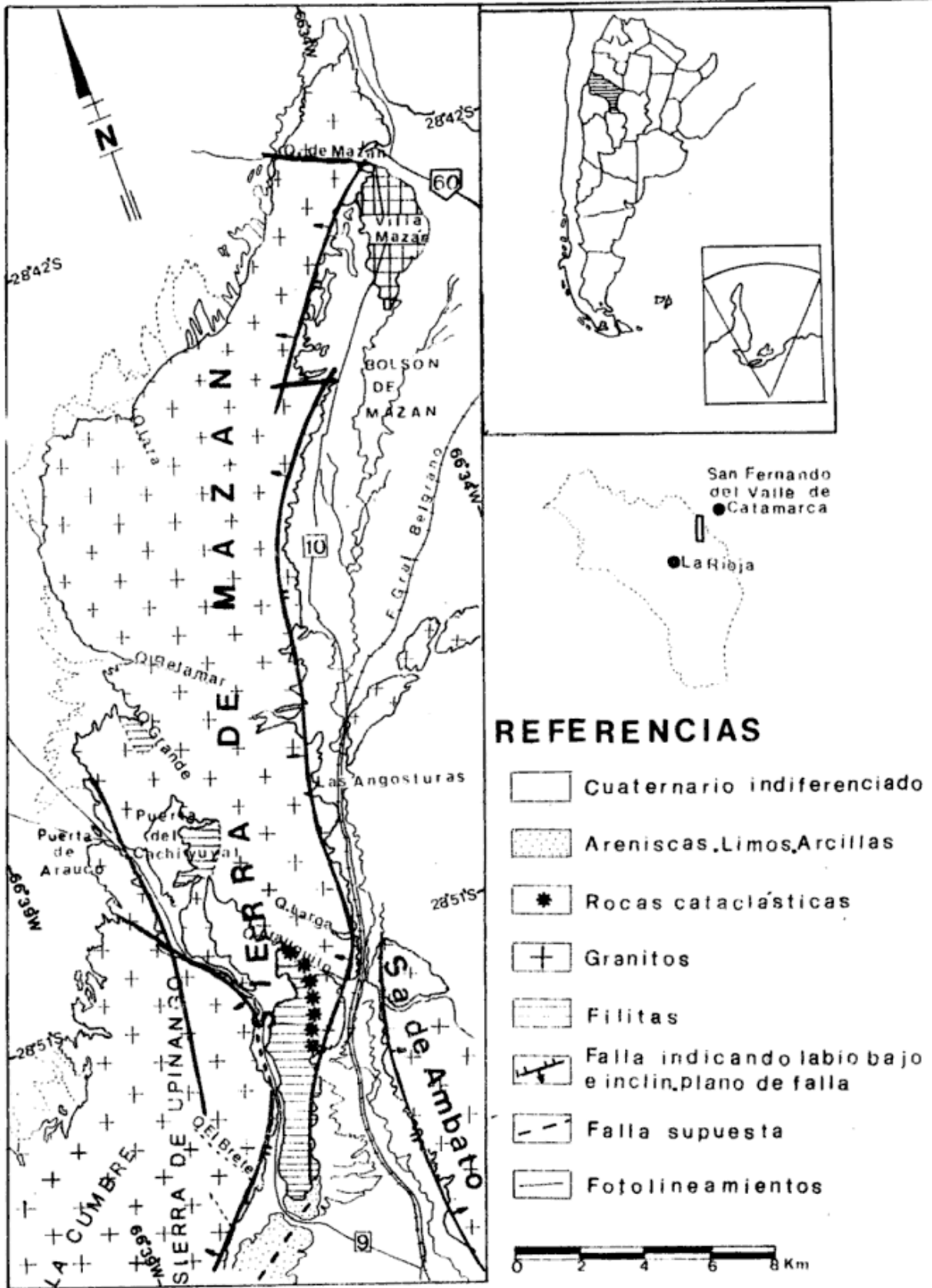


Figura 1: Mapa geológico de la sierra de Mazán.

atravesando la quebrada de La Cébila, se llega a la Villa de Mazán y quebrada del mismo nombre (figura 1).

CARACTERISTICAS GENERALES Y ANTECEDENTES

La sierra de Mazán forma parte de las denominadas Sierras Pampeanas Noroccidentales (Camino, 1979). Posee una morfología de bloques asimétricos fracturados, con fallas inversas de alto ángulo en su faldeo oriental y basculamiento al oeste. Las mayores altitudes se registran en la porción central del cordón en los cerros de La Puerta con 1500 m de altura y con más de 900 m de desnivel con respecto al bolsón de Mazán.

La constitución geológica de esta sierra está representada por metamorfitas pelíticas de bajo grado (filitas) de la Formación La Cébila (González Bonorino, 1951), gris verdosas oscuras con interposiciones de metacuarcitas de pocos centímetros de espesor y cuyos afloramientos se ubican en el flanco sur-occidental de la sierra.

Las rocas graníticas constituyen la mayor parte de este cordón orográfico, son rocas de grano medio a grueso, porfiroides; el contacto con la Formación La Cébila es de tipo tectónico con el desarrollo de rocas cataclásticas, como esquistos miloníticos, protomilonitas y milonitas (Córdoba, 1985).

Se completa el cuadro estratigráfico con sedimentitas terciarias de la Formación Schuqui (Turner, 1962) compuesta por material pséftico, psamítico y pelítico de tonalidad amarillento a castaño claro de pocos metros de espesor y muy erosionados, que constituyen el extremo sur de la sierra. Y finalmente depósitos cuaternarios indiferenciados como fanglomerados, arenas, limos, evaporitas que se adosan a los flancos del cordón y áreas deprimidas.

Otros antecedentes se deben a Keidel y Schiller (1913) que hacen algunas apreciaciones sobre la geología en las proximidades de la Villa de Mazán, referidas a mineralizaciones de Sn y W.

Los mosaicos 42 B y C realizados por la Dirección Nacional de Geología y Minería (Plan La Rioja), (1970, 1972). Moya y Salfity (1982) quienes definen para el noroeste argentino varias fases de actividad magmática atribuyendo a estos granitos como pertenecientes a la fase Guandacol de edad ordovícica. Córdoba (1985, *op. cit.*) realiza el estudio de la geología del sur de la sierra de Mazán y zonas aledañas.

PETROGRAFIA DE GRANITOIDES

FACIES DE CAMPO

Debido a las características morfológicas de esta sierra, relieve abrupto y gran magnitud de los afloramientos, como así también la dificultad de acceder a ciertos sectores por falta de caminos, los afloramientos graníticos no han podido ser recorridos en su totalidad, no habiéndose delimitado las distintas variedades petrográficas ni establecido sus relaciones temporales.

Teniendo en cuenta características texturales y mineralógicas se han reconocido las siguientes variedades de granitoides:

Granitoide pardo oscuro de grano grueso a medio porfiroide

Equivalente al denominado Granito Antiguo por Keidel y Schiller (1913, *op. cit.*). Es una roca con abundantes megacristales de feldespato potásico de tamaño variable de 1 a 6 cm de longitud. La tonalidad es gris morado oscuro (pardo oscuro), con abundante biotita y moscovita subordinada.

Los afloramientos más conspicuos se visualizan en el paraje Las Angosturas, en el flanco oriental de la sierra de Mazán, a ambos lados de la ruta provincial 10. Aparece en asomos aislados de poca magnitud de pocos metros a decenas de metros cuadrados, reconociéndose en el campo por su tonalidad característica y mostrando un avanzado estado de alteración.

Granito porfiroide rosado

Megascópicamente en una roca con megacristales de feldespato potásico de tamaño variable de 3 a 7 cm y más. El índice de elongación de los mismos varía entre 1,4 y 3,2. La matriz es abundante siendo su granulometría entre mediana y gruesa, reconociéndose cristales de cuarzo grisáceo, feldespato potásico rosado a blanco grisáceo, plagioclasa y laminillas de biotita pequeñas no mayores a los 5 mm de longitud. Por acción tectónica la roca posee una débil foliación con disposición subparalela de los feldespatos y las micas se encuentran formando delgadas pestañas curvas o convexas coincidentes con la estructura planar de la roca.

Esta variedad de granito ha sido reconocida en distintos lugares, siendo muy frecuente en el flanco oriental, en Las Angosturas, al norte de la quebrada de Arauquito y en el borde sur-occidental de la quebrada de Los Pozuelos.

Granitoide gris rosado cordierítico de grano medio

Roca porfiroide con megacristales de feldespato potásico con frecuentes inclusiones de laminillas de biotita y granos de cuarzo. Estos megacristales son de tamaño variable desde 2 a 10 cm de largo, con elongaciones entre 1, 3 y 2,7. En ocasiones el cuarzo se presenta en masas globulares de unos 5 cm de diámetro, perfectamente limpios exentos de inclusiones. Los minerales de la matriz son de granulometría mediana no superando en general los 5 mm de diámetro, reconociéndose cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, prismas cortos de cordierita de color pardo oscuro y laminillas de biotita.

Esta variedad petrográfica aparentemente tendría amplia distribución geográfica, sin embargo los mejores afloramientos, en donde la cordierita se presenta con alteración incipiente, lo constituyen la quebrada de Mazán en el extremo norte y quebrada de Arauquito, en el flanco sur-oriental de la sierra.

Granito de grano grueso a muy grueso con estructura foliada

Posee características similares a la variedad de granito porfiroide rosado, con mayor grado de alteración sericítico-caolínica y tonalidad rosada a gris verdosa. Este tipo rocoso presenta sus afloramientos más característicos en el flanco occidental, al norte de la Puerta del Cachiyuyal.

Granito leucocrático

De grano mediano a grueso de tonalidad blanco grisáceo, estructura debilmente foliada y textura granular. Macroscópicamente se reconocen cuarzos grises algo elongados de hasta 1 cm de longitud. Los feldespatos son blanco grisáceos muy abundantes con tamaños desde pocos milímetros hasta 2 o 3 cm de longitud. El mineral máfico es biotita en láminas pequeñas que se agrupan a modo de nidos de hasta 1 cm de diámetro.

Esta variedad litológica ha sido observada en el borde oriental de la denominada sierra de Upi-nango, sobre la margen oeste de la ruta provincial N° 9, a unos 8 km al norte del empalme con la ruta N° 10. El afloramiento es de reducidas dimensiones, pasándose inmediatamente al granitoide porfiroide rosado.

ROCAS DE DIQUES

Las rocas filonianas son relativamente frecuentes en la sierra de Mazán, siendo variable su po-

tencia desde pocos centímetros a varios metros, no superando los 5 m. Son rocas de grano fino-medio, dependiendo del espesor del cuerpo y tonalidad rosa pálido a rosa fuerte. Microscópicamente se han reconocido las siguientes variedades petrográficas.

Aplitas graníticas I, con característica textura sacaroide compuesta por cuarzo 1 en pequeños cristallitos sin deformación reticular, como inclusiones especialmente en plagioclasa. Cuarzo 2, en cristales xenomorfos de mayor tamaño, con evidencias de deformación tectónica. Cuarzo 3, intersticial de contornos poliédricos y granulometría fina.

Plagioclasa 1: en pequeños cristales tabulares, subhedros, maclas de Albite e incipiente alteración sericítica. Plagioclasa 2: de mayor tamaño que la anterior, xenomorfa, alteración argilácea moderada.

Feldespato potásico: micropertítico, abundante, en cristales xenomorfos, suele presentar inclusiones de plagioclasa 1 y cuarzo 1. No se observa maclado, por lo que podría ser ortosa.

Biotita: escasa, en láminas pequeñas, pardo oscuras muy ricas en hierro, con abundantes inclusiones de mineral opaco.

Moscovita: en láminas de mayor tamaño que la biotita y más abundante.

Aplitas graníticas II, textural y mineralógicamente son similares al grupo anterior, sólo que el feldespato potásico es microclino con maclas de Albite y Periclino muy bien desarrolladas y parcialmente reemplazadas por plagioclasa (feldespatización).

Aplitas granodioríticas, mineralógicamente se diferencia de las anteriores en la granulometría mayor, granular hipidiomórfica, la mica es exclusivamente moscovita en láminas grandes y el feldespato potásico es ortosa no pertítica y muy subordinada en volumen con respecto a la plagioclasa. Turmalina abundante.

ENCLAVES

En las rocas granitoideas no hay muchos enclaves, éstos son de grano mediano-fino y tonalidad gris oscura a negra. El tamaño es variable de pocos centímetros a decímetros de diámetro, siendo su forma lenticular a subsférica. La estructura suele ser maciza o debilmente foliada y algunos suelen presentar una corteza de grano más grueso. Se han reconocido tres tipos composicionales de enclaves: 1) Con minerales félsicos cuarzo y plagioclasa, abundante biotita, ocasionalmente

Cuadro I. Composición química de las rocas graníticas. Los elementos mayores y menores (expresados como porcentajes en peso de óxidos) se determinaron por espectrofotometría de absorción atómica (salvo el P, que se valoró por colorimetría y la materia volátil, que corresponde a la pérdida de peso por calcinación a 1.000°C). Los elementos en trazas (expresados en partes por millón) se analizaron por fluorescencia de Rayos X. De muestra N° 284 a 556, los granitos presentan feldespatos potásicos con características de hipersolvus, mientras que las muestras de 260 a 553, los mismos poseen características de subsolvus. La muestra 551, contiene cantidades apreciables de turmalina, pero no se determinaron ni B, ni F.

ELEMENTOS MAYORES Y MENORES EN %

	284	303	319	332	341	342	347	348	349	351	354	355	356	260	282	312	322	345	347	348	349	353	548	552	553
SiO ₂	74,75	73,50	74,98	75,13	71,64	71,60	73,00	73,00	73,50	73,50	71,75	75,00	71,75	67,75	65,75	71,65	71,65	74,65	71,70	70,00	69,00	69,00	68,00	67,00	67,50
TiO ₂	0,16	0,10	0,13	0,11	0,35	0,34	0,08	0,08	0,34	0,13	0,13	0,08	0,16	0,60	0,58	0,63	0,63	0,10	0,10	0,72	0,05	0,20	0,24	0,29	0,21
Al ₂ O ₃	12,74	16,08	12,11	12,83	13,61	13,72	12,87	12,87	11,90	15,87	12,27	15,87	15,80	15,80	16,92	14,63	14,63	13,27	15,51	16,00	14,04	15,57	15,57	16,59	15,91
Fe ₂ O ₃	3,50	3,85	2,86	3,28	3,10	3,81	3,71	3,99	3,15	4,35	5,13	3,70	5,16	5,71	5,71	3,09	3,09	3,20	3,06	4,69	6,85	5,71	5,75	6,00	5,50
MnO	0,11	0,06	0,01	0,02	0,05	0,06	0,32	0,04	0,05	0,23	0,04	0,14	0,11	0,16	0,16	0,06	0,06	0,04	0,06	0,17	0,16	0,13	0,16	0,12	0,08
MgO	0,19	0,19	0,25	0,21	0,73	0,54	0,05	0,02	0,03	0,67	0,05	1,11	2,32	2,13	2,13	0,94	0,94	0,12	0,95	1,99	0,57	0,88	1,76	1,98	1,78
CaO	0,33	0,39	0,79	0,67	1,24	0,91	0,43	0,54	0,33	0,64	0,54	0,81	0,68	0,82	0,82	1,18	1,18	1,24	1,36	0,91	1,61	1,01	0,94	1,27	1,04
Na ₂ O	2,90	2,05	2,89	3,13	3,57	3,17	4,70	1,90	3,10	2,30	2,00	2,20	2,10	2,14	2,29	2,29	2,29	1,82	2,34	1,70	1,90	2,30	1,60	1,90	1,80
K ₂ O	3,90	4,15	4,59	4,52	4,61	4,07	2,80	5,75	3,85	4,50	4,70	4,30	4,00	3,69	3,69	3,87	3,87	3,51	4,12	3,60	3,95	4,00	4,00	3,90	3,80
P ₂ O ₅	0,23	0,22	0,05	0,04	0,11	0,13	0,22	0,10	0,17	0,16	0,10	0,20	0,21	0,20	0,20	0,04	0,04	0,04	0,05	0,26	0,24	0,12	0,22	0,18	0,24
Vol.	0,22	0,03	0,50	0,43	0,48	0,46	0,83	0,29	0,10	0,03	0,21	0,88	1,91	0,99	0,99	1,08	1,08	1,25	0,54	1,06	0,86	-0,22	2,07	1,15	1,52
Total	99,03	100,62	99,16	100,37	99,49	98,81	99,01	98,91	96,52	100,63	100,12	100,52	100,64	99,09	99,46	99,46	99,46	99,24	99,79	101,10	99,23	99,14	100,21	100,38	99,38

ELEMENTOS TRAZA EN p.p.m.

	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Sn	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
W	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15
Zr	49	45	50	50	135	112	31	22	25	41	49	82	146	145	147	151	160	155	138	141	144	150	135	161	161
Sr	28	38	48	45	90	85	38	57	33	38	33	62	86	91	102	96	102	89	96	86	103	82	91	96	96
Nb	14	16	<10	<10	<10	<10	22	13	15	16	14	15	15	13	<10	13	<10	<10	15	<10	13	20	15	15	15
Ba	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	65	<50	<50	<50	102	254	375	371	286	220	300	259	249	328	244	291	333	333
Rb	348	331	140	325	330	350	306	206	552	315	351	256	188	152	160	143	160	165	146	150	170	309	275	143	143
Y	24	25	12	19	26	22	18	15	29	26	27	28	24	21	17	20	16	15	22	20	23	25	29	29	22

Cuadro II. Composición química de enclaves de las rocas graníticas. Las determinaciones de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas, igual que en el cuadro I.

ELEMENTOS MAYORES Y MENORES EN %

	282a	288	323	344	544	546	550
SiO ₂	65,00	63,00	65,00	68,00	68,00	67,00	73,00
TiO ₂	0,30	0,25	0,01	0,15	0,08	0,08	0,20
Al ₂ O ₃	16,47	15,47	15,21	12,87	15,21	14,04	9,36
Fe ₂ O ₃	9,70	10,55	8,27	9,41	8,27	7,42	9,41
MnO	0,16	0,26	0,04	0,06	0,04	0,19	0,13
MgO	0,80	0,99	3,51	0,88	0,99	1,95	0,53
CaO	2,82	3,04	3,20	2,82	2,20	2,26	1,67
Na ₂ O	3,40	2,40	1,70	2,15	2,20	3,20	2,10
K ₂ O	1,95	1,00	3,30	1,95	2,10	1,90	1,35
P ₂ O ₅	0,34	0,34	0,10	0,25	0,16	0,26	0,34
Vol.	0,58	0,33	0,63	0,31	1,08	2,17	0,11
Total	101,52	98,63	100,97	98,85	100,33	100,47	98,20

ELEMENTOS TRAZA EN p.p.m.

Sn	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
W	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15
Zr	311	223	116	292	134	140	149
Sr	91	91	106	101	72	101	67
Nb	15	21	< 10	15	< 10	< 10	< 10
Ba	75	75	138	112	54	75	< 50
Rb	103	101	169	90	118	115	83
Y	36	23	19	40	19	21	16

granate, turmalina, siendo los accesorios más frecuentes apatita y circón. 2) Característicamente más aluminoso que el anterior, con el desarrollo de cordierita, andalucita, sillimanita y también más potásico con la presencia de microclino perfitico. 3) De grano fino, muy rico en cuarzo y escasa plagioclasa y biotita.

Los del primer grupo presentan textura heteroblástica, con cristales de cuarzo de tamaño variable desde 4,5 mm de diámetro para los cristales mayores y 0,03 mm para los más finos componentes de la matriz. Los porfiroblastos son xenomorfos, a veces con contactos suturados y deformación del retículo cristalino. Son frecuentes las inclusiones idiomorfas de apatita, biotita y opacos. En algunos casos, el cuarzo presenta inclusiones de plagioclasa, en donde las tablillas se disponen sin orden alguno y son tan abundantes que confieren a los porfiroblastos de cuarzo un aspecto criboso o esponjoso.

La plagioclasa (An₃₁₋₃₅), en granoblastos de tamaño similar al cuarzo, algunos con textura intracristalina zonada y alteración argilácea de incipiente a avanzada.

La biotita en láminas cortas, hasta 3 mm de longitud máxima, leve deformación intracristalina, al-

teración clorítica incipiente y frecuentes inclusiones de circón y apatita. Granate en xenoblastos pequeños, también turmalina y moscovita secundaria.

Los enclaves del segundo grupo composicional, presentan textura granoblástica a porfiroblástica. Los minerales félsicos presentan características similares al grupo anterior, con el agregado de la presencia de microclino perfitico. La cordierita se presenta como granoblastos o porfiroblastos xenomorfos y poiquilíticos con abundantes inclusiones de biotita, circón, opacos, moscovita secundaria y cuarzo. En algunos casos parcialmente piritizadas y en otros, teñida parcialmente de una tonalidad amarillo rojiza. A veces la alteración sericitica es muy intensa, conservándose pseudomorfos micáceos según cordierita.

La andalucita en xenoblastos grandes muy poiquilíticos, con abundantes inclusiones de biotita, cuarzo, opacos y fibrolita.

La sillimanita (fibrolita) en manojos subparalelos asociada a biotita o en fibras aisladas como inclusiones en minerales félsicos.

Los enclaves del tercer tipo han sido observados en el granito antiguo (facies 1), son de grano fino, débilmente foliados y muy ricos en cuarzo. Con plagioclasa muy subordinada en volumen, co-

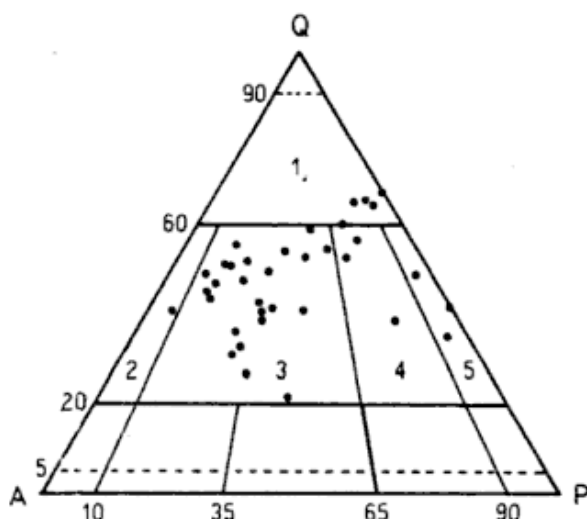


Figura 2: Posición en el diagrama triangular QAP de los granitos estudiados, según la clasificación propuesta por la I.U.G.S. (Teruggi, 1980). 1: granitoide rico en cuarzo. 2: granito alcalifeldespático. 3: granito. 4: granodiorita. 5: tonalita.

mo hipidioblastos con alteración argilácea de incipiente a moderada y maclado no muy desarrollado.

Estos enclaves de la sierra de Mazán, presentan características químicas peraluminosas (figura 3), con relativos bajos contenidos en Rb y altos en Sr respecto a los granitoides (figuras 8 y 9). Los caracteres texturales, mineralógicos y químicos indican para estos enclaves un origen sedimentario. Con el objeto de caracterizar litológicamente a estas rocas metasedimentarias, se recurrió a la determinación de parámetros químicos y su proyección en distintos diagramas binarios y ternarios, según la propuesta de La Roche (1974, 1975), las mismas caen mayoritariamente en el campo de las grauvacas y subordinadamente lutitas.

Las asociaciones minerales:
 cuarzo-plagioclasa-biotita±granate
 cuarzo-plagioclasa-microclino-biotita-andalucita-cordierita±sillimanita

corresponden a un metamorfismo térmico de grado alto (Winkler, 1976, *op. cit.*) desarrollado en sedimentos psamopelíticos, en los cuales no existe moscovita primaria junto con cuarzo y plagioclasa.

La composición química de los enclaves magmáticos se muestra en el Cuadro II.

CARACTERIZACION DE LOS GRANITOS

Los análisis modales convencionales por microscopía son difíciles de realizar a causa de la heterogeneidad en el tamaño de grano, haciendo que la representatividad no sea alta en muchos casos.

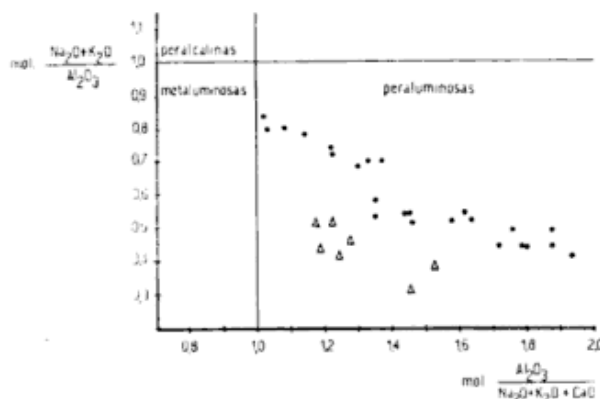


Figura 3: Peraluminosidad de los granitos y sus enclaves de acuerdo a los índices de Shand (1927) versus índice apatítico (Sorensen, 1974). Puntos: granitos. Triángulos: enclaves.

Un factor que complica el problema es la tectonización general que han sufrido los granitos, a veces muy intensa, con posterioridad a su consolidación. Con estas limitaciones se considera la clasificación modal clásica de la figura 2. La mayoría de los términos son granitos *sensu stricto*, con alguna presencia de rocas algo más básicas.

Las clasificaciones basadas en parámetros químicos sí son mucho más significativas ya que los análisis (cuadro I) han sido efectuados a partir de varios kilogramos de cada muestra. La figura 3 muestra el carácter peralumínico de todos los granitoides y pone de relieve la separación de éstos de los enclaves presentes en los mismos, coincidente con la observación modal. Correspondería a granitos tipo S (Chappell y White), figura 4.

Los granitos tienen una tendencia potásica bien marcada con respecto a la sódica, figura 5. Por lo que respecta a los elementos mayores y menores, el diagrama de Harker (figura 6), confirma el carácter más potásico que lo normal y pone de relieve la dispersión de valores y el desajuste tanto a una variación lineal como a una variación exponencial. Esta falta de acomodación a tendencias manifestadas por líneas rectas o curvas regulares sugiere que las diferencias de los distintos granitos no obedecen ni a mezclas de magmas ni a cristalización fraccionada, respectivamente. Los elementos en trazas no hacen sino confirmar estas observaciones, figura 7.

TIPOS GRANITICOS

La dispersión de valores que indican los datos químicos, pese a que todos son materiales graníticos peralumínicos y potásicos, sugieren tipos diferentes. El diagrama K/Rb - Rb, (figura 8), indica claramente que los granitos se disponen según

Cuadro III. Composición química y mineralógica promedio y desviación típica, de los granitoides estudiados. (1): granitos con feldespatos potásicos característico de los granitos hipersolvus. (2): granitos subsolvus. (3): enclaves. s: desviación típica. \bar{x} : valor medio (media aritmética). En los análisis modales, el feldespato potásico perfitico (cualquiera que sean las dimensiones perfiticas) se ha medido como una unidad. La cordierita corresponde al mineral fresco; los pseudomorfos micáceos se han medido como sericita, clorita, al igual que los de biotita.

	(1)		(2)		(3)	
	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}
SiO ₂	1,90	72,93	2,40	69,51	3,20	67,00
TiO ₂	0,10	0,18	0,24	0,37	0,10	0,15
Al ₂ O ₃	1,50	13,70	1,10	15,33	2,40	14,09
Fe ₂ O ₃	0,79	3,86	1,30	4,73	1,10	9,00
MnO	0,08	0,08	0,05	0,11	0,08	0,13
MgO	0,50	0,45	0,70	1,33	1,00	1,38
CaO	0,26	0,66	0,25	1,12	0,55	2,57
Na ₂ O	0,81	2,73	0,22	2,05	0,62	2,45
K ₂ O	0,64	4,29	0,25	3,90	0,72	1,94
P ₂ O ₅	0,06	0,15	0,08	0,15	0,10	0,26
Vol.	0,52	0,51	0,43	1,07	0,70	0,74

ELEMENTOS TRAZA EN p.p.m.

Zr	40	65	8	148	80	195
Sr	21	52	6	94	15	90
Nb	6	12	5	11	7	10
Ba	60	53	48	297	37	79
Rb	90	317	36	168	28	111
Y	5	23	4	21	9	25

COMPOSICION MODAL EN %

Cuarzo	9,8	38,2	5,4	38,3
Plag.	7,5	14,8	12,4	23,0
Feld. K	6,1	39,2	11,8	13,8
Mus.	3,0	3,6	3,7	7,1
Biot.	1,6	1,3	7,1	9,0
Clor.	3,0	1,1	4,1	2,2
Cord.	0,9	0,2	3,4	1,8
Tur.	-	-	0,2	0,1
Seric.	1,5	1,1	4,1	2,5
Opacos	0,6	0,3	0,6	0,3

una tendencia decreciente, típica de evoluciones magmáticas. Pero los enclaves se separan con nitidez de ésta, por lo que sus rasgos aparentes de material, en su comienzo metasedimentario (textura, orientaciones, mineralogía, etc.) se reflejan bien. Además, también es materia de definición de dos grupos de granitos, caracterizados por dos conjuntos de valores de Rb separados discontinuamente.

Dado que la variación en Rb, Sr y Ba se relaciona con los minerales esenciales típicamente graníticos (micas y feldespatos), se han considerado las relaciones entre estos tres elementos, figura 9. Vuelve a constatarse la separación de los

enclaves y la delimitación de dos grupos. Uno de ellos, de mayor contenido en Rb, tiene los valores más bajos en Sr y sobre todo Ba, mientras que el otro está enriquecido en Sr y Ba y empobrecido en Rb. La dispersión de valores es notoria y ningún modelo simple y único de cristalización fraccionada (ecuaciones de Rayleigh, 1896 y Neumann *et al.*, 1954) o fusión parcial (ecuaciones de Shaw, 1970), utilizando coeficientes de partición habituales (valores recopilados por Mittlefeldt y Miller, 1983), se adapta satisfactoriamente a las tres distribuciones señaladas. El mecanismo de evolución magmática debió tener más complicaciones.

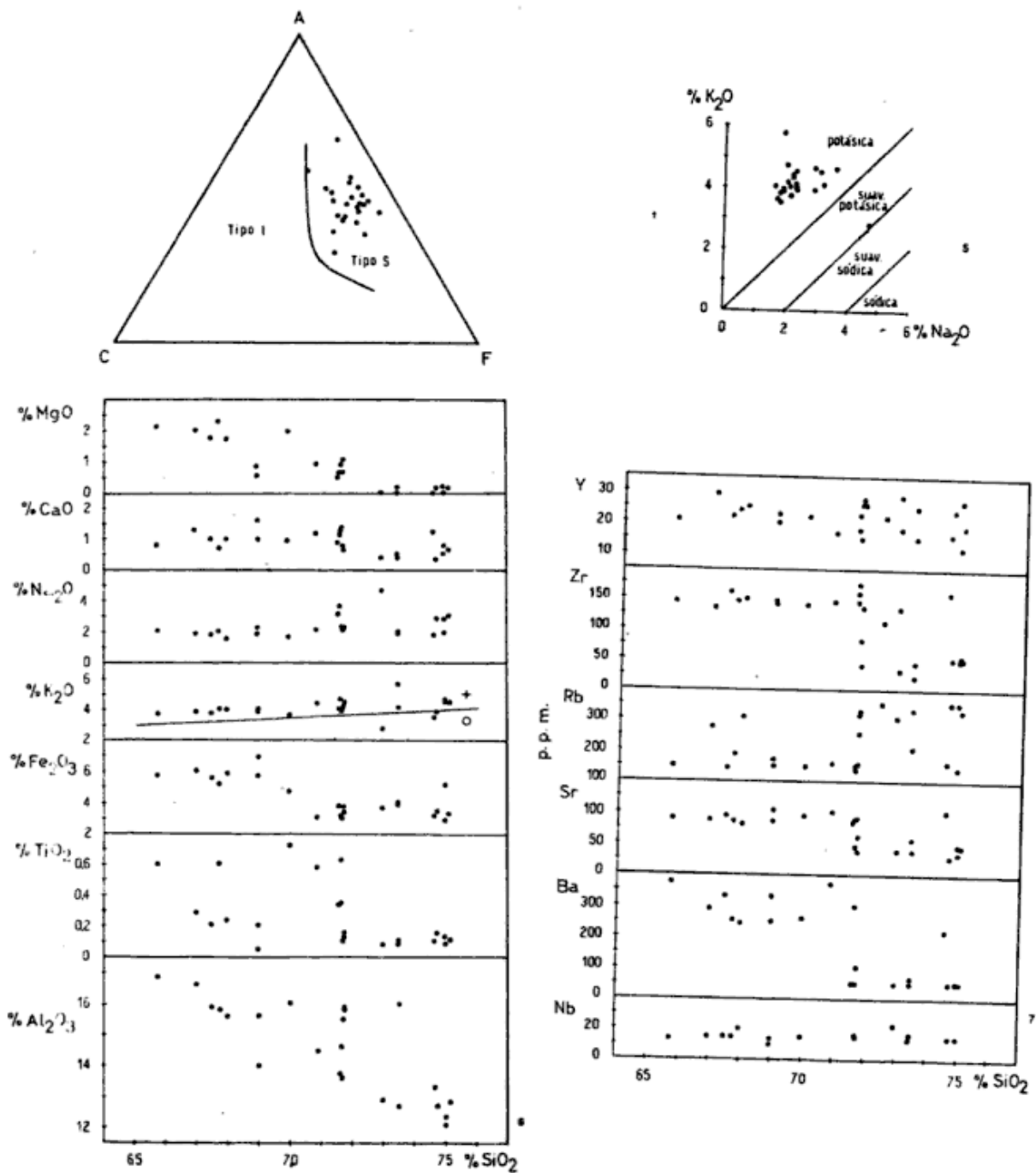


Figura 4: Clasificación de los granitoides en los tipos I y S de acuerdo al diagrama ACF (Nakada y Takahashi, 1979) en base a datos de White Chappell (1977). En donde A = mol (Al₂O₃-Na₂O-K₂O); C = mol (CaO) y F = mol (FeO + Mg). **Figura 5:** Variación relativa K₂O-Na₂O y carácter de los granitos de acuerdo con los límites propuestos por Le Maitre *et al.* (1982). **Figura 6:** Diagrama de Harker para elementos mayores y menores. Se ha indicado para el caso del K₂O, el límite entre los granitos con contenidos altos en K₂O (símbolo +, en la figura) y con el contenido normal en el mismo (símbolo 0), de acuerdo a los límites definidos por Le Maitre *et al.* (1982). **Figura 7.** Diagrama de Harker para elementos trazas.

A la vista de la polarización en dos términos granfíticos, sugerida por las variaciones geoquímicas precedentes, se realizó un estudio estadístico de caracterización de poblaciones, utilizando el diagrama contenido de elemento

(en p.p.m. coordenada logarítmica) frente a frecuencias acumuladas, para los elementos Rb, Sr, Ba, figura 10. En dicha representación se constata que, en efecto, en los tres casos existe más de una población y las agrupaciones ca-

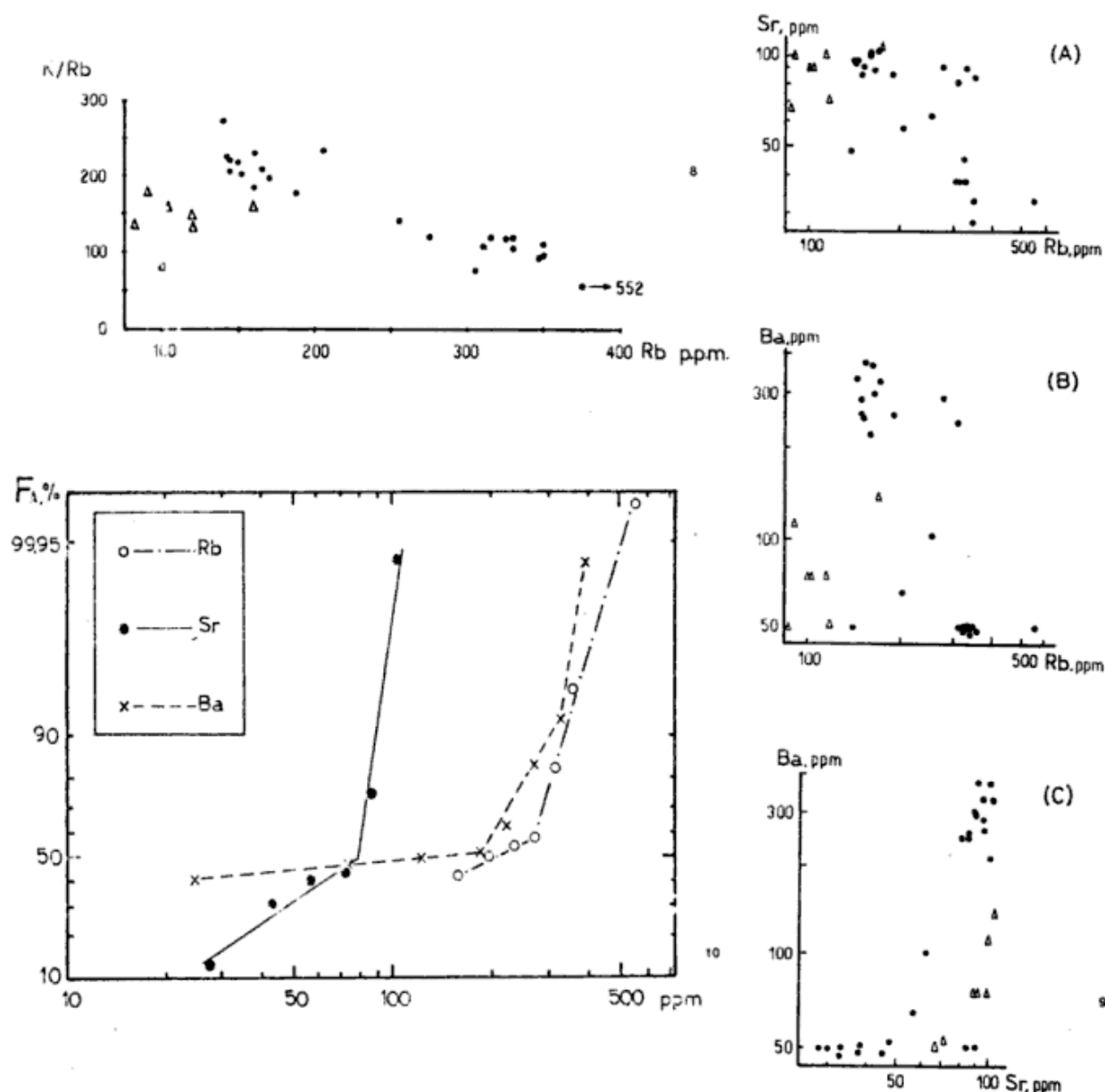


Figura 8: Variación de K/Rb frente a Rb. Mismos símbolos que en figura 3. **Figura 9:** Variaciones en coordenadas logarítmicas de Rb-Sr (A); Rb-Ba (B) y Sr-Ba (C), para los granitoides estudiados y sus enclaves. Mismos símbolos que en figura 3. **Figura 10.** Diagrama de frecuencias acumuladas para Rb, Sr y Ba, obtenido por divisiones en intervalos de concentración de los contenidos en dichos elementos; como valor del intervalo correspondiente se tomó el valor medio del mismo.

racterizadas por distintos valores en tales elementos tienen una base fundada.

Un estudio detallado de un alto número de cortes petrográficos y, en especial, de los correspondientes a los dos grupos definidos en función de los contenidos en Ba, Sr y Rb permitió establecer algunos hechos significativos:

1) El grupo con mayores contenidos en Rb y menores en Sr y Ba, presenta feldespatos potásicos de tipo especial, muy ricos en albita, que son típicos de granitos hipersolvus, (foto 1). Las plagioclasas con contenidos apreciables en anortita son de cristalización anterior, (fotos 1 y 2). En ellos la moscovita es secundaria.

Es frecuente encontrar granitos con rasgos intermedios, en los cuales se conjugan una parte subordinada con dos feldespatos (plagioclasa y microclino), que es la que puede contener algo de cordierita y otra con los feldespatos potásicos especiales aludidos. En conjunto, este grupo se subordina a los otros granitos. 2) El grupo con menores contenidos en Rb es también el más rico en Sr y Ba. Hay dos feldespatos principales, microclino y plagioclasa más o menos cálcica; el feldespato potásico puede llevar pertitas, pero siempre escasas y de tamaño reducido y el conjunto ofrece el aspecto típico de los granitos subsolvus. La moscovita prima-

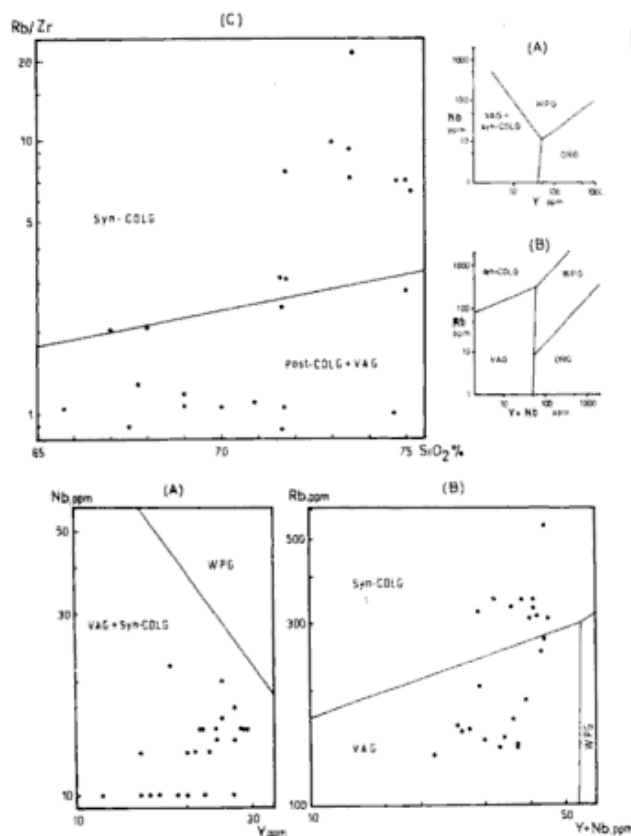


Figura 11: Posición de los granitos estudiados en los diagramas Nb-Y (A) y Rb- (Y + Nb) (B), de Pearce *et al.* (1984) y Rb/Zr-SiO₂ (C) de Harris *et al.* (1986). WPG: Granito de intraplaca. COIG: Granito de colisión. VAG: Granito de arco volcánico. ORG: Granito de dorsal oceánica.

ria aparece junto con la biotita, ya sea incluida en ella (foto 3), aislada (foto 4) o ambas como inclusiones en cordierita (foto 5). La cordierita es frecuente con claros rasgos ortomagmáticos y presenta muchas veces contactos con microclino sin evidencias de reacción (fotos 6, 7, 8 y 9). La sillimanita está presente, pero no es muy común. La andalucita es escasa y sólo aparece en granitos conteniendo fluorita.

Los granitos, por consiguiente, se han dividido en los dos grupos con las características aludidas. Los datos químicos y mineralógicos se indican en el cuadro III. Puede apreciarse que los granitos con feldespatos potásicos típicos de las variedades hipersolvus, a diferencia

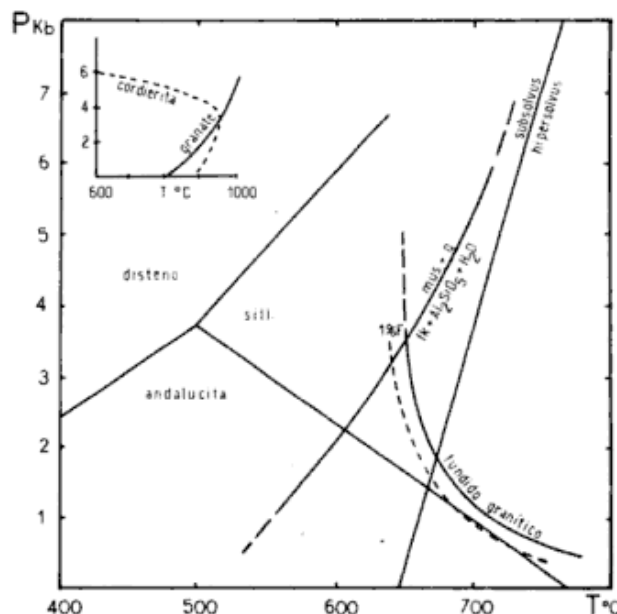


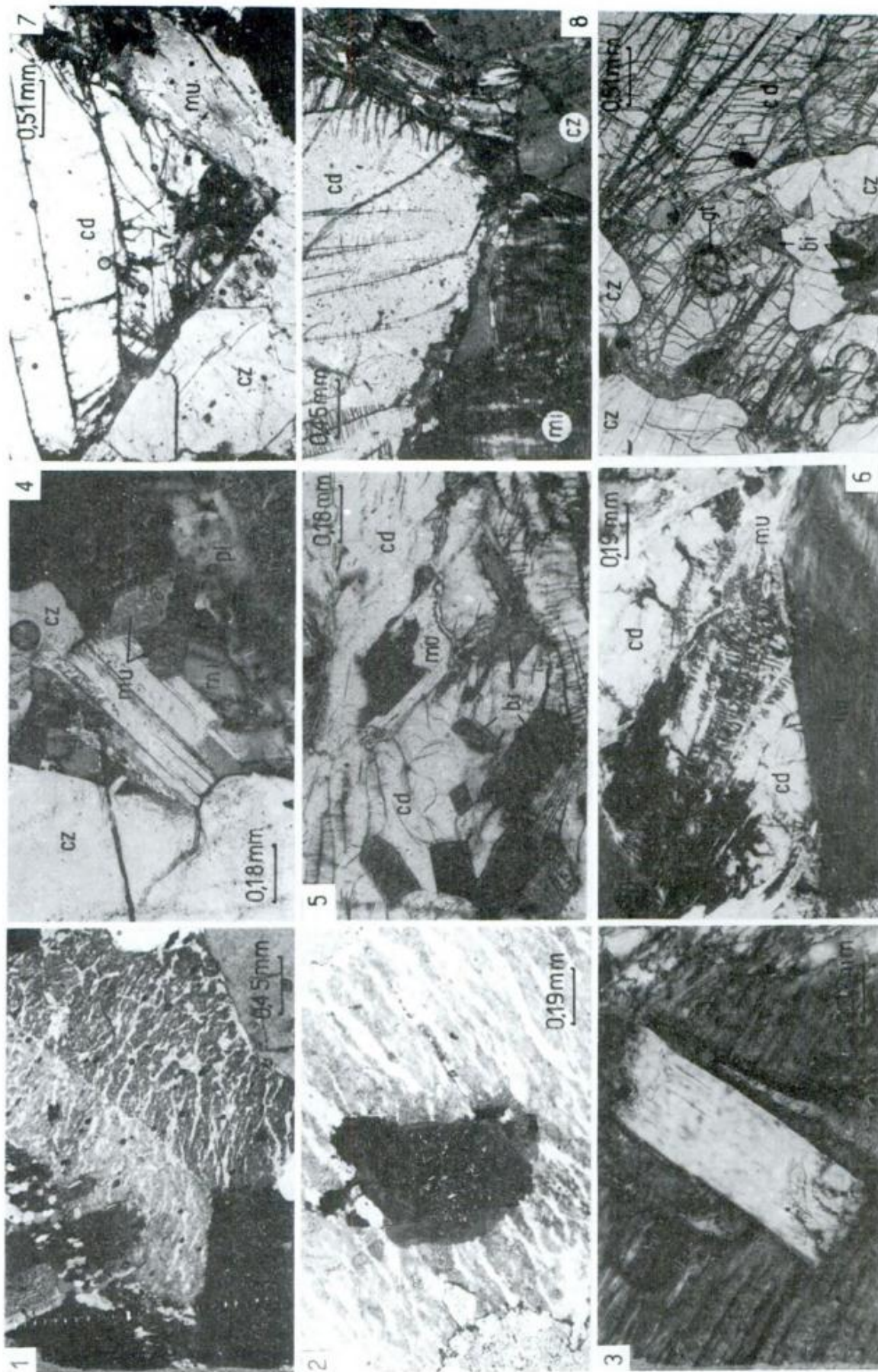
Figura 12: Dominios de estabilidad. Mus: moscovita. q: cuarzo. FK: feldespato potásico. Al₂SiO₅: silicato aluminico. Estabilidad de moscovita, granate y cordierita según Chatterje y Jhohannen (1974), Keesman *et al.* (1971) y Clemens y Wall (1981), respectivamente. Punto triple de Holdaway (1971). Curva de fusión granítica, de Pivinskii (1968). Dominios subsolvus-hipersolvus, de Waldbaum y Thompson (1969). La curva de fusión granítica con el 1% de F se ha obtenido por extrapolación de los datos de Manning (1981) a 1 Kbar de presión.

de los de rasgos subsolvus, tienen una tendencia a ser menos aluminicos, cálcico y ferromagnesianos y de carácter potásico mucho más acentuado que el sódico. Pero si se tiene en cuenta la variación (parámetros, cuadro III), los rasgos definitorios inequívocos de los granitos hipersolvus, son los mayores contenidos en feldespato potásico y Rb y los menores en Zr, Sr y Ba. Mientras que el otro grupo, el de los subsolvus, son más aluminicos, con moscovita más frecuente, cordierita común y plagioclasa más cálcica.

DISCUSION DE LA GENESIS GRANITICA

Todo un conjunto de factores, tales como quimismo, mineralogía, enclaves con rasgos metasedimentarios que se apartan de la secuen-

Foto 1: Aspecto general de granitos con feldespatos potásicos ricos en pirtitas. Obsérvese el carácter anterior de las plagioclasas. Nícoles x. **Foto 2:** Plagioclasa (zoneada, cálcica) anterior a los feldespatos potásicos ricos en albíta de exolución, típicos de los granitos hipersolvus. Nícoles x. **Foto 4:** Moscovita primaria anterior al cuarzo, plagioclasa y microclino. Nícoles x. **Foto 5:** Biotita y moscovita primaria incluidas en cordierita. Nícoles x. **Foto 6:** Cristales de cordierita en contacto con microclino sin bordes de reacción. Nícoles x. **Fotos 7 y 8:** Cristales grandes idiomorfos de cordierita magmática. Nícoles x. **Foto 9:** Megacrystal de cordierita con inclusiones de cuarzo, biotita y granate. Nícoles //. Referencia: cz: cuarzo. pl: plagioclasa. mi: microclino. mu: moscovita. bi: biotita. cd: cordierita. gt: granate.



cia magmática, apuntan hacia una participación cortical (continental) apreciable. La dificultad de acceso a los diversos cuerpos plutónicos y de observaciones de los contactos de los tipos graníticos principales condiciona las interpretaciones. No obstante, parece claro que la aparición de un magma a partir del cual cristalizaron feldespatos potásicos con morfología típica de los granitos hipersolvus implica una separación previa de elementos del magma. La cristalización precoz de plagioclasa cálcica (calcosódica), (fotos 1 y 2), haría posible que se pasase a un magma más potásico y menos cálcico y, si las condiciones de P y T fueron adecuadas, podría aparecer un feldespato de alta temperatura que, al enfriarse se desmezclará para dar dos feldespatos potásicos con fuerte contenido en albita de exolución. Con esta perspectiva, podría explicarse una asociación de granitos subsolvus e hipersolvus.

Los granitos estudiados tienen caracteres que, en el diagrama de Pearce *et al.* (1984), oscilan entre los tipos de arco en transición a colisión (figura 11), en medio tectónico de afinidades continentales, es decir de neta índole sílica, por lo arriba referido.

Las secuencias mineralógicas apuntan hacia una evolución compleja (figura 12). La presencia de moscovita primaria dentro de cordierita magmática, que no podría aparecer en el dominio hipersolvus tal como se observa, indica que es factible un comienzo de cristalización de la mica a una presión mínima de unos 5,5 Kb; en este caso, la temperatura máxima debe estar en torno a los 700°C (figura 12). Una cristalización por disminución de presión (ascenso magmático) a esta temperatura puede implicar una penetración en el dominio hipersolvus comparable a la del dominio subsolvus. Sin embargo, los granitos con rasgos hipersolvus están muy subordinados en cantidad respecto a los restantes, por lo que no se debe de estar muy dentro de su campo de estabilidad; es decir la T debe ser algo menor, aunque siempre superior a la de la intersección con la curva de fusión granítica. Una T de 680-690°C parece más adecuada y, en tales circunstancias, si hay presencia de F puede aparecer andalucita magmática (Kerrick y Speer, 1988). Todo ello tiene una corroboración cierta con las asociaciones minerales observadas.

El límite inferior de presión puede estimarse en base a la escasa presencia de sillimanita con hábito acicular, que indica estabilidad incipiente y de poca andalucita magmática cuando hay evidencias de flúor, símbolo también de proximidad a su límite de aparición, que apuntan hacia presiones menores de 1,5 Kb (figura 12).

Si se considera el estrecho rango de T precedente, es claro que la evolución genérica magma-batolito consolidado, implica un fuerte descenso de P (del orden de 4 Kb como mínimo), acompañado de una débil disminución en la T (de 780-790°C a menos de 700°C), que es susceptible de favorecer la aparición de granitos de tipo hipersolvus, pero dentro de un ámbito muy reducido (figura 12).

No hay, hasta ahora, evidencias de una fuente externa de calor que permita mantener o aumentar la T del magma desde una profundidad tan alta como la indicada hasta el actual emplazamiento epizonal. Un incremento térmico ocasionado por la liberación de calor producido por la cristalización de minerales parece poco probable, ya que el volumen de sólidos cristalinos aparecidos aumenta la viscosidad, de por sí elevada para magmas ácidos y hace difícil explicar una baja de presión de unos 4 Kb. Una alternativa es el ascenso del magma granítico a velocidad tal que permita un desequilibrio térmico con el encajante y pueda mantener su T con pocas variaciones; es obvio que se requiere una fuerza adicional a la derivada de la ascensión por contraste de densidad que, por lógica, tiene que ser un sobresfuerzo tectónico. A estos factores hay que añadir el débil efecto del enfriamiento adiabático (del orden de 1°C/km), por descompresión magmática durante el ascenso, y el incremento calorífico de origen radiactivo, dado por la expresión $A = (0,718 U + 0,193 Th + 0,262 K) \times 0,133d$ (U, Th y K son los contenidos en dichos elementos y "d", la densidad). El valor de A en rocas graníticas suele ser del orden de 2,5 microvatios por metro cúbico. Aunque sólo se ha determinado la cantidad de K (en general alta), es claro que hay apreciables valores de elementos radiactivos (halos en minerales que engloban accesorios enriquecidos en ellos: circón, apatita, etc.).

Por último, las condiciones de emplazamiento final y de inicio de cristalización antes aludida, sugieren una transmisión de calor determinada, ya que el número de Peclet, "Pe" viene dado por: $v \cdot l / k$ (en donde v = velocidad de ascenso magmático; l = recorrido del plutón desde su lugar de origen hasta el de su situación final y k = constante de difusividad térmica igual a $10^{-6} \text{ m}^2/\text{seg}$, para materiales ígneos del tipo que aquí se tratan). Un cálculo elemental indica que el ascenso (recorrido) máximo es, para Pe = 1, del orden de 1 km por millón de años, cifra que geológicamente sugiere que Pe debe ser inferior (transporte conductivo) y no superior (que implicaría transporte convectivo). El esquema propuesto coordina satisfactoria-

mente, tanto los datos geológicos comunes (observaciones de campo, mineralogía, petrografía y otros), como los aspectos teóricos de los mecanismos involucrados.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento al CONICET, a la Dirección Nacional de Geología y Minería (Plan La Rioja) y Universidad Nacional de Catamarca, por la ayuda recibida que permitieron la realización del presente trabajo. Al Dr. Alejandro J. Toselli por la colaboración brindada y en especial al Dr. Eduardo J. Llambías por sus acertadas sugerencias y correcciones del manuscrito original.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- CAMINOS, R., 1979. *Sierras Pampeanas Noroccidentales. Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan*. Geol. Reg. Arg., (I). Acad. Nac. Cs., Córdoba.
- CHATTERJEE, M. D. y W. JOHANNEN, 1974. *Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic 2 M1-muscovite, $KAl_2 Al-Si_3O_{10}(OH)_2$* . Contr. Min. Petr., 48: 89-114.
- CLEMENS, J. D. y V. J. WALL, 1981. *Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas*. Can. Mineral., 19: 111-131.
- CORDOBA, G., 1985. *Geología en el sur de Sierra de Mazán y zonas aledañas*. Fac. Tec. y Cs. Apl., UN-Ca. (inéd.).
- GONZALEZ BONORINO, F., 1951. *Una nueva formación Precámbrica en el noroeste argentino*. Com. Cient. Mus. La Plata, 5.
- HARRIS, N. B., J. A. PEARCE y A. G. TINDLE, 1986. *Geochemical characteristics of collision-zone magmatism*. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 67-81.
- HOLDAWAY, M. J., 1971. *Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram*. Am. J. Sci., 271: 97-131.
- KEESMANN, I., S. MATTHES, W. SCHREYER y F. SEIFERT, 1971. *Stability of almandine in the system $FeO-(Fe_2O_3)-Al_2O_3-SiO_2-(H_2O)$ at elevated pressures*. Contribution Mineral. Petrol., 31: 132-144.
- KEIDEL, H. y W. SCHILLER, 1913. *Los yacimientos de Casiterita y Wolframita de Mazán, en la provincia de La Rioja (Rep. Argentina)*. Rev. Mus. La Plata, XX: 124-150.
- KERRICK, D. M. y J. A. SPEER, 1988. *The role of minor element solid solution on the andalusite-sillimanite equilibrium in metapelites and peraluminous granites*. Amer. Journ. Sci., 288: 152-192.
- LA ROCHE, H., 1974. *Geochemical charactes of the metamorphic domains: Survival and testimony of their premetamorphic history*. Scien. de la Terr., XIX (2): 101-117.
- _____, 1975. *Variations chimiques durant le metamorphisme croissant des grésopélites*. Scien. de la Terr., XX (2): 165-200.
- LE MAITRE, R. W., G. BELLINI, M. J. LE BAS, R. SCHMID, A. STRECKEISEN, E. ZANETTIN, E. M. PICCIRILLO y E. JUSTIN-VISENT, 1982. *A proposal for a definitive chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram*. IUGS Sub. Sist. Rocas Igneas. Circ. 36. Contr. 100.
- MANNING, D. A., 1981. *The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the System $qz-Ab-Or$ with excess water at 1 Kbar*. Contrib. Min. Petrol., 76: 206-215.
- MITTFELFELDT, D. W. y C. F. MILLER, 1983. *Geochemistry of the Sweetwater Wash Pluton, California: implications for "anomalous" trace element behavior during differentiation of felsic magmas*. Geochim. Cosmochim., 47: 109-124.
- MOYA, M. C. y J. A. SALFITY, 1982. *Los Ciclos Magmáticos en el Noroeste Argentino*. Vº Congr. Latinoamer. Geol. Arg., (III): 523-536.
- NAKADA, S. y M. TAKAHASHI, 1979. *Regional variation in chemistry of the miocene intermediate to felsic magmas in the Outer Zone and the Setouchi province of southwest Japan*. Geol. Soc. Japan, Journ., 85 (9): 571-582.
- NEUMANN, H., C. J. VITALIANO y J. MEAD, 1954. *Trace element variation during fractional crystallization as calculated from the distribution law*. Geochim. Acta, 6: 90-99.
- PEARCE, J. A., N.B. HARRIS y A. C. TINDIE, 1984. *Trace element discrimination diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks*. Jour. of Petrol., 25 (4): 956-983.
- PIWINSKII, A. J., 1968. *Experimental studies of igneous rocks series, Central Sierra Nevada Batholith, California*. Jour. Geol., 76: 548-570.
- RAYLEIGH, J. W., 1896. *Theoretical considerations respecting the separation of gase by difusion and similar process*. Phil. Mag., 42: 71-107.
- SHAND, S. J., 1927. *Eruptive rocks*. 1º Ed. John Wiley & Sons, New York.
- SHAW, D. M., 1970. *Trace element fractionation during anatexis*. Geochim., Cosmochim. Acta, 34: 237-243.
- SORENSEN, H., 1974. *Alkali syenites, feldspathoidal syenites and related lavas. In the Alkaline Rocks*. John Wiley & Sons, London.
- TERUGGI, M. E., 1980. *La Clasificación de las Rocas Igneas*. Ed. Cient. Arg. Libr. (ECAL) Bs. As.
- TURNER, J. C., 1962. *Estratigrafía del tramo medio de la Sierra de Velasco y región oeste (La Rioja)*. Bol. Acad. Nac. Cs., 43 (1): 5-54.
- WALDBAUM, D. R. y J. B. THOMPSON, 1969. *Mixing properties of sanidine crystalline solutions: IV: Phase diagrams from equations of state*. Am. Min., 54: 1274-1298.

WHITE, A. J. y B. W. CHAPPELL, 1977. *Ultramorphism and granitoid genesis*. Tectonoph., 43: 7-22.

WINKLER, H. G., 1976. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag New York Inc.

Recibido: 21 de diciembre, 1988.

Aceptado: 27 de noviembre, 1991.

JULIO SAAVEDRA

Instituto de Rec. Naturales y Agrobiología
Cordel de Merinas, 40-52
37071 Salamanca, España
CSIC

GUSTAVO A. TOSELLI

GRACIELA DEL VALLE CORDOBA*

Univ. Nac. de Catamarca
Fac. de Tecnología
Maximio Victoria 55
4700 S. F. del V. de Catamarca
*CONICET

MARIA EUGENIA MEDINA

Univ. Nac. de Tucumán
Fac. de Ciencias Naturales
Miguel Lillo 205
4000 S. M. de Tucumán
CONICET

INFLUENCIA DEL TRANSPORTE EN LA MINERALOGIA, GRANOMETRIA Y CRISTALINIDAD DE CAOLINITAS DE YACIMIENTOS SEDIMENTARIOS DE LA PROVINCIA DE SANTA CRUZ

Fernanda Cravero y Eduardo Domínguez

RESUMEN: Se estudian las modificaciones que el transporte ha introducido en la mineralogía, tamaño de grano y cristalinidad de las caolinitas de los yacimientos sedimentarios de caolín de la provincia de Santa Cruz ubicados en el Miembro Inferior de la Formación Baqueró, Cretácico inferior. Los yacimientos son producto del transporte y la depositación de material erosionado de las rocas caolinizadas del Grupo Bahía Laura (Jurásico medio a superior). Se estudian y se comparan muestras provenientes de yacimientos residuales con muestras tomadas en yacimientos sedimentarios. Los yacimientos sedimentarios están ubicados en distintos niveles estratigráficos dentro de la Formación Baqueró, donde las capas arcillosas se apoyan sobre las rocas caolinizadas del Grupo Bahía Laura; sobre la Formación Bajo Grande (Jurásico superior) o afloran en las capas medias del Miembro inferior.

Los resultados obtenidos mediante difracción de Rayos X, análisis granométrico y térmico diferenciales indican que durante el transporte las caolinitas sufren una disminución de la cristalinidad y del tamaño de grano, y que los minerales presentes, además de la caolinita dependen, en el caso del cuarzo, de la roca original, y en el caso de otros minerales arcillosos como las esmectitas, de la relación existente entre las capas de arcilla y la Formación Bajo Grande portadora de este mineral.

ABSTRACT: The changes produced by the transport in the mineralogy, grain size and cristallinity of kaolinites from sedimentary kaolin deposits of Santa Cruz Province located in the Lower Member of Baqueró Formation, Lower Cretaceous are studied. The deposits were generated by the transport and deposition of the eroded material from the kaolinized rocks of Bahía Laura Group (Middle to Upper Jurassic).

Samples from residual deposits are compared with samples taken in sedimentary deposits placed at different stratigraphic levels in the Baqueró Formation where the clay beds overlay the caolinized rocks of Bahía Laura Group, over the Bajo Grande Formation (Upper Jurassic) or outcrop in the middle of the Lower Member of Baqueró Formation.

The results obtained from X Ray, grain-size analysis and DTA data indicate that during the transport, kaolinites were affected in the way that the cristallinity and the grain size were lowered, and that the minerals present other than kaolinite depended, for quartz, on the original rock, and for other clay minerals as smectites, on the stratigraphic relationship between the clay beds and the Bajo Grande Formation which contains montmorillonite.

INTRODUCCION

En la provincia de Santa Cruz, las expectativas de desarrollo de la explotación de caolines se centran en los yacimientos de los Lotes 8 y 18. La intensa alteración de las rocas del Grupo Bahía Laura (Jurásico medio a superior) ha generado yacimientos primarios y la erosión y el transporte de estas arcillas ha dado lugar a yacimientos sedimentarios en la Formación Baqueró (Cretácico inferior).

El objetivo de este trabajo es estudiar la influencia del transporte sobre el material original. Para ello, se comparan y estudian los caolines residuales con los caolines sedimentarios, haciendo hincapié en la mineralogía, tamaño de grano y cristalinidad de la caolinita.

Varios autores han trabajado en estos yacimientos, especialmente en las características técnicas de los mismos. Entre los trabajos más destacados se tienen los de Padula (1951) quien

describe por primera vez a los yacimientos del Lote 18; la síntesis realizada por Angelelli *et al.* (1976) sobre los yacimientos de la Región Patagonia Comahue; los informes técnicos para los Lotes 8 y 18 de Wilson (1977), Bleir (1981), Via (1983), TEA (1984) y los trabajos de Domínguez *et al.* (1985) y Cravero (1988) quienes describen tres niveles de arcillas caolínicas en el yacimiento Campamento 2 del Lote 18 y realizan un estudio detallado de la geología y mineralogía de los yacimientos del sector.

En cuanto a la geología regional merecen destacarse los trabajos de Archangelsky (1967), Castriello (1984) y Panza (1987).

UBICACION Y GEOLOGIA DE LOS YACIMIENTOS

Los yacimientos residuales y sedimentarios de caolín se encuentran ubicados, respectivamente, en

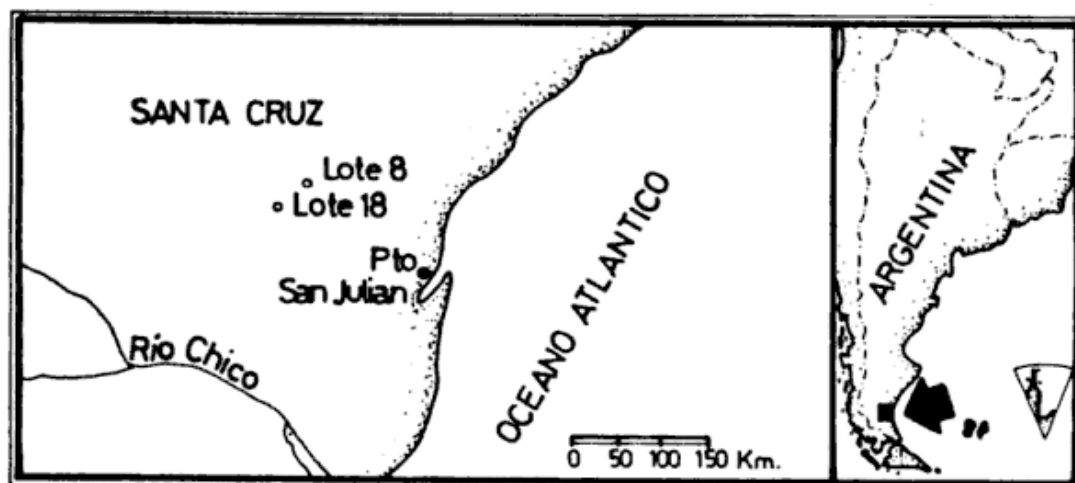


Figura 1: Ubicación de los yacimientos residuales del Lote 8 y sedimentarios del Lote 18, provincia de Santa Cruz.

los Lotes 8 y 18 del Departamento de Magallanes, en la provincia de Santa Cruz (figura 1).

La unidad más antigua aflorante en el área es el Grupo Bahía Laura (Jurásico medio a superior). Está constituido por tobas, en partes brechosas, de varios colores, de composición riolítica. Las tobas presentan grados variables de alteración con caolinita como producto principal e illita en forma subordinada que en algunos sectores originan yacimientos de caolín.

Los yacimientos Mina Unión y El Ñandú se hallan en tobas blancas y son subhorizontales, con la caolinización disminuyendo con la profundidad (Treo, 1983).

En discordancia sobre el Grupo Bahía Laura se apoya la Formación Bajo Grande (Jurásico superior), sus afloramientos son saltuarios y se los encuentra rellenando depresiones en el paleorelieve del Grupo Bahía Laura. Está compuesta por tobas verdes finamente estratificadas que se encuentran alteradas en montmorillonita y ceolitas.

La Formación Baqueró (Cretácico inferior) se apoya en discordancia, tanto sobre la Formación Bajo Grande, como sobre el Grupo Bahía Laura. Esta Formación se divide en dos Miembros, el Inferior y el Superior. El Inferior está constituido por conglomerados matrix sostén con estratificación entrecruzada, areniscas y limos masivos y lentes de arcilla masiva de variadas dimensiones. Los yacimientos Campamento 1, Campamento 2, Campamento 3 y Campamento 4 se encuentran en este Miembro y se presentan en distintos niveles estratigráficos (figuras 2 y 3). En los yacimientos Campamento 3 y Campamento 4 la capa de arcilla se presenta en la base de la secuencia sedimentaria. En el Campamento 3 se apoya directamente sobre caolinitas residuales del Grupo Bahía Laura y en el Campamento 4 sobre tobas montmorilloníticas de la Formación Bajo Grande. En los Campamentos 1 y 2 las capas arcillosas se encuentran en niveles es-

tratigráficos más altos que los Campamentos 3 y 4 y la secuencia sedimentaria no tiene su base expuesta. En el Campamento 4, la capa de arcilla es de aproximadamente 3 metros de espesor, color crema, masiva, con fractura concoidea y con lentes de pocos centímetros de arena media a gruesa. En el Campamento 3 el cuerpo arcilloso es de espesor variable (0,20 cm a 2 m), la arcilla es muy blanca, con fractura concoidea, masiva, homogénea sin impurezas. Esta lente está dentro de otra lente mayor de arcilla con gran contenido en materia orgánica que le da un color gris. En el Campamento 2 existen tres niveles de arcilla, con características físicas semejantes, los espesores varían entre 0,20 cm y 11 m, son de color blanco cremoso, con pequeños lentes de arena más gruesa y masivos. En el Campamento 1 las capas arcillosas presentan las mismas características geológicas, físicas y mineralógicas que el Campamento 2.

El Miembro Superior es eminentemente piroclástico.

La secuencia está coronada por las sedimentitas de la Formación Patagonia (Terciario inferior) y por niveles aterrazados Cuaternarios.

MATERIALES Y METODOS

Para poder estudiar las variaciones sufridas por la caolinita durante el transporte, se estudiaron y compararon muestras de los yacimientos residuales con las de los yacimientos sedimentarios. Se eligieron los yacimientos residuales Mina Unión y El Ñandú. En estos yacimientos se tomaron las muestras L8-1 (de El Ñandú, totalmente caolinizada) y la L8-2 (de Mina Unión, parcialmente caolinizada).

Los yacimientos sedimentarios, al encontrarse en diferentes niveles estratigráficos y con relaciones de base diferentes ofrecen la posibilidad de conocer la influencia de la distancia de transporte y de las rocas de base en la mineralogía, granometría,

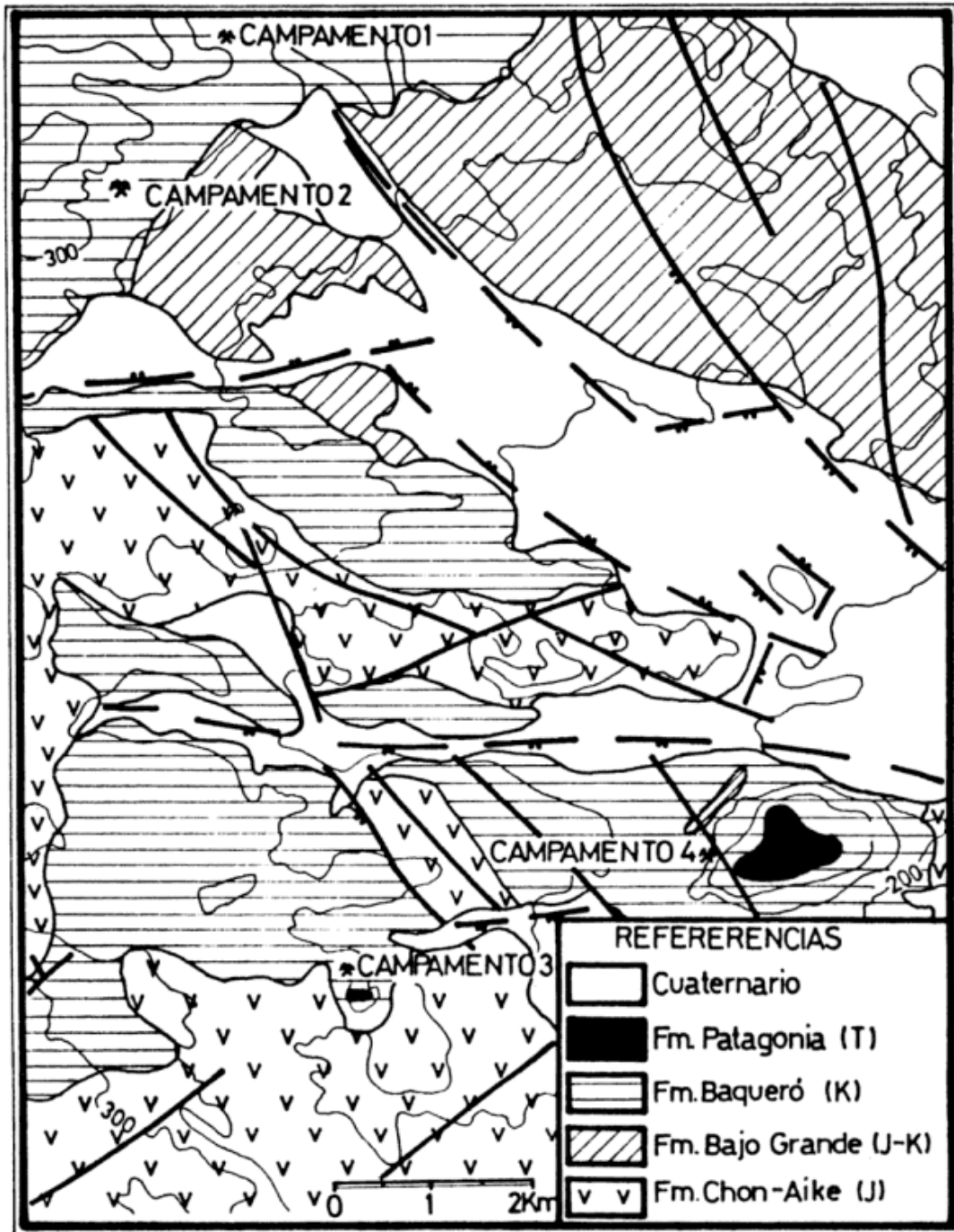


Figura 2: Geología del área de los yacimientos sedimentarios Campamento 1 (C-1), Campamento 2 (C-2), Campamento 3 (C-3) y Campamento 4 (C-4).

cristalinidad de la caolinita. Por ello se estudiaron muestras representativas de cada uno de ellos: en el Campamento 2, a pesar de haber tres niveles de arcilla, estos son muy homogéneos en sus características físicas y mineralógicas, por lo que una muestra es representativa de todo el yacimiento. Del Campamento 1 no se estudiaron muestras ya que presenta las mismas características físicas, mineralógicas y geológicas que el Campamento 2 (Cravero, 1988). Las muestras C 2, C 3 y C 4 corresponden respectivamente a los Campamentos 2, 3 y 4.

En cada una de las muestras se realizaron determinaciones mineralógicas, granulométricas y térmico diferenciales.

La **mineralogía** se determinó mediante difracción de Rayos X, para ello se utilizó un aparato Rigaku Denki con radiación de Cu, filtro de Ni, a 12 mA y 35 Kv. Se realizaron difractogramas sobre muestra total, fracción menor de 44 micrómetros (arcilla "desarenada") y fracción menor de 2 micrómetros. Sobre los difractogramas de muestra total se determinó la mineralogía presente y se cal-

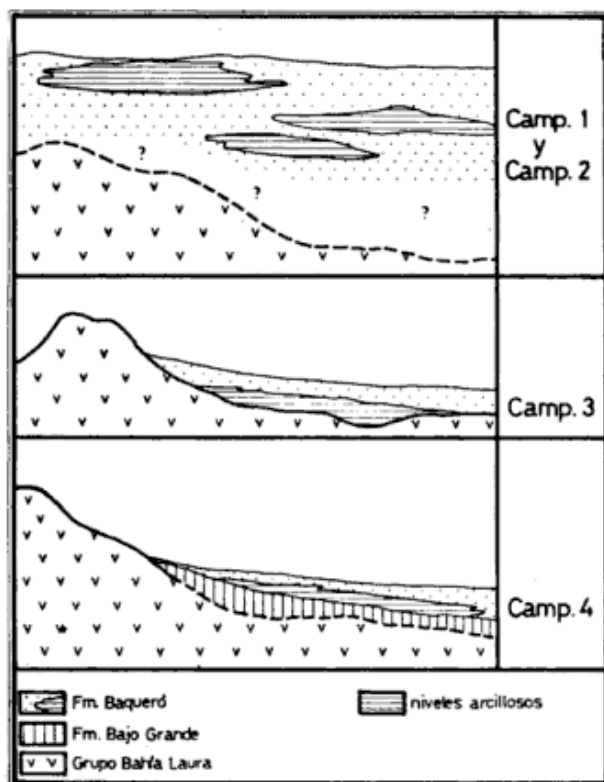


Figura 3: Relaciones estratigráficas entre la Formación Baqueró y las rocas subyacentes en los distintos yacimientos.

culó además el grado de orden cristalino de la caolinita de acuerdo con lo indicado por Brindley (1980). Se determinó además el índice de cristalinidad de Hinckley (1963).

Debido a que algunas determinaciones, tales como las térmico diferenciales, se hacen sobre la fracción < 44 micrómetros y las de cristalinidad sobre roca total, a fin de evitar errores interpretativos cuando se comparan estos resultados, se realizaron difractogramas sobre las fracciones pasantes y retenidas en el tamiz #325 (fracción > de 44 micrómetros). El retenido fue estudiado además con técnicas de inmersión y petrográficas de rutina.

Según la mayoría de los mineralogistas, el término arcilla está definido para la fracción menor de dos micrómetros. En consecuencia se realizó la separación de esta fracción mediante el método de pipeteado, basado en la Ley de Stokes, y se realizaron difractogramas sobre muestras orientadas y no orientadas.

El análisis granométrico se realizó sobre la fracción menor de 44 micrómetros, minimizando así la interferencia de los minerales no arcillosos. Para ello se tamizó la muestra por #325, se calculó el porcentaje retenido por diferencia de peso y el pasante se lo analizó mediante un sedígrafo.

Para cotejar si la tendencia granométrica es constante dentro de un mismo yacimiento, se realizó la curva granométrica de la muestra C-2/1 perteneciente al Campamento 2 ubicada en un nivel

más bajo que la muestra C-2. Se determinó además la curva granométrica en una muestra del Campamento 1 (C-1) para corroborar así la tendencia entre todos los yacimientos.

Para realizar los análisis térmico diferenciales se utilizó un aparato Rigaku Denki, a una velocidad de calentamiento de 10 /min. hasta una temperatura de 1000° C. Conjuntamente se realizó el análisis térmico gravimétrico. A fin de minimizar la interferencia de los minerales no arcillosos, los diagramas se realizaron sobre la fracción menor de 44 micrómetros. En todos los casos se tomaron aproximadamente 150 mg de muestra. Sobre el pico endotérmico B se determinó la asimetría del mismo de acuerdo con lo indicado por Bramao *et al.* (1954), donde $A = \text{tg } \alpha / \text{tg } \beta = a/b$.

RESULTADOS

Los difractogramas de roca total indican, para las arcillas sedimentarias, la presencia de caolinita y cuarzo excepto la muestra C-3 que presenta solamente caolinita. Las arcillas residuales presentan, en el caso de la roca más alterada (L8-1), caolinita y cuarzo, y en la roca parcialmente alterada (L8-2) caolinita, cuarzo y sanidina.

El grado de orden cristalino, según el método de Brindley (figura 4), sería el siguiente: C-2 menor que C-4 menor que C-3 para las sedimentarias y L8-2 menor o igual que L8-1 para las residuales.

De acuerdo con el índice de Hinckley (figura 5), esta relación se modifica a C-2 menor que C-3 menor que C-4 para las sedimentarias. Para las residuales sólo se tiene el valor para la muestra L8-1, ya que en la muestra L8-2, la presencia de cuarzo y sanidina impide su determinación por enmascaramiento de las reflexiones de la caolinita.

La fracción mayor de 44 micrómetros presenta cuarzo, pasta de tobas y granos constituidos por caolinita de grano fino sin dispersar. Estos últimos, se encuentran en escasa proporción (< 10 %), salvo en la muestra L8-1 donde el porcentaje es significativo (80 %).

En la fracción menor de 44 micrómetros la mineralogía detectada es idéntica a la determinada sobre roca total, salvo en que disminuye la proporción de los minerales no arcillosos. En los diagramas no orientados sobre la fracción menor de 2 micrómetros la disminución en la proporción de minerales no arcillosos es significativa. En los diagramas de esta fracción sobre muestras orientadas se detectó la presencia de otros minerales arcillosos. En la muestra C-2 se hallaron trazas de illita y en la muestra C-4 se determinó la presencia de montmorillonita (figura 4).

Las curvas granométricas se muestran en la figura 6. En el cuadro I se indican los porcenta-

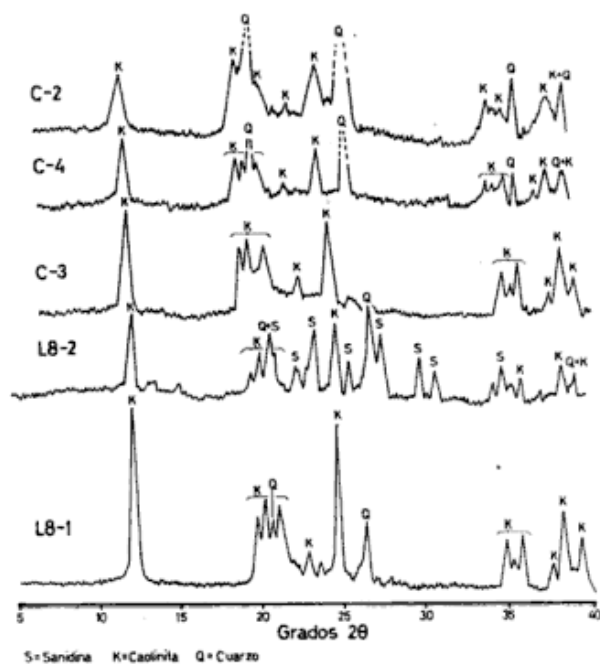


Figura 4: Grado de orden cristalino en las caolinitas residuales y sedimentarias según el método de Brindley (1980).

jes menores de cada fracción obtenidos sobre la curva granométrica. En base al porcentaje mayor de 44 micrómetros se recalcularon los porcentajes de cada fracción, llevándolos a roca total (cuadro II).

El cuadro III muestra los porcentajes a intervalos (44-10 mμ; 10-5 mμ; 5-2 mμ; 2-1 mμ y < 1 mμ con los cuales se construyeron histogramas. El 100 % se considera a la fracción menor de 44 micrómetros ya que la corrección a roca total no modifica las proporciones relativas.

La fracción mayor de 44 micrómetros varía entre el 2 y 6 % (cuadro II), salvo en las muestras C-4 y L8-1. En el caso de esta última, el gran porcentaje de granos de caolinita sin dispersar hace que la curva granométrica obtenida haya que tomarla con mucho recaudo.

Cuadro I. Porcentajes en las fracciones < 44 mμ, < 10 mμ, < 5 mμ, < 2 mμ y < 1 mμ obtenidos a partir de la curva granométrica.

Muestra	< 10 mμ	< 5 mμ	< 2 mμ	< 1 mμ
C-1	81,00	60,00	40,00	31,50
C-2	87,00	75,00	55,00	44,00
C-2/1	80,00	62,00	42,00	33,00
C-3	88,00	81,00	69,50	50,00
C-4	89,00	74,00	53,00	42,00
L8-1	60,00	40,00	23,00	11,00
L8-2	78,00	68,00	51,00	32,50

Cuadro II. Porcentajes granométricos referidos a roca total.

Muestra	>44 mμ	< 44 mμ	< 10 mμ	< 5 mμ	< 2 mμ	< 1 mμ
C-1	100,00	81,00	60,00	40,00	31,50	
C-2	2,75	97,25	84,60	72,93	53,49	42,79
C-2/1	5,25	94,75	75,80	58,75	39,80	31,27
C-3	2,60	97,40	85,71	78,89	67,69	48,70
C-4	23,60	76,40	68,00	56,54	40,49	32,09
L8-1	30,64	69,36	41,62	27,74	15,95	7,63
L8-2	6,40	93,60	73,00	61,95	47,74	30,42

Cuadro III. Porcentajes granométricos en los intervalos 44-10 mμ, 10-5 mμ, 5-2 mμ, 2-1 mμ y < 1 mμ.

Muestra	44-10 mμ	10-5 mμ	5-2 mμ	2-1 mμ	< 1 mμ
C-1	19,00	21,00	20,00	8,50	31,50
C-2	13,00	12,00	20,00	11,00	44,00
C-2/1	20,00	18,00	20,00	9,00	33,00
C-3	12,00	7,00	11,50	19,50	50,00
C-4	11,00	15,00	21,00	11,00	42,00
L8-1	40,00	20,00	17,00	12,00	11,00
L8-2	12,00	10,00	17,00	18,50	32,50

Cuadro IV. Resultados obtenidos a partir de las curvas DTA.

Muestra	Asimetría (cm)	Pico A (C)	Pico B (C)	Pico D (C)	P-P (%)	Mineralogía
C-3	3,12	101	575	990	13	Caolinita
C-2	2,61	116	571	980	11	Caol. Cuarzo
C-4	2,14	119	571	988	11	Caol. Cuarzo
L8-2	1,58		575	1000	10	Caol. Cuarzo San
L8-1	1,53		560	990	8	Caol. Cuarzo

En los histogramas, se observa una diferencia entre la distribución granométrica de las muestras sedimentarias y de las residuales. Las primeras presentan una marcada disminución en la fracción comprendida entre 2-1 micrómetro, para aumentar nuevamente en la fracción menor de 1 micrómetro que les da un carácter bimodal. La muestra residual, L8-2, por otro lado, indica un aumento progresivo hacia la fracción menor de 1 micrómetro, lo mismo se observa en la muestra sedimentaria C-3. La muestra L8-1 muestra una tendencia decreciente hacia las fracciones menores, que se considera anómala, debido probablemente a una mala dispersión.

Los diagramas DTA presentan las siguientes características (figura 7):

1) presencia de un pico endotérmico entre los 100-110° C solamente en las caolinitas sedimentarias.

2) Un segundo pico endotérmico con temperatura poco variable entre las distintas muestras, alrededor de los 570-575° C. Únicamente la muestra L8-1 presenta un valor menor a los 560° C.

3) La asimetría del segundo pico endotérmico es variable. Las muestras residuales presentan los valores más bajos.

4) Un pico exotérmico alrededor de los 980-1000° C con temperatura poco variable entre las distintas muestras, no así su tamaño.

5) La pérdida de peso oscila entre el 8 y 13 %. En el cuadro IV se muestran los resultados obtenidos a partir de las curvas DTA.

DISCUSION DE LOS RESULTADOS

Para poder realizar la interpretación y discusión de los resultados se debe tener en cuenta que:

A) Aunque el índice de cristalinidad de la caolinita según los métodos de Hinckley y de Brindley se calculan sobre roca total, es posible hacer comparaciones con datos obtenidos en la fracción < 44 micrómetros ya que la fracción > 44 micrómetros con porcentajes entre 2-6 % está compuesta principalmente de cuarzo y pasta de tobas, excepto, en la muestra L8-1 que presenta una mala dispersión y por lo tanto un alto porcentaje de caolinita en la fracción > 44 micrómetros.

B) La curva DTA teórica de una caolinita (Holdrige, 1957) presenta, en el rango, 0-1000° C dos picos endotérmicos, el primero (A) a alrededor de los 100° C, el segundo (B) alrededor de los 570° C y un pico exotérmico alrededor de los 980-1000° C. El tamaño y forma de los picos depende principalmente de factores tales como tamaño de grano y cristalinidad. Cuanto menor es el tamaño de las partículas, mayor es la asimetría del pico B; a menor grado de cristalinidad, mayor asimetría del pico B, menor temperatura del pico B y menor tamaño del pico D. El tamaño del pico D aumenta además con la capacidad de intercambio catiónico.

Las curvas DTA marcan la presencia del pico endotérmico A solamente en las caolinitas sedimentarias. Este pico se produce principalmente por la pérdida de agua de adsorción. Según Barshad (1955), es probable que la adsorción de agua por parte de la caolinita sea proporcional a la capacidad de intercambio por unidad de área. La capacidad de intercambio en las caolinitas aumenta en la medida que se produce la rotura de

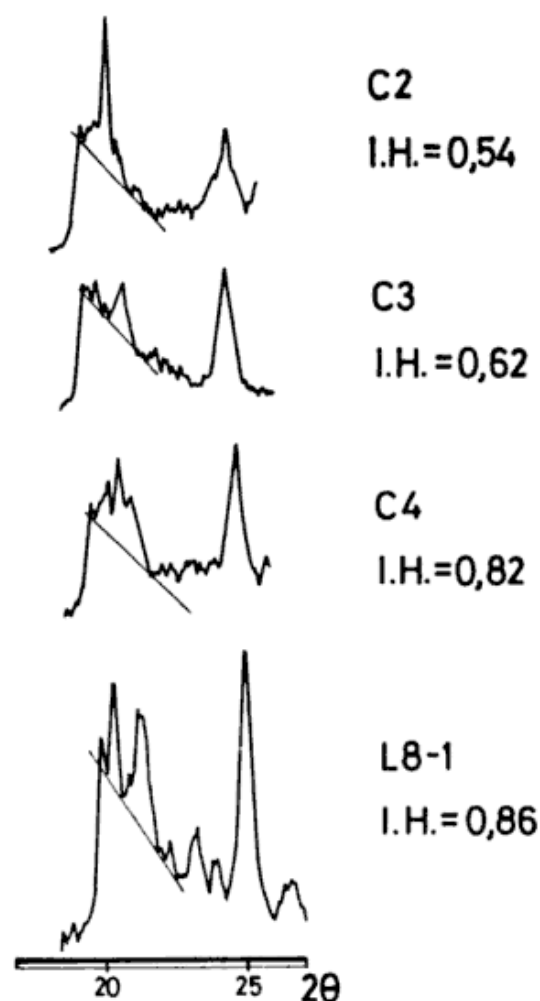


Figura 5: Índice de cristalinidad de Hinckley en caolinitas residuales y sedimentarias.

los enlaces en la superficie de las caras paralelas al eje c, que produce la formación de cargas negativas en los bordes. Durante el transporte, los cristales de caolinita están sujetos a diferentes procesos tales como fricción y disolución, que favorecen la rotura de sus bordes y en consecuencia la formación de cargas negativas por rotura de los enlaces. Estas cargas negativas pueden facilitar la adsorción de moléculas polares como las de agua. La rotura de los cristales influye a su vez en una disminución de la cristalinidad (Holdrige, *op. cit.*). Teniendo en cuenta los valores de asimetría y cristalinidad, las arcillas sedimentarias presentan menor cristalinidad que las residuales. Las curvas granométricas de las caolinitas sedimentarias muestran un carácter bimodal con una marcada disminución en la fracción comprendida entre 2-1 micrómetros que no se observa en las residuales. Esta va-

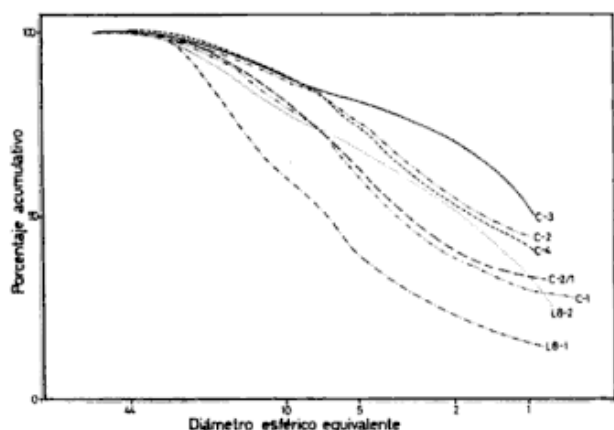


Figura 6: Curvas granométricas de los caolines residuales y sedimentarios realizadas con sedígrafo.

riación puede deberse a una disminución de tamaño de las partículas durante el transporte que afectaría principalmente a las partículas menores de 2 micrómetros. Por lo tanto, la presencia del pico A, la disminución de la cristalinidad, el carácter bimodal en la distribución granométrica en las caolinitas sedimentarias, en contraste con la ausencia del pico A, mayor cristalinidad y una distribución unimodal de las residuales indican que las caolinitas sufren modificaciones durante el transporte, que se producen principalmente por rotura de los cristales que a su vez origina una disminución en el tamaño de grano y cristalinidad de las caolinitas.

En la muestra C-3 el pico A no está bien definido, y la distribución granométrica es muy semejante a la de origen residual lo que indicaría que esta arcilla sufrió muy poco transporte.

El orden cristalino entre las distintas muestras varía de acuerdo al método usado; según la asimetría del pico B (la temperatura es poco variable), el grado de orden cristalino, de menos ordenadas a más ordenadas sería: C-3 < C-2 < C-4 para las sedimentarias y L8-2 < L8-1 para las residuales. De acuerdo con el índice de Hinckley, esta relación cambia a C-2 < C-3 < C-4 para las sedimentarias, para las residuales se tiene solamente el valor de la muestra L8-2. Según el método de Brindley la relación sería C-2 < C-4 < C-3 para las sedimentarias y L8-2 < L8-1 para las residuales. De acuerdo con esto, las relaciones de cristalinidad obtenidas a través de la asimetría del pico B son coherentes con las obtenidas mediante los índices de Hinckley y mediante el método de Brindley, excepto para la muestra C-3. Esta muestra presenta algunas particularidades que la distingue de las demás muestras sedimentarias. En primer lugar, la curva DTA muestra un pico D de gran tamaño y poca

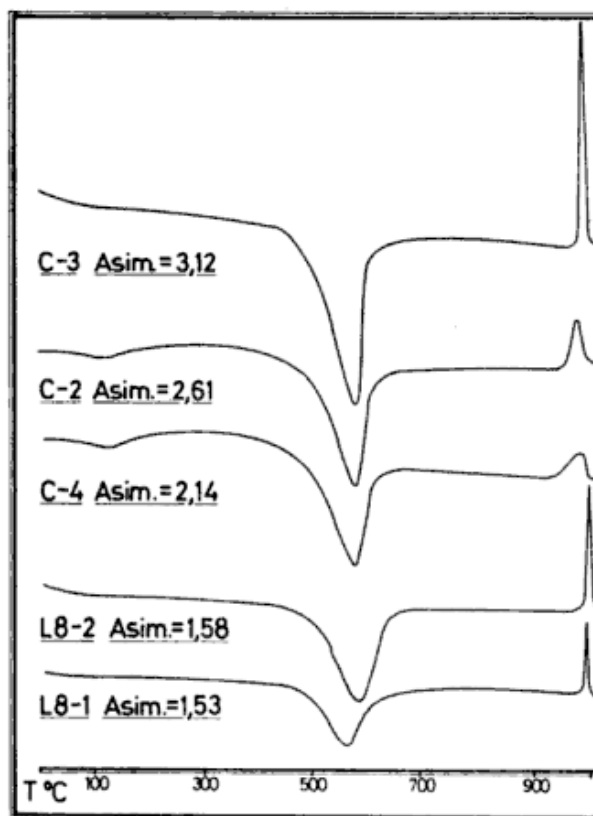


Figura 7: Curvas DTA y asimetría del pico B.

definición del pico A. Tomados en conjunto (a excepción del pico B que presenta un alto valor de asimetría) indicaría que esta muestra tiene una buena cristalinidad. La distribución granométrica de esta muestra (figura 6, cuadro I) difiere notoriamente de las otras de origen sedimentario por tener un alto porcentaje de partículas de pequeño tamaño, 69,5 % para la fracción menor de 2 micrómetros y 50 % menor de un micrómetro, en contraste con el 40-50 % y 30-40 % respectivamente para las otras muestras. El tamaño de partícula afecta a la asimetría del pico B y al tamaño del pico D. La asimetría del pico B se podría explicar por el alto porcentaje de partículas finas, el pico D no se vería afectado por el alto grado de cristalinidad de las partículas evidenciado por la poca definición del pico A. Por lo que puede considerarse que la muestra C-3 tiene un buen orden cristalino, el cual, heredado de la roca original, se ha mantenido debido al escaso transporte. Por lo expuesto, en grado creciente de cristalinidad, se tiene: C-2 < C-4 < C-3 para las sedimentarias y L8-2 < o igual que L8-1 para las residuales.

Si se tiene en cuenta la posición estratigráfica de los distintos yacimientos sedimentarios, las caolinitas sedimentarias que se apoyan sobre las rocas del Grupo Bahía Laura que presentan una fuerte caolinización, tienen mayor grado de

cristalinidad (C-3), las que se apoyan sobre otra formación pero están en la base de la secuencia tienen un grado intermedio de cristalinidad (C-4), y aquéllas que se encuentran en un nivel estratigráfico más alto presentan un grado menor de cristalinidad (C-2). La posición está directamente relacionada con el transporte, aquéllas ubicadas en la base de la secuencia y apoyadas directamente sobre la roca caolinizada, evidencian menor transporte que aquéllas ubicadas en niveles estratigráficos más altos y sin una relación directa con la zona caolinizada.

En cuanto a la mineralogía de las capas arcillosas, existe también una relación con las rocas que las subyacen. La presencia de montmorillonita en la muestra C-4 es coherente con la posición estratigráfica de la misma, ya que se encuentra sobre las tobos de la Formación Bajo Grande cuyo principal producto de alteración es montmorillonita. La presencia de illita en la muestra C-2 se explica por ser ésta un producto secundario de alteración de las rocas del Grupo Bahía Laura.

CONCLUSIONES

Durante el transporte de la caolinita desde la roca fuente a su lugar de depositación se producen modificaciones en los cristales de caolinita, tales como la disminución del tamaño de las partículas y la disminución de la cristalinidad.

La mineralogía de las capas arcillosas está controlada por la mineralogía de las rocas de origen y de las rocas sobre las cuales se apoyan las capas arcillosas. El cuarzo presente en las capas arcillosas, aún en la fracción menor de 2 micrómetros, es, junto con la caolinita heredado de la roca original, ya que en ésta también se encuentra en dicha fracción y por lo tanto es posible de transportarse en suspensión junto con la caolinita.

Las capas de arcilla depositadas sobre la Formación Bajo Grande, que es portadora de montmorillonita, presentan contaminaciones con dicha esmectita.

Los yacimientos sedimentarios que presentan las mejores características, caolines más puros con caolinitas de mejor cristalinidad son aquéllos que se hallan en la base de la Formación Baqueró y se apoyan directamente sobre las rocas alteradas del Grupo Bahía Laura, porque las caolinitas han sufrido poco transporte y no han sido contaminadas con las esmectitas de la Formación Bajo Grande.

De acuerdo con lo anterior, la elección de áreas favorables para la exploración de nuevos yacimientos debe basarse en la relación estratigráfica de la Formación Baqueró con el Grupo Bahía Laura.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

ANGELELLI, V., J. SCHALAMUK y A. ARROSPIDE, 1976. *Los yacimientos no metalíferos y rocas de aplicación de la Región Patagonia Comahue*. Sec. Est. Min., An., XVII, Buenos Aires.

ARCHANGELSKY, S., 1967. *Estudio de la Formación Baqueró, Cretácico inferior de Santa Cruz, Argentina*. Mus. La Plata, Rev., (Nva. Ser.), V, Paleontología, 32, La Plata.

BARSHAD, I., 1955. *Adsorptive and swelling properties of clay water system. Clays and clay Technology. Part. II*. 70. Dep. of Nat. Res. State California Bull., 169.

BLEIER, P. G., 1981. *Study of the possibility of starting a paper kaolin filler and paper coating pigments production in the Provincia Santa Cruz, Argentina*. Mission Rep., United Nat. Ind. Develop. Organization.

BRAMAO, 1952. En: *The differential thermal investigation of clay minerals*. Cap. IV, Mackenzie. 1957. Min. Soc. of London.

BRINDLEY, G., 1980. *Order disorder in clay mineral structure*. En: *Crystal Structure of Clay Minerals and their X Ray Identification*: G. W. Brindley and G. Brown, Eds. Mineralogic Soc., London.

CASTRILLO, E., 1981. *Fotointerpretación geológica de los lotes 8, 9, 10, 11, 18 y 19 del Departamento Magallanes, Provincia de Santa Cruz*. Dirección de Minería, Prov. Santa Cruz, (Inéd.).

DOMINGUEZ, E., G. ALIOTTA y M. F. CRAVERO, 1985. *Las arcillas caolínicas del Campamento 2, San Julián, Provincia de Santa Cruz*. Dir. Nac. Min. Santa Cruz, (Inéd.).

HINCKLEY, D., 1963. *Variability in crystallinity values among the kaolin deposits of the coastal plain of Georgia and South Carolina*. Clays and Clay Min., II: 273-287.

HOLDRIGE, D. A. y F. VAUGHAN, 1957. *The Kaolin Minerals (Kandites)*. En: *The differential thermal investigation of Clays*. R. C. Mackenzie, Ed., Mineralogical Soc., London.

PADULA, V. H., 1951. *Contribución al conocimiento de los yacimientos de arcillas del territorio de Santa Cruz*. Minera Aluminé, (Inéd.).

PANZA, J. L., 1987. *Descripción geológica de los lotes 18, 19 y alrededores (Dpto. Magallanes, provincia de Santa Cruz)*. Serv. Geol. Nac., (Inéd.).

T.E.A., 1984. Informe inédito.

- TREO, C., 1983. *Metodología usada en la exploración de un yacimiento de caolín, Departamento de Magallanes, Provincia de Santa Cruz*. IIº Congr. Nac. Geol. Econ., II: 719-724.
- VIA, E. K., 1983. *Evaluación geológica potencial de arcillas de revestimiento. Distrito de caolín San Julián, Departamento de Magallanes, San Julián, Provincia de Santa Cruz, Argentina*. Dirección de Minería, Prov. Santa Cruz. (Inéd.).
- WILSON, J., 1977. *Valorización de laboratorio de los caolines de Cía. Minera San Julián de la Provincia de Santa Cruz, Patagonia, Argentina*. Dirección de Minería, Prov. Santa Cruz. (Inéd.).
- Recibido: 29 de diciembre, 1988.
Aceptado: 25 de junio, 1991.

FERNANDA CRAVERO
EDUARDO DOMINGUEZ

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

FE DE ERRATAS

En el trabajo de Knox *et al.*, Tomo: XLIV N° (1-4) páginas 202 y 203 se han deslizado los siguientes errores:

En Table 1.

La muestra S-16 G, S-17 y S-19 pertenecen al Salar de Jama.

La muestra R9/10-3 pertenece a Pasto Ventura y las T-7 y T-8A al Cerro Galán.

En Table 2.

Donde dice Coira and Barbieri 1988 debe decir Coira and Barbieri 1989 y donde dice Huitiquina debe decir Huaitiquina.

BIOSTRATIGRAFIA DEL ORDOVICICO EN EL FLANCO OCCIDENTAL DEL CERRO POTRERILLO, PROVINCIA DE SAN JUAN

Juan. L. Benedetto, Zarela A. Herrera y Gladys Ortega

RESUMEN: En la secuencia clástica ordovícica expuesta en el flanco occidental del Cordón del Cerro Perico-Potrerrillo se obtuvo una variada fauna de graptolitos, braquiópodos, trilobites y briozoos, cuya edad se extiende desde el Llanvirniano temprano hasta el Caradociano temprano. Un hiatus estratigráfico está presente en la base de una unidad equiparable a la Formación Las Plantas. La Formación Trapiche es identificada por primera vez en el área. Se propone un esquema de correlación bioestratigráfica con las secciones expuestas al Sur y al Norte de la estudiada.

ABSTRACT: The Ordovician clastic sequence exposed on the Western flank of the Cerro Perico-Potrerrillo range has yielded a diverse fauna composed by graptolites, brachiopods, trilobites and bryozoans, ranging in age from Early Llanvirn to Early Caradoc. A stratigraphic gap is present at the base of the lithologic unit equivalent to the Las Plantas Formation. The Trapiche Formation was recognized for the first time in this area. On the basis of biostratigraphic evidence, the Cerro Potrerillo section is correlated with other sections of the basin.

INTRODUCCION

La presencia de rocas clásticas ordovícicas en la Sierra de Perico-Potrerrillo, localizada al noroeste de la Ciudad de Jáchal, fue dada a conocer por Cuerda (1964), quien describió la secuencia de lutitas negras graptolíticas expuesta en la Quebrada Perico. Estas rocas fueron cartografiadas por Furque (1979) en la Hoja 18c Jáchal como una angosta franja de afloramientos que se extienden en forma discontinua desde el Cerro Perico al sur hasta el Abra de Yanso en el norte (figura 1). Estos afloramientos fueron referidos por Furque (1979) a la Formación Gualcamayo, si bien en trabajos más recientes (Cuerda y Furque, 1987) figuran bajo el nombre de Formación Los Azules.

En la sección descrita por Cuerda (1964) en la Sierra de Perico, las lutitas en cuestión alcanzan un espesor de 100 m y en su intervalo inferior, cerca del contacto con la Formación San Juan, contienen (según Cuerda, *op. cit.*) *Climacograptus* aff. *antiquus* Lapworth que sugiere una edad caradociana. Basado en la aparente existencia de un hiatus significativo entre las formaciones San Juan y Gualcamayo, este autor interpreta que entre ambas unidades media una discordancia erosiva.

El área estudiada en este trabajo está localizada en el flanco occidental del cerro Potrerillo donde se levantaron secciones estratigráficas distantes aproximadamente 6 km al norte de la sección publicada por Cuerda. Allí las rocas clásticas ordovícicas suprayacen a la Formación San Juan en concordancia y son muy fosilíferas en casi todo su espesor. Con-

tienen numerosos niveles portadores de graptolitos en su parte basal, a los que se agregan en los términos medio-superiores braquiópodos, trilobites y briozoarios. El principal objetivo de esta contribu-

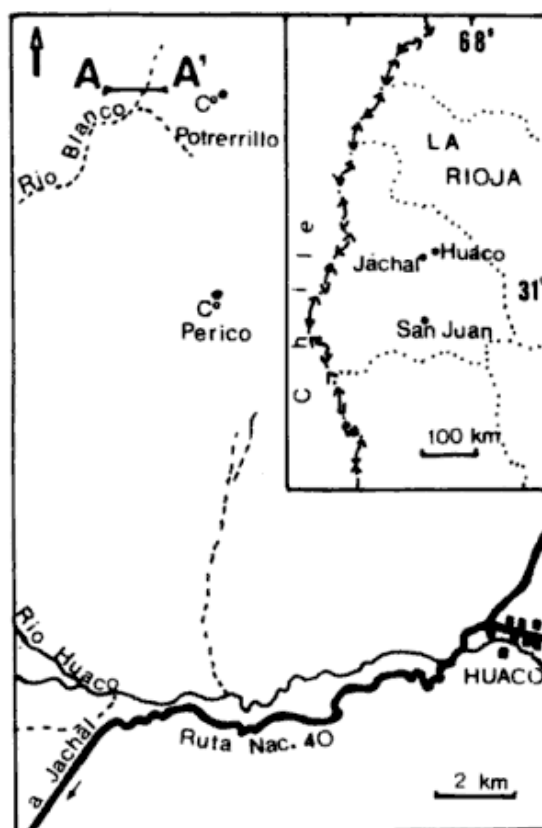


Figura 1: Mapa de ubicación del área estudiada.

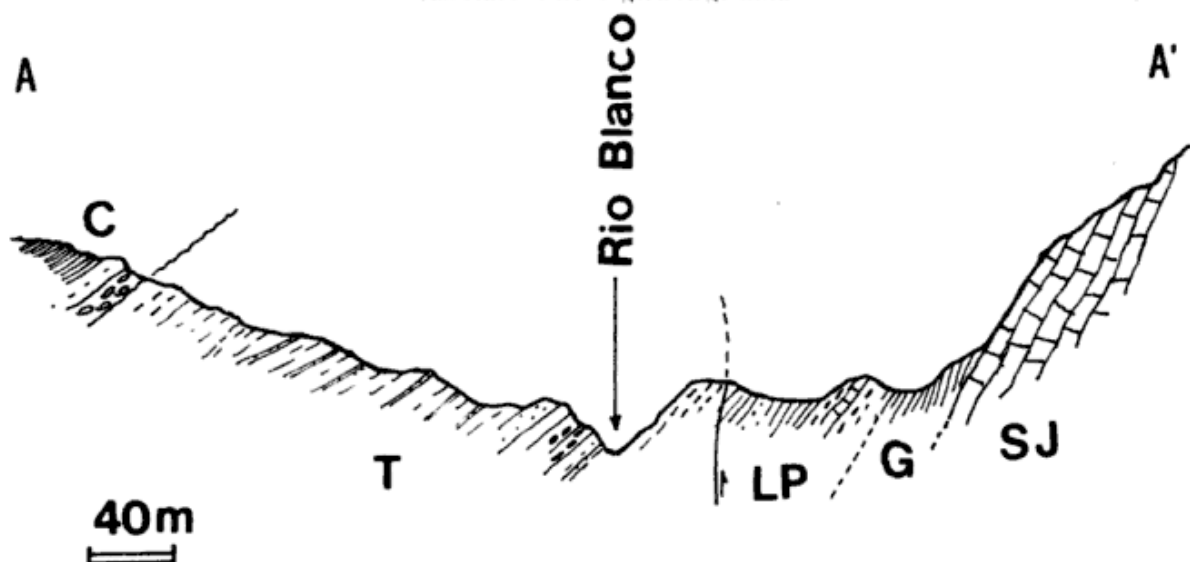


Figura 2: Perfil geológico esquemático. SJ: Formación San Juan; G: Formación Gualcamayo; LP: Formación Las Plantas; T: Formación Trapiche.

ción es dar a conocer estos nuevos elementos bioestratigráficos con el fin de precisar el rango de edad abarcado por esta secuencia clástica, y establecer su correlación con las unidades aflorantes más al norte, correspondientes al Grupo Trapiche, y más al sur, asignadas a la Formación Los Azules. Asimismo se discutirá brevemente el problema de la nomenclatura de las unidades ordovícicas clásticas en áreas "atípicas" como la aquí estudiada.

ESTRATIGRAFIA

La sección presentada en la figura 2 se levantó en una pequeña quebrada de dirección noreste-suroeste que desemboca en la quebrada del Río Blanco. El conjunto presenta un rumbo dominante norte-sur y buza al oeste entre 40° y 70° .

La parte inferior está constituida por una sucesión fundamentalmente pelítica con algunas intercalaciones calcáreas, de 85 m de espesor, apoyada concordantemente sobre la Formación San Juan y en contacto tectónico con una secuencia limolítico-arenosa referible a la Formación Trapiche. Esta, a su vez, está cubierta discordantemente por la Formación Guandacol, de edad carbónica. El espesor medido de la Formación Trapiche es del orden de 200 metros.

La sección se inicia con aproximadamente 30 m de pelitas negras apoyadas paraconcordantemente sobre la Formación San Juan. El pasaje de las calizas cuspidales de esta formación a las pelitas negras es aparentemente abrupto, aunque es posible que en el perfil medido este contacto se encuentre ligeramente tectonizado. En una quebrada ubicada más al norte de nuestro perfil se ha observado la alternancia de pelitas negras y capas calcáreas (principalmente mudstones) desarrollada directamente sobre las calizas de la For-

mación San Juan. Estos niveles se corresponden litológicamente con el Miembro inferior de la Formación Gualcamayo descrito por Astini (1986, inéd.) en las quebradas La Corridita y Las Plantas, en el área de Guandacol.

La mayor parte de las lutitas negras de este tramo inferior contienen graptolitos.

A partir de los 30 m desde la base hacen su aparición los primeros niveles de bloques calcáreos, algunos fosilíferos, de hasta 50 cm de diámetro, aunque generalmente de 5 a 15. Estos cuerpos son de forma irregular y de color gris claro hasta amarillento en superficie alterada. Son ricos en fango calcáreo, corresponden a mudstones, wackstones y floatstones, y están contenidos en fangolitas laminadas. Estos cuerpos calcáreos se presentan en forma dispersa o formando horizontes de cierta continuidad lateral. La mayoría de ellos son estériles, pero algunos están constituidos por coquinas con restos muy fragmentados de trilobites, crinoideos, briozoarios y braquiópodos articulados contenidos en una matriz micrítica oscura. Estas coquinas están formadas en general por individuos de una misma especie.

Por encima continúan aproximadamente 3 m de calcilutitas finamente laminadas en capas de 20 a 30 cm, entre las que se intercalan pelitas con numerosos graptolitos. Estos niveles de calcilutitas meteorizan a colores claros y son más competentes que las pelitas negras adyacentes, formando un nivel guía visible en todo el frente de la sierra. A pesar de su continuidad lateral, este horizonte calcáreo está compuesto de bancos individuales de geometría lenticular. Las pelitas negras suprayacentes contienen nuevamente varios niveles de cuerpos calcáreos, en general fosilíferos, de los que se obtuvo la mayor parte de la fauna (valvifauna) estudiada (figura 5).

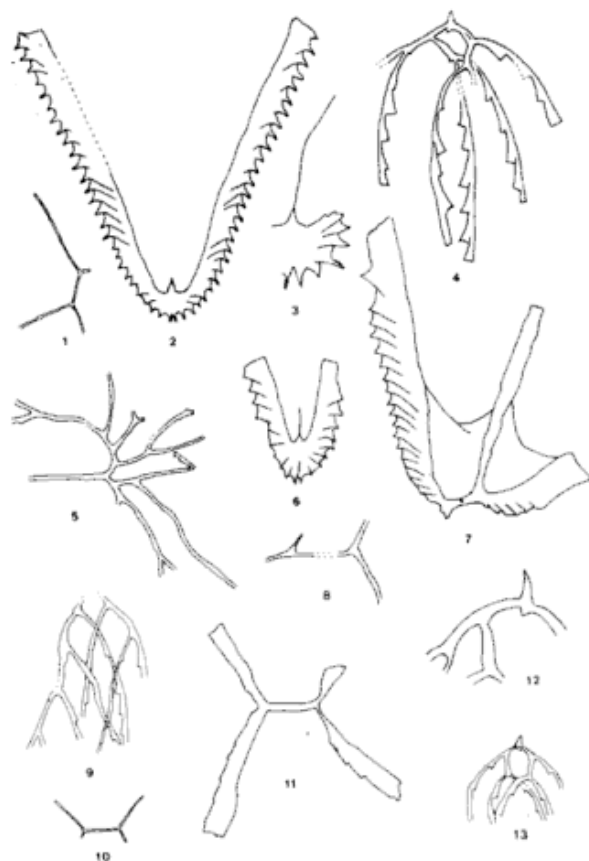


Figura 3: 1-10: *Etagraptus* sp., 1. CORD-PZ 14408; 10: CORD-PZ 14460 (x 3); 2: *Isograptus victoriae* cf. *I. v. divergens* Harris, CORD-PZ 14414 (x 1); 3: *Isograptus* sp., CORD-PZ 14460 (x 3); 4, 12, 13: *Pseudobryograptus parallelus* MU; 4, CORD-PZ 14468 (x 3); 12, CORD-PZ 14480, (x 5); 13, CORD-PZ 14428 (x 5); 5: *Zygraptus* sp., CORD-PZ 14481 (x 1,5); 6: *Isograptus caduceus* (Salter), CORD-PZ 14469 (x 1,5); 7: *Tetragraptus headi* (Hall) CORD-PZ (14402 (x 1,5); 8: *Kinnegraptus* sp., CORD-PZ 14910 (x 6,5); 9: *Pterograptus* sp., CORD-PZ 14911 (x 5); 11: *Tetragraptus* cf. *amii*, CORD-PZ 14463 (x 3).

El resto de esta unidad está formado por una monótona sucesión de pelitas negras, con "concreciones" dispersas y clastos flotantes, más frecuentes hacia el techo. En las pelitas se obtuvo una importante graptofauna.

El tramo inferior (30 m basales) de esta secuencia puede ser referido a la Formación Gualcamayo o al miembro inferior de la Formación Los Azules. Las lutitas con "concreciones" calcáreas y las intercalaciones calcipelíticas suprayacentes son litológicamente similares a las de la Formación Las Plantas. También pueden equipararse con el miembro superior calcáreo de la Formación Los Azules.

Formación Trapiche. Se inicia con limolitas grises muy bioturbadas, estériles, que alcanzan un espesor de 15 m. Hacia arriba pasan a una sucesión alternante de capas de arenisca fina con base neta, de 10-15 cm de espesor, conformando secuencias

estratocrecientes. Sobre éstas se presentan estratos lenticulares de conglomerados finos clastosoportados, formados por clastos de cuarzo bien redondeados, y capas de arenisca de grano fino de más de un metro de espesor, de base erosiva e internamente con estratificación cruzada. En el techo, estas capas suelen presentar ondulitas asimétricas, con rumbo de crestas submeridional y sentido de la corriente este a oeste.

Por encima sigue una capa, ocasionalmente dos, formada íntegramente por cantos chatos (*flat pebbles*) de color rojizo y clastos bien redondeados de cuarzo, de 15-20 cm de espesor. A este horizonte se lo ha reconocido en todo el área. La unidad continúa con una monótona sucesión de limolitas grises bioturbadas con intercalaciones delgadas de arenisca. En las limolitas, a aproximadamente 70 m desde la base de la unidad, se encontraron restos de braquiópodos mal preservados pertenecientes a *Dalmanella* sp., también presentes en la parte superior de la Formación Trapiche en la sección de la Quebrada del Río Gualcamayo (Benedetto y Herrera, 1987b).

El techo de la unidad está en contacto discordante con la Formación Guandacol, unidad que se inicia con un conglomerado de cantos de rocas metamórficas seguido por pelitas carbonosas.

CONSIDERACIONES BIOESTRATIGRAFICAS

Formación San Juan. En el techo de esta formación se obtuvo una fauna poco variada aunque suficientemente distintiva para precisar su edad. Está constituida por *Tritoechia azulensis* Benedetto, *Parabasilicus* sp., *Selenoharpes* sp., formas que se asocian con otras de menor significado bioestratigráfico tales como *Paralenorthis* sp. y *Annamitella tellechei* (Rusconi). El braquiópodo *T. azulensis* es una forma característica de los niveles más altos de la Formación San Juan en el Cordón del Cerro Viejo (Benedetto, 1987), al igual que los trilobites *Parabasilicus* y *Selenoharpes* (Vaccari et al., 1986). En conjunto la asociación indica una edad llanvirniana temprana y corresponde a la biozona de asociación más alta reconocida en esta unidad (Herrera y Benedetto, 1988).

Formación Gualcamayo. Las valvifaunas de esta unidad son muy escasas y están representadas únicamente por *Platystrophia* sp. Esta forma es afín a *P. minuta* Benedetto y Herrera, hallada en los niveles del techo de la Formación San Juan en el Cordón del Cerro Viejo (Llanvirniano temprano) (Benedetto y Herrera, 1987a).

Las pelitas negras basales contienen una graptofauna compuesta por *Zygraptus* sp., *Dicho-*

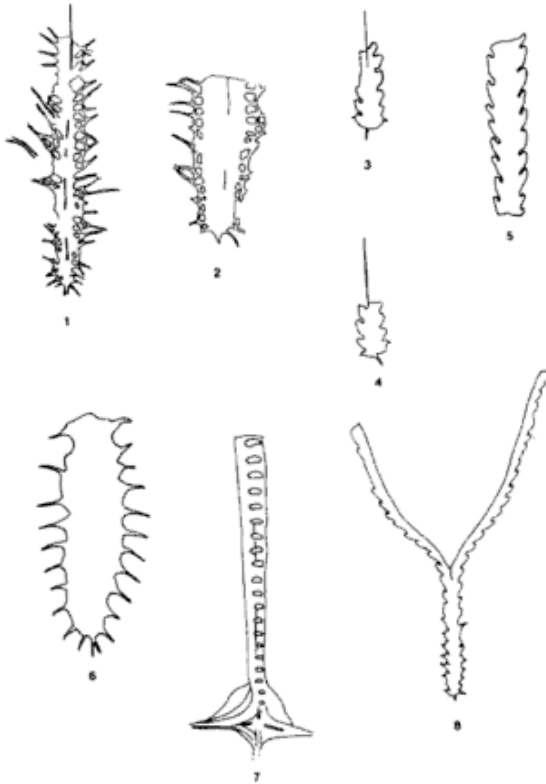


Figura 4: 1: *Paraglossograptus tricornis* Mu. Geh y Yin, CORD-PZ 14428-A (x 1,5); 2: *Paraglossograptus tentaculatus* (Hall), CORD-PZ 14428-A (x 1,5); 3-5: *Oelandograptus austrodentatus americanus* (Bulman); 3, CORD-PZ 14401 (x 3); 4, CORD-PZ 14417 (x 3); 5, CORD-PZ 14414 (x 3). 6: *Glossograptus* sp., CORD-PZ 14909 (x 3). 7: *Climacograptus* (*Climacograptus*) *bicornis tridentatus* Lapworth, CORD-PZ 14496-A (x 1,5). 8: *Dicranograptus nicholsoni longibasalis* Ruedemann y Decker, CORD-PZ 14490 (x 1,5).

graptus sp., *Pseudobryograptus parallelus* Mu., *Etograptus* sp., *Tetragraptus* cf. *amii* Elles y Wood, *Tetragraptus headi* (Hall), *Isograptus victoriae* cf. *I. v. divergens* Harris, *Paraglossograptus tentaculatus* (Hall), *Paraglossograptus* cf. *tricornis* Mu. Geh y Yin y *Oelandograptus austrodentatus americanus* (Bulman) (figura 3). Esta asociación corresponde a la Biozona de *P. tentaculatus*, y tiene afinidad con la estudiada por Ortega (1987) proveniente de los niveles inferiores de la Formación Gualcamayo en la quebrada homónima (Puesto Los Alamos), indicando una edad llanvirniana temprana para los horizontes portadores.

Inmediatamente por encima de esta biozona se encuentran restos de *Kinnegraptus* sp. (posiblemente asignables a *K. azulensis* Ortega), *Pterograptus* sp., *Glossograptus* sp., y abundantes radosomas biserials deficientemente preservados con morfología tecal glyptograptida, climacograptida y pseudoclimacograptida. Esta graptofauna es semejante

a la descrita por Ortega (1987) para la parte inferior de la Zona de *Hustedograptus "teretiunculus"* de la Formación Los Azules en el faldeo occidental del Cerro Viejo de Huaco, pocos kilómetros al sudeste del área aquí estudiada. Dicha biozona se caracteriza en su tramo cuspidal por la aparición de los géneros *Pterograptus* y *Kinnegraptus* entre otros y por la abundancia de biserials que se tornan elementos dominantes de la fauna. La edad de estos niveles en el Cerro Viejo ha sido considerada llanvirniana tardía en base a graptolitos y conodontes (Hunicken y Ortega, 1987; Ortega, 1987). Entre estos últimos cabe citar la presencia de *P. tablepointensis* (Zona de *E. suecicus*). Los afloramientos del Cerro Potrerillo, portadores de la graptofauna mencionada, son tentativamente asignados a esta edad por comparación con la fauna de la Formación Los Azules.

Las pelitas negras que se encuentran por encima, (Formación "Las Plantas") contienen *Climacograptus* (*C.*) *bicornis tridentatus* Lapworth y *Dicranograptus nicholsoni longibasalis* Ruedeman y Decker. Riva (1976) describió ejemplares de *C. bicornis tridentatus* procedentes del Noreste de Norteamérica provenientes de la Zona de *D. multidens*, asignándoles el mismo biocrón de *C. bicornis bicornis*, pero en Taimyr (Siberia) Obut y Sobolevskaya (1964) mencionaron esta subespecie para la Zona de *C. peltifer*. *D. nicholsoni longibasalis* fue originalmente descrita por Ruedeman y Decker (1934) para la base de la Caliza Viola, en Oklahoma, y recientemente fue hallada por Finney (1986) en los niveles asignados por este autor a la parte superior de la subzona de *C. bicornis* (Zona de *Nemagraptus gracilis*) de Norteamérica (*sensu* Finney, *op. cit.*) o al tramo superior de la Zona de *D. multidens* del Noroeste de Europa (edad Caradociano inferior. Harnagian).

Cabe mencionar que la Subzona de *C. bicornis* ha sido hallada en la Formación Los Azules (Ortega, 1987). Sin embargo, los fósiles citados para la parte superior del perfil del Cerro Potrerillo no fueron hallados hasta el presente en la Formación Los Azules, por lo que puede suponerse que en la zona estudiada se presenten niveles estratigráficamente más altos que en el Cerro Viejo.

Las valvifaunas de la Formación "Las Plantas" sólo aportan algunos datos acerca de los niveles ubicados en la parte media de la columna donde se localizan las concreciones calcáreas portadoras de la fauna, las que se interestratifican con pelitas portadoras de la ya mencionada fauna de *C. (C.) bicornis tridentatus*. Las formas identificadas incluyen los braquiópodos *Oanduporella* sp., *Dinorthis* sp., *Multicostella* sp. y *Sowerbyella* sp., el briozooario *Prasopora* sp. (Carrera, com. verbal) y los trilobites *Porterfieldia* sp., *Guanda-*

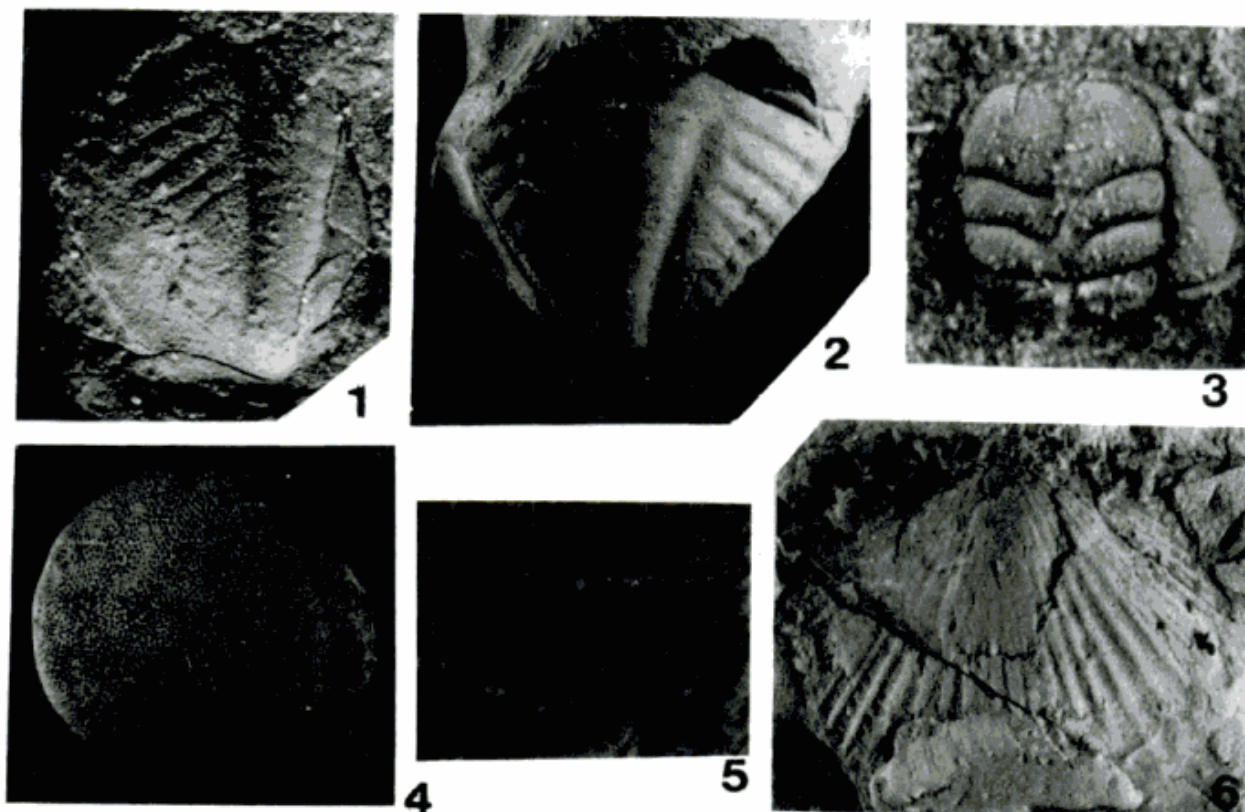


Figura 5: 1-2: *Pseudobasilicus plantaensis* Astini y Benedetto; 1, pigidio CEGH-UNC 1480 (x 3); 2, pigidio (CEGH-UNC 1481 (x 2). 3: *Porterfieldia* sp. cranidio CEGH-UNC 1484 (x 15). 4: *Prasopora* sp., CEGH-UNC 1485 (x 2). 5: *Sowerbyella* sp., vista dorsal, CEGH-UNC 1483 (x 7). 6: *Multicostella* sp., CEGH-UNC 1482 (x 3).

colithus furquei Harrington y Leanza, *Pseudobasilicus plantaensis* Astini y Benedetto y *Amphili-chas* aff. *guandacolensis* Astini y Benedetto (Astini et al., 1986) (figura 5).

Entre los braquiópodos es significativa la presencia del género *Oanduporella*, creado por Hints (1975), proveniente de Estonia y hallado posteriormente en Irlanda (Harper et al., 1985). En su localidad original la única especie conocida, *O. reticulata* Hints, es de edad Viruano tardío (Edad Oandu o DIII) de la escala cronológica del Báltico oriental, equivalente al Caradociano tardío (Marshbrookiano-Onniano temprano). En Irlanda del Norte una forma afín a *O. reticulata* integra una fauna de edad Caradociana media (Soudleyano-Longvilliano) (Harper et al., 1985: 289). *Dinorthis* es un género representado en el Costoniano y Harnagiano de Inglaterra (Williams, 1963), en el Chaziano y Trentoniano de Estados Unidos y en el Caradociano de Bolivia (Havlicek y Branisa, 1980). En cuanto a los trilobites, la especie *P. plantaensis* es muy similar a *P?. fortis* (Webby, 1973) del Caradociano de Nueva Gales del Sur (Astini et al., 1986: 82).

En síntesis, el intervalo referible litoestratigráficamente a la Formación Las Plantas puede ser asignado confiablemente al Caradociano, posiblemente temprano a medio.

CORRELACION ESTRATIGRAFICA

La correlación litoestratigráfica entre la sección del cerro Potrerillo y las situadas más al norte (área de Guandacol) y más al sur (Cerro Viejo de Huaco) es difícil en virtud de los cambios faciales que se verifican en el interior de la secuencia ordovícica clástica. Por otra parte, la correlación de las superficies de cambio litológico, coincidentes en general con los límites entre miembros o formaciones, no asegura el sincronismo de tales niveles de referencia en virtud del efecto de la migración de las facies con el tiempo que, como se sabe, origina superficies diacrónicas.

En este trabajo se propone un esquema de correlación bioestratigráfica basado en las evidencias aportadas por las faunas de graptolitos y braquiópodos (figura 6). Con ello se aclaró la relación temporal existente entre distintos eventos sedimentarios y se puso de manifiesto la presencia de un hiatus estratigráfico en el sector de la cuenca considerado.

En los perfiles del cerro Potrerillo y del Cerro Viejo el límite Arenigiano-Llanvirniano está localizado dentro del tramo superior de las calizas de la Formación San Juan. Hacia el norte (quebrada Las Plantas), en cambio, dicho límite se sitúa en el interior del miembro medio de la Formación Gualcayo. Esto está corroborado por la asociación de

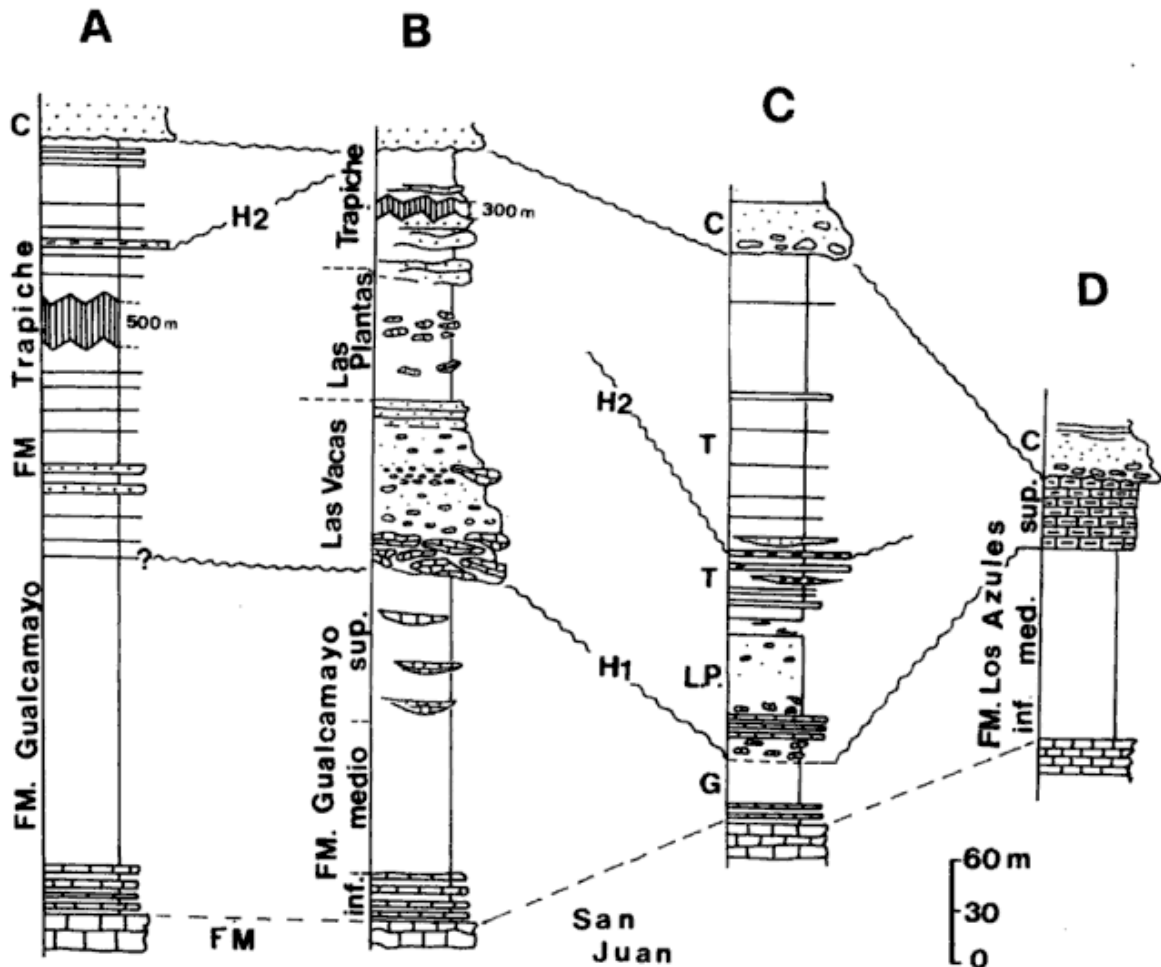


Figura 6: Correlación estratigráfica de la sección del cerro Potrerillo (C) con las secciones de la quebrada Gualcamayo (A), quebrada Las Plantas (B) y Cordón del Cerro Viejo (D), según Ortega, 1987 (A), Astini, 1986 (B), Ortega 1987 (D) y este trabajo (C). G: Formación Gualcamayo; LP: Formación Las Plantas; T: Formación Trapiche; C: Carbónico.

braquiópodos del techo de la Formación San Juan, que en el cerro Potrerillo está constituida por elementos distintivos de la Biozona de *Platystrophia-Ahtiella* (Llanvirniano temprano), mientras que en el sector de Guandacol (quebrada Las Plantas, quebrada Gualcamayo) incluye formas de la Biozona de *Punctolira-Huacoella* (Herrera y Benedetto, 1988). Debido a este diacronismo del contacto entre las calizas y pelitas suprayacentes, ya puesto de manifiesto por Hunicken *et al.* (1982), en base a conodontos, la biozona de *P. tentaculatus* abarca la mayor parte del espesor de la Formación Gualcamayo en los perfiles del sector norte, mientras que en el cerro Potrerillo y en el flanco occidental del

Cerro Viejo esta biozona se limita a los 15-20 m inferiores de la secuencia clástica, penetrando en las calizas de la Formación San Juan. Así, el tramo superior de esta última y la parte inferior de la Formación Los Azules en el área del Cerro Viejo son equivalentes en el tiempo a la mayor parte de la Formación Gualcamayo en el sector norte de la cuenca. Por esta misma razón la Zona de *H. "teretiusculus"* tiene escaso desarrollo vertical en esta región, en contraposición con lo que se observa en el área de Cerro Viejo, donde abarca la mayor parte del espesor de la Formación Los Azules (Ortega, 1987).

Es importante destacar que en la quebrada Las Plantas, la Zona de *teretiusculus* está ausente, ha-

Secciones		Area de Guandacol	C° Potrerillo	C° Viejo de Huaco	Sa. de Villicum
Edad					
ASHGILLIANO		"TRAPICHE"	"TRAPICHE"	Erosión Chánica	DON BRAULIO
CARADOC	ONNIANO	H ₂	H ₂		H ₂
	ACTONIANO	H ₂	H ₂		
	MARSHBROOKIANO	?	?		
	LONGVILLIANO	TRAPICHE	TRAPICHE		
	SOULDLEYANO	LAS PLANTAS	LAS PLANTAS		
	HARNAGLIANO	LAS PLANTAS	LAS PLANTAS	LOS AZULES (M. Sup.)	
	COSTONIANO	VACAS	H ₁		
LLANDEILIANO		H ₁	H ₁		LA CANTERA
LLANVIRNIANO			GUALCAMAYO	LOS AZULES (M. Medio)	H ₁
		GUALCAMAYO		M. inferior	"GUALCAMAYO"
ARENIGIANO			FORMACION	SAN JUAN	

Figura 7: Cuadro de correlación entre las unidades expuestas en el area de Guandacol, cerro Potrerillo, Cordon del Cerro Viejo y Sierra de Villicum.

biéndose identificado elementos de la misma únicamente en bloques resedimentados en el Conglomerado Las Vacas suprayacente. Esto corrobora el carácter erosivo de esta facies psefítica. Tal discontinuidad estratigráfica se expresa en otros sectores de la cuenca promedio de un hiatus estratigráfico (aquí denominado H₁) que abarca la porción superior de la Zona de *H. teretiusculus* y la parte inferior de la Zona de *N. gracilis*, yaciendo la Subzona de *C. bicornis* (*sensu* Finney, 1986) directamente sobre la Zona de *teretiusculus*. En términos cronológicos, este hiatus abarcaría la mayor parte del Llandeiliano. En el perfil de Los Azules este hiatus coincide con el contacto entre los miembros medio (fangolitas laminadas) y superior (fangolitas calcáreas) de la Formación Los Azules (Ortega, 1987). En la sección del cerro Potrerillo la discontinuidad se sitúa entre las pelitas negras de la Formación Gualcamayo y las calcipelitas ("Formación Las Plantas") portadoras de elementos de la Subzona de *bicornis*. En la sección tipo de la Formación Las Plantas se identificaron recientemente formas distintivas de esta misma subzona (Ortega y Brussa, en preparación); aquí, la magnitud de la laguna estratigráfica es mayor que en los perfiles más australes pues involucra, como ya se dijo, una etapa de erosión importante.

Esta superficie de discontinuidad indicada por el hiatus H₁ se corresponde con la denominada Fa-

se Guandacólica (Furque, 1972), la que involucra, dependiendo cual sea la posición en la cuenca, desde una simple interrupción en la sedimentación seguida de depositación en un medio ligeramente distinto (más somero?), como en el caso del Cordón del Cerro Viejo, hasta una interrupción en la sedimentación acompañada de erosión y luego de acumulación de clásticos gruesos (perfil de la quebrada Las Plantas). La posible relación de esta discontinuidad con una variación eustática es materia que está siendo estudiada.

Por último cabe destacar que la Formación Las Plantas representa un evento sedimentario relacionado lateral y verticalmente con el conglomerado Las Vacas o con la discontinuidad H₁. Este evento, caracterizado por un incremento en la acumulación de carbonato, es sincrónico en todo el ámbito de la cuenca. Su correlación ha sido establecida en base a los niveles portadores de elementos de la subzona de *C. bicornis* y a la presencia de una asociación característica de braquiópodos y trilobites (Benedetto, en prep.). Hacia el sector sur, la Formación Las Plantas es correlativa del miembro superior (fangolitas calcáreas) de la Formación Los Azules (Ortega, 1987). En términos cronológicos este evento de sedimentación carbonática abarca el Caradociano temprano-medio, más posiblemente el Harnagiano-Longvilliano.

A una escala más regional, el hiatus H₁ está presente en la Sierra de Villicum entre las Formaciones Gualcamayo y La Cantera, esta última de edad llandeiliana-caradociana (Peralta, 1986). Recientemente Brussa (en Sánchez *et al.*, 1988) identificó en la parte superior de esta unidad una graptofauna que sugiere una edad caradociana temprana. En la base de la Formación La Cantera se desarrollan algunos cuerpos canalizados de ortoconglomerados similares a los que caracterizan la Formación Las Vacas (Astini, 1986).

Un segundo hiatus (H₂) se desarrolla dentro de la Formación Trapiche. Cerca del techo de esta unidad Benedetto y Herrera (1987) hallaron una fauna de braquiópodos y trilobites de edad ashgilliana. Esta fauna, presente en la sección del Río Gualcamayo, se localiza algunos metros por encima de un conglomerado de cantos chatos que, de acuerdo a Astini (1986, 1988) indica el comienzo de un segundo ciclo deposicional de carácter transgresivo. El primero, de naturaleza turbidítica, es transicional con la infrayacente Formación Las Vacas. En el perfil del Cerro Potrerillo un conglomerado de cantos chatos similar al mencionado se desarrolla 35 m por encima del contacto con la "Formación Las Plantas", pero dado que éste es tectónico, tal dato es sólo un valor mínimo. Dado que por arriba del conglomerado hay fósiles de edad equivalente al techo de la Formación Trapiche en el área de Guandacol (Benedetto y Herrera, 1987b), de edad Ashgilliana, se infiere que en el perfil estudiado está presente el hiatus H₂. Esta discontinuidad es litológicamente poco perceptible y su magnitud es difícil de establecer con precisión por la ausencia de fósiles en los niveles que la infrayacen. En la Sierra de Villicum esta discontinuidad se localiza entre las Formaciones Cantera y Don Braulio, esta última de comprobada edad Hirnantiana-Eollandoveriana (Levy y Nullo, 1974; Baldis y Blasco, 1975; Benedetto, 1986), por lo que el hiatus abarcaría allí el intervalo Caradociano tardío-Ashgilliano temprano. En 1976 Nullo y Levy analizaron la relación existente entre los cambios climáticos y la presencia de niveles glaciógenos en el noroeste argentino y su posible relación con la cuenca precordillerana. Más recientemente Sánchez *et al.* (1988) relacionaron la importante discontinuidad estratigráfica H₂ en la Precordillera con el descenso del nivel del mar que en el Ashgilliano se produjo a escala mundial como consecuencia de un vasto sector de Gondwana.

AGRADECIMIENTOS

Los trabajos de campo para este estudio fueron financiados en parte por los subsidios del CONICET (PIA N° 194) y de la Secretaría de Ciencia y Técnica de la Universidad Nacional de Córdoba.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ASTINI, R., 1986. *Análisis petrológico, litofacial y estratigráfico de las unidades clásticas ordovícicas en el área de Guandacol y sus implicancias en la evolución paleogeográfica*. Trabajo Final, Fac. Cs. Exact., Fís. y Nat., Univ. Nac. Córdoba, (inédito).
- _____, *Análisis litofacial y estratigráfico de las unidades clásticas ordovícicas de la Precordillera septentrional y áreas vecinas*. CONICET, Inf. inéd.
- _____, J. L. BENEDETTO y M. CARRERA, 1986. *La fauna de trilobites de la Formación Las Plantas (Ordovícico tardío), Precordillera de La Rioja, Argentina*. IVº Congr. Arg. Paleont. y Bioestrat., Actas, I: 81-88, Mendoza.
- BALDIS, B. A. y G. BLASCO, 1975. *Primeros trilobites ashgillianos del Ordovícico sudamericano*. Iº Congr. Arg. Paleont. y Bioestrat., Actas, I: 33-48, Tucumán.
- BENEDETTO, J. L., 1986. *The first typical Hirnantia fauna from South America (San Juan Province, Argentine Precordillera)*. Biostrat. Pal., 4: 439-447.
- _____, 1987. *Braquiópodos clitambonitáceos de la Formación San Juan (Ordovícico temprano), Precordillera argentina*. Ameghiniana, 24 (1-2): 95-108.
- _____, y Z. A. HERRERA, 1987a. *El género Platystrophia King (Brachiopoda) en la Formación San Juan de la Precordillera argentina*. Ameghiniana, 24 (1-2): 51-59.
- _____, y _____, 1987b. *Primer hallazgo de braquiópodos y trilobites en la Formación Trapiche (Ordovícico tardío), Precordillera argentina*. Xº Congr. Geol. Arg., Actas, III: 73-76, Tucumán.
- CUERDA, A. J., 1964. *Nota sobre la estratigrafía de la Sierra de Perico en la Provincia de San Juan*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XIX (4): 207-210.
- _____, y G. FURQUE, 1987. *Los depósitos carboníferos de la Quebrada de la Herradura, Precordillera de San Juan*. Xº Congr. Geol. Arg., Actas, II: 135-138, Tucumán.
- FINNEY, S. C., 1986. *Graptolite biofacies and correlation of eustatic subsidence and tectonics events in the Middle to Upper Ordovician of North America*. Palaios, 1: 435-461.
- FURQUE, G., 1972. *Los movimientos caledónicos en Argentina*. Museo de La Plata, Rev., (n. ser.), VIII, Geol., 165: 129-136.
- _____, 1979. *Descripción geológica de la Hoja 18c Jáchal, Provincia de San Juan*. Serv. Geol. Nac., Bol. 164.
- HARPER, D. A. T., W. I. MITCHELL, A. W. OWEN y M. ROMANO, 1985. *Upper Ordovician brachiopods from Clashford House Formation, near Herbertown, C. Meath, Ireland*. Brith. Mus. Nat. Hist. (Geol.), Bull., 38 (5): 287-308.
- HAVLICEK, V. y L. BRANISA, 1980. *Ordovician brachiopods of Bolivia. (Succession of assemblages, climate control, affinity to Anglo-French and Bohemian Provinces)*. Rozp. Cesk. Akad., 90 (1): 8-54.

- HERRERA, Z. A. y J. L. BENEDETTO**, 1988. *Early Ordovician brachiopod faunas of the Precordillera Basin, Western Argentina*. V Intern. Symp. Ordovician Syst., Abstracts. Newfoundland.
- HINTS, L.**, 1975. *Brachiopody Enteletacea Ordovika Pribaltiki*. Edit. Akad. nauk. Est. SSR, Tallin.
- HUNICKEN, M. y G. ORTEGA**, 1987. *Lower Llanvirnian-Lower Caradoc (Ordovician) conodonts and graptolites from the Argentine Central Precordillera*. IV European Conodont Symp., R. Austin (Ed.), Conodonts: Investigative techniques and applications, 136-145.
- _____, **M. SUAREZ RIGLOS y G. N. SARMIENTO**, 1982. *Lower Ordovician conodonts from Argentina*. IV Symp. Ordovician Syst., 280: 25, Oslo.
- LEVY, R. y F. NULLO**, 1974. *La fauna del Ordovícico (Ashgilliano) de Villicun, San Juan, Argentina (Brachiopoda)*. Ameghiniana, 11 (2): 173-194.
- NULLO, F. y R. LEVY**, 1976. *Consideraciones faunísticas y estratigráficas del Ashgilliano de Sudamérica*. Act. VI Congr. Geol. Arg., I: 413-422, Buenos Aires.
- OBUT, A. M. y R. SOBOLEVSKAYA**, 1964. *Graptolity ordovika Taimyra*. Akad. Nauk. SSR, 1-86.
- ORTEGA, G.**, 1987. *Las graptofaunas y los conodontes de la Formación Los Azules, Cerro Viejo, zona de Huaco, Departamento Jáchal, San Juan*. Tesis Doctoral, Fac. Cs. Exactas, Fís. y Nat., Univ. Nac. de Córdoba, inédito.
- PERALTA, S. H.**, 1986. *La fauna ordovícica de la Formación La Cantera, Precordillera Oriental de San Juan*. IVº Congr. Arg. Paleont. y Bioestrat., Actas, I: 67-71, Mendoza.
- RIVA, J.**, 1976. *Climacograptus bicornis bicornis (Hall), its ancestor and likely descendants*. En: M. G. Basset (Ed.) *The Ordovician System*. Proc. Paleont. Assoc., Symp., 589-619, Cardiff.
- RUEDEMANN, R. y C. E. DECKER**, 1934. *The graptolites of the Viola Limestone*. Jour. Paleont., 8: 303-327.
- SANCHEZ, T.M., J. L. BENEDETTO y E. BRUSSA**, 1988. *Late Ordovician stratigraphy, palaeoecology and sea level changes in the Argentine Precordillera*. Vº Intern. Sym. Ordovician System, Abstracts. Newfoundland.
- VACCARI, N. E., B. WAISFELD y M. CARRERA**, 1986. *Nuevos trilobites de la Formación San Juan (ordovícico temprano), Precordillera de San Juan y La Rioja, Argentina*. IVº Congr. Arg. Paleont. y Bioestrat., Actas, I: 89-98.
- WILLIAMS, A.**, 1963. *The Caradocian brachiopod faunas of the Bala District, Merionethshire*. Bull. Brith. Mus. (Nat. Hist.), Geol., 8 (7): 331-471.
- WEBBY, B. D.**, 1973. *Remopleurides and other Upper Ordovician trilobites from New South Wales*. Palaeontology, 16 (3): 445-475.

Recibido: 7 de marzo, 1989.

Aceptado: 29 de julio, 1991.

JUAN L. BENEDETTO
ZARELA A. HERRERA
GLADYS ORTEGA*

Universidad Nacional de Córdoba
Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales
Departamento de Geología
Av. Vélez Sársfield 299
5000 Córdoba
*CONICET

EL CONTACTO ENTRE LA FORMACION LOMA NEGRA (GRUPO SIERRAS BAYAS) Y LA FORMACION CERRO NEGRO, UN EJEMPLO DE PALEOKARST, OLAVARRIA, PROVINCIA DE BUENOS AIRES

Claudio A. Barrio, Daniel G. Poiré y Adrián M. Iñíguez

RESUMEN: Estudios de detalle realizados en el área de las Sierras Bayas, partido de Olavarría, provincia de Buenos Aires, han puesto en evidencia una importante discordancia erosiva entre el Grupo Sierras Bayas y la Formación Cerro Negro.

Favorecido por el avance en las explotaciones de caliza, se ha podido verificar que esta superficie discordante tiene extensión regional, ya que se la ha reconocido en los tres núcleos que conforman estas sierras.

Se deduce que una vez depositadas las calizas de la Formación Loma Negra, se produjo un retiro del mar que permitió la acción de fenómenos de disolución en las sedimentitas carbonáticas, la generación de un depósito arcilloso residual y la conformación de una paleosuperficie irregular de naturaleza kárstica. En las áreas deprimidas de este paleorelieve se acumularon brechas de talud y depósitos de fánita.

Con posterioridad acaeció un evento transgresivo, iniciándose un nuevo ciclo sedimentario (Formación Cerro Negro). Las sedimentitas de este ciclo, en su parte basal, están caracterizadas por calizas de grano fino y pelitas (predominantemente illítico-cloríticas, con interestratificado clorita-montmorillonita) de coloraciones rojizas, en estratos finos a muy finos y con estructuras ondulíticas.

ABSTRACT: Detailed field observation and geological mapping carried out in the Sierras Bayas area (Olavarría, Buenos Aires province), revealed an important erosional unconformity between the Sierras Bayas Group and the Cerro Negro Formation.

Exploitation works in the limestone quarries, exposed the regional character of this unconformity, extending along the three nucleus of the Sierras Bayas. After the limestones deposition of the Loma Negra Formation, a withdrawal of the sea, carried out a dissolution processes on the carbonatic sediments, the building up of a residual clayish deposit and the origin of an irregular paleorelief as well as the accumulation of brecciated chert residues.

Afterwards a new transgressive event took place leading to another sedimentary cycle (Cerro Negro Formation). Basal sediments of this formation consist of micritic limestones and silty clayish reddish, finely stratified with undulitic structures deposits. The clay minerals are predominantly illitic and chloritic, with irregular chlorite-montmorillonite mixed layers.

INTRODUCCION

El motivo del presente estudio es el de realizar una contribución al conocimiento estratigráfico y sedimentológico de la cubierta sedimentaria de las Sierras Bayas de Olavarría, provincia de Buenos Aires. En el mismo se describe la parte basal de la Formación Cerro Negro (Iñíguez y Zalba, 1974) y se detallan las características de su yacencia sobre la Formación Sierras Bayas (Dalla Salda e Iñíguez, 1979) o Grupo Sierras Bayas (Poiré, 1987), haciendo referencia a los procesos que dieron origen a la superficie discordante y a los fenómenos de disolución que se produjeron en el techo de las calizas. Un avance de este trabajo fue previamente comunicado por los autores en Barrio *et al.* (1985). El presente artículo es el desarrollo del citado resumen con énfasis en la parte basal de la Formación Cerro Negro y los procesos kársticos que actuaron sobre

las calizas de la Formación Loma Negra (Poiré, 1987).

El cabal conocimiento de esta superficie discordante permite diferenciar, pese a la aparente similitud litológica, las calizas de la Formación Loma Negra (Grupo Sierras Bayas) de las de la Formación Cerro Negro aquí descriptas.

UBICACION GEOGRAFICA

Las Sierras Bayas están localizadas al sureste de Olavarría (figura 1), en el extremo noroeste de las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires.

En planta presentan forma casi elíptica, cuyo eje mayor de aproximadamente 20 km, tiene una dirección noreste, mientras que su ancho varía entre 5 y 10 km. Se encuentran divididas en tres núcleos orográficos: septentrional, central y austral, separa-

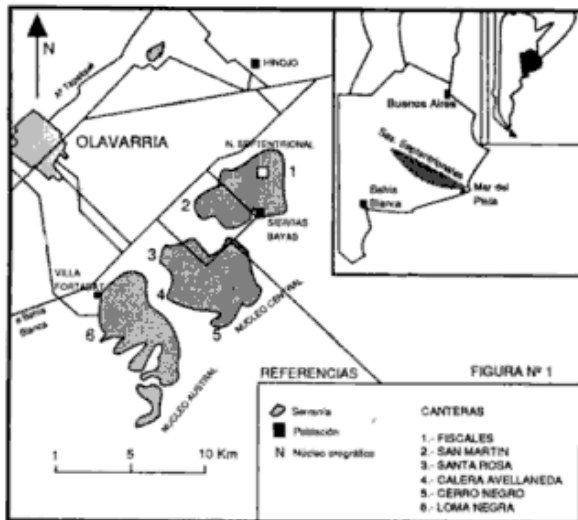


Figura 1: Mapa de ubicación general y canteras donde aparece la discordancia entre la Formación Loma Negra y la Formación Cerro Negro.

dos entre sí por fallas que se localizan en los valles transversales a las serranías.

En la figura 1, se muestra también la ubicación de los afloramientos y laboreos que han dejado al descubierto la formación descrita y que permiten visualizar la discordancia en todos sus aspectos.

ESTRATIGRAFIA

La división estratigráfica de las sedimentitas de estas sierras fue establecida por las contribuciones de Amos *et al.* (1971), Iñíguez y Zalba (1974), Zalba (1979), Bonhomme y Cingolani (1980) y Poiré e Iñíguez (1984). Con estos aportes se ha llegado a establecer la división en dos formaciones mayores, Formación Sierras Bayas (Precámbrico) y Formación Balcarce (Cambro-Ordovícico), según Dalla Salda e Iñíguez (*op. cit.*), división estratigráfica que fue verificada por datos radimétricos de Rb-Sr y K-Ar de Bonhomme y Cingolani (*op. cit.*) y contenido de trazas fósiles (Poiré *et al.*, 1984). A estas formaciones mayores, se les agregan otras que hasta el momento parecen estar limitadas a distribuciones más localizadas, como son la Formación Cerro Negro (Iñíguez y Zalba, *op. cit.*), la Formación Las Águilas (Zalba, *op. cit.*) y las metapelitas Punta Mogotes (Marchese y Di Paola, 1975).

La Formación Sierras Bayas, según Poiré e Iñíguez (*op. cit.*) consta de los siguientes miembros (de base a techo): cuarcitas inferiores, dolomías, psamopelitas, cuarcitas superiores, arcillas y calizas; esta secuencia aflora en Olavarría y Barker, se apoya en discordancia sobre un basamento ígneo-metamórfico e infrayace por discordancia a la Formación Cerro Negro.

Más recientemente Poiré (1987) en su tesis doctoral, sobre la base del análisis sedimentológico y si-

guiendo el código de nomenclatura estratigráfica, denominó a la secuencia aflorante en el área de Olavarría como Grupo Sierras Bayas, constituido por las siguientes formaciones (de base a techo): Formación Villa Mónica (cuarcitas inferiores, dolomías y psamopelitas basales), Formación Cerro Largo (psamopelitas, cuarcitas superiores y arcilitas) y Formación Loma Negra (calizas), las cuales responden a tres ciclos sedimentarios distintos y no coetáneos.

Formación Cerro Negro

Antecedentes

Como ya fue expresado, la nominación de la misma se debe a Iñíguez y Zalba (*op. cit.*). Estos autores describieron una secuencia pelítica-psamítica de colores rojizos, sin base expuesta y con cierta similitud con las arcilitas rojizas superiores de la Formación Cerro Largo. A esta nueva unidad la diferenciaron principalmente por su composición mineralógica y la disposición estructural de los bancos. Con estos datos infirieron la posible existencia de una discordancia entre el Grupo Sierras Bayas y esta formación pelítica-psamítica.

Las primeras referencias para esta formación, se deben a perforaciones de la Dirección Nacional de Minería (*vide* Amos *et al.*, 1971) y de la empresa Loma Negra C.I.A.S.A. (Angelelli *et al.*, 1973), las cuales registraron la presencia de lutitas arenosas rojizas y verdosas. Angelelli *et al.* (*op. cit.*), ubicaron a este nivel pelítico por encima del miembro calcáreo del Grupo Sierras Bayas.

Posteriormente Bonhomme y Cingolani (*op. cit.*), establecieron su edad por dataciones radimétricas en 723 ± 21 Ma, en muestras obtenidas en la cantera Cerro Negro (Olavarría). Más recientemente Cingolani y Rauscher (1985) en el área de Barker, de acuerdo a la técnica de K-Ar sobre fracciones finas de rocas pelíticas brindaron una edad promedio de 680 Ma, en tanto que por Rb-Sr sin un buen alineamiento con la isocrona, dieron una edad de alrededor de 455 Ma.

Cuomo *et al.* (1983) describieron las pelitas ubicadas por encima del miembro calcáreo, en perforaciones realizadas en las cercanías de Cerro Soltero (Olavarría), caracterizándolas como limolitas moradas a grises que alternan con tobos y tufitas riolíticas. El contacto con el miembro calcáreo de la formación infrayacente lo consideraron de tipo transicional.

Para la zona de Barker, Zalba (1981) en la cantera "El Infierno", describió un nivel de arcilitas de posición estratigráfica similar al descrito en este trabajo y cuya yacencia sobre un paleorelieve de calizas y composición mineralógica, es coincidente con la de la Formación Cerro Negro.

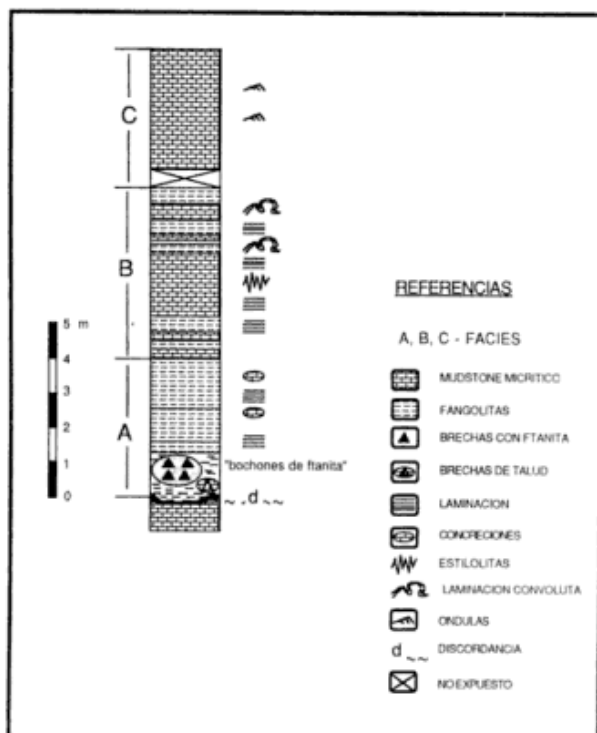


Figura 2: Sección columnar de la Formación Cerro Negro en la cantera Loma Negra.

En el núcleo central de las Sierras Bayas de Olavarría D'Angiola (1983), señaló la presencia de esta formación en la cantera "Santa Rosa", disponiéndose en relación de discordancia erosiva sobre las calizas que se explotan en la citada cantera.

Leanza y Hugo (1987) describieron esta paleosuperficie irregular en Olavarría y Barker, destacando la concentración de fosfatos asociada a la discordancia entre las unidades Sierras Bayas y Cerro Negro.

Facies sedimentarias

En la secuencia que se describe a continuación, se han determinado para la sección basal de la Formación Cerro Negro, tres facies sedimentarias, que de base a techo son las siguientes:

A) Facies de brechas de talud, "bochones" de ftanita y fangolitas.

B) Facies de mudstones micríticos con estratificación plana y fangolitas.

C) Facies de mudstones micríticos con estratificación ondulítica.

En la figura 2, se muestra una sección columnar y en la figura 3, se bosquejan las características de afloramientos de estas tres facies.

Facies A:

Facies de brechas de talud, "bochones" de ftanita y fangolitas.

Los tres tipos litológicos que se encuentran en esta facies están estrechamente vinculados al fenómeno de disolución acaecido sobre las calizas. Esta facies se corresponde a la parte basal del "miembro fosfático" de Leanza y Hugo (1987), "capas b, c y d".

Los depósitos pelíticos, se presentan en bancos tabulares con estratificación mediana a gruesa (según Ingram, *vide* Spalletti, 1980) y con coloraciones que varían de amarillentas a violáceas y/o verdosas. La illita es el argilomineral predominante, acompañada en escasa proporción por el interestratificado clorita-montmorillonita. Su composición es predominantemente silíceo en las partes basales, con participación carbonática en la sección superior.

Las brechas de talud, poseen morfología lenticular y dimensiones que varían de 0,75 a 2 m de espesor máximo y 2 a 4 m de elongación, su coloración está en la gama del castaño rojizo. Los fenoclastos son individuos de mudstones micríticos y la matriz posee igual composición que aquellos, diferenciándose sólo en la coloración un poco más clara.

Al microscopio, se observa la composición micrítica de los mudstones, microvenillas de calcita de disposición irregular con un ancho promedio de 100 micrones y estructuras microestilolíticas. Esta brecha es del tipo pseudo intraformacional en el sentido de Spalletti y Mazzoni (1975). Vale destacar que estos depósitos son similares a las brechas de talud descritas por Dalla Salda *et al.* (1972) suprayacentes a las calizas en el área de Barker.

Los depósitos de ftanita, poseen forma de "bochones" y son de variadas dimensiones, desde 0,5 a 1,5 m de elongación y 0,2 a 1,0 m de espesor máximo. Su coloración predominante es verdosa, con colores rojizo y castaño oscuro en forma subordinada. Los de mayor tamaño poseen internamente individuos de mudstone micrítico de hasta 0,15 m de diámetro, con bordes difusos y oquedades rellenas por calcita cristalina, que en el conjunto le otorgan aspecto moteado a estos cuerpos ftaníticos; la matriz es predominantemente silíceo.

Leanza y Hugo (1987), diferenciaron en esta facies capas de fosfato brechoso en cuerpos lenticulares, compuestas de colofano y cementadas por material silíceo.

Facies B:

Facies de mudstones micríticos con estratificación plana y fangolitas.

Está caracterizada por la predominancia de material carbonático que presenta, a modo de finas intercalaciones, elementos de naturaleza silicoclástica.

ca. Esta facies se corresponde con la "capa e" del miembro fosfático de Leanza y Hugo (*op. cit.*).

Visto al microscopio, el mudstone se compone de micrita con tamaño menor a 10 micrones, con partículas terrígenas en una proporción del 20 % y con microvenillas de calcita de 200 micrones de espesor máximo. El color es castaño rojizo y presenta laminación muy difusa.

La fangolita se observa con coloración castaño rojiza clara y varía su proporción con respecto al material calcáreo conformando delgados niveles de 40 micrones hasta 5 mm de espesor, disponiéndose en láminas alternantes con la roca carbonática.

Esta laminación dada por ambos materiales se suele presentar deformada en una laminación convoluta, atribuida a procesos de licuefacción postdeposicionales por efectos de presión sobre el sedimento saturado de agua. Esta intercalación de un material blando (la fangolita) y otro más rígido (el carbonato), permite la deformación, la cual no se observa en la porción en que es dominante la roca carbonática.

Los argilominerales presentes son los mismos que para la facies basal, vale decir, illita en proporción muy abundante y el interestratificado cloritomorillonita, en escasa proporción.

Se interpreta esta facies, como el producto de una sedimentación por decantación en un ambiente de muy baja energía, generándose una estratificación plana con laminación interna. El aporte habría sido de aguas carbonatadas cargadas de material terrígeno, produciéndose la decantación del material silicoclástico con la precipitación química de los carbonatos, o en el caso de mayor porcentaje de material terrígeno, se diferencian ambos, para dar la estructura interna de laminación.

Facies C:

Facies de mudstones micríticos con estratificación ondulítica.

Petrográficamente este mudstone micrítico es semejante al descrito para la facies anterior. Su coloración es verdosa y la estratificación está en el orden de delgada o fina (1 a 10 cm), con estratificación interna del tipo "*wave-ripple bedding*" (Reineck y Singh, 1975). Dado que no existe relación genética entre la disposición de las láminas internas y la forma externa de la misma, se la ubica dentro del tipo no-concordante. Esta facies fue considerada como "miembro margoso" por Leanza y Hugo (*op. cit.*).

La interpretación de esta facies supone un cambio con respecto a la anterior, ya que el material terrígeno disminuye notablemente en su participación.

A modo de complemento, cabe consignar que estos depósitos se presentan deformados en estructuras de plegamientos de gran escala. Estos rasgos se atribuyen a deslizamientos sindeposicionales (*cf.* Friedman y Sanders, 1978), formados por la acción de la gravedad en sedimentos no litificados. En este caso particular, la acción gravitatoria fue provocada por los taludes de las depresiones y a su vez, se vio facilitada por el hecho de presentarse en la base, depósitos pelíticos de naturaleza plástica.

RECONSTRUCCION PALEOAMBIENTAL

El modelo genético que se ha elaborado para explicar la formación de la superficie discordante ubicada entre la Formación Loma Negra y la Formación Cerro Negro, involucra cuatro etapas principales, las que se grafican en la figura 4 y que se denominan, en el orden temporal en que se suceden, de la siguiente manera: I) sedimentación carbonática de aguas someras, II) descenso del nivel del mar, III) exposición subaérea con fenómenos de disolución kárstica y IV) ascenso del mar e instalación de un nuevo ciclo sedimentario. Existe parcial coincidencia entre las etapas consideradas en este trabajo y las de Leanza y Hugo (*op. cit.*), haciéndose énfasis en esta contribución a los fenómenos asociados al proceso de karstificación.

Este esquema presenta ciertas semejanzas con el ideado por Purdy (1974) y modificado posteriormente por Friedman y Sanders (1978), para explicar la formación de atolones y arrecifes de barrera por disolución kárstica, sobre una plataforma carbonática a partir de cambios en el nivel del mar. La idea de la emergencia temporaria de estas plataformas por cambios eustáticos, ya había sido utilizada por Rutten (1957), Weiss (1958) y Jaanusson (1961). El primero de ellos lo hizo para explicar la desecación de geles silíceos al retirarse el agua y su depositación penecontemporánea. Los otros dos autores, lo hicieron para inferir la génesis de superficies erosivas en la base de las calizas, a las que denominaron "zonas de corrosión" (Weiss, 1958) o "superficies discordantes" (Jaanusson, 1961). En el concepto de Wright (1981), se puede denominar a esta superficie como un "paleokarst", refiriéndose este autor a la descripción de rasgos kársticos formados por solución asociado a un paisaje del pasado. En el presente ejemplo se trata de un "paleokarst exhumado" (*exhumated paleokarst*, Jennings, 1971, Sweeting, 1972), vale decir, a un paleokarst formado en un tiempo y consecuentemente enterrado por unidades más jóvenes (*cf.* Jennings, 1971), que posteriormente es expuesto por erosión.

La presencia de una superficie kárstica implica, además de una adecuada precipitación, los siguientes factores: 1) un levantamiento tectónico o caída

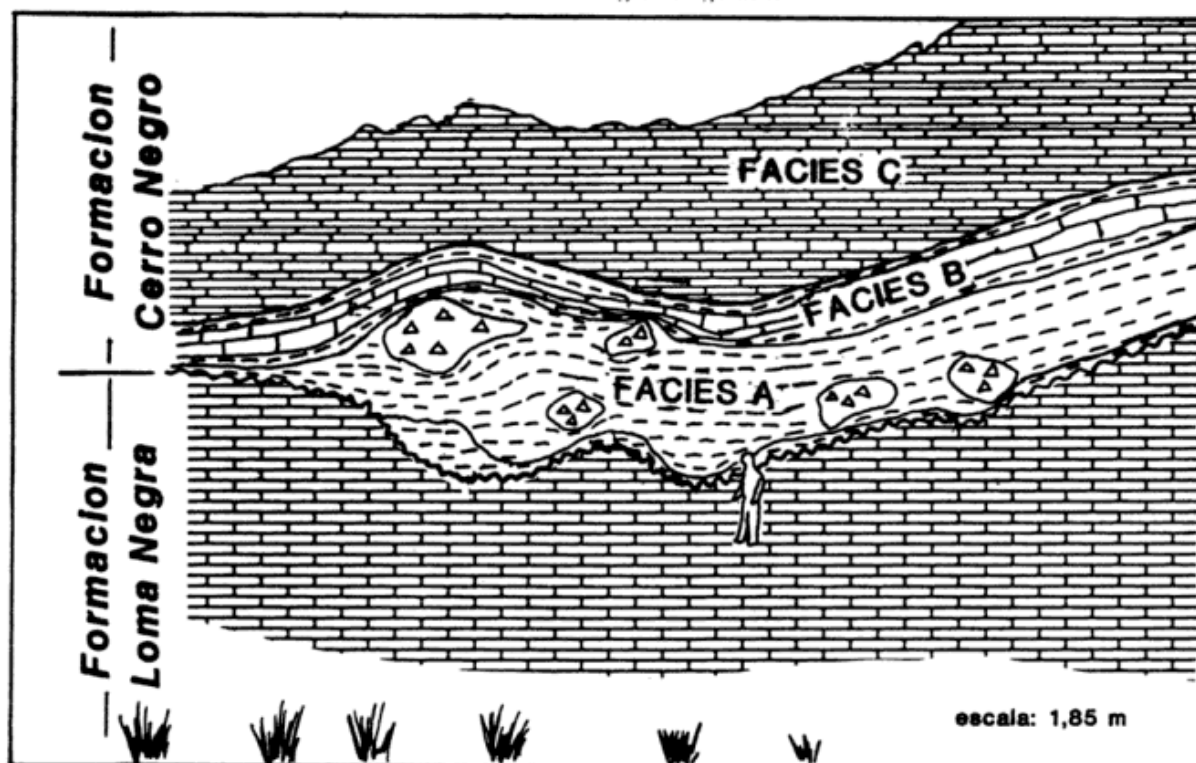


Figura 3: Aspecto de los afloramientos en la Cantera Loma Negra de las facies descriptas (ver figura humana para escala).

del nivel del mar, para exponer las rocas carbonáticas desde su ambiente de deposición al ambiente kárstico, 2) suficiente permeabilidad, usualmente en forma de fracturas, para acelerar el movimiento de las aguas hacia abajo y 3) un gradiente hidráulico significativo y buena descarga para asegurar el continuo movimiento de las aguas meteóricas (Le Grand and La Moreaux, entre otros, *vide* Buchbinder *et al.*, 1983).

La etapa I de sedimentación carbonática, no es tratada en detalle en este trabajo, ya que escapa a los objetivos del mismo y su análisis paleoambiental se encuentra desarrollado en la tesis doctoral de uno de los autores (Poiré, 1987). En ésta, se discute acerca de los distintos paleoambientes sedimentarios que dieron origen al Grupo Sierras Bayas, correspondiéndole a la Formación Loma Negra un medio sedimentario de rampa que evoluciona a plataforma carbonática.

Un descenso del nivel del mar (etapa II) provoca el retiro de las aguas marinas que cubren a estas calizas. Esta variación del nivel del mar, posiblemente está asociada a glaciaciones (Leanza y Hugo, *op. cit.*), dando así inicio a la etapa III, período que está caracterizado por la exposición subaérea del sustrato carbonático, quedando éste a la merced de los agentes atmosféricos. La falta de evaporitas en estos sedimentos calcáreos, hace suponer que el paleoclima imperante en ese momento era cálido y húmedo. Otro indicador climático es la presencia de depósitos de caliche, los que según James (1972)

indicarían condiciones alternantes de intensa lluvia y alta evaporación. Su ausencia en la sección aquí analizada, indicaría áreas húmedas con poca evaporación, donde predominan los procesos de disolución en las calizas expuestas (*cf.* Sweeting, 1972). Este autor puntualizó que actualmente la corrosión debida a las aguas meteóricas es mayor en las regiones húmedas.

Las precipitaciones pluviales y las aguas continentales que actúan sobre esta superficie expuesta, poseen un pH menor que el del agua marina. Por lo cual provocan la disolución de las calizas, fenómeno que es más intenso en la zona más cercana al continente (*cf.* Roglic y Lehmann, *vide* Maschatschek, 1969). Es de destacar que las aguas meteóricas y continentales en su camino al mar, drenan de manera irregular en un principio, para luego adoptar algún diseño de drenaje más armónico. Esto modifica la superficie, de manera tal que se labra un relieve irregular y se forma una planicie aluvional kárstica (Purdy, 1974). Como se verá más adelante, en el caso que estamos considerando, la planicie aluvional kárstica está desarrollada muy incipientemente.

En esta planicie se forman rasgos positivos atrazados en forma de plato invertido, que dejan taludes cuyas pendientes varían entre 35-50 grados. Estas terrazas kársticas configuran un elemento intermedio entre las torres kársticas de taludes de 60-90 grados y los conos kársticos de 30-40 grados. Cabe aclarar que en una plataforma carbonática, las

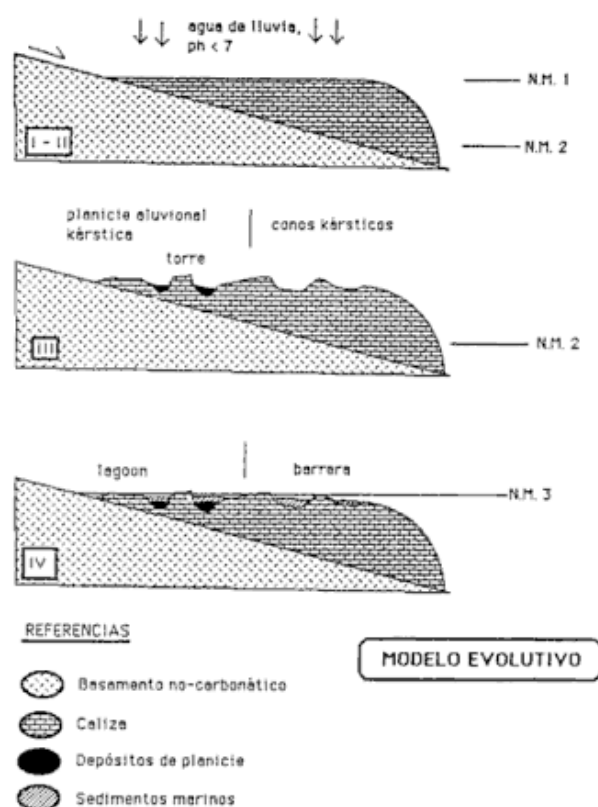


Figura 4: Etapas de la reconstrucción paleoambiental. (Modificado de Purdy, 1974).

torres se ubican cercanas al continente, mientras que los conos kársticos se encuentran hacia el borde de la plataforma (Purdy *op. cit.*). Posiblemente las terrazas kársticas tengan una disposición intermedia dentro de la plataforma y por su mayor similitud con las formas cónicas, estarían más cercanas al borde externo que a la costa.

Entre estas terrazas existen depresiones pandas, donde se desarrollan las facies de brechas de talud, fangolitas y "bochones" de ftanita. Las brechas de talud, son el producto de la caída de material detrítico proveniente de las partes superiores de las terrazas, cuando el agua meteórica socava la base de los taludes. Buchbinder *et al.* (1983), para depósitos caóticos de brechas en las cavidades kársticas, caracterizaron a éstas como "dolinas de colapso". Kerals (1988), hizo referencia a brechas de colapso en el Grupo Ellenburger (Ordovícico temprano) en Texas Oeste, en donde la superficie kárstica está directamente vinculada a un bajo nivel eustático del mar, que provocó un conducto acuífero kárstico en todo el territorio de Norteamérica.

Las fangolitas residuales que tapizan gran parte de la superficie de estas depresiones, pueden considerarse, por su naturaleza silicoclástica, que provienen del material silíceo muy fino contenido en

las rocas carbonáticas disueltas. Este residuo pasa a suspensión, para posteriormente depositarse en ambiente de aguas calmas, donde la energía es muy baja.

La presencia de estas pelitas con evidencias de deposición tranquila y la falta de sedimentos netamente fluviales, hacen pensar que el diseño de drenaje se encontraba en una etapa embrionaria. Cabría la posibilidad de que no hubiese grandes excesos de aguas de lluvia, por lo cual la mayor parte del agua caída tiende a quedarse en la plataforma y ocupa las partes deprimidas que se han formado por disolución, favorecida además por la escasa pendiente. En estas depresiones, se deposita el residuo silíceo en forma de fango arcilloso. Depósitos residuales de naturaleza similar son descritos por Buchbinder *et al.* (1983), pero en ese ejemplo se corresponden a arenas silicoclásticas provenientes de la disolución de las calizas, que tras ser lavadas son depositadas en las cavidades kársticas.

En lo que respecta a la ftanita, que se encuentra en forma de grandes bochones desarrollados paralelamente a la superficie discordante, surgen aquí las mismas dudas que a nivel mundial se han planteado para las ftanitas precámbricas. Desde nuestro punto de vista, las condiciones de pH y temperatura, hacen propicia la precipitación de estos geles silíceos, dado que a un pH menor de 7 y a temperatura ambiental, la solubilidad de la sílice amorfa es de 120 ppm (diagrama solubilidad vs. pH de la sílice). Tal como señaló Rutten (1957), la retirada del mar de una plataforma carbonática, favorece la desecación de geles silíceos con la consecuente formación penecontemporánea de ftanita, proceso que parece corresponder a la génesis de los depósitos de ftanita en cuestión.

La deshidratación de estos geles, involucra un pasaje de un estado de ópalo poroso a uno de calcedonia, acompañado de un fenómeno de brechación, que también se observa en nuestros depósitos. Tal efecto se desarrolla por una lenta desecación del exterior del gel, rotura de éste y sucesivos escapes del reservorio, aún en estado plástico, hacia afuera (*cf.* Fairbridge, 1967). No se deben descartar en este proceso, los fenómenos diagenéticos que facilitan el reemplazo de clastos carbonáticos que hayan sido englobados durante la precipitación de la sílice o de los sedimentos calcáreos que rodeaban al gel.

La etapa IV comienza concomitantemente con un ascenso del nivel del mar, el cual ingresa nuevamente sobre las calizas y de acuerdo a las estructuras sedimentarias que presentan los depósitos de las facies correspondientes a esta etapa (facies B y C), se infiere que el aporte sedimentario en una primera etapa, rellenó las depresiones de la plataforma, mostrando de acuerdo a esto, la facies B con estratificación plana y laminación, originadas por decan-

tación en cuerpos estancos donde no eran influenciados por las corrientes. Una vez colmatadas las depresiones comienza a actuar el oleaje sobre los sedimentos, generándose las estructuras ondulíticas que caracterizan a la facies C.

CONCLUSIONES

Se describe la sección basal de la Formación Cerro Negro, a la vez que se detalla el contacto con la formación infrayacente. Queda establecida de este modo una importante evidencia estratigráfica al considerar la naturaleza discordante de este contacto, que involucra un período de no-depositación y exposición de los sedimentos y el inicio de una nueva etapa en el relleno de la cuenca con la depositación de la Formación Cerro Negro.

Este contacto presenta la particularidad de ser erosivo debido al fenómeno de karstificación que tuvo lugar en una etapa de exposición de los sedimentos. Asociado al mismo se describen depósitos que presentan similitud con otros ejemplos mundiales. Además, dadas las características de estos depósitos, se infiere un clima húmedo para esta sección del Precámbrico de Tandilia.

Este fenómeno de karstificación tuvo lugar en una extensión regional, habiéndose descripto evidencias de disolución en las calizas de la Formación Loma Negra, en la zona de Barker (Cantera El Infierno y Cantera Loma Negra).

AGRADECIMIENTOS

Los autores quieren expresar su reconocimiento al CONICET y a la CIC, que prestaron apoyo económico a la realización de las tareas de campaña, como así también a la empresa Loma Negra C.I.A.S.A. y su Gerencia de Minería. Al alumno O. Oppizzi, por su colaboración en las labores de campo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- AMOS, A. J., B. J. QUARTINO y R. A. ZARDINI, 1971. *El Grupo "La Tinta" Provincia de Buenos Aires, Argentina). Paleozoico o Precámbrico?* *Annals do XXV Cong. Bras. de Geol.*, 211-221, San Pablo.
- ANGELELLI, V., J. VILLA y J. SURIANO, 1973. *Recursos Minerales y rocas de Aplicación de la Provincia de Buenos Aires.* *Anales Lemit*, 2, MOP, Buenos Aires.
- BARRIO, C. A., D. G. POIRE y A. M. IÑIGUEZ, 1985. *Litología de la sección basal de la Formación Cerro Negro y su discordancia con la Formación Sierras Bayas, Olavarría, Provincia de Buenos Aires.* I Jorn. Geol. Bonaer., Tandil, Nov. 1985, Res., Public. CIC: 113, La Plata.

BONHOMME, M. y C. CINGOLANI, 1980. *Mineralogía y Geocronología Rb-Sr y K-Ar de las fracciones finas de la Formación La Tinta. Provincia de Buenos Aires.* *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, XXXV (4): 519-538.

BUCHBINDER, B., M. MAGARITZ y L. G. BUCHBINDER, 1983. *Turonian to Neogene paleokarst in Israel.* *Journ. of Sed. Petrol.*, 43: 329-350.

CINGOLANI, C. A. y R. RAUSCHER, 1985. *Datos geocronológicos y micropaleontológicos de las sedimentitas del Grupo La Tinta de Villa Caciue, partido de Juárez, provincia de Buenos Aires.* I Jorn. Geol. Bonaerenses, Res., Public. C.I.C., 128, La Plata.

CUOMO, J. R., A. N. DEL MONACO y E. H. MARUCA, 1983. *Nuevos yacimientos subterráneos de caliza en el área de Olavarría. Provincia de Buenos Aires.* IIº Congr. Nac. Geol. Econ., Actas, 1: 219-231, San Juan.

DALLA SALDA, L., M. GUICHON y C. W. RAPELA, 1972. *Hallazgo de una brecha de talud en el techo de las calizas de Barker, provincia de Buenos Aires, República Argentina.* *A.M.P.S., Rev.*, 3 (3-4): 133.

_____ y A. M. IÑIGUEZ, 1979. *"La Tinta". Precámbrico y Paleozoico de la Provincia de Buenos Aires.* VIIº Congr. Geol. Arg., Neuquén, Actas, 4: 339-350.

D'ANGIOLA, M., 1983. *Estudio Geológico y Mineralógico de los depósitos de arcillas y calizas del extremo noroccidental de las Serranías de las Tres Lomas. Olavarría, Provincia de Buenos Aires.* *Fac. Cienc. Nat. y Museo de La Plata, Trabajo de Licenciatura*, inédito.

FAIRBRIDGE, R. W., 1967. *Phases of diagenesis and authigenesis.* En: Larsen, G. y G. V. Chilinger (Eds.) *Diagenesis in Sediments. Develop. in Sedim.* 8. Chapter 2: 19-90, Elsevier.

FRIEDMAN, G. M. y SANDERS, J. E., 1978. *Principles of Sedimentology.* Wiley and Sons, N.Y., 1-792.

IÑIGUEZ, A. M. y P. E. ZALBA, 1974. *Nuevo nivel de arcilitas en la zona de Cerro Negro. Partido de Olavarría. Provincia de Buenos Aires.* *Lemit, Anales, Serie II*, 264: 95-100.

JAANUSSON, V., 1961. *Discontinuity surfaces in limestones.* *Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala*, 40: 221-241.

JAMES, N. P., 1972. *Holocene and Pleistocene calcareous crust (caliche) profiles: Criteria for subaerial exposure.* *Journ. of Sedim. Petrol.*, 42: 817-836.

JENNINGS, J. N., 1971. *Karst.* Boston, M. A., M. I. T.

KERANS, C., 1988. *Karst-Controlled Reservoir Heterogeneity in Ellenburger Group Carbonates of West Texas.* *Amer. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.*, 72 (10): 1160-1183.

LEANZA, H. A. y C. A. HUGO, 1987. *Descubrimiento de fosforitas sedimentarias en el Proterozoico Superior de Tandilia, Buenos Aires, Argentina.* *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, XLII (3-4): 417-428.

- MARCHESE, H. y E. DI PAOLA, 1975. *Miogeosin-clinal Tandil*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXX (2): 161-179.
- MASCHATSCHKEK, F., 1969. *Geomorphology*, 9th. edition translated by D. J. Davis. Edinburgh, Scotland, Oliver and Boyd, 1-212.
- POIRE, D. G., 1987. *Mineralogía y Sedimentología de la Formación Sierras Bayas en el núcleo septentrional de las sierras homónimas, Olavarría, Provincia de Buenos Aires*. Fac. Cs. Nat. y Mus. de la Plata, Tesis Doctoral, (Inéd.), 1-494.
- _____ y A. M. IÑIGUEZ, 1984. *Miembro Psamopelitas de la Formación Sierras Bayas, Partido de Olavarría, Provincia de Buenos Aires*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXIX (3-4): 276-283.
- _____, A. DEL VALLE y G. S. REGALIA, 1984. *Trazas fósiles en cuarcitas de la Formación Sierras Bayas (Precámbrico) y su comparación con las de la Formación Balcarce (Cambro-Ordovícico), Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires*. IXº Congr. Geol. Arg., Actas, IV: 249-266.
- PURDY, E. G., 1974. Reef configurations: Cause and Effect. Reef in time and space. L. Laporte (Ed.) *Soc. of Econ. Paleont. and Miner.*, Spec. Publ., 18: 9-76.
- REINECK, H. y I. SINGH, 1975. *Depositional Sedimentary Environments*. N. Y. Springer Verlag, 1-439.
- RUTTEN, M. G., 1957. *Remarks on the genesis of the flints*. Am. Journ. of Sciences, 255: 432-439.
- SPALLETTI, L. A., 1980. *Paleoambientes Sedimentarios en secuencias silicoclásticas*. Asoc. Geol. Arg., Serie B Didáctica y Complementaria, 8, Buenos Aires.
- _____ y M. M. MAZZONI, 1975. *Nuevo ordenamiento y significado de psefitas intraformacionales*. Asoc. Geol. Arg. de Min. y Petrol. y Sedim., Rev., VI (1-2): 1-10.
- SWEETING, M. M., 1972. *Karst Landforms*. Macmillan, New York, 1-362.
- WEISS, M. P., 1958. *Corrosion zones: a modified hypothesis of their origin*. Journ. of Sedim. Petrol., 28: 486-489.
- WRIGHT, V. P., 1981. *The recognition and interpretation of paleokarsts: two examples from the lower Carboniferous of South Wales*. Journ. of Sed. Petrol., 52 (1): 83-94.
- ZALBA, P. E., 1979. *Clay deposits of Las Aguilas formation, Barker, Buenos Aires Province, Argentina*. Clays and Clays Minerals, 27 (6): 433-439.
- _____, 1981. *Nuevo nivel de arcilitas sobre las calizas de la zona de Barker, Provincia de Buenos Aires*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVI (1): 99-102.

Recibido: 7 de marzo, 1989.

Aceptado: 29 de julio, 1991.

CLAUDIO A. BARRIO
DANIEL G. POIRE
ADRIAN M. IÑIGUEZ

Centro de Investigaciones Geológicas
Calle 1 Nº 644, La Plata
UNLP, CONICET, CIC

PALEOMAGNETISMO DE SEDIMENTOS GLACILACUSTRES DEL PLEISTOCENO TARDIO EN RIO CORINTOS, PROVINCIA DEL CHUBUT

Luis A. Beraza

RESUMEN: Se presentan datos paleomagnéticos de una secuencia glacialacustre del Pleistoceno tardío, de 78 m de espesor y que comprende aproximadamente 1.200 varves, aflorante en río Corintos, Chubut (43°10'S; 71°15'O). Aunque se carece de datos de edades absolutas, se cree que la columna várvida fue depositada en un lapso comprendido entre los 20.000-13.000 años AP.

Los valores de magnetización remanente (MR) se mostraron fuertes y estables. La magnetita fue identificada como el mineral portador de la MR. La susceptibilidad e intensidad magnética registraron variaciones según la granulometría. Los valores direccionales de la MR oscilaron entre 30°O y 15°E para la declinación (D) y entre -8° y -56° para la inclinación (I), deriva que es debida a las variaciones seculares del campo geomagnético. Los valores de D e I, suavizados y en una escala que considera un varve = un año, se presentan en curvas separadas. Los polos geomagnéticos virtuales resultantes exhiben un camino de sentido 100 % de rotación horaria, derivando por el norte de Canadá. Una probable correlación con varves de Lago Buenos Aires es discutida.

ABSTRACT: Paleomagnetic data from a late Pleistocene glacialacustrine sequence are presented. The 78 m thick sequence are exposed at rio Corintos, Chubut (43°10'S, 71°15'O) and it span approximately 1,200 varves. Absolute age data are not available but they are thought to have been deposited between 20,000 and 13,000 years BP.

The samples showed strong and stable values of remanent magnetization (RM). Magnetite was identified as the magnetization carrier mineral. Magnetic susceptibility and intensity recorded expected variations according to grain size. Recorded declination (D) values oscillated from 30 W to 15 E; inclination (I) values did from -8 to -56. This shift can be imputed to the secular variation (SV) of the geomagnetic field. D and I values were smoothed using a stratigraphic window which cover 40 varves. Assuming that one varve implies that one year has passed, the SV curve can be represented against a scale -time which span approximately 1,200 years. Virtual geomagnetic poles (VGP) path showed 100 % clockwise motion, shifting about northern Canada. A probable correlation with late pleistocenic varves from Lago Buenos Aires is discussed.

INTRODUCCION

El hielo continental alcanzó un importante desarrollo en la Patagonia occidental durante el Pleistoceno. Las geoformas glaciales remanentes, erosionales o deposicionales, han sido fuente de información de clásicos trabajos entre los que pueden destacarse los de Caldenius (1932), Auer (1956), Flint y Fidalgo (1963; 1968), Polanski (1965), Mercer (1976). Dentro de las geoformas deposicionales, los sedimentos glacialacustres son característicos componentes del drift glacial estratificado. Generalmente, el registro geológico de estos lagos de la época de los hielos está conformado por sedimentos rítmicamente depositados en los cuales el tiempo implicado por el ritmo es un año. Varve es el término usualmente utilizado para denominar esta sedimentación estacional la cual es la portadora de la información paleomagnética que es presentada en este trabajo.

La ritmicidad anual propia de estos sedimentos le otorga a los varvers condiciones particularmente buenas para el estudio del campo magnético te-

rrestre (CMT). El registro que se obtiene del campo geomagnético puede ser, si las características del muestreo lo posibilitan, de una notable e inusual densidad. A esta característica se le adicionan condiciones de sedimentación, propia de varves y de otros depósitos de fondo de lago, que le permiten un buen registro del CMT de ese momento en la forma de una magnetización remanente deposicional (MRD).

Esta periodicidad de los varves permite la obtención de un registro de las variaciones seculares (VS) del CMT. La VS del CMT es consecuencia de variaciones en las fuentes del campo geomagnético dipolar principal y del campo geomagnético nodipolar. Es generalmente asumido que el campo geomagnético nodipolar tiene sus fuentes en la interfase núcleo externo-manto, por lo que su entendimiento adquiere singular importancia en el conocimiento de las ciencias de la Tierra.

La VS del campo geomagnético ha sido estudiada a partir de datos de observatorio en los últimos cuatro siglos. Más atrás en el tiempo los datos de VS son obtenidos de sitios arqueológicos mediante

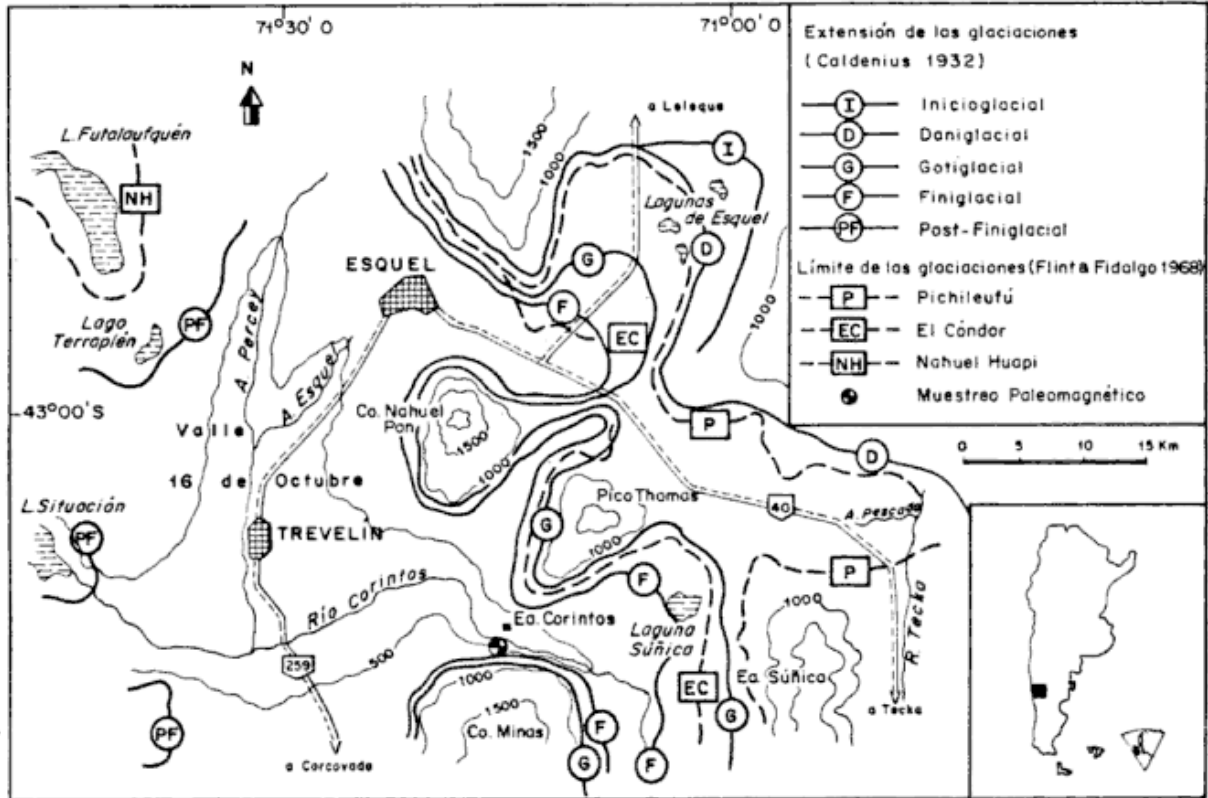


Figura 1: Localización de río Corintós y del sitio donde se efectuó el muestreo paleomagnético. Se muestran los alcances de las glaciaciones del Pleistoceno tardío según Caldenius (1932) y Flint y Fidalgo (1968).

el arqueomagnetismo de piezas cocinadas o de paredes de hornos y de sedimentos de fondo de lago o lavas del Holoceno. La VS registrada a partir de lagos holocénicos ha sido principalmente obtenida en Europa y Norteamérica (Creer *et al.* 1976; 1980; 1981; Turner y Thompson 1981; Creer y Tucholka 1982a; 1982b; 1983). Recientemente, Creer *et al.* (1986) extendieron el registro de VS al Wurm tardío. En el hemisferio sur la VS holocénica ha sido estudiada a partir de registros obtenidos en sedimentos de fondo de lago (Barton y McElhinny 1981; Creer *et al.* 1983; Sinito *et al.* 1985; Constable y McElhinny 1985).

Este estudio extiende el conocimiento de la VS en el hemisferio sur al Pleistoceno tardío mediante el análisis del magnetismo remanente primario (MRP) registrado en varves. Los datos de VS fueron obtenidos de una columna de varves la cual comprende aproximadamente 1.200 años. El método empleado para el muestreo proporciona ventajas tales como la ausencia de errores de orientación y el prácticamente nulo daño físico en la estructura del sedimento. Los procesos naturales de suavizado de la señal geomagnética debido a efectos posdeposicionales se ven minimizados debido a la muy alta tasa de sedimentación propia de los varves.

El trabajo aquí presentado persigue dos objetivos que pueden ser resumidos en: i) el registro de una detallada VS del campo geomagnético para el

Pleistoceno tardío y ii) la obtención de un patrón paleomagnético el cual pueda ser usado como elemento de ensamble para la correlación entre depósitos de lagos glaciales pleistocénicos de Patagonia.

En la figura 1 se muestra el sitio donde fue efectuado el muestreo paleomagnético, ubicado en la margen izquierda del río Corintós, frente a la estancia del mismo nombre ($43^{\circ}10'S$; $71^{\circ}15'O$). Como se puede apreciar, esta columna várvida ha sido asignada al Finiglacial por Caldenius (1932) y a la Glaciación El Cóndor por parte de Flint y Fidalgo (1968), lo que interrumpe la equivalencia Finiglacial-Nahuel Huapi y Gotiglacial-El Cóndor establecida para la mayoría de las áreas estudiadas por Flint y Fidalgo. No obstante ambos trabajos coinciden en que los varves están asociados a las morenas que fueron depositadas durante el penúltimo avance del hielo, ya que un posterior avance se ve registrado en las morenas de la Laguna Terraplén, 40 km al oeste de Río Corintós.

ESTUDIOS DE LAS GLACIACIONES DEL PLEISTOCENO TARDÍO EN PATAGONIA

Caldenius (1932) llevó a cabo el primer estudio sistemático de los cinturones morénicos en la Patagonia realizando un mapeo que aún hoy tiene cierta vigencia. Su objetivo era, en realidad, la obtención de una geocronología del Pleistoceno tardío

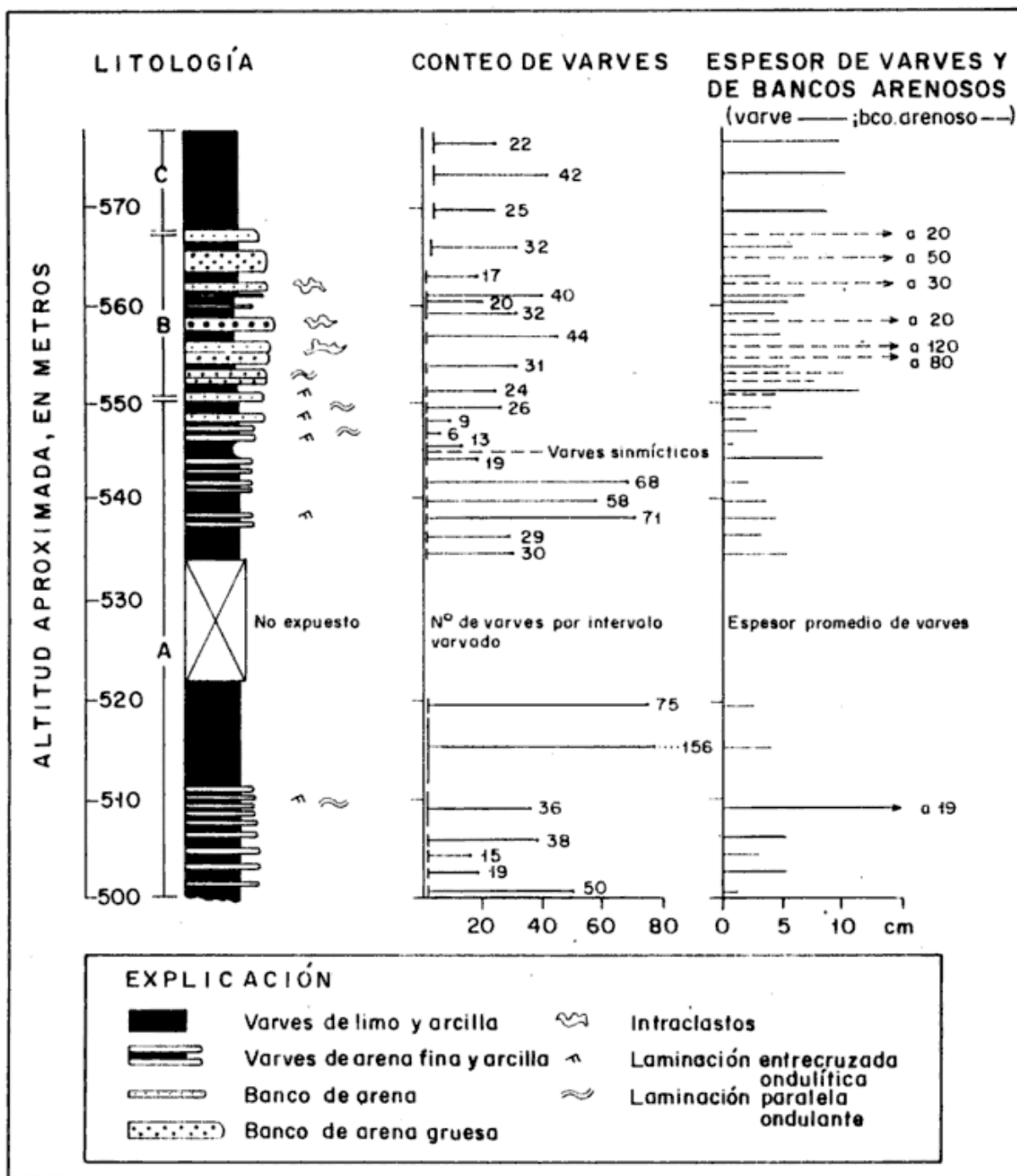


Figura 2: Facies litológicas; espesor promedio de los varves y número de varves por cada nivel diferenciable.

mediante el conteo de varves tratando de correlacionar las glaciaciones ocurridas en Escandinavia con las de Patagonia. De esta manera, Cladenius identificó y dató en Patagonia, de acuerdo a la Escala Geocronológica Sueca, los remanentes deposicionales de los tres últimos eventos glaciales. Así estableció para la Patagonia tres etapas de avance glaciario similares a lo acontecido en Escandinavia durante el Weichseliano, a las que denominó: 1) Daniglacial (20.000 años AP), 2) Gotiglacial (13.000 años AP) y Finiglacial (10.000 años AP). Las morenas más externas, las cuales representarían un

evento glacial anterior, no reconocido en Escandinavia y de edad pre-Weichseliano tardío, Caldenius las llamó Inicialglacial.

Flint y Fidalgo (1963; 1968) realizaron estudios en las zonas de Bariloche y Esquel, donde reconsideraron la terminología utilizada por Caldenius (1932) y modificaron las edades de los eventos, aunque aceptaron sin modificaciones sustanciales el esquema de glaciaciones y el mapeo propuesto por Caldenius. Flint y Fidalgo (1963) identificaron los diferentes drifts glaciales depositados durante tres eventos separados en el tiempo y los nombraron, en

orden decreciente de edad, 1) Drift Pichileufú, 2) Drift El Cóndor y 3) Drift Nahuel Huapi. En el trabajo de 1968, ellos propusieron que el último evento glacial alcanzó su mayor desarrollo hace aproximadamente 25.000 años, durante el período asimilable al Wisconsin de Norte América. Además, Flint y Fidalgo (1968) sugirieron la posibilidad que el drift más antiguo (Pichileufú) haya sido depositado en el pre-Wisconsin.

Estudios paleomagnéticos en depósitos glaciégenos de Patagonia fueron llevados a cabo por Mercer (1976), Kodama *et al.* (1986) y Sylwan (1987a; 1987b). Ellos contribuyeron a resolver distintos problemas, todos de particular interés.

Mercer (1976) obtuvo datos de edades por magnetoestratigrafía y radiometría de las glaciaciones más antiguas de Patagonia en las cercanías de Lago Argentino. Así, él proporcionó edades a la primera glaciación en Patagonia (3,5 Ma) y a la glaciación más extensa (1,2 a 1 Ma). También realizó trabajos en la zona de los lagos de Chile (40°S a 41°30'S) cuyos resultados son comentados en forma breve pues representan valiosa información sobre el comportamiento de los hielos al otro lado de los Andes en, aproximadamente, la misma latitud que Bariloche. Ante la ausencia de edades absolutas en este lado de la cordillera, los datos de Mercer cobran una significativa importancia. Mercer (*op. cit.*) reconoció en las proximidades de Puerto Montt cuatro frentes de morenas terminales a los que denominó, en orden decreciente de edad, Río Frío, Colegual, Casma y Llanquihue. Mediante radiometría, Mercer obtuvo edades sólo para el drift más moderno (Llanquihue) depositado durante una edad Llanquihue (Heusser, 1974 *en* Mercer, 1979) en tres etapas de avance (aproximadamente a los 56.000, 19.500 y 13.000 años AP respectivamente). Mercer sugirió, además, que los drifts Casma y Colegual pudieron haber sido depositados durante una misma glaciación no datada aún y que el drift Río Frío, el más antiguo, probablemente haya sido depositado hace 1,2-1 Ma durante la máxima glaciación anteriormente mencionada.

Kodama *et al.* (1986) analizaron datos paleomagnéticos que obtuvieron en sedimentos glacialacustres pertenecientes al Drift Pichileufú en las cercanías de Bariloche. Ellos sugirieron la posibilidad que el Drift Pichileufú haya sido depositado en un momento de inversión del campo magnético debido a las bajas inclinaciones registradas, tal vez la transición Matuyama-Brunhes o algunos de los eventos Biwa o Emperor, lo que otorgaría una edad pre-Illinois al Drift Pichileufú.

Sylwan (1987b) presentó datos paleomagnéticos de sedimentos várvidos de Lago Buenos Aires, pertenecientes al drift del último evento glacial que fue llamado, como ya se dijo, Finiglacial por Caldenius

(1932) y al que luego Fidalgo y Riggi (1965) denominaron Drift Buenos Aires. Sylwan (*op. cit.*) obtuvo edades entre 12.840 ± 130 y 14.065 ± 345 años por medio de C^{14} en concreciones carbonáticas. Sobre estos datos obtenidos por Sylwan se volverá en párrafos posteriores debido a la correspondencia estratigráfica con los que son presentados en este trabajo.

DESCRIPCION DE LA SECUENCIA GLACILACUSTRE

La sección estudiada fue integrada a partir de tres afloramientos distantes entre sí no más de 100 m, en las cercanías de la estancia Falco, sobre la margen izquierda del río Corintos. Estos afloramientos pueden asociarse geográficamente al que Caldenius (1932) estudió y al cual dio el nombre de Perfil 9.

Los sedimentos glacialacustres analizados aquí conforman una secuencia de 78 m en la cual se pueden separar en forma grosera tres facies litológicas. Estas se hallan bien definidas por el tipo de ritmitas, el tamaño de grano y las estructuras sedimentarias presentes. Las facies litológicas, el conteo de varves y el grosor de los varves se presentan sumariados en la figura 2.

La secuencia comienza con depósitos típicamente varvados de un espesor aproximado de 50 m (facies A en figura 2). Limo y arcilla se encuentran rítmicamente depositados de acuerdo a la energía dominante del medio. En verano, cuando las condiciones climatológicas son favorables para permitir la fusión parcial del glaciar, el limo es depositado en el lago. En invierno, bajo condiciones climatológicas severas, la arcilla se asienta lentamente en el fondo del cuerpo de agua. Esta ritmicidad limo/arcilla se encuentra periódicamente modificada por la presencia de delgados niveles de arena fina a mediana. La parte superior de esta sección finaliza con un leve incremento en la densidad de estos niveles arenosos. De esta manera, hay un paso transicional hacia la facies inmediatamente superior.

Los principales caracteres de la facies B son la presencia de gruesos bancos arenosos los cuales alternan con varves de limo y arcilla. El espesor de los bancos de arena abarca desde 5 cm hasta 1,20 m. En la base de estos niveles arenosos es frecuente la presencia de intraclastos de niveles arcillosos, los cuales fueron arrancados de varves subyacentes. Los bancos arenosos de espesor medio, entre 5 y 20 cm, muestran por lo general una laminación entrecruzada ondulítica. Algunos bancos arenosos exhiben una grosera gradación normal. Niveles de varves de limo y arcilla aparecen alternando entre los bancos arenosos. La mayoría de estos varves muestra una suave laminación paralela ondulante. El es-

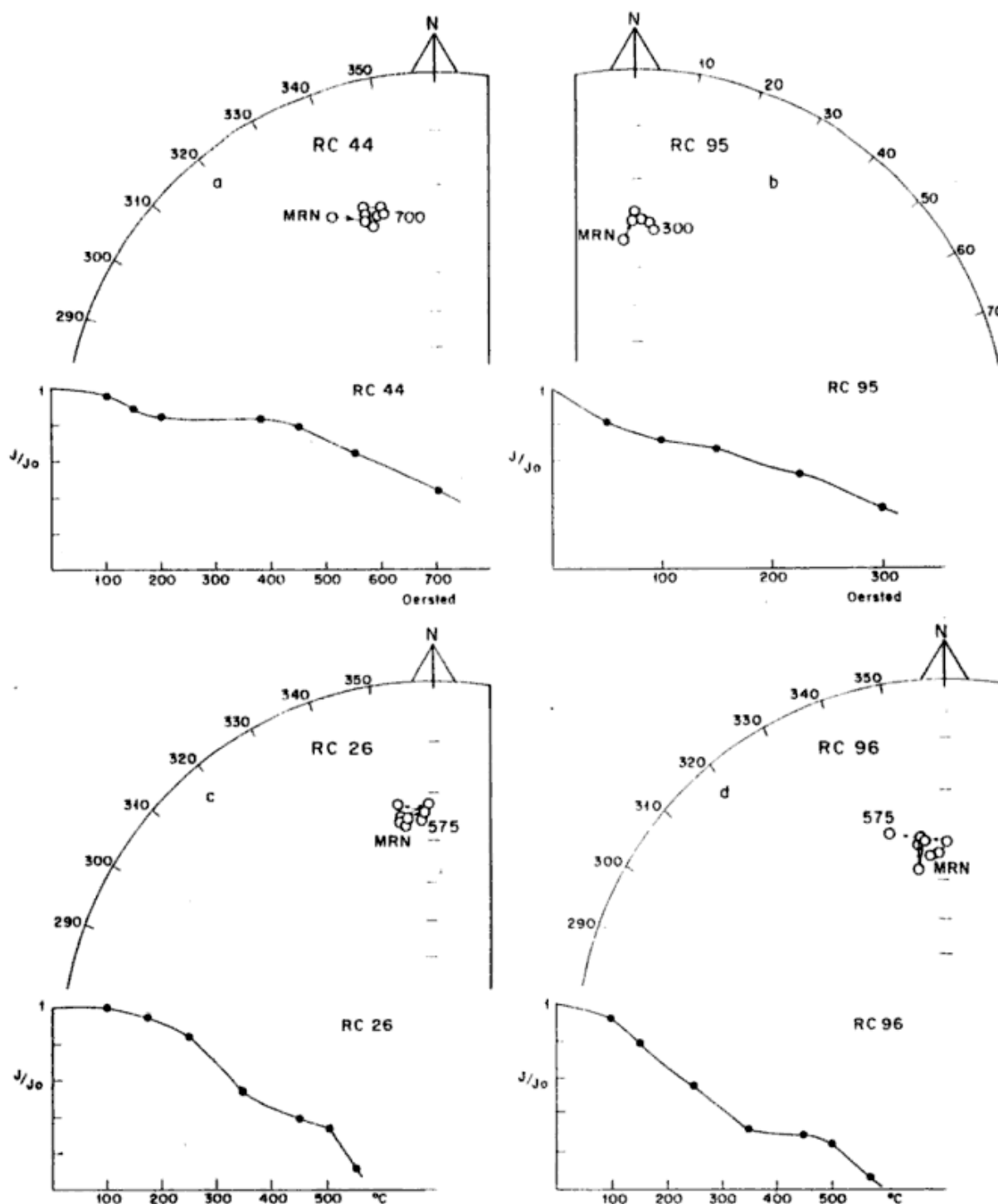


Figura 3: Gráficos de desmagnetización para algunas muestras piloto sometidas a campos alternos decrecientes (a y b) y a altas temperaturas (c y d). a) RC 44, arcilla, con etapas de desmagnetización de 100, 150, 200, 375, 450, 550 y 700 oersted; b) RC 95, arena fina, con etapas de desmagnetización de 50, 100, 150, 225 y 300 oersted; c) RC 26, arcilla y d) RC 96, arena fina, ambas con etapas de desmagnetización de 100, 150, 250, 350, 450, 500 oersted y 575° C.

pesor de la facies B fue estimado en aproximadamente 18 m.

La secuencia finaliza con 10 m de ritmitas en donde predominan las arcillas sobre los limos (facies C).

Fueron contados aproximadamente 1089 varves. En la facies A el conteo pudo realizarse sin compli-

caciones debido a que la ritmicidad anual de los varves se encuentra bien definida. En la facies B la presencia de gruesos bancos arenosos, depositados durante periódicas inundaciones del canal alimentador, modifica el esquema anual de los varves. En la facies C, el conteo de varves se torna dificultoso donde las arcillas aparecen sin alternancia de limos.

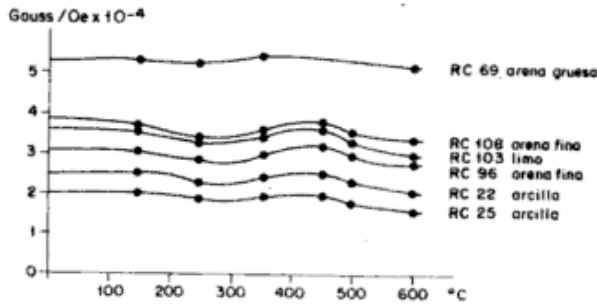


Figura 4: Valores de susceptibilidad magnética luego de cada etapa de lavado. Se puede apreciar que no se registran cambios en la susceptibilidad en las muestras sometidas a desmagnetización por altas temperaturas.

MUESTREO Y MEDICIONES PALEOMAGNETICAS

El muestreo paleomagnético fue llevado a cabo siguiendo las mismas técnicas y precauciones que son de uso corriente para este tipo de estudios (Nabel y Valencio, 1981). Dos tercios de un total de 127 muestras fueron colectadas en cilindros de PVC. El tercio restante fue colectado en cilindros de bronce.

La intensidad y direcciones del magnetismo remanente natural (MRN) de las muestras fueron medidas usando un magnetómetro de tipo rotativo puente de flujo de baja velocidad (Vilas, 1979). Las medidas de susceptibilidad magnética fueron realizadas por medio de un susceptibilímetro de bobina doble tipo RMSM III fabricado en el Tata Institute, Bombay. Las muestras piloto fueron seleccionadas de manera tal que los procesos de mediciones y lavados magnéticos afecten a todas las granulometrías presentes en la columna litológica. Las colectadas en cilindros de PVC fueron desmagnetizadas por medio de la aplicación de campos magnéticos altrenos decrecientes. La estabilidad del magnetismo remanente (MR) fue analizada en etapas sucesivas de 50, 100, 150, 175, 225, y 300 oersted para muestras de arenas. En las mismas etapas y en otras de 375, 450, 550 y 700 oersted fueron analizadas muestras de naturaleza limosa y arcillosa. Las muestras piloto obtenidas en cilindros de bronce fueron lavados magnéticamente mediante procesos de altas temperaturas en etapas sucesivas de 100, 150, 250, 350, 450, 500 y 575°C (figura 3).

En ambos tipos de lavados magnéticos las muestras se comportaron con valores estables de MRN

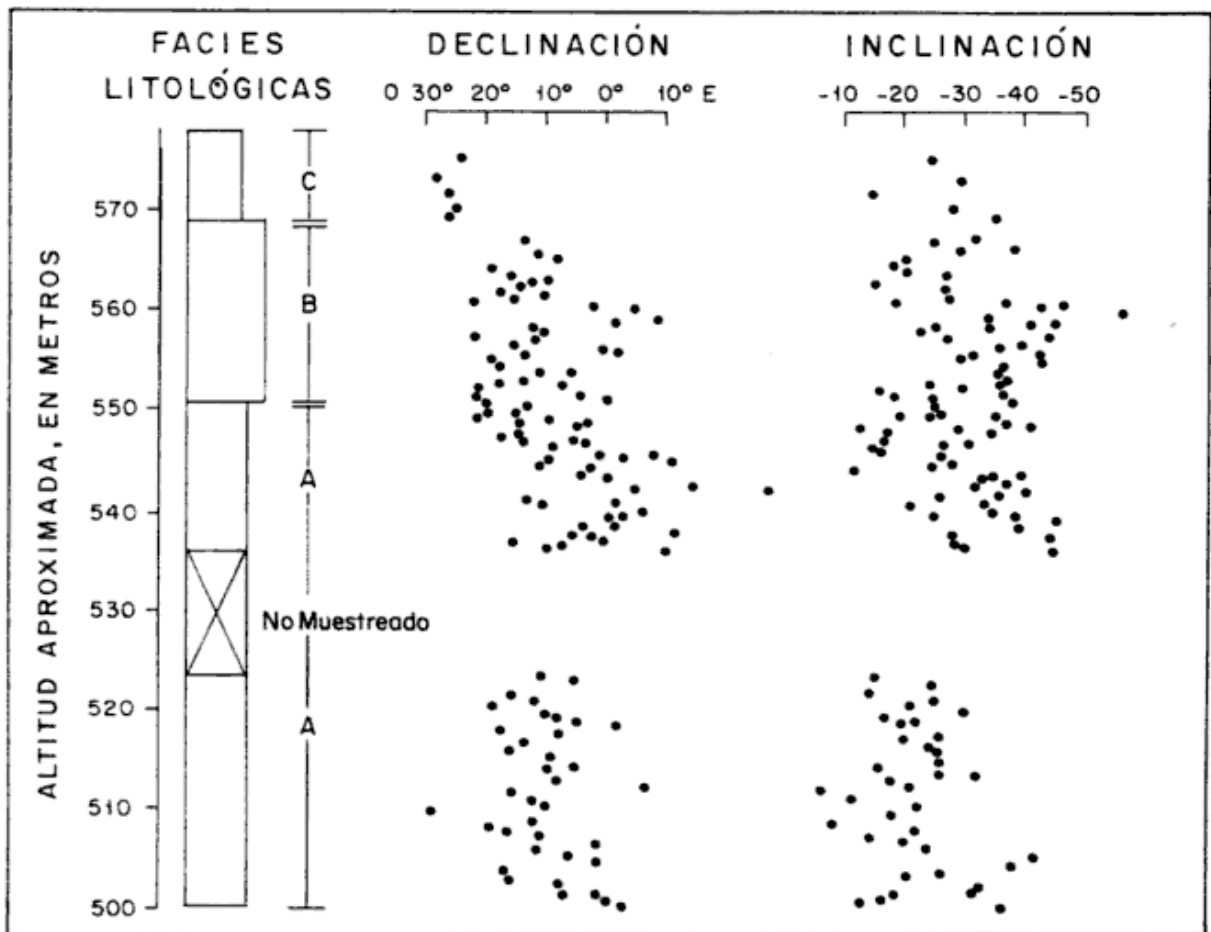


Figura 5: Representación de los datos direccionales (D e I) de la magnetización remanente estable de las diferentes muestras junto a la columna litológica.

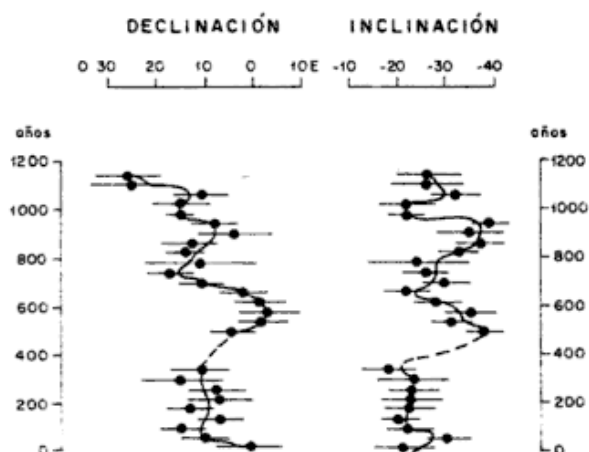


Figura 6: Representación de la magnetización remanente estable, luego de un proceso de suavizado utilizando una ventana estratigráfica de 40 varves, contra una escala de tiempo obtenida del conteo de los varves. Cada valor suavizado se representa con su correspondiente barra de error. También se representa la curva de variación secular.

y no se observaron cambios direccionales de importancia. En algunas muestras, principalmente en aquellas de naturaleza arenosa fue removida una débil magnetización de tipo viscosa.

Susceptibilidad e intensidad

El registro de susceptibilidad magnética exhibió variaciones de acuerdo al tamaño de grano. Mediciones en la susceptibilidad revelaron, además, que no se produjeron cambios mineralógicos en las muestras que fueron sometidas a lavados magnéticos por altas temperaturas (figura 4).

En el registro de intensidades también se apreciaron valores variables de acuerdo al tamaño de grano. Ellos oscilaron entre 7×10^{-5} emu para muestras arenosas y $1,1 \times 10^{-3}$ emu para muestras arcillosas. Los valores de intensidad para muestras de limo y arena fina exhibieron variaciones entre 6×10^{-4} emu y 3×10^{-4} emu. La observación del gráfico de caída de intensidades relativas en las muestras sometidas a lavados por altas temperaturas permitió la identificación de la magnetita como principal mineral portador de la magnetización.

Datos direccionales

El muestreo paleomagnético fue programado para obtener una muestra cada 7 ó 10 varves. Asumiendo que la presencia de un varve implica que un año ha transcurrido, el objetivo del muestreo era la obtención de información paleomagnética para períodos no mayores de 10 años. De esta manera, la VS registrada exhibirá datos del comportamiento del campo geomagnético para períodos cortos.

El promedio de estos períodos que resultó, fue estimado en 8,5 varves por cada dato puntual.

Los valores de las componentes direccionales del campo geomagnético que fueron registrados han sido representados por separado junto al esquema de facies litológicas de acuerdo a su ubicación en la columna (figura 5). La declinación (D) y la inclinación (I) se encuentran conformando un aparentemente confuso racimo de puntos. Una más detallada observación de la D e I permite distinguir alguna tendencia en ambas representaciones.

Los valores de D coinciden con los esperados. Ellos oscilan desde 30° O a 15° E. Los datos de D correspondientes a la nominada facies B se encuentran peor definidos que los demás datos de D. Una probable explicación para esta característica es la presencia de estructuras de corriente en los niveles arenosos, los cuales son conspicuos componentes de la facies B.

Los valores de I muestran una polaridad normal de acuerdo a la Epoca Brunhes, aunque ellos registraron valores de I inferiores a los esperados de acuerdo a la latitud de río Corintos. Ellos oscilan desde -8° a -56° .

Curva de variación secular

Luego de haber representado los datos direccionales de cada nivel sedimentario correspondiente, el paso siguiente consistió en representar la VS en función del tiempo; en otras palabras, transformar la escala sedimentaria en una escala temporal relativa. Al mismo tiempo fue necesario llevar a cabo un proceso de suavizado para obtener una mejor lectura de los datos. Los datos puntuales de D e I de un intervalo finito fueron combinados para obtener un valor promedio. La ventana estratigráfica escogida para suavizar los datos puntuales fue aquella que cubría aproximadamente 40 varves. Así, cada grupo combinado de datos representa la VS promedio para una sección de 40 varves o, si se considera al varve como una ritmita depositada durante el transcurso de un año, la VS promedio para un período de 40 años.

Una sección de 12 m no pudo ser muestreada en la secuencia (figura 5). De acuerdo a observaciones de campo, esta sección puede ser considerada sedimentológicamente similar a lo que está tanto por arriba como por debajo. Si esto es asumido no han sido muestreados aproximadamente 150 varves. Luego, la secuencia total comprendería 1.240 varves aproximadamente, los cuales representan el paso del mismo número de años.

Los valores suavizados de D e I, incluyendo la barra de error calculada, han sido representados en la figura 6. Ellos muestran el comportamiento del campo geomagnético para un lapso de aproxi-

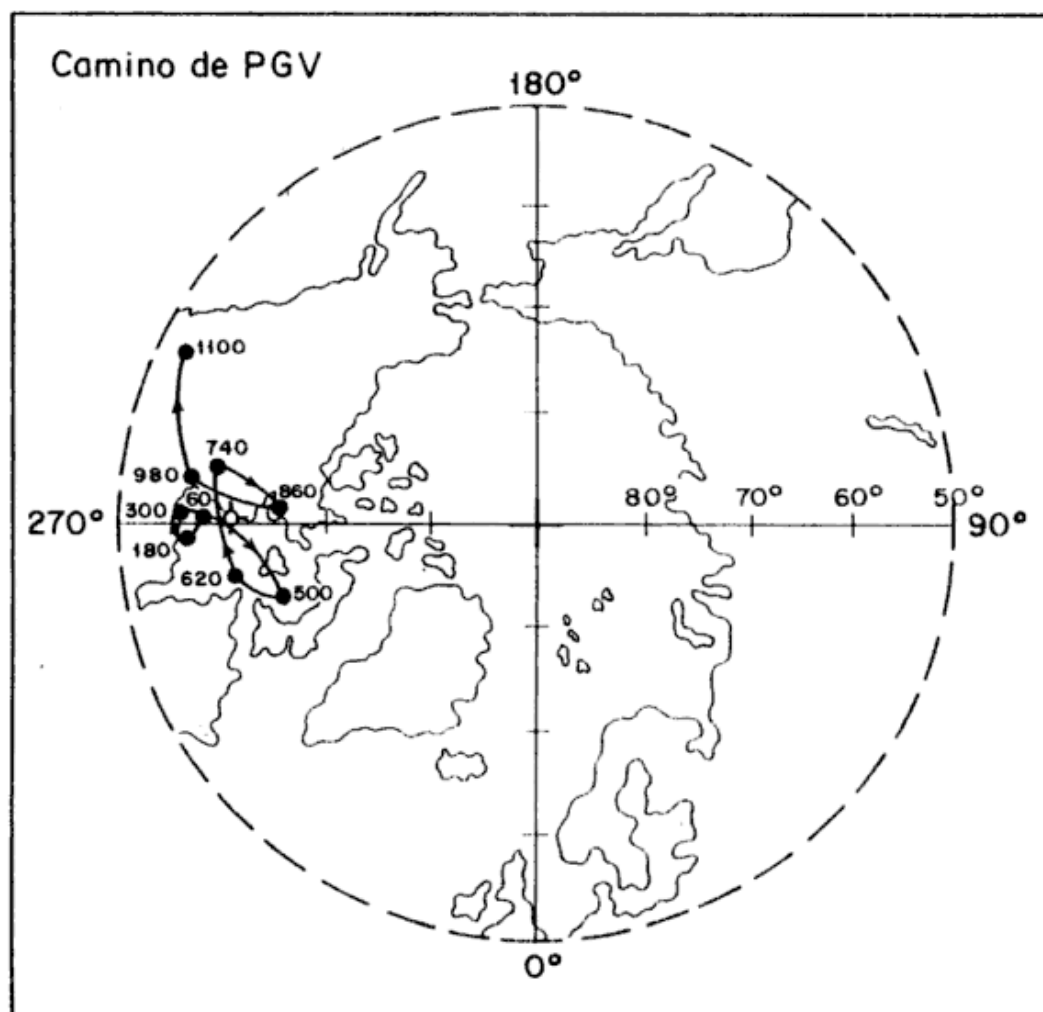


Figura 7: Camino de polos geomagnéticos virtuales (PGV) correspondiente para los valores promediados de variación secular utilizando una ventana estratigráfica que cubre 120 varves. Los valores de edades relativas de los correspondientes PGV son proporcionados en años. El símbolo \oplus representa el PGV obtenido a partir del valor de variación secular que surge del promedio de todos los datos direccionales.

madamente 1.200 años. Las amplitudes resultantes son, obviamente, más pequeñas que aquellas del gráfico de datos puntuales de VS. Los valores promediados oscilan entre 26°O y 3°E para la D y entre -18° y -39° para la I.

Camino de polos geomagnéticos virtuales

Un camino de polos geomagnéticos virtuales (PGV) ha sido establecido a partir del registro de VS (figura 7). El ploteo de los PGV facilita la comparación con datos de VS obtenidos en otros sitios a escala regional. El sentido del looping, la forma y la curvatura del camino de PGV pueden ser utilizados para este propósito. Aquí, los valores de PGV fueron obtenidos utilizando una ventana estratigráfica que cubre un período de 120 varves. De esta manera, los datos combinados de VS abarcan un período de 120 años. La deriva total de los PGV comprende 1.200 años aproximadamente.

Los PGV se localizan algo lejos del Polo Norte como resultado de las bajas inclinaciones obtenidas. Ellos se desplazan en las cercanías de la bahía de Hudson, en el norte de Canadá. El sentido del looping del camino de PGV es en un 100 % de rotación horaria. La forma de flor del camino y su aguda curvatura son otras características para retener. El centro de la "flor" coincide prácticamente con el PGV obtenido a partir del promedio de todas las D e I registradas. Alrededor de este centro, se pueden apreciar 3 (4?) "pétalos" de desigual tamaño.

DISCUSION

Una magnetización de polaridad normal, de acuerdo a la Epoca Brunhes, ha sido registrada en los varves de río Corintos. El registro de la VS mostró valores más bajos en inclinación que los esperados. La diferencia entre la I registrada y la I esperada fue de aproximadamente 30° si consideramos la que debiera corresponder a un campo geo-

magnético dipolar axial y geocéntrico; la diferencia fue de 12° con respecto al campo magnético actual. Los bajos valores en I que se han registrado en varves y sedimentos de fondo de lago han sido objeto de numerosos ensayos de laboratorio. La comparación de los resultados de laboratorio con datos paleomagnéticos de sedimentos recientes y datos arqueomagnéticos ha permitido comparar la eficacia de estas experiencias. La mayoría de ellas permitió establecer que las bajas inclinaciones son reales y que ellas no están relacionadas a la sedimentología de los depósitos de lago (entre otros: King, 1955; Griffins *et al.*, 1960; y Creer *et al.* 1972 en Valencio, 1980; Kodama *et al.*, 1986).

Un movimiento 100 % de sentido de rotación horaria de los PGV fue registrado en los varves de río Corintos. El sentido de rotación horaria de los PGV es usualmente asumido como una consecuencia de la deriva hacia el oeste de las fuentes del campo geomagnético no-dipolar, aunque aún existen opiniones controvertidas acerca de la relación entre la deriva de las fuentes y el sentido del movimiento de los PGV (Runcorn, 1956; Skiles, 1959; Dodson, 1979; en Creer y Tucholka, 1982 b).

Los datos de PGV obtenidos por Sylwan (1987a; 1987b) en Lago Buenos Aires (LBA), 375 km al sur del río Corintos (RC), pueden ser comparados con los datos de PGV presentados en esta contribución. Sylwan (1987 a) estableció dos centros de deriva de PGV a lo largo de la secuencia. El primero en tiempo lo localizó en Siberia; el correspondiente a la sección superior de la columna fue establecido en el noreste de Canadá -oeste de Groenlandia. Este último centro de PGV puede ser un elemento de comparación que permitiría la correlación con los varves de río Corintos tal como lo hiciera Caldenius (1932) con el método de conteo de varves.

La cronología del retiro de los hielos es un interesante problema el cual puede ser aclarado con los datos paleomagnéticos. La deriva de los centros de PGV de LBA ya ha sido mencionada. El centro de PGV de la sección superior de LBA coincide prácticamente con el único centro de PGV registrado en RC. Es asumido generalmente que la depositación en los lagos proglaciarios se produce cuando el glaciar está en su etapa de retroceso. Si la correlación entre los varves de RC y LBA es válida, la comparación entre el centro de LBA con el centro de RC puede ser usado para demostrar que el glaciar del Lago Buenos Aires comenzó su retroceso antes que el glaciar que ocupaba el actual valle del río Corintos.

CONCLUSIONES

Un registro detallado de VS ha sido obtenido de una secuencia de 78 m de sedimentos glacialustres

depositados durante un lapso de aproximadamente 1.200 años. Aunque no hay disponibilidad de datos de edades absolutas, los varves pueden haber sido depositados, si se consideran los datos aportados por Mercer (1976) para la región de los lagos de Chile, durante alguno de los dos avances de la glaciación del Llanquihue tardío, datados radiométricamente en 19.500 años AP el más antiguo y en 13.000 años AP el más reciente. Esta última edad se ve apoyada por las dataciones de Sylwan (1987b) a varves de LBA que se suponen, en primera instancia, correlacionables con los de RC. El camino de los PGV muestra un sentido 100 % de rotación horaria y ellos derivan por el norte de Canadá.

Los datos paleomagnéticos obtenidos aquí pueden ser utilizados para intentar una correlación interlagos. La correlación geológica entre lagos holocénicos de Europa usando registros de VS ha sido llevada a cabo con éxito y hasta ha sido posible extender la correlación a lagos holocénicos de Norte América (Creer y Tucholka, 1982a). La posibilidad de llevar a cabo correlaciones geológicas utilizando los mismos patrones paleomagnéticos entre registros de varves de diferentes lagos del Pleistoceno tardío de Patagonia es más limitada debido principalmente a: i) la carencia de edades absolutas y ii) el corto período comprendido por el registro de VS en la columna glacialustre (1.200 años aproximadamente). Es algo difícil de obtener valores de edad absoluta mediante C^{14} debido a las condiciones meteorológicas extremas que prevalecieron durante la depositación de los sedimentos de lago. No obstante, la aproximación que se pudo llevar a cabo entre los datos de LBA aportados por Sylwan y los de RC presentados aquí, mencionada en el párrafo anterior, permite abrigar expectativas. Estudios en ejecución de varves de Patagonia contribuirán a evaluar la efectividad de este método de correlación.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- AUER, V., 1956. *The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part I. The Ice and Interglacial Ages.* Ann. Acad. Sci. Fennicae, III Geologica-Geographica, 45, Helsinki.
- BARTON, C. E. y M. W. McELHINNY, 1981. *A 10,000 yr geomagnetic secular variation record for three Australian maars.* Geophys. J.R. Astr. Soc., 67: 465-485.
- CALDENIUS, C. C., 1932. *Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego.* Dir. Gral. de Minas y Geología. Bol. 95, Buenos Aires.
- CONSTABLE, C. G. y M. W. McELHINNY, 1985. *Holocene geomagnetic secular variation records from northeastern Australian lake sediments.* Geophys. J. R. Astr. Soc., 81: 103-120.

- CREER, K. M., T. W. ANDERSON y C. F. M. LEWIS, 1976. *Late Quaternary geomagnetic stratigraphy recorded in Lake Erie sediments*. Earth Planet. Sci. Lett., 31: 37-47.
- _____, T. W. HOGG, P. W. READMAN y C. REYNAUD, 1980. *Paleomagnetic secular variation curves extending back to 13,400 years BP recorded by sediments deposited in Lac de Joux, Switzerland*. J. Geophys., 48: 139-147.
- _____, P. W. READMAN y S. PAPAMARINO-POULOS, 1981. *Geomagnetic secular variation in Greece through the last 6,000 years obtained from lake sediments studies*. Geophys. J. R. Astr. Soc., 66: 193-219.
- _____, y P. TUCHOLKA, 1982a. *Secular variations as recorded in lake sediments: a discussion of N. American and European results*. Phil Trans. R. Soc. Lond. A., 306: 87-102.
- _____, y _____, 1982b. *Construction of type curves of geomagnetic secular variation for dating lake sediments from east-central North America*. Can. J. Earth Sci., 19: 1106-1115.
- _____, y _____, 1983. *On the current state of lake sediments paleomagnetic research*. Geophys. J. R. Astr. Soc., 74: 223-238.
- _____, D. A. VALENCIO, A. M. SINITO, P. TUCHOLKA y J. F. A. VILAS, 1983. *Geomagnetic secular variations 0-14,000 yr BP as recorded by lake sediments from Argentina*. Geophys. J. R. Astr. Soc., 74: 199-222.
- _____, G. SMITH, P. TUCHOLKA, E. BONIFAY, N. TOUVENY y E. TRUZE, 1986. *A preliminary paleomagnetic study of the Holocene and late Würmian sediments of Lac du Bouchet (Haute-Loire, France)*. Geophys. J. R. Astr. Soc., 86: 943-964.
- FIDALGO, F. y J. C. RIGGI, 1965. *Los rodados patagónicos en la meseta del Guenguel y alrededores (Santa Cruz)*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XX (3): 273-325.
- FLINT, R. F. y F. FIDALGO, 1963. *Geología glacial de la zona de borde entre los paralelos 39°10' y 41°20' de latitud sur en la Cordillera de los Andes, República Argentina*. Dir. Nac. Geol. y Min., Bol. 93, Buenos Aires.
- _____, y _____, 1968. *Drift glacial al este de los Andes entre Bariloche y Esquel*. Inst. Nac. Geol. y Min., Bol. 119, Buenos Aires.
- KODAMA, K. P., J. RABASSA, E. EVENSON y M. CLINCH, 1986. *Paleomagnetismo y edad relativa del Drift Pichileufú en su área tipo, San Carlos de Bariloche, Río Negro*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XLI (1-2): 165-178.
- MERCER, J. H., 1976. *Glacial history of southernmost South America*. Quaternary Research, 6: 125-166.
- NABEL, P. y D. A. VALENCIO, 1981. *La magnetoestratigrafía del Ensenadense de la ciudad de Buenos Aires: su significado geológico*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVI (1): 7-18.
- POLANSKI, J., 1965. *The maximum glaciation in the Argentine Cordillera*, International Studies on the Quaternary, H. E. Wright, jr. y D. Frey, eds. Geol. Soc. of America, Spec. Pap., 84, Boulder, Colorado.
- SINITO, A. M., D. A. VALENCIO y K. M. CREER, 1986. *Paleolimnología del área aldeaña a los lagos El Trébol, Moreno y Nahuel Huapi (Brazo Campanario), provincia de Río Negro*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XL (3-4): 211-224.
- SYLWAN, C., 1987 a. *Paleomagnetic record of a sequence of Late Glacial varves at Lago Buenos Aires, Patagonia, Argentina*. IAGA XIX Gen. Ass., abs. vol. 2: 473, Vancouver.
- _____, 1987b. *Annual paleomagnetic record from late glacial varves in Lago Buenos Aires Valley, Patagonia, Argentina*. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, 5: 181-196.
- TURNER, G. M. y R. THOMPSON, 1981. *Lake sediments record of the geomagnetic secular variation in Britain during Holocene times*. Geophys. J. R. Astr. Soc., 65: 703-725.
- VALENCIO, D. A., 1980. *El magnetismo de las rocas*. Eudeba, 1-351, Buenos Aires.
- VILAS, J. F. A., 1979. *El magnetómetro UBA 8 Hz y su aplicación en los estudios paleomagnéticos*. Univ. de Buenos Aires, Dep. Cs. Físicas, Tesis Doctoral, (inéd.).

Recibido: 10 de marzo, 1989.

Aceptado: 15 de mayo, 1991.

LUIS A. BERAZA

CONICET

Laboratorio de Paleomagnetismo
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA.
Pabellón II, Ciudad Universitaria
1428 Buenos Aires

COMPOSICION MINERALOGICA DE CONCHILLAS DE MOLUSCOS MARINOS ACTUALES DE LA COSTA ATLANTICA ARGENTINA

Margarita Diana Do Campo

RESUMEN: Fue estudiada la composición mineralógica de conchillas de bivalvos y gastrópodos marinos actuales de la costa atlántica argentina por difracción de rayos-X. Estos datos son necesarios para comprobar la existencia o no de recristalizaciones post-deposicionales (de aragonita a calcita) en conchillas fósiles que se deseen datar por el método Carbono-14.

Las especies de bivalvos estudiadas se pueden agrupar en diez familias, en siete de ellas todas las conchillas resultaron aragoníticas (Arcidae, Veneridae, Cardidae, Mactridae, Mesodesmatidae, Donacidae y Psamobidae) y en las tres restantes (Mytilidae, Pectinidae, Ostreidae) estuvieron constituidas por calcita y aragonita subordinada.

Las especies de gastrópodos investigadas que pertenecen a las Familias Calyptraeidae, Buccinidae, Volutidae, Olividae, Nassidae, Odontostomidae y Siphonariidae tienen conchillas aragoníticas. Las pertenecientes a la Familia Trochidae resultaron casi enteramente aragoníticas (con 1 a 2 % de calcita). En otras Familias (Fissurellidae, Muricidae) la conchilla evidenció una composición mixta y en Patellidae resultó enteramente calcítica.

No se encontraron cambios en la composición mineralógica entre ejemplares de una misma especie o género provenientes de distintas latitudes que puedan ser atribuidos a diferencias de temperatura del medio ambiente habitado por el organismo.

ABSTRACT: The mineralogical composition of bivalves and gastropods shells of the atlantic coast were studied by X-ray diffraction. These data are necessary to comprove the existence or not of post-depositional recrystallizations (from aragonite to calcite) in fossil shells to be dated by ^{14}C .

The bivalve species studied may be grouped in ten Families, in seven of which all the shells are aragonitic (Arcidae, Veneridae, Cardidae, Mactridae, Mesodesmatidae, Donacidae y Psamobidae) and in the other three (Mytilidae, Pectinidae, Ostreidae) are formed by calcite and subordinate aragonite.

The gastropods species studied belonging to the Families Calyptraeidae, Buccinidae, Volutidae, Olividae, Nassidae, Odontostomidae and Siphonoridae have aragonitic shells. The shells of the Family Trochidae are almost fully aragonitic (with 1 to 2 % of calcite). In other Families (Fissurellidae and Muricidae) the shells have a mixed composition and in Patellidae are fully calcitic.

No change in the mineralogic composition of shells of the same specie or class living at different latitudes could be correlated with the media temperature.

INTRODUCCION

Este trabajo se encaró con el objetivo de contar con datos sobre la composición mineralógica de conchillas de bivalvos y gastrópodos actuales; al mismo tiempo se trató de evaluar la influencia de la temperatura ambiente sobre dicha composición y corroborar si el control genético es tan importante como lo afirman Kennedy *et al.* (1969).

Las conchillas pueden sufrir recristalizaciones post-deposicionales de aragonita a calcita que implican intercambios isotópicos con el medio. Es importante detectar esto cuando el material va a ser analizado por el método Carbono-14 con el fin de obtener dataciones geocronológicas.

Una de las hipótesis del método citado es que una vez muerto el organismo se interrumpe el intercambio isotópico con el medio; por lo tanto, si el material ha sufrido recristalizaciones no puede ser

utilizado para datar por dicho método, ya que si incorpora carbono moderno su edad se verá disminuida y si por el contrario, intercambia con fuentes empobrecidas en carbono-14 la edad aparente se verá incrementada (Albero, 1982).

Como no todos los moluscos (bivalvos y gastrópodos) tienen una conchilla de aragonita pura, sino que ésta puede ser también aragonítico-calcítica o calcítica, para determinar si existieron o no recristalizaciones se debe analizar la mineralogía del material fósil y compararla con la de material reciente de la misma familia o aún mejor, del mismo género.

En este trabajo se presentan 62 análisis mineralógicos por difracción de rayos-X para conchillas de bivalvos y gastrópodos determinados a nivel género o especie. Se eligieron especies comunes en nuestra costa atlántica que a la vez aparecen en los sedimentos marinos cuartáricos. Para la mayoría de

los géneros se realizaron varios análisis sobre muestras provenientes de distintas localidades, con el objetivo de detectar posibles influencias ambientales.

ANTECEDENTES

La conchilla de los moluscos es una secreción calcárea del manto; consiste de una capa externa orgánica, el perióstraco y por dentro la conchilla calcificada que puede ser aragonítica, aragonítico-calcítica o calcítica. En los bivalvos el ligamento de las valvas contiene siempre aragonita cuando está mineralizado. Kennedy *et al.* (1969) realizaron un importante estudio sobre los controles biológicos y ambientales que afectan la mineralogía de las conchillas de los bivalvos y describieron siete estructuras presentes en las mismas que son: nacarosa, foliada, prismática (simple o compuesta), laminar cruzada, laminar cruzada compleja, homogénea y capas miostracales. Las valvas pueden estar compuestas por dos capas calcificadas (interna y externa), o tres (interna, media y externa), que difieren entre sí en estructura.

Otra conclusión a la que arribaron Kennedy *et al.* (*op. cit.*) es que cada tipo de estructura es constante en su mineralogía y en su distribución entre las superfamilias de bivalvos vivientes. Según estos autores el primer control de la mineralogía de las conchillas es claramente genético, y hasta el límite Paleozoico-Mesozoico pueden trazarse las mismas relaciones entre mineralogía y estructura.

No se encontraron trabajos detallados sobre la estructura y mineralogía de la conchilla de los gastrópodos; según Camacho (1966a) su composición es aragonítica.

Los controles ambientales pueden discutirse en términos de temperatura y salinidad.

a) Temperatura: Lowenstam (1954a, b; 1964) estableció que hay una relación inversa entre el porcentaje de calcita en la conchilla de los bivalvos y la temperatura media del ambiente habitado por el organismo. Por lo tanto, para una especie de bivalvo que deposita calcita y aragonita en su conchilla, aquellos individuos que habitan aguas más frías tendrán más calcita en sus conchillas que los que habitan aguas más cálidas. Además, cuando especies de un mismo género pueden ser enteramente aragoníticas o aragonítico-calcíticas, éstas últimas serán las formas de aguas más frías. El mismo autor indicó que idénticos factores operan en los gastrópodos.

Para Kennedy *et al.* (*op. cit.*) los datos de Lowenstam deben ser interpretados con cierta precaución; porque sabemos que en los bivalvos que depositan tanto aragonita como calcita, cada polimorfo está restringido a capas definidas de la conchilla y las proporciones de esas capas varían de especie

en especie dentro de un género, y con el tamaño y la edad del individuo. También es claro que una conchilla que comience a crecer en primavera tendrá un contenido más alto de aragonita a cualquier tamaño dado, cuando se la compara con una conchilla que comenzó a crecer en otoño. Estas diferencias tienden a disminuir a medida que las conchillas crecen en tamaño (Kennedy *et al.*, *op. cit.*). Se comprobó que en los bivalvos la secreción del carbonato es continua a través de todo el año, sólo varía en cantidad.

b) Salinidad: Lowenstam (1964) notó que la salinidad parecía afectar la mineralogía de *Mytilus*. Sobre la base de análisis, demostró una relación inversa entre salinidad y contenido de aragonita. Pero esta afirmación fue contradicha por Eisma (1966), quien no encontró ninguna relación entre salinidad y contenido de aragonita, trabajando con la misma especie en otra localidad. Esta variable no fue considerada en el presente trabajo por no contarse con mediciones de salinidad en las localidades de muestreo.

Los carbonatos esqueléticos en la naturaleza pueden sufrir recristalizaciones post-deposicionales (de aragonita a calcita), sobre todo en ambiente de agua dulce, donde no está presente como en el agua de mar el Mg^{+2} que es un fuerte inhibidor de la formación de calcita. Una completa revisión sobre este tema puede encontrarse en Carlson (1983).

Se ha comprobado que la transformación procede por disolución de aragonita y precipitación concomitante de calcita y es fuertemente catalizada por el agua. Aún en los casos en que las texturas resultantes preservan los detalles más finos de la microestructura del precursor aragonítico, se comprobó que en la reacción participa un "film" de solución intergranular (Carlson, *op.*

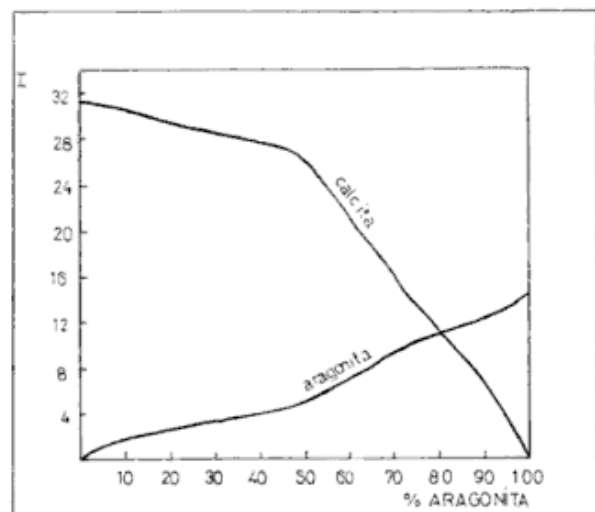


Figura 1: Curva de calibración. Curva aragonita: Altura del pico de 3.40 Å a diferentes concentraciones. Curva calcita: Altura del pico de 3.04 Å a diferentes concentraciones.

cit.) por lo que es muy probable que ocurran intercambios isotópicos. Estas recristalizaciones no son evidentes a nivel macroscópico y para asegurar que no han afectado al material se debe analizar su composición mineralógica y compararla con la de ejemplares recientes de la misma familia o género. El método de difracción de rayos-X diferencia perfectamente calcita de aragonita de un modo sencillo y rápido.

RESULTADOS OBTENIDOS

Método de trabajo

Se trabajó con 62 muestras de conchillas, 29 de bivalvos y 33 de gastrópodos. Las muestras fueron recolectadas cuidando que mostraran signos de ser actuales y no provenientes del retrabajo de depósitos previos (cordones litorales, etc.).

Las muestras se molieron a malla 200 para su análisis por difracción de rayos-X. Como este método sólo es semi-cuantitativo se construyeron siete patrones con los que se hizo una curva de calibración (figura 1). En cada difractograma se midió la altura de los picos de intensidad 100 de calcita y/o

aragonita (ubicados en 3.04 y 3.40 Å, respectivamente) y la relación % aragonita/% calcita se determinó de la curva.

La curva para la altura del pico 3.40 Å de aragonita resultó bastante más lineal que la correspondiente a la calcita (figura 1). Por eso se tomó la primera curva como referencia salvo para concentraciones de más del 60 % de calcita.

Las condiciones de operación del equipo Phillips PW 1390 - PW 1394 fueron las siguientes: radiación de Cu, filtro de Ni, kV = 40, mA = 20, rango = $2 \cdot 10^3$, constante de tiempo = 1 seg, velocidad del goniómetro = $1^\circ 2\theta/\text{min}$ y velocidad de papel 1 cm/min.

Los resultados obtenidos se presentan en los cuadros II y III.

La clasificación de bivalvos y gastrópodos fue realizada sobre la base de Camacho (1966a, 1966b). Se utilizó la nomenclatura paleontológica porque la clasificación se basó en los rasgos de las conchillas y no en las partes blandas del organismo. Se facilita de este modo la comparación con los ejemplares fósiles a que apunta este trabajo. Se agruparon las especies por Familia para verificar más fácilmente la importancia del control genético.

Cuadro I. Ubicación de las localidades.

Abreviatura	Localidad	Latitud	Longitud
M.P.	Mar del Plata (Buenos Aires)	38°00'	57°34'
P.C.	Pehuen-Co (Buenos Aires)	39°00'	61°37'
B.B.	Bahía Blanca (Buenos Aires)	38°43'	62°10'
S.A.O.	San Antonio Oeste (Río Negro)	40°44'	64° 57'
L.L.	La Lobería (Río Negro)	41°09'	63°10'
B.R.	Bahía Rosas (Río Negro)	41°10'	63°30'
P.L.	Puerto Lobos (Chubut)	42°01'	65°04'
C.V.	Caleta Valdés (Chubut)	42°30'	63°40'

Nota: De las muestras que figuran como Buenos Aires, Patagonia o Santa Cruz, no se tienen datos precisos de latitud y longitud.

Discusión de los resultados obtenidos

La discusión se hará en forma separada para bivalvos y gastrópodos.

Bivalvos: Las especies analizadas se agrupan en 10 Familias de la Clase Bivalvia. En siete de ellas todas las especies resultaron aragoníticas y sólo en tres (Mytilidae, Pectinidae y Ostreidae) las conchillas están constituidas por calcita y aragonita. Hay que destacar que estas tres Familias pertenecen al mismo Orden: Dysodonta (clasificación paleontológica, Camacho 1969a).

Según Kennedy (*op. cit.*) Mytilacea tiene una mineralogía variable y compleja; algunas formas son enteramente aragoníticas y otras aragonítico-

calcíticas. Para Pectinidae también habla de una mineralogía compleja, pero estando la mayor parte de la conchilla edificada de una capa externa calcítica, lo que coincide plenamente con los resultados obtenidos. Los Ostreacea para Kennedy (*op. cit.*) son casi enteramente calcíticos, lo que concuerda con nuestros datos.

En cuanto a las demás Familias, Kennedy (*op. cit.*) sólo presenta datos de Veneracea, Cardicea y Mactracea; para todos habla de conchillas enteramente aragoníticas en coincidencia con nuestros resultados.

Si aceptamos que a latitudes más altas corresponden temperaturas medias más bajas, cabría esperar cambios en el contenido de calcita entre ejemplares del mismo género provenientes de distintas

latitudes. Pero las variaciones encontradas en el contenido de calcita (1 a 20 %), no muestran ninguna relación con la latitud (cuadro I).

Estos cambios pueden deberse en unos pocos casos a la poca precisión del método, que es semi-cuantitativo y en otros a diferencias en el grosor de las capas que forman cada valva que pueden tener distinta estructura y por ende diferir en composición.

Gastrópodos: La composición de la conchilla de los gastrópodos resultó aragonítica en todos los

ejemplares pertenecientes a las Familias Calyptraeidae, Buccinidae, Volutidae, Olividae, Nassidae, Odontostomidae y Siphonariidae (clasificación según Camacho, 1969a y Castellanos, 1967).

En Trochidae resultaron casi enteramente aragoníticas, con poca calcita (1-2 %), algunos ejemplares estaban formados de aragonita pura.

Los individuos de Muricidae, en cambio, contienen casi tanta calcita como aragonita en sus conchillas.

Cuadro II. Composición mineralógica de conchillas de bivalvos.

Familia	Género y especie	Nº muestra	Mineralogía
Arcidae	<i>Glycimeris longior</i>	P.L. 6	Aragonita
	" "	P.C. 8	Aragonita
	" "	B.R. 1	Aragonita
	" "	L.L. 4	Aragonita
Mytilidae	<i>Mytilus platensis</i>	P.L. 3	Calcita 40 % - Aragonita 60 %
	<i>Aulacomya magallanica</i>	P.L. 14	Aragonita 96 % - Calcita 4 %
	" "	L.L. 1	Aragonita 96 % - Calcita 4 %
	" "	S.A.O. 6	Aragonita 98 % - Calcita 2 %
	" "	C.V. 11	Aragonita 96 % - Calcita 4 %
" "	Santa Cruz 7	Aragonita 97 % - Calcita 3 %	
Pectinidae	<i>Chlamys</i> sp.	Bs.As. 24	Calcita
	" "	P.L. 18	Calcita 95 % - Aragonita 5 %
Ostreidae	<i>Ostrea patagonica</i>	S.A.O. 10	Calcita 98 % - Aragonita 2 %
	" "	C.V. 10	Calcita
	" sp.	P.L. 19	Calcita 80 % - Aragonita 20 %
	" "	B.R. 2	Calcita 90 % - Aragonita 10 %
Veneridae	<i>Pitar rostrata</i>	Bs. as. 29	Aragonita
	" "	P.C. 7	Aragonita
	<i>Chione</i> sp.	Patagonia 4	Aragonita
	" "	S.A.O. 1	Aragonita
	<i>Amiantis purpurata</i>	M.P. 1	Aragonita
	" "	S.A.O. 2	Aragonita
	" "	P.C. 2	Aragonita
" "	B.R. 4	Aragonita	
Cardidae	<i>Trachycardium muricatum</i>	P.L. 4	Aragonita
Mactridae	<i>Mactra</i> sp.	Bs. As. 28	Aragonita
Mesodesmatidae	<i>Mesodesma mactroides</i>	M.P. 3	Aragonita
Donacidae	<i>Donax hanleyanus</i>	M.P. 13	Aragonita
Psammobidae	<i>Tagelus gibus</i>	Bs. As. 27	Aragonita

Cuadro III. Composición mineralógica de conchillas de gastrópodos.

Familia	Género y especie	Nº muestra	Mineralogía
Trochidae	<i>Calliostoma</i> sp.	M.P. 20	Aragonita
	<i>Tegula patagonica</i>	L.L. 2	Aragonita 99 % - Calcita 1 %
	" "	P.C. 1	Aragonita
	" "	C.V. 1	Aragonita 98 % - Calcita 2 %
	" "	S.A.O. 5	Aragonita
	" "	P.L. 17	Aragonita 99 % - Calcita 1 %
	" "	M.P. 14	Aragonita 98 % - Calcita 2 %
Siphonariidae	<i>Pachysiphonaria lessoni</i>	P.L. 2	Aragonita
Calyptraeidae	<i>Crepidula aculeata</i>	Bs. As. 21	Aragonita
	" <i>protea</i>	Bs. As. 12	Aragonita
	" sp.	C.V. 3	Aragonita
Muricidae	<i>Trophon geversianus</i>	Patagonia 8	Aragonita 55 % - Calcita 45 %
	" <i>laciniatus</i>	P.L. 1	Calcita 50 % - Aragonita 50 %
buccinidae	<i>Buccinanops deformis</i>	Bs. As. 18	Aragonita
	" <i>cochlidium</i>	Bs. As. 19	Aragonita
	" <i>gradatum</i>	S.A.O. 9	Aragonita 98 % - Calcita 2 %
	" "	P.L. 9	Aragonita
	" "	P.C. 4	Aragonita
	" "	C.V. 8	Aragonita
Volutidae	<i>Adelomedon ferusacu</i>	M.P. 9	Aragonita
	" <i>brasiliana</i>	P.C. 9	Aragonita
Olividae	<i>Olivancillaria brasiliiana</i>	Bs. As. 17	Aragonita
	" "	P.C. 6	Aragonita
	" "	P.L. 12	Aragonita
	" <i>cercellesi</i>	Bs. As. 16	Aragonita
	" <i>auricularia</i>	P.C. 5	Aragonita
Nassidae	<i>Dorsanum noniliferum</i>	Bs. As. 15	Aragonita
Odontostomidae	<i>Plagiodontes patagonica</i>	B.B. 23	Aragonita
Fissurelidae	<i>Lucapinella henseli</i>	P.L. 13	Aragonita 70 % - Calcita 30 %
	" "	L.L. 12	Aragonita 70 % - Calcita 30 %
Patellidae	<i>Patinigera magellanica</i>	P.L. 5	Calcita
	" "	C.V. 4	Calcita 95 % - Aragonita 5 %
	" sp.	Patagonia 10	Calcita

La conchilla de *Lucapinella henseli* de la Familia Fissurelidae evidenció un 30 % de calcita en su composición. La especie de Patellidae ana-

lizada resultó enteramente calcítica en dos casos y con un 5 % de aragonita en el otro. Estos resultados no confirman la afirmación de Camacho

(1969a) de que las conchillas de los gastrópodos son aragoníticas.

La uniformidad en la composición mineralógica tanto entre géneros de una misma familia como entre especies de un mismo género, refuerza la idea de que el control genético es el primordial y señala a la vez una falta de influencia de la temperatura ambiente sobre la mineralogía de las conchillas de gastrópodos estudiadas. Por ejemplo, para *Tegula patagonica*, se cuenta con seis muestras que están distribuidas desde Mar del Plata hasta Caleta Valdés con variaciones que no pasan del 2 % en el contenido de calcita. Lo mismo puede decirse para *Aulacomya magallanica*, que desde San Antonio Oeste hasta Santa Cruz, no varía más que un 2 % su contenido de calcita.

Un solo ejemplar de *Buccinanops gradatum* contenía calcita en la conchilla en baja proporción (2 %); esto podría deberse a impurezas en la muestra.

CONCLUSIONES

Hay una coincidencia total entre los datos obtenidos para bivalvos y aquellos que presentaron Kennedy et al. (op. cit.). En el caso de los gastrópodos no se encontraron estudios mineralógicos detallados con los cuales comparar los resultados aquí presentados.

En los géneros y especies cuyas conchillas actuales resultaron totalmente aragoníticas, se podrá asignar a recristalización la presencia de calcita en un ejemplar fósil. En consecuencia debe evitarse usarlo como material para datar.

En aquellos géneros y especies cuyas conchillas actuales están formadas por ambos polimorfos del carbonato de calcio, el contenido de calcita debe aumentar significativamente ($\geq 20\%$) para que se pueda hablar de recristalización. Pequeñas variaciones en dicho contenido pueden deberse a diferencias esperables de un individuo a otro o a error del método.

La mineralogía de las conchillas tiene un control claramente genético, y la temperatura puede ejercer influencias pero sólo de segundo orden. Esto es importante, porque nos da la pauta de que se pueden tomar como patrón de comparación los ejemplares recientes aunque sean de distinta latitud que el fósil. Las diferencias entre el paleoclima y el clima actual tampoco deberían producir diferencias importantes entre la mineralogía de un ejemplar actual y otro fósil de la misma especie.

AGRADECIMIENTOS

La autora desea agradecer a los Lic. N. Guida y M. A. González por haber facilitado las muestras empleadas en el presente trabajo; a este último además por las determinaciones taxonómicas de las conchillas.

Al Dr. E. Linares por la lectura crítica del manuscrito y los oportunos consejos brindados.

Este trabajo es una contribución del Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS N° 108).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ALBERO, M. C., 1982. *Método de Carbono-14*. II Seminario sobre Geología Isotópica. INGEIS. Fac. Cs. Ex. y Nat., Actas, Buenos Aires.
- CAMACHO, H. H., 1966a. *Invertebrados fósiles*. EUDEBA Manuales, Buenos Aires.
- _____, 1966b. *Invertebrados*. En: Paleontografía bonaerense. Angel Borrello Ed. Fascículo III. Comisión de Investigación Científica de la Pcia. de Buenos Aires. La Plata.
- CARLSON, W. D., 1983. *The polymorphs of CaCO₃ and the Aragonite-Calcite Transformation*. *Reviews in Mineralogy, 11: Carbonates (Mineralogy and Chemistry)*. 191-225. Mineral. Soc. of Am.
- CASTELLANOS, A., 1967. *Catálogo de moluscos marinos bonaerenses*. Anales de la Comisión de Investigación Científica de la Provincia de Buenos Aires. La Plata.
- EISMA, D., 1966. *The influence of salinity on mollusk shell mineralogy: a discussion*. *J. Geol.*, 74: 89-94.
- KENNEDY, W. J., J. D. TAYLOR y A. HALL, 1969. *Environmental and biological controls on bivalve shell mineralogy*. *Biol. Reviews*, 44: 499-530.
- LOWENSTAM, H. A., 1954a. *Environmental relations of modification composition of certain carbonate-secreting marine invertebrates*. *Proc. Nat. Acad. Sci., U.S.A.*, 40: 39-48.
- _____, 1954b. *Factors affecting the aragonite: calcite ratios in carbonate secreting marine organisms*. *J. Geol.*, 62: 284-322.
- _____, 1964. *Coexisting calcites and aragonites from skeletal carbonates of marine organisms and their strontium and magnesium contents*. En: *Recent Researches in the Fields of hydrosphere Atmosphere and Nuclear Geochemistry*, 373-404, Marnzen, Tokio.

Recibido: 13 de marzo, 1989.

Aceptado: 21 de diciembre, 1991.

MARGARITA D. DO CAMPO

Instituto de Geocronología y Geología Isotópica
CONICET
Ciudad Universitaria - Pabellón INGEIS
1428 Buenos Aires.

EVALUACION DE LA RECARGA DE AGUA SUBTERRANEA EN EL AREA DE LA VERTIENTE OCCIDENTAL DE LAS SIERRAS AUSTRALES, PROVINCIA DE BUENOS AIRES

Alfredo Guillermo Bonorino

RESUMEN: La evolución química del agua de lluvia durante la infiltración a través de la franja no saturada del terreno, permite inferir en circunstancias litológicas determinadas, la recarga de la capa acuífera.

La metodología se basa en la caracterización química del agua de lluvia del lugar y de la capa freática del área y la realización de un balance de cloruros aplicando el concepto de factor de enriquecimiento de cloruros (FEC).

Con el resultado de infiltración eficaz hallado, 16,5 % de las precipitaciones, equiparable al calculado por otros métodos hidrológicos, se concluye que las condiciones litológicas del área de recarga, compuesta predominantemente por sedimentos loésicos, son apropiadas para la implementación de esta metodología.

ABSTRACT: The chemical evolution of rainwater that infiltrates through soil zone allows to infer under specific lithological circumstances the recharging infiltration of the aquifer.

The methodology applied is based on the chemical feature determinations of rainwater and groundwater and on performing the chloride balance by taking into account the Cl-enrichment factor (CEF).

The recharging infiltration result found, about 16,5 % of the rainfall, comparable with those estimated from hydrologic methods and concluded that lithologic characteristics in the recharge area, composed mainly of loessic sediments, are fit to use this methodology.

INTRODUCCION

El conocimiento del patrón de la composición química del agua de lluvia en áreas de recarga es de suma importancia para el estudio de la evolución geoquímica del agua subterránea en un sistema acuífero.

La identificación de los fenómenos físicoquímicos que tienen lugar en la zona de infiltración de un suelo mediante la confrontación de las características hidroquímicas del agua de lluvia y de la freática, permiten cuantificar los cambios iónicos producidos y posibilitan efectuar deducciones y evaluaciones de algunas variables hidrológicas, como la evapotranspiración (Evr) y la infiltración eficaz (Ie), independientemente de los factores físico-meteorológicos y litológicos que las controlan. Con ello es posible verificar y ajustar la magnitud de estas variables y los métodos de cálculo basados en estadísticas climáticas e hidrológicas.

Este trabajo tiene como finalidad el cálculo de la Ie mediante el balance iónico y ratificar o rectificar el balance hidrológico del área elaborado a través de los métodos hidrológicos tradicionales.

El área de aplicación se sitúa en el sector de cabecera de las cuencas de la vertiente occidental de las Sierras de la Ventana que forman parte del Sistema de Ventana considerado como área de recarga

regional del centro y sur de la Provincia de Buenos Aires, figura 1.

El Sistema de las Sierras Australes, se destaca como elemento principal del relieve y está constituido por un conjunto de elevaciones encadenadas en dirección noroeste-sureste que no sobrepasan los 1300 m s.n.m. Los afloramientos que lo componen, principalmente sedimentitas paleozoicas, constituyen el basamento hidrogeológico de la región, siendo su permeabilidad primaria extremadamente pequeña. Como consecuencia de la acción de fenómenos tectónicos de plegamiento y fracturación, estas rocas han desarrollado porosidad secundaria o de fracturas (Larsson, 1985) donde la circulación de agua puede ser importante, si bien la permeabilidad global se considera altamente anisótropa debido a la irregularidad de las orientaciones de las fracturas portadoras de agua.

En contraposición al relieve montañoso, se ciñe a su alrededor por debajo de los 400 m s.n.m. y a través de la franja transicional del piedemonte, una llanura que se extiende hacia el sur con pendiente general del 5 % que conforma la cobertura sedimentaria regional constituida, en sus términos más altos por sedimentos cenozoicos mayoritariamente loésicos. Su importancia hidrogeológica estriba, especialmente, en estar en contacto directo con las fases superficial y atmosféricas del ciclo hidrológi-

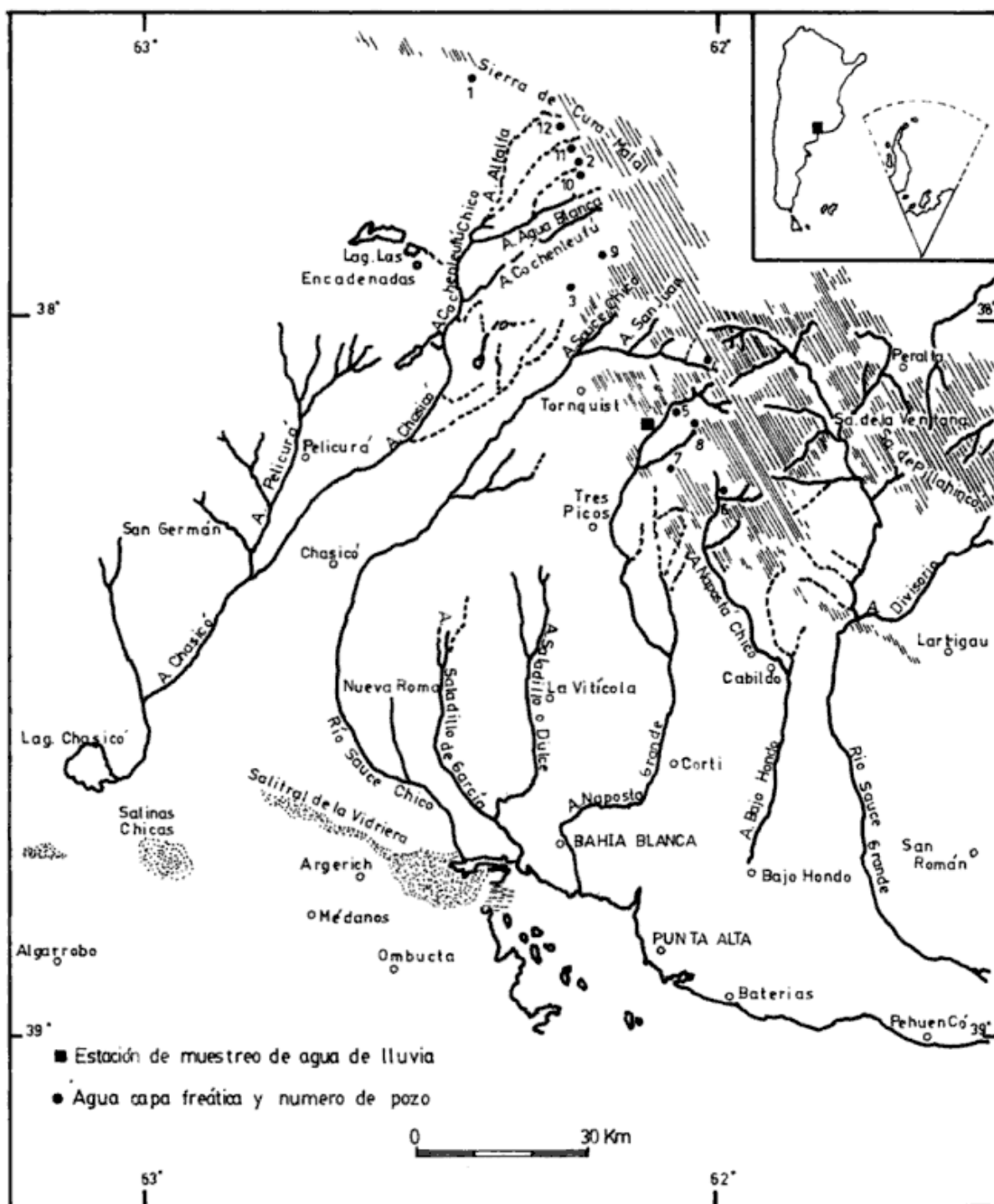


Figura 1: Situación del área de estudio.

co e interconectar la capa freática con otros niveles acuíferos infrayacentes.

METODOLOGIA

El lugar de colección de las muestras de agua de lluvia está ubicado en el faldeo occidental de las Sierras de la Ventana, establecimiento Loma El Zorro, unos 10 km al oeste de la localidad de Tornquist, figura 1, junto al arroyo Napostá Gran-

de. Las muestras se recogieron con un colector de metal en un recipiente con capacidad como para almacenar los primeros 10 mm de lluvia de cada evento.

Las muestras de agua subterránea se obtuvieron por bombeo de doce pozos someros situados en el sector pedemontano de la vertiente occidental de las Sierras de Curamalal y de La Ventana, figura 1.

Todos los análisis químicos se efectuaron en laboratorio, utilizándose los métodos de rutina nor-

males para las determinaciones fisicoquímicas y de los iones mayoritarios.

El tratamiento de datos para la diferenciación de las facies hidroquímicas se llevó a cabo por medio de la instrumentación del diagrama triangular de Piper-Hall-Langelier. Para el análisis de la evolución de la composición química de las aguas se aplicaron algunos de los principales índices hidrogeoquímicos, empleados por numerosos autores (Schoeller, 1956; White, 1960; Custodio y Llamas, 1976) de acuerdo al origen de los iones y al proceso químico inferido.

Para el cálculo del balance iónico en la franja de infiltración del terreno se utilizó el concepto de Factor de Enriquecimiento de Cloruros (FEC) formulado por Mercado *et al.* (1977) (en Rosenthal, 1987) como:

$$FEC = \frac{\text{Concentración de Cl del agua subterránea}}{\text{Concentración de Cl en el agua de lluvia}}$$

A partir del FEC, para el área de recarga, se determinó el coeficiente de alimentación A de la capa acuífera según la relación propuesta por Schöeller (1962: 479).

$$A = (1 - R) \cdot 1/FEC$$

donde R es el coeficiente de escurrimiento del área. La le se obtuvo de la siguiente igualdad:

$$I_e = A \cdot P$$

siendo P el total de lluvia, en mm, caída en el área.

RESULTADOS

El agua de lluvia

Los factores condicionantes del quimismo del agua de lluvia son principalmente la situación geográfica, el estado de la atmósfera, el clima, la actividad biológica y la contaminación natural o antrópica del lugar.

Los detalles sobre la composición química de la lluvia se dan en el cuadro I. El valor de pH consignado corresponde a los análisis de las muestras realizadas posteriormente a su toma por lo tanto no es representativa de tal condición *in situ*. Los rangos de concentración de los distintos iones y la composición promedio se presentan en el cuadro II.

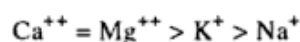
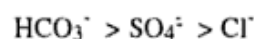
En general, el patrón químico y las concentraciones iónicas obtenidas son comparables con las publicadas por diferentes autores (Schoeller, 1962: 330-349; Davis y De Wiest, 1966: 85; Matveyev y Bashmakova, 1964; Nativ y Mazor, 1987). Así por

ejemplo Sandler (1981) obtuvo bajas concentraciones de cloruros como 7,1 mg/l en el agua de lluvia de Sharona, Israel, distante del mar a 57 km.

En función de estos datos, pueden hacerse las siguientes observaciones:

a) El anión dominante es el HCO_3^- , con el 23,59 % y de los cationes el Ca^{++} y el Mg^{++} son los que predominan, con el 12,35 %, cada uno, del total de iones disueltos (TID).

b) El patrón iónico del agua resulta ser:

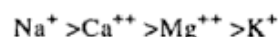
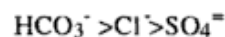


lo cual es justificado por cuanto señalaría una mayor influencia de las sales del polvo atmosférico (CO_3Ca y Mg) que aportaría HCO_3^- , Ca^{++} y Mg^{++} sobre las sales, posiblemente de aerosoles del mar, transportados por masas de aire húmedo que contribuyen principalmente con Cl^- y Na^+ . Según Taviv (1982) y Mamane (1984) las aguas de lluvia bicarbonatadas cálcicas tienen su origen en la alta cantidad de polvo terrígeno de la atmósfera.

c) El ión Cl^- se encuentra en mayor proporción que el Na^+ , 15,73 % vs. 7,86 %, lo que indica que este anión es compensado no sólo por el Na^+ , sino que una parte lo es también por el Ca^{++} y el Mg^{++} .

El agua de la capa freática

El cuadro III reseña la composición química del agua de la capa freática recogida en diferentes pozos situados a menos de dos kilómetros de los afloramientos paleozoicos (figura 1) por lo que se supone que representan aguas de corta circulación subterránea. La salinidad de estas aguas está comprendida entre 30 y poco más de 570 mg/l, con alto contenido en bicarbonatos y bajo en cloruros, siendo ligeramente alcalinas. El cuadro IV indica la relación porcentual de los iones mayoritarios con un predominio total del ión HCO_3^- sobre los aniones y del Na^+ sobre los cationes. La configuración química resulta ser:



La figura 2 permite inferir un cambio en el contenido catiónico de las aguas menos salinizadas, preponderantemente cálcicas, a las más salinizadas donde predomina el sodio.

De acuerdo a la distribución que toman en el diagrama triangular de Piper-Hill-Langelier las aguas pertenecen a la facies hidroquímica (Back, 1966) bicarbonatadas cálcicas y bicarbonatadas sódicas.

Cuadro I: Análisis químicos de las aguas de lluvia

Estación: Loma Zorro		Período: 1987/1988					Total de lluvia: 590 mm			
Fecha	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ⁼	Cl ⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	CE*	pH	
04-01-87	7,00	-	8,58	2,25	1,85	4,12	0,85	48	6,5	
19-01-87	10,00	-	3,00	1,61	2,23	1,65	1,00	22	6,7	
22-01-87	10,00	-	4,68	2,58	-	2,97	0,20	33	6,7	
31-01-87	5,00	-	5,79	2,58	1,24	1,24	1,10	27	6,5	
05-02-87	13,00	-	4,00	1,61	0,92	1,65	1,10	33	6,8	
07-02-87	7,00	-	3,90	2,90	0,62	1,07	0,80	20	7,0	
02-03-87	11,00	-	4,34	2,58	1,24	0,90	0,95	29	7,0	
04-03-87	6,00	-	2,41	0,64	0,93	1,12	0,75	89	7,1	
23-03-87	15,00	-	8,00	3,23	2,32	1,65	1,45	55	7,1	
24-03-87	18,00	-	2,75	1,61	0,00	4,12	1,00	33	7,0	
07-04-87	6,50	-	3,20	0,60	0,40	2,60	-	27	7,0	
16-04-87	7,80	-	3,30	0,30	1,40	4,00	1,50	42	6,4	
01-05-87	5,12	-	2,20	0,60	0,40	1,60	0,07	13	7,1	
23-05-87	10,50	-	4,60	1,10	0,40	1,60	0,84	31	7,2	
29-06-87	5,70	-	2,10	0,12	0,20	0,80	0,70	11	7,0	
03-07-87	8,20	1,30	1,90	0,40	0,30	0,60	1,01	14	7,1	
25-07-87	15,50	-	2,30	0,50	1,30	2,80	1,10	41	6,8	
04-08-87	12,90	-	3,00	1,40	0,60	2,00	0,90	26	7,3	
12-08-87	7,10	-	2,50	0,30	1,30	1,00	0,10	13	7,1	
15-08-87	6,50	-	2,30	0,20	0,20	0,80	1,20	8	7,2	
17-08-87	7,80	-	3,00	0,50	0,20	0,60	0,80	11	7,2	
18-08-87	9,00	-	3,20	0,80	0,70	0,40	0,90	18	7,2	
06-09-87	11,50	5,90	2,90	0,20	0,99	1,60	1,00	26	6,9	
09-09-87	4,10	6,60	3,30	0,40	1,70	0,70	0,60	23	7,4	
07-10-87	6,50	6,30	3,40	0,48	0,30	1,20	0,10	15	7,7	
23-10-87	5,00	6,60	3,40	0,30	2,10	1,30	0,60	36	7,4	
03-11-87	6,50	7,50	2,20	0,40	3,60	0,70	0,90	28	6,9	
14-11-87	13,60	7,80	5,40	2,00	4,20	1,60	0,70	46	7,1	
01-01-88	6,02	14,50	6,20	2,20	7,60	3,30	2,70	95	6,7	
28-01-88	11,08	-	4,10	0,48	4,50	0,90	1,93	59	7,2	

* Conductividad eléctrica en $\mu\text{S}/\text{cm}$.
 Concentración iónica expresada en mg/l.

Cuadro II. Composición de la lluvia. Rangos de los iones en cada evento de lluvia y su promedio anual basado en los valores del cuadro I.

	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ⁼	Cl ⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	TID*	pH
mg/l	4,1-22,08	1,30-14,50	1,90-8,58	0,12-3,23	0,00-7,60	0,40-4,12	0,07-2,7	13,71-42,52	6,4-7,7
mg/l	13,09	7,90	5,24	1,67	3,80	2,26	1,38	28,11	7,05
meq/l	0,21	0,16	0,14	0,07	0,09	0,11	0,11	1,25	-
%meq/l	23,59	17,97	15,73	7,86	10,11	12,35	12,35	-	-

*TID: Total de iones disueltos.

Cuadro III: Composición del agua subterránea de la capa freática en la vertiente occidental de las Sierras Australes*.

Pozo	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ⁼	Cl ⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	CE**	pH	SiO ₂
1	301	16	12,8	25,7	6,6	50,6	19,8	496	7,6	-
2	280,6	6	28,4	84	5,6	11,2	26,8	510	-	49
3	344,3	15	53,2	124	6,1	17,0	12,4	753	-	76
4	204,3	2	21,3	16	2,7	16,2	28,9	358	-	87
5	133	7,9	17,0	20,9	1,5	26,2	6,8	452	7,7	-
6	292	22,4	24,1	102	4,0	14,6	8,6	430	-	98
7	246	2	19	31	3,1	42,0	13,8	420	-	-
8	101	7,1	8,1	8,4	1,8	21,0	3,8	160	-	-
9	303	12,3	23,4	76	4,5	19,8	14,4	472	-	-
10	288	7,4	22,5	47	2,7	43,6	11,3	472	-	-
11	17,3	2,0	4	1,9	1,3	2,4	1,0	30	-	-
12	331	4,5	18,7	60	3,9	39,6	11,5	489	7,5	-

* Concentraciones expresadas en mg/l; ** Conductividad eléctrica en $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Cuadro IV: Composición del agua subterránea. Rangos de los iones y su promedio basados en los valores del cuadro III.

	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ⁼	Cl ⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	TID
mg/l	17,3-344,3	2-22,4	4,0-53,2	1,9-124	1,3-6,6	2,4-50,6	1,0-28,9	29,9-574,1
mg/l	180,8	12,2	28,6	62,9	3,95	26,5	14,9	302,0
meq/l	2,96	0,25	0,80	2,73	0,10	1,32	1,22	9,38
%meq/l	31,50	2,60	8,50	29,10	1,06	14,14	13,10	-

Cuadro V: Relaciones iónicas del agua subterránea basadas en los datos del cuadro IV.

rMg/rCa	0,92
rNa/rCl	3,41
rNa/rK	13,65
r(Ca + Mg)/r (Na + K)	0,86
rSO ₄ /rCl	0,31
rSO ₄ /rHCO ₃	0,08
rHCO ₃ /rCl	3,70
rCa/rSO ₄ + rHCO ₃	0,41

r = meq/l

Los índices que se presentan en el cuadro V se calcularon sobre la composición promedio del agua subterránea de la capa freática. Los mismos facilitan el análisis sobre el origen de la mineralización, la comparación y la evolución geoquímica de las aguas subterráneas (Schoeller, *op. cit.*: 306; White, *op. cit.*).

El índice rMg/rCa cercano a 1 indica un aporte importante de Mg (circulación importante por terre-

nos calcáreos-dolomíticos) sin descartar una posible precipitación de calcio. El alto valor del rNa/rCl, 3,41, señala una importante lixiviación de feldspatos alcalinos. Los índices rNa/rK y rHCO₃/rCl, 13,95 y 3,70 respectivamente, son normales para aguas subterráneas en áreas de recarga, en tanto que el valor de rCa/rSO₄⁼ + rHCO₃⁻ igual a 0,41 denota la falta de calcio como para equilibrar al HCO₃⁻ en solución.

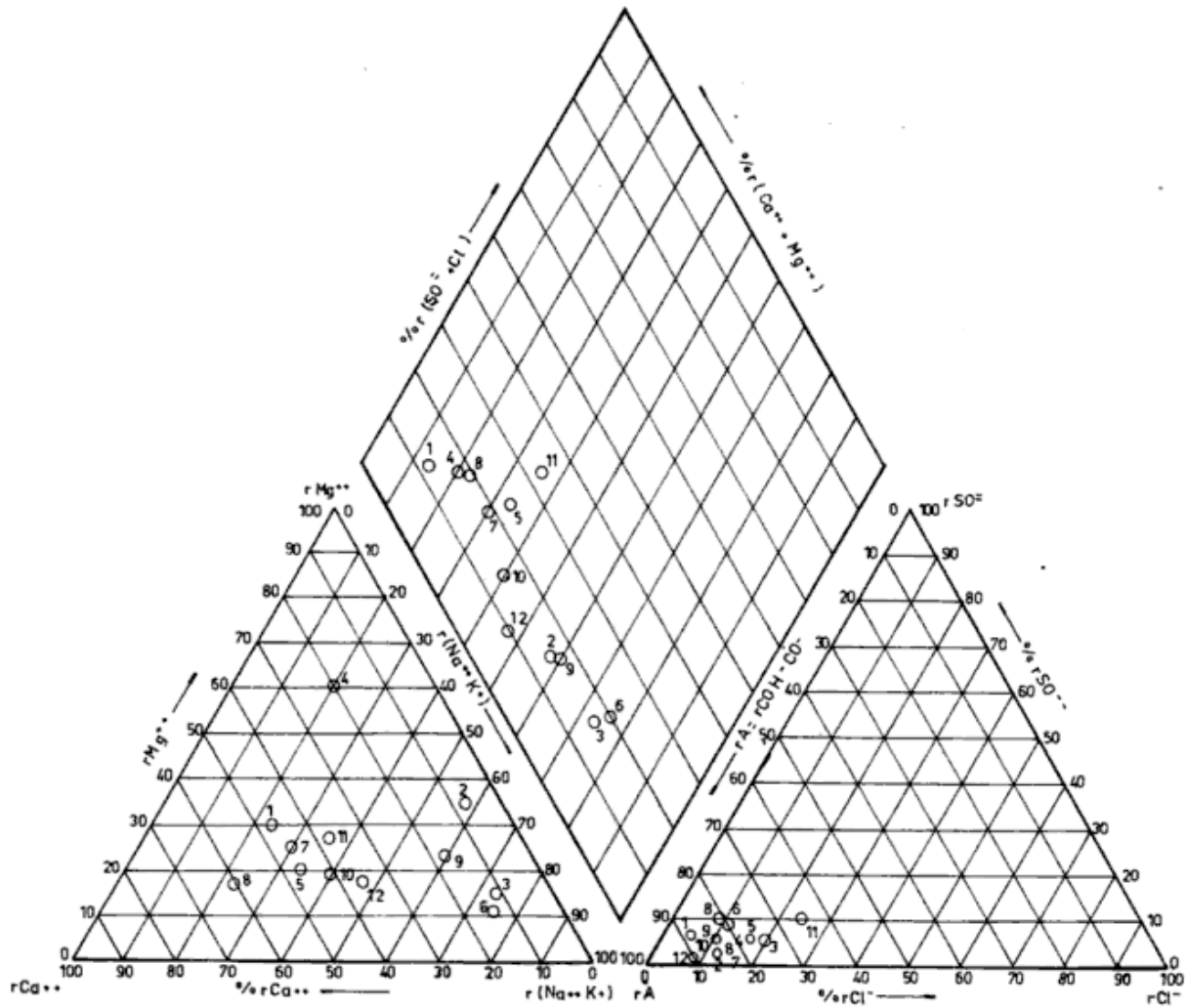


Figura 2: Diagramas triangulares de análisis de aguas

Concentración de sales en la franja de infiltración

La figura 3 presenta la correlación entre las concentraciones iónicas medias medidas en el agua subterránea y las calculadas por medio de la aplicación del FEC.

Según Rosenthal (op. cit.) la concentración de todos los iones principales del agua, en la zona de recarga, teóricamente debería incrementarse por el valor que toma el FEC. De la diferencia entre la concentración medida (M) y la concentración teórica (C) que se espera encontrar en el agua subterránea, resulta el valor (dc), cuadro VI.

$$dc = M - C$$

Los valores dc y las desviaciones 1:1 deducidas entre las concentraciones medidas (M) y calculadas (C), figura 3, contrastan la diferencia de comportamiento de los iones durante la transición agua de lluvia-agua subterránea comparada con el anión Cl⁻ relativamente inerte. El valor de FEC hallado es de 5,45.

La figura 3 muestra una excesiva concentración de HCO₃⁻ y Na⁺ atribuible al aporte de los minerales en contacto con el agua, la que además incorpora Ca⁺⁺ y Mg⁺⁺, mientras que son deficientes los contenidos de K⁺ y SO₄^{m-}.

Algunas perforaciones que alcanzan la capa freática, llevadas a cabo en el área de estudio, revelan un perfil geológico constituido por sedimentos loésicos con fragmentos líticos de cuarcita y tosca.

La composición mineralógica general del loess (Teruggi, 1982) es de cuarzo y feldespatos alcalinos. En el caso del loess pampeano son plagioclasas intermedias básicas, litoclastos de volcanitas, cuarzo y vidrio volcánico. Los minerales de arcilla presentes son illita, montmorillonita y caolín y el contenido de CaCO₃ varía de 10 a 25 %. Como resumen de la composición mineralógica del loess argentino, Teruggi (1957) encuentra, en la fracción arenosa, a la plagioclasa como el componente más abundante, en la limosa al vidrio volcánico y en la arcillosa a la montmorillonita principalmente. La magnetita es el mineral más abundante de los opacos.

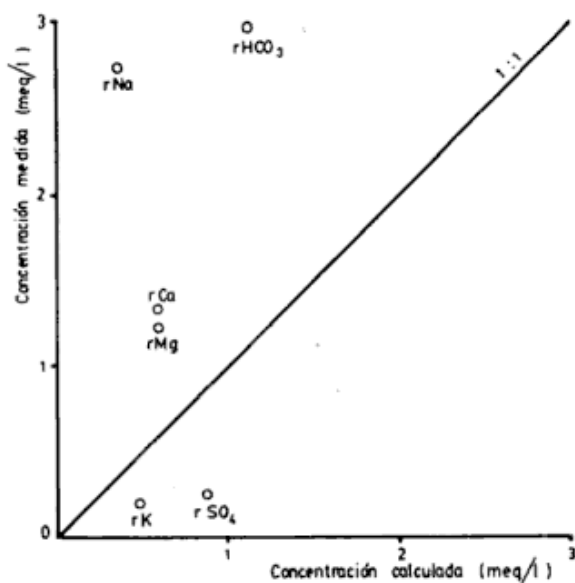


Figura 3: Correlación entre las concentraciones medias medidas y calculadas en el agua subterránea.

Bade (en Roth, 1920) en una muestra de loess y ceniza volcánica tomada en Monte Hermoso y tratada con ácido halló, en el residuo resultante, la siguiente composición:

Anortita	Ortosa y Albita	Cuarzo
%	%	%
2,8	50,02	24,62

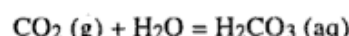
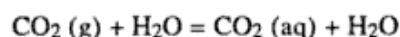
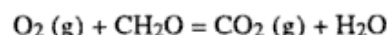
El mismo autor ensayó en laboratorio la capacidad de intercambio iónico de muestras de loess pampeano, destacando la importancia de este fenómeno merced a la presencia de arcillas del tipo ceolitas. Señala también la existencia de mayor cantidad de silicatos y feldespatos en el loess de los niveles superiores, en cambio prevalecen en los mas viejos, capas inferiores, mayor porcentaje de caolín.

Cuadro VI: Comparación entre las concentraciones medias medidas y calculadas del agua subterránea en el área de las Sierras.

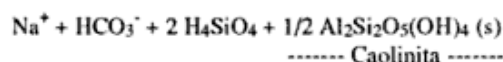
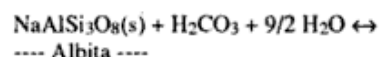
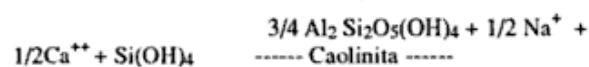
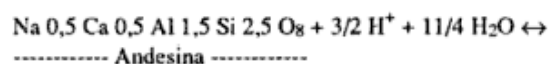
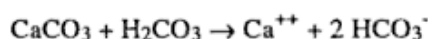
Variable meq/l	Concentración medida M	Concentración calculada C	dc = M - C
rHCO ₃	2,96	1,19	+ 1,77
rSO ₄	0,25	0,91	- 0,66
rCl	0,80	0,80	--
rNa	2,73	0,39	+ 2,34
rK	0,20	0,51	- 0,31
rCa	1,32	0,62	+ 0,70
rMg	1,22	0,62	+ 0,60

* FEC (Factor de enriquecimiento de cloruro) = 5,45.

El suelo que domina el ambiente periserrano de las Sierras Australes (Cappannini *et al.*, 1970) se desarrolla sobre loess y recibe de él toda su influencia. Es de poco menos de un metro de espesor, franco, de permeabilidad moderada, algo ácido, con pH de 6 a 6,9 y un 3,9 % de materia orgánica. La materia orgánica oxidada produce CO₂ que reacciona con el agua infiltrada para formar ácido carbónico y ácidos orgánicos que reducen el pH hasta valores de 4,3 a 4,5 (Freeze y Cherry, 1979: 241). Las reacciones simplificadas son:



Las plagioclasas, andesina y oligoclasa, y la calcita, minerales comúnmente presentes en el loess, reaccionan con el ácido carbónico de la siguiente forma:



Los sucesivos aportes de agua de lluvia infiltrada y la descomposición de la materia orgánica da continuidad al proceso de ataque de minerales.

Se ha visto también que el vidrio volcánico, en la fracción limosa del loess, es el ingrediente más abundante y puede ser fuente importante de cationes, dependiendo ello del tipo de erupción que lo origina. Sin embargo en un medio ácido es más estable que la plagioclasa, por lo tanto su participación, estaría algo limitada en los niveles superiores donde el agua se caracteriza por su bajo pH.

Según lo expuesto, las variaciones que registran los componentes iónicos del agua subterránea, de acuerdo con la figura 3, estarán controladas activamente por la composición mineralógica del loess en concomitancia con los diversos fenómenos modificadores actuantes, adquiriendo el agua una configuración química casi definitiva. Así el exceso de HCO_3^- se debería a la hidrólisis de carbonato cálcico, presente bajo la forma de tosca, y de silicatos contenidos en el material acuífero. En algunos sectores, cuadro VII, el agua subterránea se encuentra en equilibrio con calcita.

La tosca contiene baja proporción de Mg^{++} , sin embargo este ión es más estable que el Ca^{++} y más difícil de precipitar. Si el calcio precipita se incrementará la relación $r\text{Mg}/r\text{Ca}$ dando un índice similar al que tienen las aguas que circulan por dolomitas. Una de las muestras de agua freática, pozo 1, alcanzó el grado de equilibrio en la fase mineral de la dolomita.

La hidrólisis de las plagioclasas causa principalmente el alto porcentaje de sodio y en parte de calcio y sílice soluble, aunque para el primero no forma fase mineral sobresaturada por el elevado producto de solubilidad de las especies bicarbonatadas más comunes (natrón y trona).

El K^+ parecería ser absorbido por arcillas y el déficit de SO_4^{--} podría deberse a un proceso de reducción en niveles localizados del suelo con materia orgánica relativamente abundante. Si se consume H^+ el agua se hace más alcalina y puede precipitar CO_3Ca . Un agua con tan bajo contenido de

SO_4^{--} como ésta podría indicar cierta intensidad del proceso de reducción.

De acuerdo con Bade (*op. cit.*), es de esperar que a mayor profundidad el loess se encuentre saturado por Na^+ y K^+ y por lo tanto, no se produzca intercambio de Mg^{++} y Ca^{++} , en cambio reaccionaría fuertemente con sales de Ca^{++} y Mg^{++} fijándolas contra Na^+ .

Estimación de la infiltración eficaz

Distintos autores, Custodio y Llamas (*op. cit.*), Mandel y Shiftan (1981), Shoeller (*op. cit.*), han aplicado métodos químicos para calcular la recarga de agua de la capa freática a partir de un factor de concentración de sales que ocurre como resultado de la evaporación y que expresa la relación entre la cantidad de sales que posee el agua de la capa frática y las aportadas por el agua de lluvia.

Se considera como trazador al ión Cl^- ya que los otros iones son alterados fácilmente en la capa del suelo, y además porque el terreno, como en este caso, no aporta, prácticamente, cantidades significativas de ión cloruro. El agua de precipitación está más o menos cargada de Cl^- y durante la infiltración se evapora y concentra este ión, que es posteriormente incorporado a la freática. Conociendo el balance de cloruros en este circuito, según Schoeller (*ibid.*) se puede determinar el coeficiente de alimentación A de la capa acuifera mediante la relación:

$$A = (1 - R) \cdot \text{Clp}/\text{Clas}$$

donde R es el coeficiente de escurrimiento del área, Clp y Clas es la concentración del cloruro en el agua de lluvia y subterránea de la capa freática, respectivamente. Por otra parte

$$\frac{\text{Clp}}{\text{Clas}} = \frac{1}{\text{FEC}}$$

Cuadro VII: Estado de sobresaturación de minerales en las muestras de agua de la capa freática.

Pozo	log IS*			
	Calcita	Dolomita	Calcedonia	Cuarzo
1	0,151	0,081	-	-
2	-	-	0,570	1,099
3	-	-	0,763	1,292
4	-	-	0,818	1,348
7	0,008	-	-	-
10	0,080	-	-	-
12	0,094	-	-	-

* Índice de Saturación.

El FEC ha sido calculado en el apartado anterior y es igual 5,45; el R, tomado para la estación de aforo Cerro del Aguila (Bonorino, 1988), es igual a 0,11, entonces:

$$A = (1 - 0,11) \cdot 0,183 = 0,165$$

por lo tanto la infiltración eficaz será igual a:

$$I_e = A \cdot P$$

expresada en porcentaje de lluvia es:

$$I_e = 0,165 \cdot 100 = 16,5 \%$$

valor que indica la alícuota de agua de lluvia que se infiltra en el área serrana occidental de La Ventana, el cual es ligeramente superior al exceso de agua calculado por el método del balance hídrico de Thornthwaite que es el 15,5 % de las precipitaciones, (Bonorino, *op. cit.*).

Carrica *et al.* (1988) aplicaron también el método del balance hídrico de Thornthwaite en forma secuencial, mes por mes, para el período 1936-1945 y obtuvieron para el área de Tornquist, cuenca superior del Arroyo Napostá Grande, un exceso de agua de 14,4 % de las precipitaciones.

Teniendo en cuenta que el escurrimiento superficial, para la cuenca mencionada, en su tramo superior, es del 11 % de las precipitaciones, lo que equivale al agua que la precipitación aporta al curso más el agua que escurre subterráneamente hacia el mismo, existe una diferencia con la infiltración eficaz calculada antes. Esta diferencia, de un 5 % a favor de la infiltración eficaz, indicaría el agua infiltrada que escapa al flujo subterráneo local y que se incorpora al escurrimiento subterráneo profundo. Es probable que parte de este porcentaje pase a alimentar el sistema hidrotermal profundo de la región de Bahía Blanca (Bonorino, *op. cit.*).

CONCLUSIONES

El patrón químico del agua de lluvia evidencia un predominio de los frentes lluviosos provenientes del continente y/o la escasa gravitación de los marítimos.

El quimismo del agua de lluvia, influenciado por el polvo atmosférico terrígeno, registra, durante la infiltración, variaciones iónicas reflejo de los procesos químicos, fundamentalmente la hidrólisis, la disolución simple y el intercambio iónico y con menor significación la reducción y la absorción, que operan dentro del esqueleto del suelo, el cual recibe toda la influencia del loess pampeano.

Las condiciones para realizar el balance de cloruros en el área serrana de La Ventana se conside-

ran razonablemente buenas, ya que el ión cloruro procede casi todo del agua de lluvia, con lo cual los resultados de infiltración eficaz obtenidos y corroborados por otros métodos, déficit de escurrimiento y balance hidrológico por Thornthwaite, permiten afirmar que esta metodología es idónea para su aplicación en otros lugares de la Provincia de Buenos Aires y regiones vecinas con condiciones geológicas similares.

El coeficiente de infiltración eficaz (0,165) indica que en el área periserrana de las Sierras Australes tiene lugar, además de la alimentación de la capa freática, la recarga de las capas más profundas del sistema acuífero regional la cual alcanzaría a un 5 % de la lámina de lluvia precipitada en ese lugar.

AGRADECIMIENTOS

El autor desea expresar su reconocimiento a la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires y al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas por su apoyo económico para el desarrollo de este estudio.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- BONORINO, A. G., 1988. *Geohidrología del sistema hidrotermal profundo de la región de Bahía Blanca*. Tesis Doct., 1-268, (inéd.), Univ. Nac. del Sur.
- CAPPANNINI, D. A., C. SCOPPA y J. VARGAS GIL, 1970. *Suelos de las Sierras Australes Bonaerenses. Reunión sobre Geología Sierras Australes Bonaerenses. Provincia de Buenos Aires*. C.I.C. (La Plata): 203-234.
- CARRICA, J. C., A. G. BONORINO, G. T. ALVAREZ y R. TORRENTE, 1988. *Evaluación de métodos empíricos para el cálculo de la evapotranspiración real en el ámbito de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires*. IIº Jorn. Geol. Bonaerens., Actas, (Bahía Blanca): 589-598.
- CUSTODIO, E. y M. R. LLAMAS, 1976. *Hidrología subterránea*. Ed. Omega, 1-2359.
- DAVIS, S. N. y R. DE WIEST, 1971. *Hidrología*. Ed. Ariel. 1-563, Barcelon.
- FREEZE, R. A. y J. A. CHERRY, 1979. *Groundwater*. Prentice-Hall, Inc. London, 1-604.
- LARSSON, I., 1985. *Aguas subterráneas en rocas duras*. Estudios e Informes en Hidrología 33, UNESCO, 1-300, París.
- MAMANE, Y., 1984. *Precipitation chemistry and mineral deposition in Israel*. Pap. 84-207, 77th Annual Meeting of A.P.C.A., 1-16, San Francisco.
- MANDEL, S. y Z. L. SHIFTAN, 1981. *Groundwater resources, investigations and development*. Water Pollution. A series of Monographs. Academic Press, 1-269, New York.
- MATVEYEV, A. A. y O. I. BASMMAKOVA, 1967. *Chemical composition of atmospheric precipitations*

- in some regions of the URSS. Soviet Hydrology. Selected pap. (5): 480-491.
- MERCADO, A., J. KAHANOWITCH, A. NISSENBAUM, A. KAUFMAN y Y. GILBOA**, 1978. *Possible use of geochemical and isotopical investigations of groundwaters as a means for oil and gas prospection*. Tahal Rep. 01/78/07.
- NATIV, R. y E. MAZOR**, 1987. *Rains events in an arid environment. Their distribution and ionic and isotopic composition patterns: Makhtesh Ramon Basin, Israel*. Jour. of Hydrology, 89 (3/4): 205-237.
- ROSENTHAL, E.**, 1987. *Chemical composition of rainfall and ground water in recharge areas of the best Shean-Harod multiple aquifer system, Israel*. Jour. of Hydrology, 89 (3/4): 329-352.
- ROTH, S.**, 1920. *Investigaciones geológicas en la Llanura Pampeana*. (con un estudio petroquímico por Bade, F.). Rev. Museo de La Plata, XXV: 135-142.
- SANDLER, A.**, 1981. *Geochemistry of groundwaters from basalt aquifers in the lower Galilee and the Golan*. Geol. Surv. Isr., Rep. Hydro. /2/81.
- SCHOELLER, H.**, 1956. *Geochémie des eaux souterraines. Aplications aux eaux des gisements de pétrole*. Ed. Technic, 10 (3): 181-213, París.
- SCHOELLER, H.**, 1962. *Les eaux souterraines*. Ed. Mason et Cie., 1-642, París.
- TAVIV, A.**, 1982. *Chemical composition of precipitations in Israel*. Mgr. Thesis; Technion Technol. Inst. Israel, 1-57.
- TERUGGI, M. E.**, 1957. *The nature and origin of argentine loess*. Jour. of Sedimentary Petrology, 27 (3): 322-332.
- _____, 1982. *Diccionario Sedimentológico*. Vol. I, Rocas clásticas y fibroclásticas. Edit. Librart, 1-104, Buenos Aires.
- WHITE, D. E.**, 1970. *Geochemistry applied to the discovery, evaluation and exploitation of geothermal energy resources*. Geothermics, Special issue 2. U. N. Symp. on the Develop. and Utiliz. of Geothermal Resources, 1: 58-80, Pisa.

Recibido: 5 de marzo, 1989.

Aceptado: 10 de junio, 1991.

ALFREDO GUILLERMO BONORINO

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

EL CARBONIFERO DE AGUA DE CARLOS (PRECORDILLERA DE LA RIOJA), SU IMPORTANCIA TECTONICA Y PALEOAMBIENTAL

Luis E. Fauqué y Carlos O. Limarino

RESUMEN: Las características de los depósitos neopaleozoicos aflorantes en la región de Agua de Carlos (Cuenca del Río Blanco) son examinados en este trabajo. El mapa geológico detallado de la región y la observación de perfiles, han permitido certificar la existencia de movimientos tectónicos de magnitud (ocurridos a principios del Carbonífero medio) y de diamictitas vinculadas al episodio glacial paleozoico registrado en varias cuencas de Argentina.

Las rocas más antiguas corresponden a la Formación Jagüel (Carbonífero inferior), integrada por areniscas y pelitas gris verdosas laminadas. Por otro lado un interesante conjunto de diamictitas y conglomerados con cadilitos, clastos facetados y estriados ha sido también hallado en la unidad. Todas estas rocas se encuentran plegadas y cubiertas en fuerte discordancia angular por areniscas, sabulitas, conglomerados y pelitas de la Formación Río del Peñón (Carbonífero medio-superior). Paralelamente, los depósitos del Carbonífero inferior se encuentran frecuentemente intruidos por diques y filones capa, principalmente mesosilícicos (desde pórfiros tonalíticos a dioríticos). Estas rocas junto con aquellas referidas a la Formación Punta de Agua, también discutidas en este trabajo, serían la expresión de la Fase magmática Somuncurá en la región. Este magmatismo es interpretado como vinculado genéticamente a los movimientos intracarboníferos, distinguiéndose dos pulsos principales, uno pre y otro postectónico.

Finalmente, se propone en este trabajo la denominación de Fase Río Blanco para los movimientos que generaron la discordancia de la base de la Formación Río del Peñón, estos movimientos plegaron al sustrato eocarbonífero y muy probablemente también fueron los causantes de importantes modificaciones paleogeográficas tanto en el ámbito de las cuencas marginales como de antepaís. Por último, la existencia de diamictitas relacionadas a un evento glacial permite proponer un horizonte de correlación intercuenal entre las Formaciones Jagüel, Cortaderas (Cuenca de Río Blanco), Hoyada Verde (Cuenca Calingasta-Uspallata) y Agua Colorada (Cuenca Paganzo).

ABSTRACT: This paper deals with the neopaleozoic sequence from Agua de Carlos region (Río Blanco Basin). According to the information obtained from regional studies and detailed logs, it has been confirmed the existence of important tectonic movements during the early Middle Carboniferous. Moreover, glacial diamictites which probably are related to the paleozoic glacial event found in several basins from Argentina, are described.

The oldest rocks correspond to the Jagüel Formation (Lower Carboniferous). This unit is composed of green sandstones and mudstones and it also includes an interesting sequence of diamictites with dropstones, faceted and striated clasts. The Río del Peñón Formation (Middle-Upper Carboniferous) covers unconformably the Lower Carboniferous sediments, and it comprises sandstones, sabulites, conglomerates and mudstones deposited in fluvial and marine (litoral) environments. In addition, intrusive rocks (tonalites and diorites) are often found as sills and dykes in the Jagüel Formation. This volcanic rocks together with the Punta de Agua Formation (also considered in this paper) are referred to the Somuncura Magmatic Phase which is here interpreted as genetically linked to the intracarboniferous movements.

The name Fase Río Blanco is proposed for the movements that formed the unconformity in the bottom of the Río del Peñón Formation. These movements folded the Lower Carboniferous sediments and probably originated important paleogeographic changes in both marginal and pericratonic basins from northwest Argentina. On the other hand the diamictites considered in this paper are proposed as key beds for regional correlation between Río Blanco, Paganzo and Calingasta-Uspallata Basins.

INTRODUCCION

Los depósitos neopaleozoicos aflorantes en la llamada Cuenca del Río Blanco (Amos, 1964), se encuentran entre aquellos menos conocidos del noroeste argentino. Esto es particularmente válido para la región septentrional de la mencionada cuenca (Precordillera de La Rioja), donde son aún escasos los trabajos referidos específicamente a las sucesiones neopaleozoicas. Esta falta de información no se

compara con las excelentes y potentes exposiciones de estas rocas, las que muy probablemente representan un registro más o menos continuo desde el Carbonífero inferior hasta el Triásico.

No obstante, en los últimos años, el hallazgo de una potente secuencia referida al Carbonífero inferior (González y Bossi, 1986; Fauqué *et al.*, 1989) y la existencia de un significativo volcanismo eocarbónico (Aceñolaza, 1971), han llamado la atención sobre la importancia de esta región, para el co-

nocimiento de la estratigrafía del Paleozoico superior.

Aquí son presentados los resultados alcanzados a través de observaciones de campo realizadas en un amplio sector de la Precordillera riojana y del análisis de un perfil de las secuencias carboníferas aflorantes en los alrededores del paraje Agua de Carlos ó Agua de Cándido. La sección analizada está integrada por dos perfiles parciales separados aproximadamente 4 km uno del otro, en sentido norte-sur. El ubicado más al sur dista aproximadamente 2 km al oeste de un precario campamento minero actualmente abandonado, ubicado en el km 41 del camino que, desde la localidad de Jagüel, se dirige al refugio de Los Pastillos (figura 1). En esta localidad se ha podido certificar la existencia de movimientos tectónicos de magnitud y de un importante episodio glacial, ocurridos probablemente durante el Carbonífero medio. Por lo tanto este trabajo presta especial atención al significado de los movimientos tectónicos intracarboníferos identifi-

cados en el área, como a la posible vinculación genética del magmatismo eocarbónico (Aceñolaza, *op. cit.*) con ellos. Además se discute la importancia de los niveles glaciares, como elemento de correlación intercuenal.

ESTRATIGRAFIA DEL CARBONIFERO EN LA REGION

En la Precordillera riojana, ubicada al oeste de Jagüel, afloran dos secuencias sedimentarias carboníferas diferentes por su litología, contenido fosilífero, paleoambientes de sedimentación y estilo tectónico. Estas secuencias evidencian interrupciones en la sedimentación y deformación, a la que están asociados períodos de intrusión o extrusión de rocas magmáticas. Si bien en muchos lugares el contacto entre ambas entidades es tectónico, en el paraje conocido como Agua de Carlos hemos podido observar la relación estratigráfica original entre estas secuencias, caracterizada por una fuerte dis-

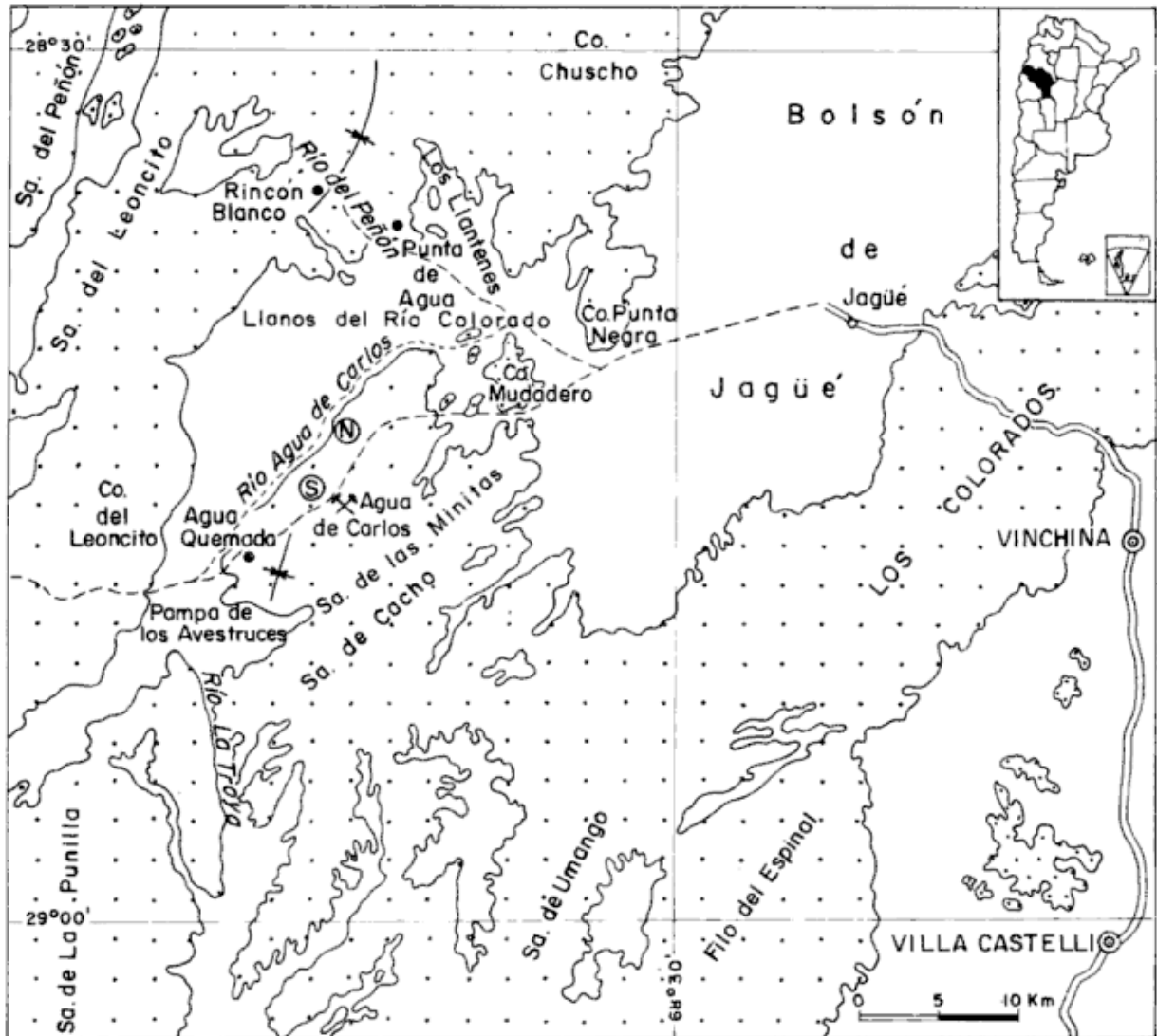


Figura 1: Mapa de Ubicación. N perfil norte. S perfil sur.

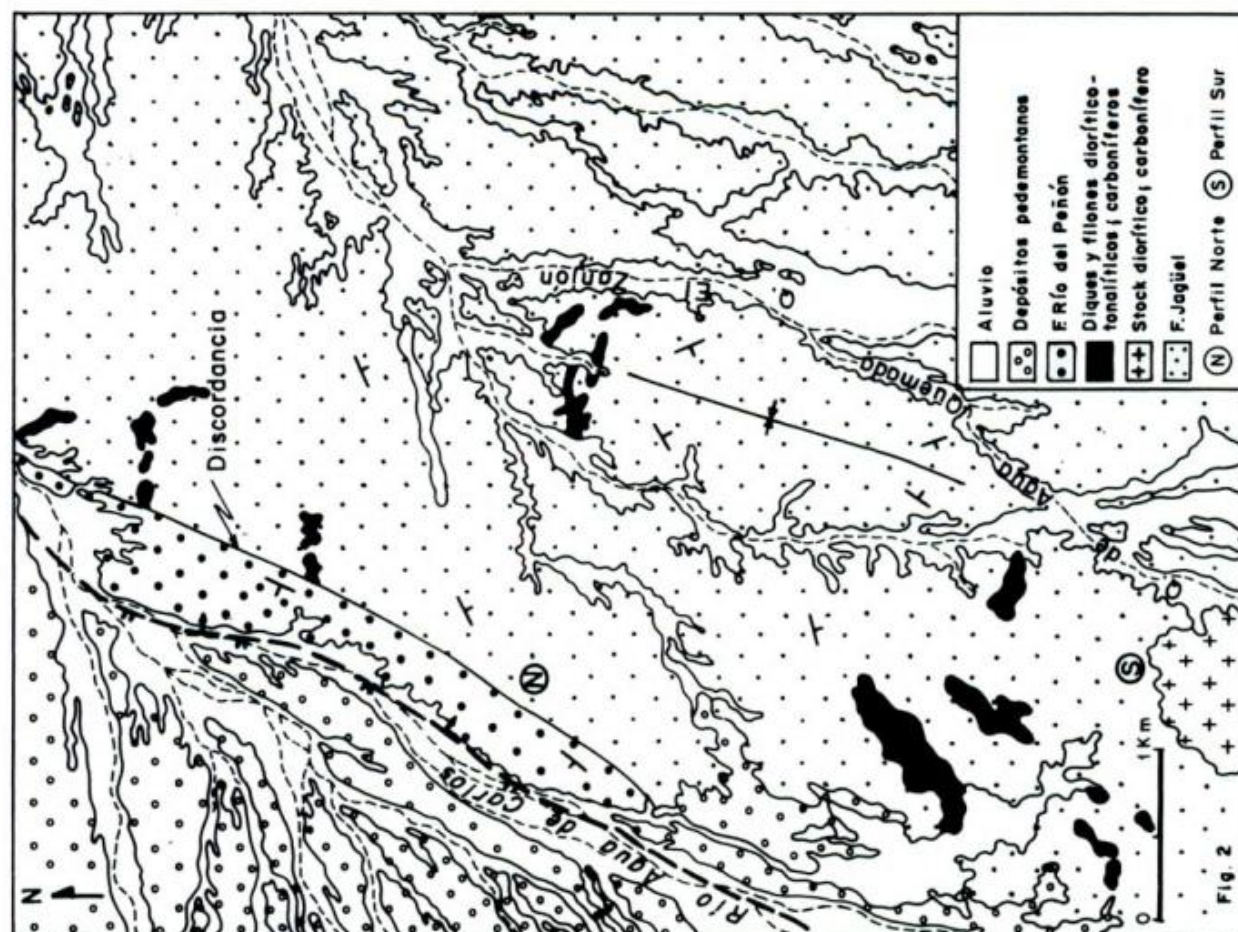


Figura 2: Mapa geológico del área Agua de Carlos.



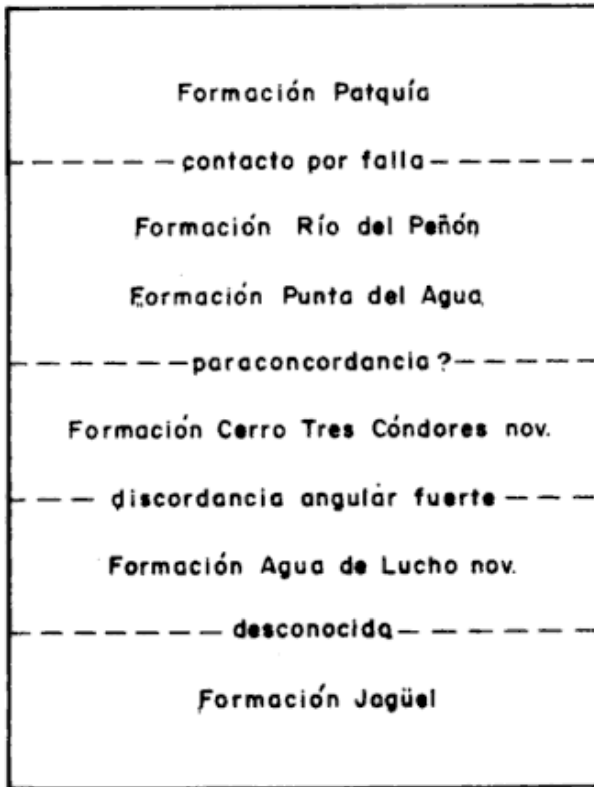


Figura 3: Cuadro estratigráfico propuesto por González y Bossi (1987).

cordancia angular, indicadora indudablemente del diastrofismo que generó esa superficie.

La **secuencia eocarbonífera**, muy potente, está integrada por rocas epiclásticas de tonalidades gris verdosas, representadas por conglomerados, areniscas (wackes), pelitas y diamictitas. Su edad está documentada por abundantes restos fósiles asignados a la Fauna de *Protocanites* (Fauqué *et al.*, 1989) y a la Flora de *Lepidodendropsis* (González y Bossi, 1986, 1987; Fauqué *et al.*, *op. cit.*). La sucesión aparece complicada tectónicamente por fallamiento y plegamiento, siendo además intruida por pequeños stocks, diques y filones capa de composición general diorítico-tonalítica. Todo este conjunto litológico considerado inicialmente por Borrello (1955) como "Jagüeliano", es denominado Formación Jagüel por González y Bossi (1986). Para estos últimos autores la unidad "infrayace en discordancia angular" a la Formación Punta del Agua, definida inicialmente por Aceñolaza (1971) como un conjunto volcánico sedimentario, que incluye a las "andesitas del Cerro Chuscho" descriptas por Aceñolaza (*op. cit.*). En un trabajo posterior (González y Bossi, 1987) identificaron dos nuevas formaciones denominadas Agua de Lucho y Cerro Tres Cóndores, dispuestas por encima de la Formación Jagüel. Esta modificación es particularmente importante, pues acota estratigráfica-

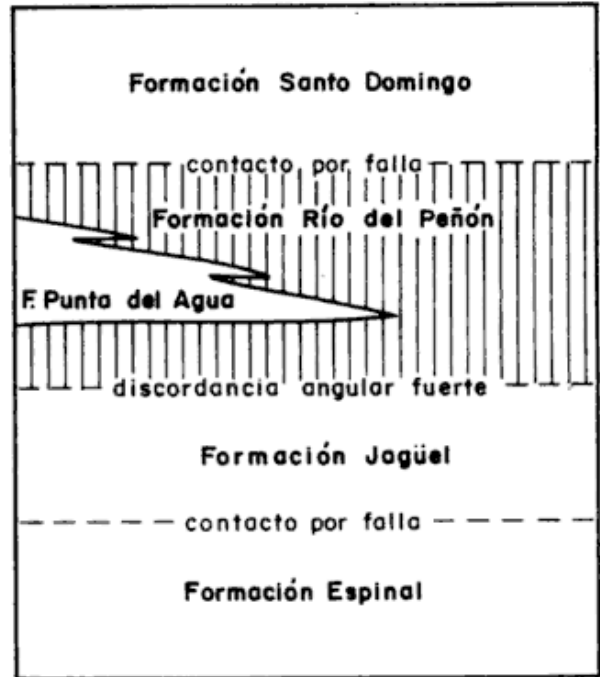


Figura 4: Cuadro estratigráfico propuesto para este trabajo.

mente con mayor precisión la posición de la discordancia angular antes aludida, por debajo de la Formación Cerro Tres Cóndores. El cuadro estratigráfico propuesto por González y Bossi (1987) es ilustrado en la figura 3. En el presente trabajo mantendremos la denominación inicial de Formación Jagüel (González y Bossi, 1986) para toda la secuencia sedimentaria eocarbonífera.

En lo que respecta a las **sedimentitas neocarboníferas** han sido incluidas en la Formación Río del Peñón (Borrello, 1955; *nom. sub.* González y Bossi, *op. cit.*), aunque otros nombres formacionales han sido también utilizados para referirse a estas rocas, tales como: Formación Tupé (Aceñolaza *et al.*, 1971), Formación Quebrada Larga (Scalabrini Ortiz, 1972) y Formación Volcán (Aceñolaza, 1971). Desde el punto de vista composicional se encuentran formadas principalmente por conglomerados claros, areniscas sabulíticas cuarzosas blanquecinas, areniscas cuarzo-feldespáticas micáceas verdosas a rosadas y pelitas gris parduzcas (a menudo carbonosas). Todo este conjunto tiene una típica tonalidad gris blanquecina que lo hace inconfundible. En el sinclinal del Rincón Blanco (localidad tipo de esta secuencia), afloran ampliamente sobre ambos flancos gruesos mantos de andesitas y basaltos que se intercalan en la parte baja de la sucesión neocarbonífera, entre los conglomerados basales y el resto de la secuencia sedimentaria. Estas volcanitas, denominadas Formación Punta del Agua (Aceñolaza *et al.*, 1971; *nom. subst.* González y Bossi, 1986) corresponden a un episodio volcánico que interrum-

pió en forma parcial y muy localmente la sedimentación del Carbonífero superior (Formación Río del Peñón). Esta intercalación volcánica, muy discontinua lateralmente, podría ser considerada como una facies dentro de la misma Formación; sin embargo respetaremos la denominación y categoría que le fuera impuesta por Aceñolaza (*op. cit.*) destacando, no obstante, la contemporaneidad de buena parte de los depósitos sedimentarios de la Formación Río del Peñón con las volcanitas de la Formación Punta del Agua.

En base al material paleontológico (invertebrados marinos) obtenido en varios niveles fosilíferos del sinclinal del Rincón Blanco, se ha asignado a la Formación Río del Peñón una edad carbonífera media-superior (González y Bossi, 1986).

A modo de resumen presentamos en la figura 4 un esquema de la estratigrafía del neopaleozoico de la región. Las dos secuencias depositacionales carboníferas corresponden, la eocarbonífera a la Formación Jagüel y la neocarbonífera a la Formación Río del Peñón. Por lo tanto la Formación Jagüel incluye en este esquema a las Formaciones Jagüel, Agua de Lucho y Cerro Tres Cóndores de la propuesta presentada por González y Bossi (1987).

Las sedimentitas neopaleozoicas están en contacto de falla con las metamorfitas precámbricas de la Formación Espinal (Turner, 1964), esta relación puede ser fácilmente observada en el borde occidental del Cerro Cacho, donde una falla inversa inclinada al este levanta el basamento sobre la secuencia eocarbonífera. En lo que respecta a la relación de techo, son cubiertas (también por contacto de falla) por la Formación Santo Domingo (Limarino *et al.*, 1990) de probable edad triásica.

Un punto interesante, aún no aclarado, es la equivalencia de las unidades definidas en este sector de la Cuenca del Río Blanco, con aquéllas empleadas en la parte austral (área de Malimán) por Scalabrini Ortiz (1970; 1973). En este sentido y aunque aún son necesarias más investigaciones para formular un cuadro estratigráfico integrado para toda la cuenca, se propone en este trabajo un nivel de correlación estratigráfica entre la secuencia eocarbonífera (Formación Jagüel) y las Formaciones Malimán y Cortaderas (Scalabrini Ortiz, 1970).

Por otro lado, la secuencia neocarbonífera (Formación Río del Peñón) del sinclinal de Rincón Blanco, fue denominada por Scalabrini Ortiz (1973) como Formación Quebrada Larga y por lo tanto es correlacionable con la descrita por este último en la localidad tipo (Quebrada Larga). Además, por sus características faciales y composicionales, estas rocas son afines (aunque muestran mayor participación de depósitos marinos litorales) a aquellas incluidas en la sección inferior del Grupo Paganzo en la cuenca homónima.

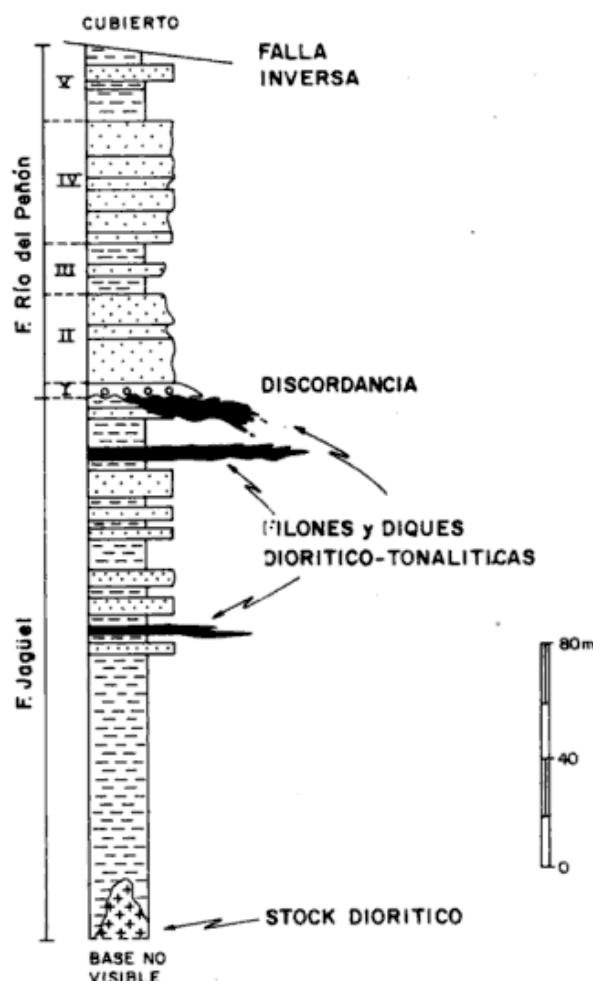


Figura 5: Perfil esquemático de los depósitos carboníferos de Agua de Carlos. Referencias I, II, III, IV y V corresponden a los tramos descritos en el texto de la Formación Río del Peñón.

GEOLOGIA DEL AREA DE AGUA DE CARLOS

La zona que aquí mencionamos como Agua de Carlos o también conocida como Agua de Cándido corresponde a un área de aproximadamente 7,5 km de ancho por 15 km de largo que con rumbo noeste se extiende entre la Pampa de los Avestruces por el sur y los Llanos del Río Colorado por el norte. En sentido este-oeste el área queda delimitada por la Sierra de Las Minitas (al este) y el Río Agua de Carlos ó Cándido (al oeste), figura 1. El paisaje labrado principalmente sobre las sedimentitas eocarboníferas está representado por suaves lomadas redondeadas de escasa altura, en muchos casos coronadas por bancos arenosos o diques destacados por erosión diferencial).

El relevamiento detallado de la comarca permitió identificar la existencia de dos unidades sedimentarias carboníferas, las Formaciones Jagüel (Carbonífero inferior) y Río del Peñón (Carbonífe-

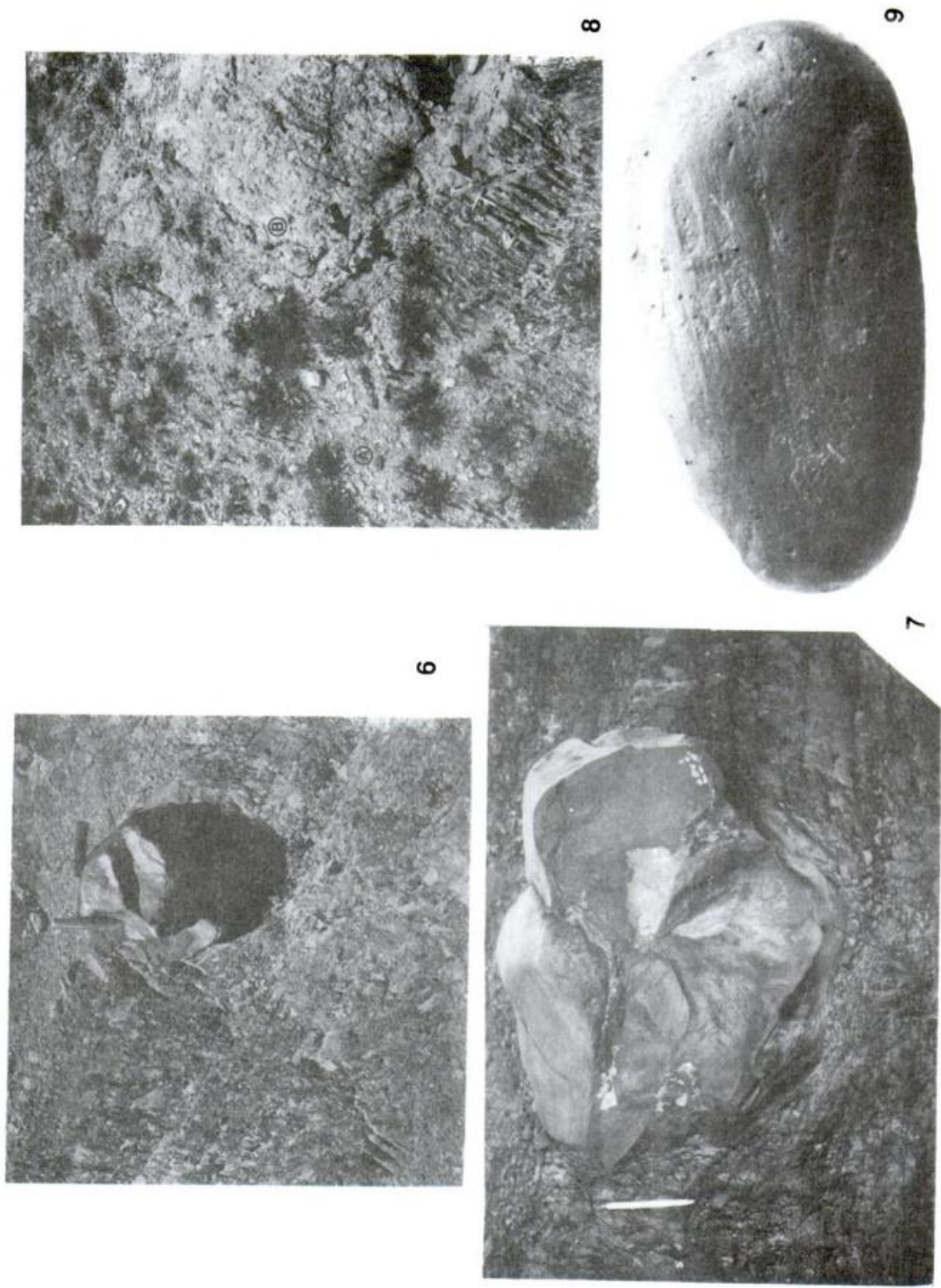


Figura 6: Cadilito (*dropstone*) en pelitas y areniscas muy finas de la Formación Jagüel. Unos pocos metros por encima de los niveles con diamictitas (Perfil Sur).
Figura 7: Detalle de la Figura 6. Obsérvese la deformación de la estratificación producida por el clasto de caliza al impactar. **Figura 8:** Detalle de la discordancia que separa a las Formaciones Jagüel y Río del Peñón. A: niveles de pelitas y areniscas plegadas de la Formación Jagüel. B: señala la posición del conglomerado basal de la Formación Río del Peñón. **Figura 9:** Clasto de 20 cm de diámetro máximo, pentagonal, facetado y estriado, obtenido en las diamictitas de la Formación Jagüel.

ro medio-superior). Una tercera unidad neopaleozoica corresponde a facies intrusivas e hipabisales alojadas principalmente en la secuencia eocarbonífera (cf. Maisonave, 1971). Un aspecto sumamente significativo es la relación de fuerte discordancia angular (figuras 2 y 10), comprobada en la comarca, entre las Formaciones Jagüel y Río del Peñón. Esta última unidad aflora únicamente en el rincón noroeste del área, en una angosta faja de 4,5 km de largo, que no supera el kilómetro de ancho (figura 2). La Formación muestra allí un reducido espesor (130 m) debido a la existencia de una falla inversa que suprime gran parte de la secuencia eocarbonífera.

El diseño estructural del Carbonífero de Agua de Carlos, está dado por estructuras de plegamiento y fallamiento. Tanto las fallas como los ejes de plegamiento son de rumbo submeridional. Para comprender esta estructura, debemos observar toda la secuencia neopaleozoica, que a esta latitud integra la Precordillera riojana, constituyendo una faja estrecha con un ancho que no supera los 30 km.

Los movimientos intracarboníferos, así como los movimientos compresivos del final del paleozoico, se hallan registrados en el distinto estilo tectónico que muestra el Carbonífero inferior (Formación Jagüel) respecto del Carbonífero medio-superior (Formación Río del Peñón). El primero posee pliegues de longitud de onda baja a moderada (sector de Agua de Carlos), en cambio el segundo posee solamente pliegues de longitud de onda alta (sinclinal de Rincón Blanco).

Posteriormente la tectónica ándica comprime, en este sector, la secuencia neopaleozoica entre bloques rígidos, representados por el cordón granítico de la Sierra del Leoncito (al oeste) y el basamento del Cerro Cacho (al este). La compresión genera en la secuencia lineamientos submeridionales de origen compresivo, que determinan corrimientos dentro de la secuencia y bajocorrimientos en sus extremos, como puede observarse hacia el este en el pie occidental del Cerro Cacho, donde se ponen en contacto el basamento de la Formación Espinal (Turner, 1964) con la secuencia carbonífera inferior de la Formación Jagüel.

FORMACION JAGUEL

Se incluye en esta unidad a una potente secuencia de pelitas y areniscas finas de característico color verde oliva. La Formación está sumamente dislocada debido a plegamiento y fallamiento, por lo que la sección estudiada, resulta de lo observado en dos quebradas. En la quebrada ubicada más al norte (N en la figura 2), se ha levantado un perfil parcial que corresponde únicamente a la parte superior de la Formación, con el objeto de mostrar el pasa-

je discordante con la suprayacente Formación Río del Peñón (figura 5).

En dicho perfil la unidad puede ser dividida en dos secciones, la inferior de unos 105 m de espesor mínimo (base no visible), se encuentra formada exclusivamente por pelitas laminadas gris verdosas, que sólo ocasionalmente muestran delgadas intercalaciones (hasta 0,06 m de espesor) de areniscas finas generalmente macizas o con laminación horizontal u ondulítica. En esta sección aparecen con alguna frecuencia concreciones calcáreas subsféricas de hasta 0,20 m de diámetro.

La sección superior, de unos 95 m de espesor, está básicamente formada por una alternancia rítmica de areniscas y pelitas, estratificadas en bancos de unos 0,04 m de potencia media. Las psamitas suelen encontrarse laminadas y en ocasiones muestran una imperfecta laminación ondulítica junto a ondulitas de corriente. Las pelitas por lo general aparecen laminadas. Aproximadamente 4 km al sur (quebrada S, figura 2) aparece intercalado en la secuencia un muy interesante conjunto de diamictitas, conglomerados y pelitas guijarrosas. A los fines descriptivos, han sido identificadas las siguientes litofacies:

a) **Pelitas laminadas con clastos:** se trata de potentes paquetes laminados de rocas pelíticas, en las que se observan clastos de hasta 0,45 m de diámetro distribuidos preferentemente en determinados horizontes. Estos clastos han producido deformación y en algunos casos ruptura de la laminación infrayacente (figuras 6 y 7).

b) **Diamictitas matriz-soportadas macizas:** son principalmente paraconglomerados macizos, polimicticos, en donde los clastos de hasta 0,30 m de diámetro máximo son de cuarzo, calizas, granito, cuarcitas y metamorfitas. Una característica sobresaliente es la presencia de clastos facetados, estriados y de formas pentagonales (figura 9). La matriz es limoarcillosa de color gris azulado.

c) **Pelitas guijarrosas:** presentan características similares a las diamictitas arriba descriptas, pero la relación clastos/matriz es sumamente baja y el diámetro máximo de los clastos no supera los 0,10 m.

d) **Ortoconglomerados polimicticos:** resultan ortoconglomerados medianos a finos, macizos, principalmente matriz-sostenidos, estratificados en bancos amalgamados. Esta litofacies se encuentra escasamente representada.

El tramo hasta aquí descripto de la Formación Jagüel demuestra haberse formado en un ambiente

marino, al que nosotros interpretamos como ubicado sobre la plataforma continental. Es evidente que el tramo superior fue depositado en una zona de menor profundidad indicando una progresiva somerización hacia el techo de la Formación.

Sin lugar a dudas, son las facies diamictíticas identificadas en la quebrada S, las que adquieren mayor importancia desde el punto de vista paleoambiental. En efecto la presencia de diamictitas macizas y pobremente seleccionadas, clastos caídos (dropstones), facetados y estriados, junto a formas pentagonales de guijarros y bloques, llevan a suponer a estas rocas como vinculadas a procesos glaciales.

En el caso de los **dropstones**, la ruptura de la laminación infrayacente a guijones y bloques (figura 7) indica inequívocamente que el clasto ha impactado contra el sustrato pelítico ya sedimentado (Thomas y Connell, 1985). En este sentido, las características del depósito llevan a suponer que el balance fue producido por hielo flotante (témpanos), descartándose la existencia de balsas orgánicas, debido al gran tamaño de los bloques (0,40 m de diámetro máximo) y a la falta de raíces o cualquier otro resto vegetal.

Por otro lado la asociación superficie facetada-estriada es una forma típica de abrasión glacial y descarta otros mecanismos invocados para la formación de estrías (Limarino y Gutiérrez, 1990).

En síntesis, la información presentada sugiere que estos depósitos están vinculados al episodio glacial de edad carbonífera registrado en cuencas vecinas. Resta aún que estudios sedimentológicos de detalle establezcan si estas rocas representan verdaderas tillitas glaciáricas o por el contrario resultan en su totalidad facies de diamictitas resedimentadas de acumulaciones glaciáricas cuasi-contemporáneas.

FORMACION RIO DEL PEÑON

Esta Formación presenta una composición litológica mucho más variada, pues se encuentra formada por areniscas, sabulitas, conglomerados, pelitas carbonosas, algunas calizas y margas. Alcanza en el perfil estudiado tan sólo un espesor de 130 m ya que la parte superior de la unidad se encuentra suprimida por una falla inversa (figura 5).

A diferencia de su infrayacente, la Formación Río del Peñón no presenta una estructura de plegamiento apretado. Se dispone en discordancia angular sobre la Formación Jagüel, estando formada en su parte inferior por un conglomerado de base de 6 m de espesor (Intervalo I, figura 5). Se trata de un ortoconglomerado polimictico gris amarillento, clasto sostenido, macizo, con matriz arenosa gruesa a mediana y guijarros de hasta 0,09 m de diámetro

máximo. La composición de los clastos es variable, en la parte inferior (primeros 2 m) son en más de un 70 % de pelitas y areniscas muy finas de la Formación subyacente, en este caso los fragmentos son a menudo angulosos lo que le confiere al nivel aspecto brechoso. Hacia la parte media y superior aumenta considerablemente la proporción de cuarzo, granito y el redondeamiento de los clastos.

El intervalo II corresponde a unos 30 m de areniscas gruesas (hasta sabulitas) gris blanquecinas, estratificadas en bancos lenticulares de 1,5 m de espesor máximo. La estratificación entrecruzada tabular planar y la estratificación plana horizontal son muy frecuentes existiendo además algunos niveles de pelitas carbonosas y areniscas finas gris oscuras laminadas.

El tramo III está formado en su base por unos 15 m de areniscas finas verdosas (lamindadas o con estratificación ondulítica), que alternan con pelitas gris azuladas laminadas. Hacia la parte media, con una potencia de 10 m, afloran areniscas medianas y finas verdes con estratificación plana, laminación ondulítica y ondulitas (probablemente de oleaje). En la parte superior afloran no menos de 12 m de areniscas medianas y gruesas gris amarillentas que incluyen además niveles (de hasta 1 m de espesor) de calizas estromatolíticas y areniscas calcáreas con restos de bivalvos y gastrópodos.

El tramo IV resulta desde el punto de vista litológico una repetición del tramo II alcanzando unos 40 m de espesor y encontrándose sus bancos superiores en posición invertida por arrastre de falla.

Finalmente en el tramo V, los estratos también volcados por arrastre de falla, repiten la secuencia del tramo III. Pero a diferencia de este último, las areniscas y pelitas muy alteradas tienen una uniformidad rojiza.

El paleoambiente sedimentario de la sección hasta aquí descrita es interpretado como marino litoral hasta francamente continental fluvial. Las facies marinas litorales comprenden la parte media e inferior del perfil (tramos I y III); el conglomerado basal fue formado como respuesta directa a los movimientos que plegaron a la Formación Jagüel y crearon la discordancia que separa ambas unidades. En nuestra interpretación el intervalo II corresponde principalmente a sistemas fluviales distributarios que progradaron sobre la secuencia marina arriba considerada. Sin embargo, una marcada inestabilidad en el nivel del mar es señalada por el intervalo III, el que corresponde a una corta ingresión marina dominada por facies litorales. En este sentido la parte inferior (psamo-pelítica) indicaría las condiciones de ingresión máxima pasándose hacia arriba a un ambiente costanero representado por areniscas con ondulitas, margas y calizas. Final-



Figura 10: Aspecto de la discordancia intracarbonífera entre las Formaciones Jagüel y Río del Peñón (Fase Río Blanco). A: Formación Jagüel y B: Formación Río del Peñón.

mente, la parte superior del perfil (intervalo IV) habría sido depositado netamente en ambiente continental similar al intervalo II.

SINTESIS DEL MAGMATISMO CARBONIFERO EN LA PRECORDILLERA DE JAGUEL

Los depósitos del Carbonífero inferior del sector de Agua de Carlos, se hallan intruidos principalmente por diques y filones capa de pórfiros y lamprófidos tonalíticos, presentando además stocks de composición diorítica, de los que parten numerosos filones, emplazados en los sectores aledaños.

Maisonave (1971), menciona para esta zona una Facies Plutónica representada por dos intrusivos dioríticos (Cerro de Cándido), ubicados en la margen izquierda del tramo superior de la Quebrada de Agua Quemada y una Facies Hipabisal que corresponde a las rocas filonianas.

Además se ha observado en el sinclinal de Agua Quemada (figura 1), la presencia de filones capa de pórfiros tonalíticos plegados con la secuencia carbónica inferior, y algunas inyecciones menores discordantes, asociadas a los anteriores. Estas intrusiones, de acuerdo al tipo de emplazamiento, representarían probablemente cuerpos sintectónicos, emplazados concomitantemente con los movimientos intracarboníferos.

Con posterioridad al episodio magmático recién mencionado, se produjeron los movimientos más intensos de la fase diastrófica intracarbonífera, los que se hallan materializados en la fuerte discordancia angular observada en la zona de Agua de Carlos. La superficie erosiva que forma este plano

de discontinuidad, bisela el Carbonífero inferior (figura 8) y trunca las rocas filonianas emplazadas en este, las que por erosión diferencial crean un paleorrelieve ligeramente irregular en el plano de discontinuidad.

Se inicia entonces la secuencia depositacional carbonífera superior cuya base aflora en Agua de Carlos y que ya describiremos en detalle. Extensos afloramientos de esta secuencia forman el sinclinal del Rincón Blanco, conocido por su contenido fosilífero el que asigna a esta sucesión edad carbonífera media a superior. El sinclinal posee en ambos flancos, intercalados en la parte baja de la secuencia sedimentaria, mantos de riolacitas, andesitas y basaltos, a los que se asocian brechas volcánicas autoclásticas y aglomerados volcánicos. Este magmatismo es el que Aceñolaza *et al.* (1971), mencionan como "Andesita Punta de Agua". González y Bossi (1986), fueron quienes dieron a estas rocas la denominación formal de Formación Punta del Agua, adaptándose a las normas de nomenclatura estratigráfica.

De acuerdo a los trabajos de Aceñolaza inmediatamente citados y a nuestras observaciones, este magmatismo consta de dos facies. La **facies intrusiva** está representada por cuerpos subvolcánicos mesosilícicos a básicos, pobres en volátiles, con autobrechamiento debido a rápida cristalización (Aceñolaza *et al.*, 1971). Esta facies intruye al Carbonífero inferior y al miembro basal (conglomerádico) del Carbonífero medio-superior. La **facies efusiva** fue depositada con posterioridad al miembro inferior conglomerádico antes citado, constituyendo una intercalación volcánica discontinua lateralmente dentro de la secuencia carbonífera.

ra media-superior. Este hecho destaca la contemporaneidad de las sedimentitas y rocas volcánicas.

De acuerdo a las relaciones de campo que hemos podido observar en la Precordillera riojana, hay evidencias de actividad magmática pre y postectónica con respecto a la fase diastrófica intracarbonífera y vinculada genéticamente a los movimientos que la producen.

SIGNIFICADO GEOLOGICO DE LA DISCORDANCIA INTRACARBONIFERA E IMPORTANCIA ESTRATIGRAFICA DE LAS DIAMICTITAS

La discordancia angular observada en la base del Carbonífero medio-superior (Formación Río del Peñón), evidencia inequívocamente movimientos que plegaron el sustrato eocarbonífero (Formación Jagüel) con anterioridad a la depositación de la secuencia de la Formación Río del Peñón. De esta forma se confirman las ideas de Polanski (1970) y Furque (1972) acerca de la existencia de movimientos intracarboníferos de importancia en las cuencas del oeste argentino.

En la región de Agua de Carlos, el evento deformativo produjo la marcada continentalización (interrumpida por breves y recurrentes intrusiones marinas dominadas por depósitos litorales) que diferencia a la Formación Río del Peñón respecto al Carbonífero inferior principalmente marino.

De acuerdo a los datos obtenidos en este trabajo, la discordancia en cuestión es diferente a la señalada por González y Bossi (1987) entre las Formaciones Agua de Lucho y Cerro Tres Cóndores, pues la aquí considerada se encuentra en la base de la Formación Río del Peñón (no menos de 1000 m por encima de la anterior). González y Bossi (1986) destacan la posibilidad de que la discordancia por ellos observada fuera correlacionable con aquella producida más al sur por la Fase Malimán, lo que de acuerdo a la información existente parece probable.

Por el contrario, la ubicación y significado estratigráfico de los movimientos de la base de la Formación Río del Peñón no son sencillos de establecer. En un trabajo reciente Limarino *et al.* (1988), han señalado la existencia de una superficie de discontinuidad de valor regional, aproximadamente ubicada a comienzos del Carbonífero medio. Esta superficie, deducida de un análisis regional, fue considerada responsable del inicio de la sedimentación del Grupo Paganzo en la cuenca homónima y advertida en las cuencas de Tarija y Tepuel-Genoa.

Los autores del presente trabajo suponen que la discordancia aquí tratada corresponde probablemente a los movimientos más importantes del Paleozoico superior, que plegaron el Carbonífero in-

ferior de las cuencas marginales (Río Blanco y Calingasta-Uspallata), causando la estructuración de estas mismas cuencas para el ciclo Carbonífero medio-Pérmico inferior y que además produjeron la fracturación y apertura de la Cuenca Paganzo en la región de antepaís. Si ello fuera así, la edad de la discordancia debe ser necesariamente Carbonífera media temprana (o límite Carbonífero inferior-medio) teniendo en cuenta la antigüedad de la base de la Sección I del Grupo Paganzo (Limarino y Gutiérrez, 1990). En este sentido y debido a que la discordancia suprayace (pocos metros por encima) a diamictitas probablemente relacionadas al episodio glacial (de edad Carbonífera inferior tardía a media temprana) y que se encuentra por debajo de la Formación Río del Peñón (Carbonífero medio-superior), la edad Carbonífera media temprana supuesta para la discordancia, parece ser la más coherente.

En síntesis, más allá de la importancia regional, los datos aquí presentados sugieren la existencia de una fase diastrófica plegante a la que nosotros proponemos denominar Fase Río Blanco, por su expresión en la cuenca homónima.

En lo que respecta a las diamictitas identificadas en la zona de Agua de Carlos, son aquí interpretadas como vinculadas al episodio glacial de edad carbonífera registrado en varias cuencas del oeste y noroeste argentino. Si bien no ha sido comprobada la existencia de verdaderas tillitas glaciarias, la presencia de "bloques caídos" (integrando en algunos casos niveles con abundantes cadilitos) y la identificación de clastos estriados, facetados y de formas pentagonales sugiere, que aunque estas diamictitas pudieran ser resedimentadas, se encuentran estrechamente vinculadas a fenómenos glaciales.

Dentro del Paleozoico superior la existencia de un importante episodio glacial de edad carbonífera ha sido registrado en Argentina (López Gamundi, 1987). Datos paleontológicos permiten suponer que la glaciación habría comenzado hacia fines del Carbonífero inferior y finalizado probablemente a principios del Carbonífero medio (Limarino y Gutiérrez, 1990). Si aceptamos a nuestras diamictitas como aproximadamente sincrónicas con la glaciación (fase paleoclimática B, López Gamundi *et al.*, 1986), la edad arriba señalada puede ser extrapolada a los depósitos aquí tratados. Por lo tanto, este nivel estratigráfico es considerado un importante horizonte de correlación intercuenal que permite vincular a los afloramientos de Agua de Carlos con otros similares descriptos en el sector austral de la Cuenca del Río Blanco (Formación Cortaderas, Limarino y Page, 1988), en la Cuenca Calingasta-Uspallata (Formación Hoyada Verde, López Gamundi, 1983 y González, 1981) y Paganzo (Limarino, 1985).

CONCLUSIONES

La zona de Agua de Carlos resulta particularmente importante para la reconstrucción de la historia geológica del Carbonífero del oeste argentino. En ella ha sido certificada la existencia de movimientos intracarboníferos y de diamictitas muy probablemente relacionadas a un episodio glacial.

Se propone aquí la denominación de Fase Río Blanco para los movimientos que generaron la discordancia de la base de la Formación Río del Peñón, ubicándola de acuerdo a la información regional existente en el Carbonífero medio temprano o límite Carbonífero inferior-medio.

La Fase Diastrófica Río Blanco representa movimientos intracarboníferos de extensión regional, causantes de deformación plegante y acompañada por actividad magmática. Estos movimientos habrían estructurado las cuencas del Carbonífero medio-Pérmico inferior de la Precordillera-Cordillera Frontal (Cuencas del Río Blanco y Calingasta-Uspallata) y de las Sierras Pampeanas-Sistema del Famatina (Cuenca Paganzo).

La secuencia de eventos magmáticos de la Precordillera de Jagüel tiene un aceptable control bioestratigráfico, por el abundante contenido fosilífero de las rocas de caja. Esto nos ha permitido distinguir dos pulsos magmáticos distintos, uno pre y otro postectónico con respecto a la Fase Diastrófica Río Blanco. Ambos eventos magmáticos se vincularían genéticamente con la deformación considerada y serían la expresión de la Fase Mágica Somuncurá en la región.

La existencia de diamictitas relacionadas a un evento glacial, es un importante elemento para la correlación de la parte cuspidal de la secuencia carbonífera inferior de Agua de Carlos, con aquélla aflorante en el área de Malimán (Miembro superior de la Formación Cortaderas, Limarino y Page, 1988).

AGRADECIMIENTOS

Los autores del presente trabajo desean agradecer al Dr. Roberto Caminos la lectura del manuscrito como así también sus valiosas observaciones en el campo.

Es una contribución al Proyecto N° 211, Late Paleozoic of South America (IUGS-UNESCO).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

ACEÑOLAZA, F. G., 1971. *Geología estratigráfica de la zona comprendida entre Punta de Agua y Rincón*

Blanco. Dpto. Gral. Lamadrid, La Rioja. Acta Geol. Lilloana, XI (7): 125-150. San Miguel de Tucumán.

_____, A. TOSELLI y A. BERNASCONI, 1971. *La Precordillera de Jagüel, La Rioja, Argentina. Su importancia geológica y estructural.* Acta Geol. Lilloana, XI (14): 257-290. San Miguel de Tucumán.

AMOS, A., 1964. *A review of the marine Carboniferous stratigraphy of Argentina.* Proc. XXII Int. Geol. Congr., 9 (9): 53-72, India.

BORRELLO, A. V., 1955. *Los conglomerados del Cerro Punta Negra al oeste de Jagüel, provincia de La Rioja.* Asoc. Geol. Arg., Rev., X (1): 44-53, Buenos Aires.

FAUQUE, L. C., C. LIMARINO, S. CESARI Y N. SABATINI, 1989. *El Carbonífero inferior fosilífero del área del Río La Troya, sudoeste de la Provincia de La Rioja.* Ameghiniana, 26 (1-2): 55-62, Buenos Aires.

FURQUE, G., 1972. *Precordillera de Mendoza y La Rioja.* En: *Primer Simposio Geol. Reg. Argentina.* Acad. Nac. Cs., 237-282, Córdoba.

GONZALEZ, C. R., 1981. *Pavimento glaciario en el Carbónico de la Precordillera.* Rev. Asoc. Geol. Arg., 36 (3): 262-266. Buenos Aires.

_____, y BOSSI, G. E., 1986. *Los depósitos carbónicos al oeste de Jagüel, La Rioja.* IV Congr. Arg. de Paleont. y Bioestrat., Actas, I: 231-236, Mendoza.

_____, y _____, 1987. *Descubrimiento del Carbónico inferior marino al oeste de Jagüel, La Rioja.* IV Cong. Latinoam. de Paleont. Actas, II: 713-724, Santa Cruz de la Sierra, Bolivia.

LIMARINO, C., 1985. *Estratigrafía y paleoambientes sedimentarios del Grupo Paganzo en el Sistema del Famatina.* Tesis Doctoral, Fac. Cs. Exac. y Nat., U.B.A. (inéd.), 1-300, Buenos Aires.

_____, S. CESARI y O. LOPEZ GAMUNDI, 1988. *Superficies de discontinuidad en el registro sedimentario del Paleozoico superior de las Cuencas Pacíficas de Argentina.* V Congr. Geol. Chileno, Tomo II C: 37-50.

_____, y R. PAGE, 1988. *Origen y probable significado de las diamictitas del miembro superior de la Formación Cortaderas (Carbonífero).* *Precordillera de San Juan.* Asoc. Arg. Min. Pet. y Sed., Rev., (en prensa).

_____, y P. GUTIERREZ, 1990. *Diamictites in the Agua Colorada Formation. New evidence of Carboniferous glaciation in South America.* J. of South Am. Earth Sc., 3 (1): 9-20.

LIMARINO, C., L. FAUQUE y R. CAMINOS, 1990. *Facies y evolución paleoambiental de los bancos rojos triásicos del norte de la Precordillera riojana.* Tercera Reunión Argentina de Sedimentología. Actas, 169-174, San Juan.

LOPEZ GAMUNDI, O., 1983. *Modelo de sedimentación glaciaria para la Formación Hoyada Verde. Paleozoico superior de la Provincia de San Juan.* Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVIII (1): 60-72, Buenos Aires.

- LOPEZ GAMUNDI, O.**, 1987. *Depositional models for the glacial sequence of Andean Late Paleozoic Basins of Argentina*. Sed. Geology, 52: 109-126.
- _____, **C. LIMARINO y S. CESARI**, 1986. *Evidencias sedimentológicas de la evolución paleoclimática del Paleozoico superior de las Cuencas Paganzo y Calingasta-Uspallata*. I Reunión Arg. de Sedim. Resúmenes: 141-144.
- MAISONAVE, H. E.**, 1971. *Descripción del Mosaico 38A del Mapa Geológico-Económico de la Provincia de La Rioja*. DNGM. Plan La Rioja. (Inéd.).
- POLANSKY, J.**, 1970. *Carbónico y Pérmico de la Argentina*. EUDEBA, 1-216. Buenos Aires.
- SCALABRINI ORTIZ, J.**, 1970. *Litología, facies y biofacies del Carbónico marino en el norte de la Precordillera sanjuanina (Zona del Río Blanco)*. Tesis doctoral (inédita). Fac. Cs. Exac. y Nat. (UBA), Buenos Aires.
- _____, 1972. *El Carbónico en el sector septentrional de la Precordillera argentina*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXVII (4): 351-377.
- _____, 1973. *El Carbónico de la Precordillera Argentina al norte del Río Jáchal*. V Congr. Geol. Arg., Actas, 3: 387-401, Córdoba.
- _____, **y ARRONDO, O. G.**, 1973. *Contribución al conocimiento del Carbónico de los perfiles de Cerro Veladero y del Río del Peñón (Precordillera de La Rioja)*. *Rev. Mus. La Plata, (n. s.)*, 8, Geol. 68: 257-279. La Plata.
- SESSAREGO, H. L. F. y S. N. CESARI**, 1986. *La zona (de conjunto) Archaeosigillaria-Lepidodendropsis del Carbonífero temprano de Argentina*. An. Meet. Proj. 211 - IGCP. Abstr., 69-70, Córdoba.
- THOMAS, G. S. P. y R. J. CONNELL**, 1985. *Iceberg drop, dum and grounding structures from Pleistocene glacio-lacustrine sediments, Scotland*. *J. Sediment. Petrol.*, 55: 243-249.
- TURNER, J. C. M.**, 1964. *Descripción Geológica de la Hoja 15 c, Vinchina, (provincia de La Rioja)*. Inst. Nac. Geol. Min., Bol., 96, 100.

Recibido: 30 de marzo, 1989.

Aceptado: 27 de noviembre, 1991.

LUIS E. FAUQUE

Servicio Geológico Nacional
Av. Santa Fé 1548 - Piso 13.

CARLOS O. LIMARINO

Universidad de Buenos Aires
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Geología
1428 Núñez
CONICET

CUENCAS EXTENSIONALES DEL MESOZOICO INFERIOR EN EL EXTREMO SUR DE SUDAMERICA. UN MODELO TRANSPRESIONAL

Francisco E. Nullo

RESUMEN: Durante el Carbonífero tardío y el Triásico temprano, sobre el margen occidental del sector austral de Sudamérica, la compresión regional originada dentro del Macizo Brasileño, produjo un fallamiento transcurrente, en el basamento, de dirección antihoraria, cuya dirección dominante es noroeste - sudeste.

Dicho esfuerzo precede el desmembramiento de Gondwana, que comienza en el sector este de la Placa Sudamericana durante el Jurásico tardío.

Desplazamientos diferenciales de los bloques producen la movilización del margen occidental de Gondwana, dando como resultado un sistema de cuencas extensionales de hemigraben desde la latitud de 25° hacia el sur. Este proceso junto a la instalación de un arco magmático restringido dispuesto en el occidente del continente, dió origen a grandes volúmenes de rocas volcánicas producto de la fusión de corteza continental. El volcanismo continental, no asociado con el arco magmático, comienza predominantemente con riolitas ignimbriticas a riolitas de alto contenido en Si con menor cantidad de componentes mesosilícicos originados en los finales de los ciclos continentales. Este volcanismo tuvo lugar durante los 300 y 150 Ma. Al mismo tiempo se desarrollaron las cuencas marinas asociadas con el proceso extensional.

Dichas cuencas fueron rellenadas y finalmente culminaron con un importante ciclo de depósitos continentales, teniendo en común una elongación dominante de rumbo noroeste - sudeste coincidente con la dirección del fallamiento mencionado previamente.

El desarrollo de las cuencas y su volcanismo migran de norte a sur desde el carbonífero hasta el Jurásico superior. El volcanismo inicial de las cuencas comienza, en la sección norte del segmento Andino en el Carbonífero superior (25°-32° S), durante el Triásico tardío el foco volcánico se mueve hacia el sur (32°-40°) mientras que en el Jurásico inferior a medio alcanza la Patagonia (44°-54° S).

Asociado a la evolución del volcanismo, las cuencas marinas inicialmente se desarrollan en el norte, migrando hacia el sur, comenzando y finalizando de la misma manera.

Internamente las cuencas muestran un estilo extensional, donde es posible reconocer varios ciclos sedimentarios. Estos ciclos mayores son independientes en cada cuenca, estando relacionados con los ciclos de cambios de nivel del mar.

Dicha evolución estructural y la diferente evolución de las cuencas entre el Carbonífero tardío hasta el Jurásico tardío, asociados con los continuos desplazamientos del Escudo Brasileño hacia el oeste, producto de la ruptura de las áreas australes menos homogéneas, muestra un tren estructural de dirección noroeste en el sector austral de Sudamérica.

El tectonismo Cretácico medio-Terciario (de dirección norte-sur) oscurece la lineación estructural Gondwánica aquí propuesta.

ABSTRACT: During the late Carboniferous-Early Triassic time, over the western margin of southern South America, the regional compressional stress originated within the Brazilian Massif produced strike-slip basement left lateral faulting, with dominant north-northwest - south-southeast strike. These deformation precede Gondwanaland break-up, which began at the eastern side of the South American Plate during late Jurassic.

Differential rate of block motion produced the mobilization on the occidental margin of Gondwana. As a result, an extensional half-graben and basin system from latitude 25° to the south. This process and the activity of a restricted magmatic arc gave origin to large volumes of volcanic rocks produced after the fusion of continental crust. The continental volcanism began predominately with rhyolitic to high-Si rhyolitic ignimbrites, with a few mesosilicic volcanic components originated in the continental ending cycles. This volcanism took place during 300-150 My. At the same time, associated marine basins developed. These basins evolved, were infilled, and finally ended with an important continental cycle having in common an elongation with a dominant north-northwest - south-southeast strike, in coincidence with the faulting previously mentioned.

Basin development and associated volcanism migrated to south from Late carboniferous to Upper Jurassic. The basin's initial volcanism began, in the north section of this Andean segment, in the Upper Carboniferous (25°-30° S); during the Upper Triassic this volcanism moves to the south (32°-40° S). In the Lower to Middle Jurassic the volcanism reached Patagonia (44°-54° S)

Associated with the evolution of volcanism, the marine basins initially were developed in the north and migrated to the south, ending and closing all the same form.

Internally, the basins show an extensional style where it is possible to recognize several sedimentary cycles. These main cycles are independent between basins, but all of them are linked with global sea-level changes.

This structural evolution and the different basins developed during Late Carboniferous-Upper Jurassic times are associated with the continuous displacements of the Brazilian Shield to the west, which produced the rupture of the less homogeneous areas to the south, showed by an western-arching shape in the southern South America continent; Middle Cretaceous-Tertiary tectonism (north-south trending) darkness the Gondwanic structural lineation here proposed.

ANTECEDENTES

Los procesos magmáticos desarrollados entre el Paleozoico tardío y el Mesozoico en el ámbito del extremo sur de Sudamérica, han sido tratados en diferentes oportunidades, tanto en sus aspectos descriptivos, petrográficos, cronológicos, evolutivos, posición estratigráfica y origen.

En este trabajo se sintetizarán aquellos trabajos que se han tratado en cada uno de los tópicos antes mencionados y aquellos de naturaleza general que han sido importantes e integradores como los de Groeber (1929, 1946) y Feruglio (1949) para la región central y austral respectivamente. Se propone mediante un mecanismo estructural, describir la evolución y génesis de las cuencas sedimentarias durante ese tiempo, en este sector de sudamérica. Para ello es necesario utilizar varios parámetros geológicos disponibles, los que han actuado en correspondencia unos con otros, como ser la actividad tectónica, la actividad magmática, especialmente la actividad volcánica, siendo utilizada tanto en su composición como edad y las cuencas sedimentarias asociadas, teniendo en cuenta litología y ambiente de sedimentación.

MAGMATISMO

Comenzaremos analizando lo que ocurrió con el magmatismo. Para cada una de las unidades magmáticas los avances en su conocimiento han sido diferentes, sintéticamente se pueden mencionar para el sur de la provincia de San Juan, los trabajos de Coira y Koukharsky (1976), Caminos (1979), Cortés (1985), Vilas y Rapallini (1988), Marín y Nullo (1988), Llambías y Sato (1989) y Mahlburg Kay *et al.* (1989), mientras que para el sector central y sur se destacan los de Halpern *et al.* (1971), Creer, *et al.* (1972), Malvicini y Llambías (1972), Bhrum *et al.* (1978), Baker *et al.* (1981), Forsythe (1982), Cortés (1982), Ramos (1983), Uliana *et al.* (1985), Gust *et al.* (1985), Uliana y Biddle (1988), Rapella y Mahlburg Kay (1988), Uliana *et al.* (1989), Mahlburg Kay *et al.* (1989) y Rapella (1989).

A fin de poder evaluar los diferentes aportes de cada uno de estos trabajos y encuadrarlos dentro de la presente investigación se tratará inicialmente su

aspecto cronológico relacionado con el magmatismo descrito para el área de estudio y el fechado de los eventos mediante métodos geocronológicos; utilizando también aquellos trabajos en donde se han incluido solamente los datos radiométricos de esta amplia comarca. Los trabajos citados se han resumido en los Cuadros I a IV. En el cuadro I se han incluido solamente rocas plutónicas disponibles y cuyo dato se haya corroborado por relaciones geológicas, mientras que en los restantes solo se han tomado aquellas volcánicas. Para el caso de las rocas subvolcánicas, se ha preferido incluirlas con las volcánicas por suponerse una mayor afinidad.

EDAD DEL MAGMATISMO

Se ha dividido la escala cronológica para la utilización de las dataciones radiométricas en cuatro grandes grupos que abarcan entre a) 245-208 Ma, b) 208-176 Ma, c) 176-168 Ma y d) 169-144 Ma. Se utilizó la escala cronológica de USGS y la recientemente aparecida del IUGS (1989), los intervalos se corresponden con a) Pérmico superior-Triásico b) Jurásico inferior a medio, c) Jurásico medio (Bathoniano) y d) Jurásico superior. Esta división obedece a que es coincidente con los intervalos en donde se han registrado y son conocidos los más importantes ciclos volcánicos en la Patagonia.

Para evidenciar aún más la actividad magmática se han planteado las dataciones radiométricas (figuras 1-4), acompañando los datos y su bibliografía como se muestra en los (cuadros I-IV).

Se pueden observar en cada mapa, diferentes asociaciones volcánicas y áreas de afloramiento, determinándose por ejemplo que entre 245 y 208 Ma la actividad volcánica se desarrolló preferiblemente en el sector norte, mientras que entre 208 y 144 Ma la actividad se trasladó hacia el sur.

INTERVALO PERMICO SUPERIOR-TRIÁSICO (245-208 Ma)

A partir del inicio del Carbónico, en donde predominó una etapa de escasa actividad magmática comienza en el extremo austral de sudamérica un nuevo proceso magmático en el Carbónico superior (Nasi *et al.* 1985; Marín y Nullo, 1988) sin embargo se prefie-

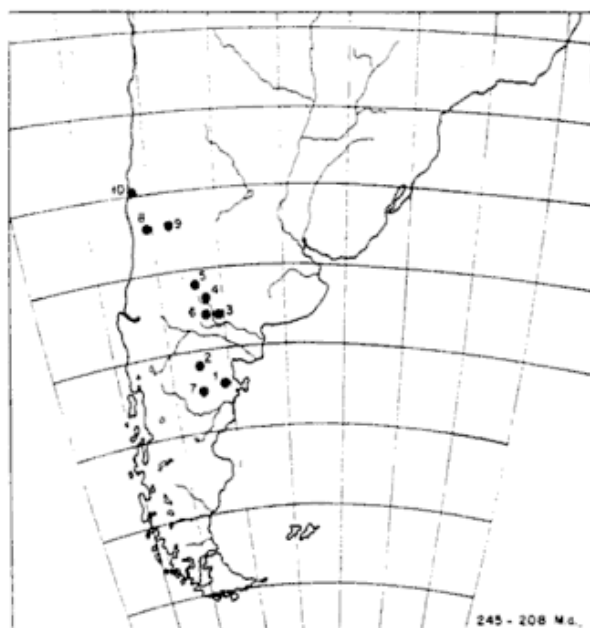


Figura 1: Localización de las dataciones radimétricas del intervalo 245-208 Ma. Los números corresponden con los datos del cuadro I.

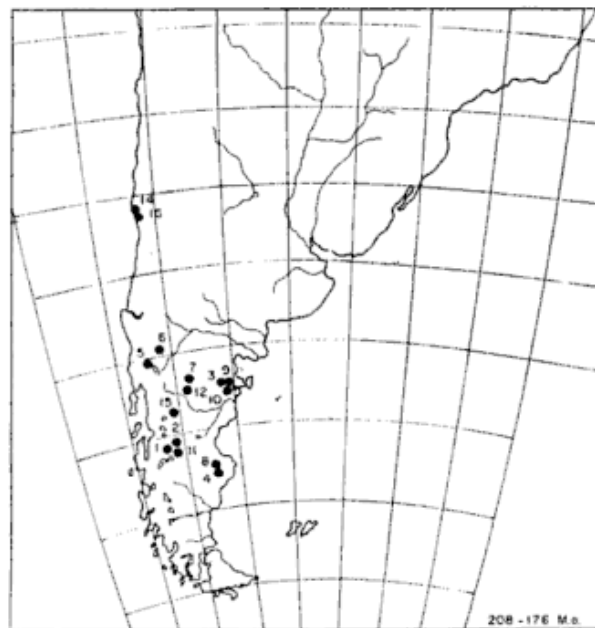


Figura 2: Localización de las dataciones radimétricas del intervalo 208-176 Ma. Los números corresponden con los datos del cuadro II.

re tratar aquí la asociada con el intervalo Pérmico superior-Triásico debido a que se tomarán aquellas unidades geológicas en donde se ha postulado un mecanismo extensional para su emplazamiento y que en parte, han sido referidas a una etapa del inicio del desmembramiento de Gondwana.

La actividad magmática en ese momento está referida principalmente a rocas plutónicas, debido al nivel de erosión de estos afloramientos en la actualidad, cuyo emplazamiento en algunas áreas, tuvo lugar por la presencia de procesos extensionales, propuestos por Llambías y Sato (1989) para el sector norte (Batolito de Colangüil) y por Caminos *et al.* (1988) para el sector sur (Area de La Esperanza), conjuntamente con el volcanismo ácido presente en Los Menucos con Flora de *Dicroidium*.

La actividad volcánica Permo-Triásica del sector, ha sido resumida por Mahlburg Kay *et al.* (1989) proponiendo la nominación de la Provincia

Cuadro I

- 1) 237±10 Haller (1981)
- 2) 230±10 Caminos *et al.* (1988)
- 3) 243±10 Linares *et al.* (1980)
- 4) 220±10 Linares *et al.* (1980)
- 5) 246±10 Linares *et al.* (1980)
- 6) 231±10 Linares *et al.* (1980)
- 7) 210±10 Cortés (1981)
- 8) 221±3 - 238±4 Nasi *et al.* (1982)
- 9) 245±10 Llambías y Sato (1989)
- 10) 220±20 Irwin *et al.* (1988)

Choiyoi. Esta asociación petrotectónica ha sido interpretada como producto de un proceso extensional, concretamente a los 230 Ma (pre apertura de Gondwana) por Uliana y Biddle (1988).

Una síntesis de los fechados disponibles se muestra en el cuadro I con su ubicación correspondiente en la figura 1.

INTERVALO JURASICO INFERIOR A MEDIO (208-176Ma)

Durante este período la actividad magmática era más intensa que la descrita para el intervalo anterior. Las rocas aflorantes se pueden separar, en líneas generales, por su composición, distribuyéndose preferiblemente las más ácidas en el este del actual extremo sur de Sudamérica y las intermedias con algunas rocas básicas subordinadas en el oeste, en el centro y sobre el Pacífico.

Las rocas ácidas más comunes son aquellas descritas como pórfidos graníticos y granitoides, para agrupar a las rocas intrusivas, mientras que para las extrusivas son las más comunes tanto las ignimbritas riolíticas como las riolitas (Stipanovic *et al.*, 1965; Nullo, 1972; Haller, 1982; Alonso, 1987; Rapella y Mahlburg Kay, 1988 y Rapella, 1989).

Con respecto a las rocas volcánicas de composición intermedia los afloramientos cubren importantes áreas, interviniendo en su composición andesitas y basandesitas, estando los basaltos en proporción subordinada.

Los datos descriptos fueron extractados de los trabajos de Medina y Maisterrena (1981), Franchi y Pa-

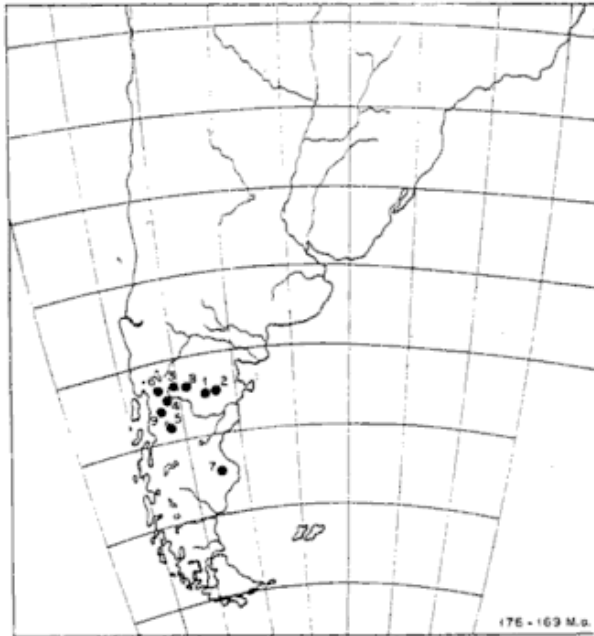


Figura 3: Localización de las dataciones radimétricas para el intervalo 176-169 Ma. Los números corresponden a los datos del cuadro III.

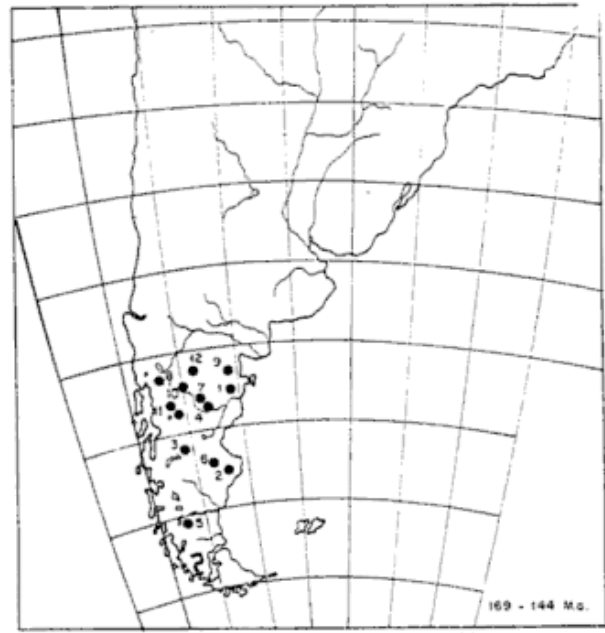


Figura 4: Localización de las dataciones radimétricas para el intervalo 169-144 Ma. Los números corresponden a los datos del cuadro IV.

ge (1980), Haller (1981), Nullo (1983), Franchi (en Linares, 1981); Munizaga (en Rapella y Mahlburg Kay, 1988) e Irwin *et al.* (1988). Como en el intervalo anterior se muestra ahora un agrupamiento de edades compiladas de los diferentes autores en el cuadro II y su localización en la figura 2.

Cuadro II

- 1) 207±10 Franchi y Page (1980)
- 2) 199±10 Franchi y Page (1980)
- 3) 196±10 Haller (1981)
- 4) 196±10 Stipanovic *et al.* (1965)
- 5) 196±20 Munizaga (en Rapella y M. Kay, 1988)
- 6) 196±10 Sañico
- 7) 195±10 Alonso (1987)
- 8) 191±10 Stipanovic *et al.* (1985)
- 9) 185±5 Cortés (1981)
- 10) 182±10 Haller (1981)
- 11) 180±10 Medina y Maisterrena (1981)
- 12) 202±15 Yllañez (inéd.)
- 13) 196±5 Franchi (inéd.)
- 14) 201±13 Irwin *et al.* (1988)
- 15) 206±10 Franchi (inéd.)
- 16) 192±13 Irwin *et al.* (1988)

INTERVALO JURASICO MEDIO BATHONIANO (176-168 Ma)

Durante este intervalo la actividad magmática produce un volcanismo de tipo bimodal en casi todos los afloramientos de las secciones volcánicas, disponiéndose en el sector central patagónico. Aún

así el esquema de las rocas más ácidas al naciente y las más básicas en el occidente se mantiene. En el área central las rocas volcánicas son de composición intermedia como las descritas por Stipanovic *et al.* (1965); Nullo y Proserpio (1975); Robbiano (1971, 1975); Nullo (1983) mientras que hacia el este predominan las más ácidas como las descritas por Pesce (1978), Haller (1981) y Carrillo y Hurtado (1985).

Las variaciones dentro de la actividad magmática que tuvo lugar en este sector son detalladas a continuación en el cuadro III y se corresponden con los números localizados en la figura 3.

INTERVALO JURASICO SUPERIOR (169-144 Ma)

Por último, durante el Jurásico superior la actividad volcánica cubre casi todas las mismas áreas antes citadas, produciéndose una reactivación

Cuadro III

- 1) 176±10 Pesce (1978)
- 2) 172±10 Pesce (1978)
- 3) 172±10 Lizuaín (1979)
- 4) 171±5 - 237±10 Franchi y Page (1980)
- 5) 171±5 Haller (1981)
- 6) 169±10 Lizuaín (1981)
- 7) 169±9 Stipanovic *et al.* (1965)
- 8) 170±10 - 171±10 Carrillo y Hurtado (1985)

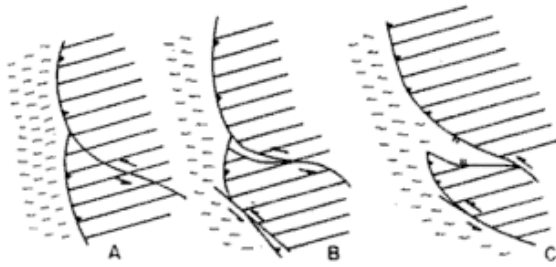


Figura 5: Modelo evolutivo del efecto de un proceso transcurrente, que por efecto de la compresión sobre un borde continental libre, forma una cuenca extensional. a) Inicio, b) extensión y formación de hemigrabens, c) Cuenca formada.

magmática tanto en el norte del Chubut, como en la zona central de Santa Cruz (Cazeneuve, 1965).

Parte de estas volcanitas fueron incluidas dentro de la Provincia de Chon Aike por Mahlburg Kay *et al.* (1989) para el sector austral, donde predomina una composición netamente ácida, mientras que para el sector al norte del Chubut en general se observa un predominio de rocas alcalinas, como son aquellas de los episodios representados en las Formaciones Cañadón Asfalto y Taquetrén (Nullo y Proserpio, 1975; Nullo, 1983; Lizuaín 1979, Franchi y Page, 1980, Creer *et al.*, 1972).

Como en los casos antes citados la nómina de los acontecimientos volcánicos en este sector, durante este intervalo se detalla a continuación en el cuadro IV y su localización de la figura 4.

Cuadro IV

- 1) 164±10 Haller (1981)
- 2) 161±10 Spalletti *et al.* (1982)
- 3) 160±10 Medina y Maisterrena (1981)
- 4) 159±10 Nullo *et al.* (1979)
- 5) 158±10 Nullo (1978)
- 6) 157±10 Spalletti *et al.* (1982)
- 7) 156±10 Pesce (1978)
- 8) 155±10 Lizuaín (1981)
- 9) 153±10 Lizuaín y Sepúlveda (1979)
- 10) 147±5 Franchi y Page (1980)
- 11) 136±10 Haller (1981)
- 12) 136±10 Nullo y Proserpio (1976)

DEFORMACION

Durante el Paleozoico superior hasta su límite con el Mesozoico (250 Ma) se han documentado numerosos pulsos diastróficos en este sector austral de Sudamérica. Aquí serán tratados aquellos que ocurrieron con posterioridad al Paleozoico tardío.

Son numerosas las contribuciones que mencionan como mecanismo posible de deformación, aquel asociado a fenómenos de extensión de la cor-

teza continental, especialmente en aquellas áreas alejadas, durante esos tiempos, del borde activo de Gondwana, es así que Rolleri y Criado Roque (1968), los reconocen para tiempos Triásicos, mientras que Criado Roque *et al.* (1981) describen fenómenos de transtensión para el Triásico superior; Uliana *et al.* (1985) y Gust *et al.* (1985) realizan una síntesis de las diferentes opiniones, describiendo un proceso extensional para el Triásico tardío-Jurásico temprano, proponiendo una geometría de hemigraben, con mayor desplazamiento hacia el noreste, asociando a este proceso el volcanismo presente. Estos autores llegan a relacionar dicho proceso con los primeros estadios de extensión cortical que produjo la apertura del Atlántico sur meridional.

Este proceso de apertura del Océano Atlántico meridional, es retomado por Uliana y Biddle (1988) datándolo para los 200 Ma aproximadamente. Posteriormente Uliana *et al.* (1989) proponen tres etapas de deformación importantes asociadas con mecanismos de deformación de tipo extensional siendo:

- a) Triásica pre-ruptura de Gondwana
- b) Jurásica inmediatamente antes de la ruptura
- c) Cretácica producida durante el período de Deriva

Nullo (1989) asocia los esfuerzos extensionales como una muestra del inicio de la fragmentación de Gondwana ya durante el Pérmico-Triásico, coincidente con la pre-apertura del Océano Atlántico, los que darán sus resultados en tiem

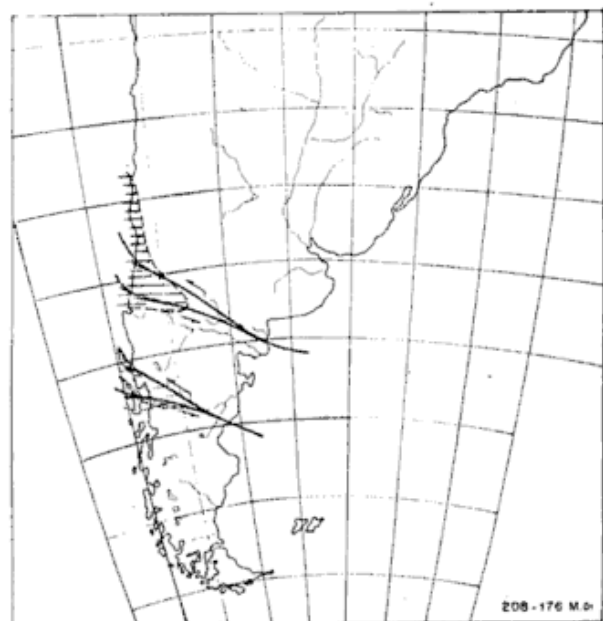


Figura 6: Considerando el sistema propuesto, se podría aplicar el mecanismo para un momento de los tiempos liásicos. Rayas horizontales: Área de depósitos marinos.

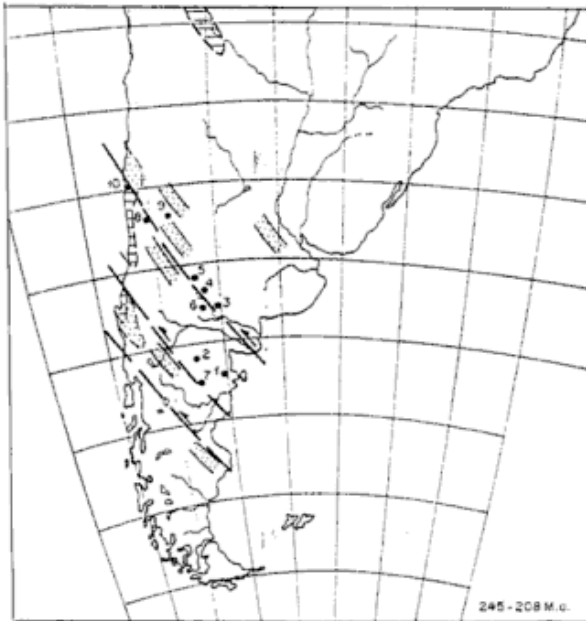


Figura 7: Eventos magmáticos, cuencas marinas (rayas das) y continentales (puntos) asociadas a procesos de fracturación durante este tiempo.

pos posteriores. Durante este momento, en el sector oriental del Gondwana ya se había producido la separación de la India con el sector oriental Africano (Oviedo y Vilas, 1984)

Por otro lado debe considerarse la estructuración de este sector austral descripto, como un sistema de fracturación cuya dirección es noroeste-sudeste, de tipo transcurrente con movimiento de desplazamiento antihorario coincidente con el Sistema Gastre (Coira *et al.* 1975). El Sistema Gastre presenta varias evidencias de actividad y movimiento en diferentes tiempos geológicos. Su reactivación se ve evidenciada por la afectación de unidades constituidas por litologías y edades diferentes. Es así que se ven afectadas a) Rocas del Permo-Triásico fuertemente tectonizadas con presencia de metavolcanitas y milonitas (Volkheimer, 1965; Proserpio, 1978; Nullo, 1978; Rapella *et al.*, 1989), b) Rocas liásicas, plegadas y fracturadas, probable volcanismo asociado, c) Rocas del Jurásico tardío (Formación Cañadón Asfalto) con deformación menor que las anteriores, d) Sedimentitas del Cretácico superior, plegamientos asociados a las fallas de arrastre y e) Sedimentitas terciarias con suave deformación de plegamientos y volcanismo asociado.

Algo más al norte también debe considerarse esta dirección con el sistema propuesto por Turner y Baldi (1979) aunque dichos autores no describieron la dirección de desplazamiento. Este sistema se opone en movimiento al descripto para el sector continental africano, en varios lugares del continente (Benkhelil, 1982; Maurin, 1987; Fairhead y Green, 1989).

MODELO

El modelo de formación de cuencas marinas y continentales aquí propuesto, que habría tenido lugar durante el Mesozoico, está basado en la ocurrencia de fallas transcurrentes de tipo levógiro que actuaron durante diferentes etapas y que se relacionaron con sedimentitas basales presentes en cada una de ellas entre el Paleozoico tardío hasta el Cretácico y que, para los fines de este trabajo, se han de restringir principalmente entre el Triásico tardío-Jurásico temprano. Sin embargo la diferente actividad tectónica de este sistema se ha comprobado hasta por lo menos el Terciario temprano (Coira *et al.*, 1975).

Si se analiza el Sistema Gastre desde el punto de vista de la fracturación, en su área tipo del centro del Chubut (Coira *et al.*, 1975) se puede observar como las líneas de fracturación coinciden con la disposición de los afloramientos de las rocas volcánicas según sean los diferentes tiempos de actividad tanto volcánica como de desplazamiento. Es por ello que se postula una relación entre ambos eventos en el ámbito patagónico, como se desarrollará más adelante.

Si se considera el esfuerzo compresional de dirección aproximada este-oeste, que actuó durante este tiempo, como el responsable para producir las fallas transcurrentes determinando el Sistema Gastre (Coira *et al.*, 1975; Zambrano, 1981) se habría generado sobre la placa de la corteza continental, un efecto de cupla importante.

En los sectores del margen activo de la corteza continental coincidentes con el borde de la corteza oceánica, o de otra manera en el borde occidental

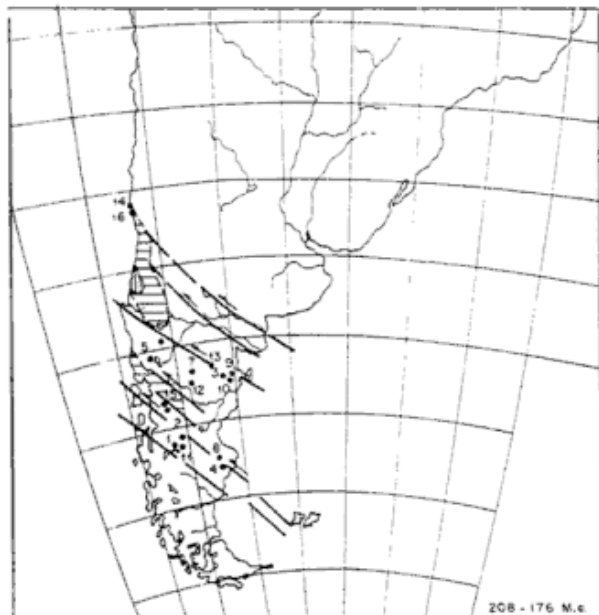


Figura 8: Idem que la figura anterior, en este caso para el intervalo 208-176 Ma.

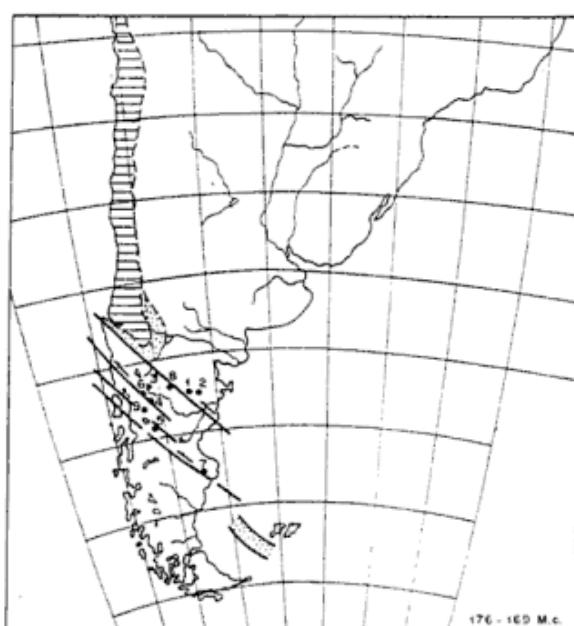


Figura 9: Idem figura anterior, mostrando la asociación volcánica, el desarrollo de la cuenca marino-continental y las posibles líneas tectónicas asociadas.

de la placa continental (figura 5), se debe haber producido coincidentemente con el movimiento transcurrente, un efecto similar al descrito por Molnar y Tapponier (1977) como extrusión de materia. Este proceso tuvo lugar entre el Carbónico tardío-Pérmico temprano hasta el Cretácico superior sobre el margen suroccidental de Gondwana (Forsythe, 1982) coincidentes con el inicio del desmembramiento de Gondwana y su continuación con la apertura del Atlántico sur. Se puede suponer entonces un mecanismo conjugado de esfuerzos de transtensión-transcurrencia de sentido levógiro en el oriente del área (figura 5a).

Con el avance del desplazamiento, en las áreas entre los planos de desplazamiento de la falla de rumbo se produciría un alivio de la compresión generándose entre ellas un principio de extensión. Como resultado del esquema propuesto, se movilizó hacia el sector sudoccidental una parte de la corteza continental que, se supone, durante este tiempo presentaba menores dimensiones que el resto del sector nororiental del Gondwana. La fracturación extensional produjo una mayor disposición de espacio, que podría dar como resultado la generación de hemigrabens con inclinación del plano hacia el sudoeste en los bloques del norte y hacia el noreste en los del sur, como se muestra en la figura 5b. Para poder desplazar el sector sur se habría formado una falla paralela, con desplazamiento de rumbo, sobre o cercana al borde continental austral para esos tiempos. Por los que el margen sur de Patagonia presentaría una evolución similar a la ocurrida entre el Mioceno a Plioceno en el borde sudoeste

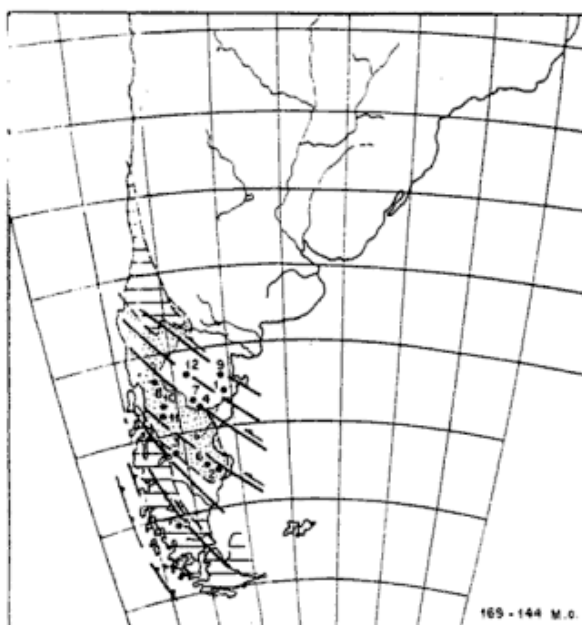


Figura 10: Idem anterior para el intervalo 169-144 Ma.

de Norteamérica, que dieron como resultado el actual esquema entre la placa continental y oceánica entre San Francisco y Baja California.

Con el diferente desplazamiento de los bloques a ambos lados de la falla transcurrente y el mecanismo propuesto sobre el sector occidental de la falla (límite occidental propuesto de la Placa Continental de Gondwana) los bloques dispuestos a ambos lados de la falla transcurrente pivotarían desplazándose hacia ambos lados, haciéndose más amplia aún la apertura entre ellos. En ese momento el área central dispuesta entre ambos planos de la falla transcurrente, de posible diseño triangular en planta, colapsaría permitiendo la entrada de las aguas y el desarrollo de una cuenca marina en los sectores occidentales y continentales en los orientales (figura 5c). Sobre el borde austral, la falla transcurrente podría haberse desplazado más hacia el margen, área de menor resistencia, dando como resultado una subducción oblicua (Scasso, 1989) o un sistema solo de desplazamiento entre ambas áreas de contacto.

Para algo más al norte del sector aquí tratado se han mencionado mecanismos similares como el de Maurin (1987), para la Cuenca del Paraná o el de Maurin *et al.* (1986) para el sector Africano, aunque debe diferenciarse que los propuestos para el sector norte, están asociados con la extensión de un margen pasivo (apertura del Océano Atlántico) mientras que en este caso el mecanismo se ha propuesto para un margen activo, como es el occidental.

Para ejemplificar este mecanismo se puede mencionar la evolución de la Cuenca Neuquina entre el Triásico hasta el Jurásico superior, en donde se comprueban movimientos extensionales asociados a las

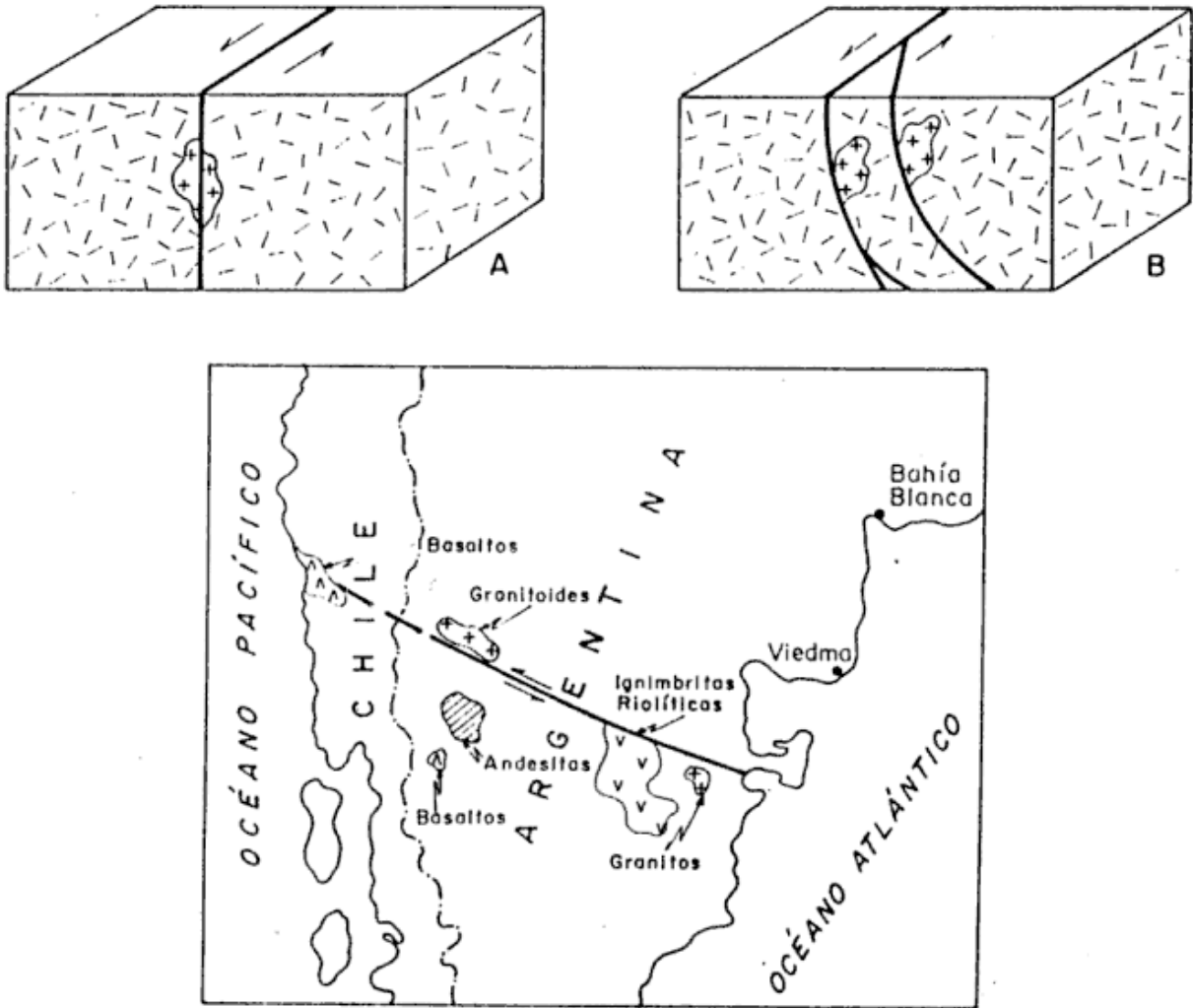


Figura 11: Mecanismo de generación de rocas magmáticas asociadas a procesos mecánicos de deformación. Una posible aplicación en el sector norte del área del Chubut.

manifestaciones de magma básico, tanto en los episodios marinos como continentales. También se pueden tener en cuenta los movimientos de desplazamiento lateral descriptos para el área de Neuquén durante el Jurásico-Cretácico (Orchuela, *et al.*, 1981).

Un ejemplo de esta mecánica podría aplicarse para el Liásico si se combina el movimiento y la formación de la cuenca, se podría obtener el esquema de la figura 6, donde se muestra la penetración del mar liásico en la Cuenca Neuquina en el norte y en la Cuenca de Pampa de Agnia en el sur.

MAGMATISMO ASOCIADO

La evolución tectónica a lo largo del sistema de fracturación propuesto, estaría relacionada con la presencia de un magmatismo cuya emisión y generación estaría dispuesto a lo largo de las líneas estructurales. Se analizarán dos tipos de rocas presentes, aquellas de tipo granítico o pórfido granítico y aquellas volcánicas. Si observamos las áreas donde predominan las trazas de fracturación, visible en va-

rios sectores, como por ejemplo en el área de Gastre, oeste de Puerto Madryn, norte del río Chubut, etc. se puede extrapolar su recorrido con aquellos relacionados con la presencia de rocas magmáticas ubicadas en figuras anteriores.

Durante el Pérmico tardío a Triásico se podrían ahora combinar los efectos de los lineamientos transcurrentes propuestos, con la actividad magmática y las cuencas marinas y continentales (figura 7) que se desarrollaron por procesos extensionales como fueran propuestas por Uliana y Biddle (1987).

Nótese como la lineación más boreal propuesta, atravesaría sectores de La Pampa, Mendoza y San Juan, relacionando tal vez, parte de los cuerpos graníticos del extremo sureste de La Pampa con aquellos de la Cordillera Frontal. Se puede observar como el volcanismo y magmatismo para este intervalo se dispone en el norte del extremo sur de Sudamérica.

Para el intervalo Jurásico inferior a medio, se puede advertir como las trazas se alinean con el vol-

canismo en los sectores más australes, mientras que en el norte, se asocian con la presencia de una cuenca marina hacia el poniente (figura 8).

En el área de Gastre-Lipetrén, se corresponderían con una megafactura cuyo plano es cercano a la vertical, sin que se defina claramente alguna inclinación preferencial, como surge de la traza marcada en el análisis del sistema por Coira *et al.* (1975). Es en este ejemplo donde las rocas graníticas descritas inicialmente como Formación Lipetrén (Nullo, 1978) se encontrarían asociadas con fallas transcurrentes y cuya proveniencia es de sectores de la corteza dando como resultado rocas hipabisales, mientras que en otras áreas se encuentran asociadas a este evento rocas volcánicas de igual composición y a estructuras similares de tipo de hemigrabens, dando como resultado fusión parcial de la corteza (Uliana *et al.*, 1985; Lister *et al.*, 1986; Gates *et al.*, 1988; Uliana *et al.*, 1989).

Si se considera al mecanismo propuesto, como el probable formador de las estructuras fundamentales, se podrían asociar al mismo los productos magmáticos presentes. Se puede observar una distribución regional de diferentes litologías, representadas por rocas magmáticas. Si se toma como referencia su edad radiométrica, a fin de considerar su probable edad de enfriamiento, como por ejemplo aquel episodio magmático que se desarrolló entre los 208 y 176 Ma, en donde cada uno de los diferentes tipos litológicos responde a diferentes mecanismos formadores de rocas magmáticas (figura 8), se podría determinar, en principio, que la actividad magmática y movimiento de la fracturación están asociados y ambos migraron de norte a sur, en un todo de acuerdo como lo muestran las edades de las rocas volcánicas, que son cada vez más jóvenes de norte a sur. También se podrían asociar estos movimientos con la evolución de las diferentes cuencas marinas, que se presentan más modernas en el mismo sentido.

Para aclarar la propuesta se debe considerar que existen rocas más antiguas en la Patagonia que las aquí tratadas, pero en este trabajo se tiene en cuenta que durante el Gondwana formaban un todo con el resto de los sectores boreales (Lesta *et al.*, 1980; Dalla Salda, 1990)

Durante el intervalo del Jurásico medio (figura 9) la fracturación fue menos intensa que en los intervalos anteriores y se desarrolló en los sectores más australes. El sector austral (de orientación noroeste-sudeste) de la Cuenca Neuquina argentino-chilena podría corresponderse con la delimitación de una fracturación coincidente con la aquí expresada. Algo similar ocurre en el intervalo del Jurásico superior, aunque en este caso se observa un mayor desarrollo de cuencas continentales extensionales y una mayor actividad magmática (figura 10).

Tomando como modelo la generación de rocas ígneas dentro de cortezas continentales propuesto por Gates *et al.* (1988) se ha bosquejado en la figura 11 a, b y c un esquema probable aplicable al magmatismo presente en el sector norte patagónico, el cual, dependiendo de la inclinación del plano de fracturación dependerá de la profundidad de localización de generación magmática y de esta forma de la composición de las rocas aflorantes.

En la misma figura se han volcado algunas litologías conocidas, correspondientes al intervalo Triásico tardío-Liásico. Como puede verse se observa una tendencia hacia rocas más básicas hacia el sector occidental donde predominan los esfuerzos extensionales.

CONCLUSIONES

Se propone un mecanismo dentro del marco estructural, probable, para la generación de Cuencas tanto marinas como continentales.

Se asocian con este mecanismo transpresional los productos volcánicos dispuestos durante gran parte del Mesozoico en el extremo sur de Sudamérica.

Se proponen dos o más fracturaciones de la corteza continental de dirección noroeste-sudeste y desplazamiento levógiro, ya descritas con anterioridad relacionadas tanto con el volcanismo como con la formación de Cuencas Sedimentarias.

Se asocia esta fracturación con el desmembramiento de Gondwana y con la apertura del Océano Atlántico.

AGRADECIMIENTOS

Deseo agradecer al Dr. Miguel Uliana y al Lic. Roberto Page por la lectura crítica del manuscrito y por las opiniones que sin duda mejoraron esta presentación.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

ALONSO, G., 1987. *Resultados geoquímicos y geocronológicos preliminares de los cuerpos graníticos de Pilcaniyeu, Río Negro*. Xº Congr. Geol. Arg., Actas, 4: 27-29.

BENKHELIL, J., 1982. *Benue trough and Benue chain*. Geol. Mag., 119 (2): 155-168.

BRUHN, R. L., C. R. STERN y M. J. DE WITT, 1978. *Field and geochemical data bearing on the development of a mesozoic volcano-tectonic rift zone and back-arc basin in southernmost South America*. Ear. Plan. Sc. Lett., 41: 32-46, Amsterdam.

- CAMINOS, R., 1979. *Cordillera Frontal*. En: *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cs., I: 397-455, Córdoba.
- CAMINOS, R., E. J. LLAMBIAS, C. W. RAPELA y C. A. PARICA, 1988. *Late Paleozoic-Early Triassic magmatic activity of Argentina and the significance of new Rb-Sr ages from northern Patagonia*. Jour. South Am. Earth Sc., V. 1, N° 2, Gran Bretaña.
- CARRILLO, R. y A. HURTADO, 1985. *Sobre la edad de las vulcanitas del extremo noroeste de la sierra de La Lagunita Salada, provincia del Chubut*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XL: 117-119.
- CAZENEUVE, H., 1965. *Datación de una toba de la Formación Chon Aike (Jurásico de Santa Cruz), Patagonia*. Ameghiniana, 4: 156-158, Buenos Aires.
- CREER, K., J. MITCHEL y J. ABOUDEEB, 1972. *Paleomagnetism and radiometric ages of the Jurassic Chon-Aike Formation from Santa Cruz province, Argentina: implications for the opening of the South Atlantic ocean*. Earth Plan. Sc. Lett., 15: 131-138.
- COIRA, B. y M. KOUKHARSKY, 1976. *Efusividad tardío-Hercínia en el borde oriental de la Cordillera Frontal, zona de arroyo del Tigre, provincia de Mendoza, República Argentina*. I° Congr. Geol. Chileno, Fs 105-123, Santiago.
- _____, F. NULLO, C. PROSERPIO y V. RAMOS, 1975. *Tectónica de Basamento de la región occidental del Macizo Nordpatagónico (provincias de Río Negro y Chubut)*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXX (1): 361-383.
- CORTES, J. M., 1981. *El sustrato preantracólico del extremo noreste de la provincia de Chubut*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVI (3): 211-235.
- _____, 1982. *Estratigrafía Cenozoica y estructura al oeste de la Península de Valdéz, Chubut. Consideraciones tectónicas y paleogeográficas*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVI (4): 424-445.
- CRIDO ROQUE, P., C. A. MOMBRU y V. A. RAMOS, 1981. *Estructura e interpretación tectónica. Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Luis*. VIII° Congr. Geol. Arg., Relatorio, 155-192.
- DALLA SALDA, L., C. CINGOLANI y R. VARELA, 1990. *El Basamento de la región occidental del Macizo Nord Patagónico, Argentina*. XI° Congr. Geol. Arg., 11: 11-14.
- FAIRHEAD, J. D. y C. M. GREEN, 1989. *Controls on rifting in Africa and the regional tectonic model for the Nigeria and East Niger rifts basins*. Jour. African Earth Sc., 8 (2/3/4): 231-249.
- FERUGLIO, E., 1949. *Descripción geológica de la Patagonia*. Dir. Gral. YPF, 1: 17-19, Buenos Aires.
- FRANCHI, M. y R. PAGE, 1980. *Los basaltos cretácicos y la evolución magmática del Chubut occidental*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXV: 208-229.
- FORSYTHE, R. D., 1982. *The Late Paleozoic to Early Mesozoic evolution of the Southern South America: A Plate Tectonic interpretation*. Jour. Geol. Soc. London, V. 139: 671-682.
- GATES, A., J. A. SPEER y T. L. PRATT, 1988. *The Alleghenian Southern Appalachian Piedmont: A transpressional Model*. Tectonics, 7 (6): 1307-1324.
- GROEBER, P., 1929. *Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes*. Dir. Min. Geol. Hidrol, Bol. 58, Buenos Aires.
- _____, 1946. *Observaciones geológicas a lo largo del Meridiano 70°. 1) Hoja Chos Malal*. Asoc. Geol. Arg., Rev., I (3): 177-208.
- GUST, D. A., K. T. BIDDLE, D. W. PHELPS y M. A. ULIANA, 1985. *Associated middle to late Jurassic volcanism and extension in southern South America*. Tectonophysics, 116: 223-253.
- HALLER, M. J., O. R. LAPIDO, A. LIZUAIN y R. F. N. PAGE, 1981. *El mar titano-neocomiano en la evolución de la Cordillera Nordpatagónica. En: Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*. Comité Sudamer. Jurás. y Cretác., 1: 221-237, Buenos Aires.
- _____, y _____, 1982. *The Jurassic-Cretaceous volcanism in the Septentrional Patagonian Andes*. Earth Sc. Rev., 18: 395-410.
- _____, 1985. *El magmatismo Mesozoico en Trevelin, Cordillera Patagónica*. IV° Congr. Geol. Chileno, 4:4-215/4-234.
- HALPERN, M., E. LINARES y O. LATORRE, 1971. *Edad Rb/Sr de rocas volcánicas e hipabisales (?) del área norte de la Patagonia*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXVI (2): 169-174.
- LESTA, P., R. FERELLO y G. CHEBLI, 1980. *Chubut Extraandino*. Geol. Reg. Arg., Acad. Nac. Ciencias, T. II: 1305-1387, Córdoba.
- IRWIN, J., C. GARCIA, F. HERVE y M. BROOK, 1988. *Geology of part of long-lived dynamic Plate margin: The coastal Cordillera of North Central Chile, Latitude 30°51'-31°*. Can. Jour. Earth Sc., 25: 603-624.
- LINARES, E., E. J. LLAMBIAS y C. O. LATORRE, 1980. *Geología de la provincia de La Pampa, República Argentina y Geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas*. Asoc. Geol. Arg., XXXV (1): 87-130.
- LISTER, G. S., M. A. ETHERIAGE y P. A. SYMONDS, 1986. *Detachment faulting and evolution of passive continental margins*. Geology, 14: 246-250.
- LIZUAIN, A., 1980. *Las formaciones suprapaleozoicas y jurásicas de la Cordillera Patagónica, provincias de Río Negro y Chubut*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXV (2): 174-182.
- _____, 1981. *Características y edad del plutonismo en los alrededores de Lago Puelo, provincia de Chubut*. VIII° Congr. Geol. Arg., Actas, III: 607-616, Buenos Aires.

- _____ y E. SEPULVEDA, 1978. *Geología del Gran Bajo del Gualicho (provincia de Río Negro)*. VIIº Congr. Geol. Arg., I: 407-422.
- LLAMBIAS, E. y A. SATO, 1989. *Relaciones Geológicas del Batolito de Colangüil*. Reunión Transectas, Mar del Plata, (Inéd.).
- MALHBURG KAY, S., V. RAMOS, C. MPODOZIS y P. SRUOGA, 1989. *Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the Middle Proterozoic in North America?*. *Geology*, 17: 328.
- MALVICINI, L. y E. LLAMBIAS, 1972. *Geología y génesis de los depósitos de manganeso Arroyo Verde, provincia del Chubut*. Vº Congr. Geol. Arg., II: 185-202.
- MARIN, G. y F. NULLO, 1988. *Geología y Estructura al oeste de la Cordillera de la Ortiga, San Juan*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XLIII (2): 153-162.
- MAURIN, J. C., J. BENKHEUL y B. ROVINEAU, 1986. *Fault rocks of the Kaltungo lineament, northeast Nigeria and their relationships with Benue-trough tectonics*. *Jour. Geol. Soc. London*, 143 (4): 5187-599.
- _____, 1987. *Wrench tectonics in the Benue Trough within plate discontinuity and South Atlantic kinematics*. *Bull. C.R.E.D.P. EIF-AQUITAINE*, 11: 170-171, France.
- MEDINA, F. y E. MAISTERRENA, 1981. *Acerca de las mineralizaciones de las minas El Solcito y El Abuelo, y su relación con la eruptividad, Departamento Río Senguerr, Chubut*. VIIIº Congr. Geol. Arg., Actas, IV: 571-581.
- MOLNER, P. y P. TAPPONIE, 1977. *The collision between India and Eurasia*. *Sc. Am.* 236 (4): 30-41.
- NASI, P. C., C. MPODOZIS, P. CORNEJO, R. MOSCOSO y V. MAKSAEV, 1985. *El Batolito de Elquí-Limari (Paleozoico superior-Triásico). Características petrográficas, geoquímicas y significado tectónico*. *Rev. Geol. de Chile*, 25-26: 77-111, Santiago de Chile.
- NULLO, F., 1978. *Descripción Geológica de la Hoja 41d, Lipetrén, provincia de Río Negro*. *Serv. Geol. Nac., Bol.* 158.
- _____, 1983. *Descripción Geológica de la Hoja 45c, Pampa de Agnia, provincia del Chubut*. *Serv. Geol. Nac., Bol.* 199.
- _____, 1989. *Evolution of marine basins in Southern South America*. 28th International Geological Congress, 2-526, Washington.
- _____ y C. PROSERPIO, 1975. *La Formación Taquetrén en cañadón del Zaino (Chubut) y sus relaciones estratigráficas en el ámbito de la Patagonia, de acuerdo a su flora*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXX: 133-150.
- _____, _____ y V. A. RAMOS, 1978. *Estratigrafía y tectónica de la vertiente este del Hielo Continental Patagónico, Argentina-Chile*. VIIº Congr. Geol. Arg., Actas, 2: 455-470.
- ORCHUELA, I., V. PLOSKIEWICZ y R. VIÑES, 1981. *Reinterpretación estructural de la denominada "Dorsal Neuquina"*. VIIIº Congr. Geol. Arg., T. III: 281-293.
- PESCE, A., 1978. *Estratigrafía del arroyo Perdido en su tramo medio e inferior, provincia del Chubut*. VIIº Congr. Geol. Arg., I: 315-334.
- PROSERPIO, C. A., 1978. *Descripción Geológica de la Hoja 42d, Gastre, Provincia del Chubut*. *Serv. Geol. Nac., Bol.*, 159.
- RAPELA, C. W. y S. MALHBURG KAY, 1988. *Late Paleozoic to Recent magmatic evolution of northern Patagonia*. *Episodes*, 11 (3).
- RAPELA, C. W., R. J. PANKHUST y S. M. HARRISON, 1989. *Gondwana Plutonism of Northern Patagonia*. 28th. International Geological Congress, 2-674, Washington.
- ROBBIANO, J., 1971. *Contribución al conocimiento estratigráfico de la sierra del cerro Negro, Pampa de Agnia, Chubut*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXVI (1): 41-56.
- _____, 1975. *Algunas consideraciones sobre los comentarios referidos a la estratigrafía del cerro Negro, Pampa de Agnia, Chubut*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXX (3): 290-291.
- ROLLERI, E. y P. CRIADO ROQUE, 1968. *La Cuenca Triásica del Norte de Mendoza*. III Jorn. Geol. Arg., I: 1-60.
- SPALLETI, L. A., IÑIGUEZ RODRIGUEZ y M. MAZZONI, 1982. *Edades radimétricas de piroclásticas y vulcanitas del Grupo Bahía Laura, Gran Bajo de San Julián, Santa Cruz*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXVII (4): 483-485.
- SCASSO, R., 1989. *La Cuenca sedimentaria del Jurásico Superior y Cretácico inferior de la región sudoccidental del Chubut*. *Cuencas Sed. Arg.*, 395-417.
- STIPANICIC, P. N., F. RODRIGO, O. L. BAULIES y C. G. MARTINEZ, 1968. *Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXIII (2): 67-98.
- TURNER, J.C. M. y B. BALDIS, 1979. *La estructura transcontinental del límite septentrional de la Patagonia*. VIIº Congr. Geol. Arg., Actas 2: 225-238.
- ULIANA, M. A. y K. T. BIDDLE, 1987. *Permian to Late Cenozoic evolution of northern Patagonia: main tectonic events, magmatic activity and depositional trends*. En *Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics* (McKenzie Ed.). *Am. Geoph. Union Mon.*, 40: 271-286.
- ULIANA, M. A. y K. T. BIDDLE, 1988. *Mesozoic-Cenozoic Paleogeographic and geodynamic evolution of Southern South America*. *Rev. Bras. Geosc.*, 18: 172-190.

- _____, _____ y J. CERDAN, 1989. *Mesozoic extension and the formation of Argentine Sedimentary Basins*. Am. Asoc. Petrol. Geol., (en prensa).
- VILAS, J. F. y A. RAPALLINI, 1988. *Evolución geodinámica de los Andes Australes sobre la base de estudios paleomagnéticos en el Paleozoico superior de América del Sur*. Annual Meeting Work. Group, Abstracts. Proj. 211.
- VOLKHEIMER, W., 1965. *Bosquejo Geológico del noroeste del Chubut extraandino (zona Gastre-Gualjaina)*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XX (3): 326-350.
- ZAMBRANO, J., 1981. *Distribución y evolución de las Cuencas sedimentarias en continente sudamericano durante el Jurásico y el Cretácico*. Cuencas Sed. Jur. Cret. Am. del Sur., Com. Sud. Jur. Cret., I: 9-44.

Recibido: 5 de diciembre, 1989.

Aceptado: 27 de julio, 1991.

FRANCISCO E. NULLO

Servicio Geológico Nacional - CONICET
Av. Santa Fe 1548, P. 13º
1060 Buenos Aires

CORRELACION MAGNETOESTRATIGRAFICA DE SECUENCIAS CENOZOICAS TARDIAS DE LA REPUBLICA ARGENTINA Y BOLIVIA

María J. Orgeira

RESUMEN: Se presentan diferentes correlaciones cronoestratigráficas de secuencias sedimentarias continentales asignadas al Cenozoico tardío, de Argentina y Bolivia. Las citadas correlaciones fueron efectuadas sobre la base de las magnetoestratigrafías obtenidas en las secuencias en cuestión.

Asimismo, se valoran algunas propuestas referentes a: asignación de edades de estos sedimentos, y determinación de una nueva edad mamífero, efectuadas por otros autores.

ABSTRACT: Chronostratigraphic correlations, between late Cenozoic continental sedimentary sequences of Argentina and Bolivia, are presented. These correlations were made on the basis of the magnetostratigraphies obtained in the sedimentary sequences.

Like wise, some proposals suggested by others authors (the ages of the sediments, and the determination of a new land mammal age), are analysed.

INTRODUCCION

En la última década el Laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad de Buenos Aires "Daniel Valencio" y otros grupos de investigación del exterior han efectuado estudios paleomagnéticos en sedimentos cenozoicos tardíos continentales en la República Argentina, en el subsuelo de las ciudades de Buenos Aires (Nabel y Valencio, 1981; Valencio y Orgeira, 1983) y La Plata (Bobbio *et al.*, 1986); en los acantilados costeros bonaerenses (Orgeira y Valencio, 1984; Orgeira, 1987; Orgeira, 1988); en la localidad de Corral Quemado (provincia de Catamarca; Marshall *et al.*, 1979; Butler *et al.*, 1984); y en las localidades de Chucalezna y Esquina Blanca (provincia de Jujuy; Marshall *et al.*, 1982). Asimismo, estudios análogos en sedimentos de esta edad han sido efectuados en el sur de Bolivia (Mac Fadden *et al.*, 1982).

La correlación sobre la base de las magnetoestratigrafías obtenidas de todas estas secuencias sedimentarias presenta varios inconvenientes. Por una parte, en algunos de los trabajos citados se han propuesto más de una interpretación posible para determinadas secciones de las magnetoestratigrafías obtenidas. Por otra parte, la interpretación de los resultados obtenidos en sedimentos asignados a la Formación Uquía (provincia de Jujuy), propuesta por Marshall *et al.* (1982), presenta ciertas inconsistencias que plantean interrogantes sobre la validez de la misma (Orgeira, 1988).

Asimismo, dado que en varias de las secuencias sedimentarias estudiadas (Región pampeana) no

existen dataciones radimétricas que brinden puntos de referencia absolutos para la correlación, las posibilidades de "ajuste fino" son varias.

Es de destacar que las correlaciones que se presentan han sido efectuadas sin modificar las interpretaciones de los trabajos originales. No obstante los inconvenientes mencionados, existen niveles cronoestratigráficos guías que se extienden a nivel interregional. Estos niveles guías son constantes en todas las posibles correlaciones.

Se detallan a continuación cuatro propuestas de correlación alternativas. Las mismas han sido elaboradas sobre la base de todas las combinaciones posibles de las diferentes interpretaciones de las magnetoestratigrafías obtenidas en las secuencias en cuestión.

ANTECEDENTES

En la región pampeana se han realizado estudios paleomagnéticos en sedimentos continentales del subsuelo de las Ciudades de Buenos Aires y La Plata, así como también en los acantilados costeros bonaerenses. Todos los perfiles estudiados se caracterizan por su importancia desde el punto de vista estratigráfico y paleontológico.

Respecto a los estudios del subsuelo de la ciudad de Buenos Aires, Valencio y Orgeira (1983) presentaron los resultados paleomagnéticos obtenidos del estudio de los sedimentos correspondientes a la parte alta de la barranca que bordea al Río de La Plata en la zona céntrica de la ciudad, integrados a los obtenidos por Nabel y Valencio

(1981) en los sedimentos de la parte baja de la citada barraca.

La interpretación propuesta por Valencio y Orgeira (*op. cit.*) indica que los sedimentos correspondientes al Bonaerense (en el sentido de Frenguelli, 1957), aflorantes en la excavación sita en Belgrano y Bernardo de Irigoyen, tienen una edad magnética predominantemente Brunhes (menor que 0,73 Ma, Pleistoceno medio a tardío), pudiendo su base tener una edad magnética Matuyama tardía (mayor que 0,73 Ma). Asimismo sugiere para los sedimentos asignados al Ensenadense (en el sentido de Frenguelli, 1957), aflorantes en las excavaciones sitas en Belgrano y Bernardo de Irigoyen, y Libertador y Cerrito, una edad magnética Matuyama (mayor que 0,73 Ma, Pleistoceno medio a tardío) a Gauss tardía (mayor que 2,48 Ma, Plioceno tardío).

Por otra parte los citados autores definieron tres niveles cronoestratigráficos en el subsuelo de la ciudad de Buenos Aires. El nivel 1 corresponde a la transición entre las épocas magnéticas Brunhes-Matuyama; el nivel 2 a la transición entre las épocas magnéticas Matuyama-Gauss y el nivel 3 al final del evento magnético Kaena.

Si bien no es posible asignar a estos niveles la edad correspondiente a la transición de polaridad del campo magnético terrestre registrada (Valencio y Orgeira, *op. cit.*), los mismos pueden utilizarse como parámetro de correlación, puesto que los sedimentos comprendidos entre ellos, de secuencias sedimentarias diferentes, tienen igual edad magnética.

Con respecto a los resultados del estudio de los sedimentos del subsuelo de la ciudad de La Plata, del análisis de los mismos surgen dos posibles interpretaciones (Bobbio *et al.*, 1986) en cuanto a la edad magnética de los sedimentos estudiados. Dichas interpretaciones coinciden en indicar una edad magnética Brunhes tardía (Pleistoceno tardío-tardío, menor que 0,33 Ma) para los sedimentos asignados al Bonaerense (en el sentido de Frenguelli, 1957). Asimismo, ambas interpretaciones señalan para los sedimentos asignados al Ensenadense (en el sentido de Frenguelli, 1957) una edad pleistocena tardía-tardía a pliocena tardía *sensu lato*. Por otra parte a través de la magnetoestratigrafía definida de acuerdo a las dos interpretaciones sugeridas, Bobbio *et al.* (*op. cit.*) determinaron en la ciudad de La Plata los niveles cronoestratigráficos definidos por Valencio y Orgeira (1983) en los sedimentos del subsuelo de la ciudad de Buenos Aires.

Orgeira y Valencio (1984) y Orgeira (1987 y 1988) presentaron los resultados del estudio geológico y paleomagnético de la secuencia sedimentaria asignada al Cenozoico tardío, aflorante en el área costera bonaerense entre las ciudades de Mar del Plata y Miramar.

El estudio paleomagnético comprendió dos perfiles ubicados en las áreas denominadas El Muelle y Bajada Martínez de Hoz. En los citados perfiles afloran las siguientes formaciones (en orden cronoestratigráfico decreciente): Formación Chapadmalal, Formación Barranca de Los Lobos, Formación Vorohué, Formación San Andrés, Formación Miramar, Formación Arroyo Seco y Formación Arroyo Lobería (Kraglievich, (1952). Las citadas formaciones han sido asignadas a las edades mamífero Montehermosense, Uquiense, Ensenadense y Lujanense.

Sobre la base del estudio paleomagnético efectuado se determinaron las siguientes edades magnéticas para las formaciones estudiadas: Formación Chapadmalal, edad magnética Gilbert tardía a Gauss temprana temprana (Plioceno medio a tardío); Formación Barranca de Los Lobos, edad magnética Gauss temprana a media (mayor que la edad del Evento Kaena; Plioceno tardío); Formación Vorohué y Formación San Andrés, edad magnética Gauss media a tardía (Plioceno tardío); Formación Miramar, edad magnética Matuyama (Plioceno tardío a Pleistoceno medio); Formación Arroyo Seco, edad magnética Matuyama tardío tardía a Brunhes (Pleistoceno tardío a medio?); Formación Arroyo Lobería, edad magnética Brunhes (*sensu lato*; menor que 0,73 Ma).

Orgeira (1987 y 1988) plantearon una segunda interpretación para el sector comprendido por las Formaciones Vorohué y San Andrés (perfil "El Muelle"). Según ésta, los sedimentos mencionados podrían tener una edad magnética Matuyama temprana (Plioceno tardío); sin embargo, estiman esta interpretación como menos probable que la expuesta en primer término.

Marshall *et al.* (1979) y Butler *et al.* (1984) presentaron los resultados paleomagnéticos y radiométricos de los estudios efectuados en la secuencia continental aflorante en la zona de Puerta de Corral Quemado (provincia de Catamarca, NO argentino). Los citados estudios permitieron calibrar la edad de la fauna de mamíferos contenidos en la secuencia, correspondiente a las edades mamífero Huayqueriense y Montehermosense. De acuerdo a los resultados obtenidos, Butler *et al.* (*op. cit.*) sugirieron para los sedimentos pertenecientes a la Formación Corral Quemado (edad mamífero Montehermosense) una edad magnética que va desde el Chron 6 (Mioceno tardío) a Gilbert (Plioceno temprano a medio). Asimismo, sugirieron que el límite entre las edades mamífero Montehermosense y Huayqueriense estaría entre los 5,8 y 6,4 Ma, tentativamente en 6,0 Ma.

Por otra parte, Marshall *et al.* (1982) presentaron los resultados del estudio paleomagnético y radiométrico (K/Ar) de la secuencia sedimentaria co-

rrespondiente a la Formación Uquía, aflorante en las localidades de Chucalezna y Esquina Blanca (provincia de Jujuy, noroeste argentino). La citada secuencia contiene una fauna asignada a la edad mamífero Uquiense. La interpretación de los resultados obtenidos sugerida por los citados autores señala para la secuencia en cuestión una edad magnética Matuyama temprana a media, acotada entre los 2,5 y 1,5 Ma. Al respecto, de la lectura crítica del trabajo surgen varios elementos que plantean serios interrogantes sobre la consistencia de la interpretación (Orgeira, 1988).

Por una parte, del análisis de los datos radimétricos no surge cual fue el criterio de selección que llevó a los autores mencionados a descartar varias dataciones radimétricas que asignarían a la secuencia una edad mayor (ejemplo, muestra LGM202 A de $3,54 \pm 0,04$ Ma; en tabla 1, pág. 987; Marshall *et al.*, 1982). Asimismo, las dataciones finalmente utilizadas para la interpretación paleomagnética, no fueron las obtenidas de las tufitas provenientes del perfil en el que fue realizado el muestreo paleomagnético.

Finalmente, la baja densidad del muestreo paleomagnético efectuado por los citados autores (se obtuvo información de 11 niveles estratigráficos en 200 m de secuencia) sólo permitiría efectuar una correlación preliminar y tentativa de la magnetoestratigrafía obtenida con el cuadro de reversiones de polaridad del campo magnético terrestre.

Con respecto a los estudios efectuados en sedimentos cenozoicos tardíos en Bolivia, Mac Fadden *et al.* (1982) presentaron los resultados paleomagnéticos y radimétricos (trazas de fisión) obtenidos de especímenes recolectados en la Formación Tarija (sur del país). La citada formación contiene una fauna de vertebrados considerada por Patterson y Pascual (1968) como de edad mamífero Lujanense. Más recientemente Webb (1976) propuso una edad mamífero Ensenadense para ella. Asimismo, Marshall *et al.* (1984) remarcaron que varios fósiles de esta localidad pueden ser más jóvenes que la edad mamífero Ensenadense. Marshall (1985) resume las conclusiones de diversos autores que, desde 1914 a 1984, asignaron alternativamente a esta fauna una edad mamífero Ensenadense, Lujanense o intermedia entre ellas. Mac Fadden *et al.* (*op. cit.*) consideran a esta fauna como Ensenadense, señalando que parte de la fauna proveniente del sector superior de la formación puede ser de edad mamífero Lujanense (Mac Fadden *et al.*, *op. cit.*, pág. 185).

La interpretación paleomagnética propuesta por Mac Fadden *et al.* (*op. cit.*) sugiere, para los sedimentos en cuestión, una edad magnética Matuyama tardía a Brunhes temprana (predominantemente pleistocena media).

CORRELACION 1 (Figura 1).

Para esta primer propuesta se ha tenido en cuenta la primera interpretación de la magnetoestratigrafía obtenida en los sedimentos del subsuelo de la ciudad de La Plata (Bobbio *et al.*, 1986), así como también la primera y la más probable interpretación de la magnetoestratigrafía obtenida en los sedimentos pertenecientes a las Formaciones Vorohué y San Andrés (perfil "El Muelle"; Orgeira, 1987 y Orgeira, 1988).

Como puede observarse en la figura 1, se pueden tender dos niveles cronoestratigráficos guías (trazo grueso) entre las magnetoestratigrafías obtenidas en diferentes regiones.

El primer nivel en cuestión (superior) coincide con el nivel cronoestratigráfico 1 propuesto por Valencio y Orgeira (1983) en los sedimentos del subsuelo de la ciudad de Buenos Aires y corresponde al registro de la transición entre las épocas magnéticas Brunhes y Matuyama (0,73 Ma). Este nivel permite correlacionar tres secuencias estudiadas en la región pampeana (Buenos Aires, La Plata y área costera bonaerense) y la secuencia asignada a la Formación Tarija en Bolivia.

El segundo nivel cronoestratigráfico guía (trazo grueso inferior) es el definido por la transición entre las épocas magnéticas Gauss y Gilbert (3,40 Ma), transición registrada en la Formación Chapadmalal (área costera atlántica bonaerense, perfil "Bajada Martínez de Hoz"; Orgeira y Valencio, 1984; Orgeira, 1988). Si bien esta transición no se encuentra registrada en los sedimentos correspondientes a la Formación Corral Quemado (provincia de Catamarca), los citados sedimentos, en especial los de la sección superior de la secuencia, de edad magnética Gilbert tardía, se encontrarían inmediatamente por debajo del citado nivel. Nótese que en ambas secciones (Formación Chapadmalal y Formación Corral Quemado) se registraría, de acuerdo a las interpretaciones propuestas, el último evento normal de la época magnética Gilbert.

Es de destacar que no es posible asignar a estos niveles (límites entre sedimentos de magnetización remanente estable de una polaridad dominante) las edades reales de las transiciones de polaridad del campo magnético terrestre correspondientes, debido a que no es posible asegurar en todos los casos que el proceso de acumulación de los sedimentos involucrados haya sido continuo en el entorno a esos niveles cronoestratigráficos. Sin embargo los sedimentos ubicados entre estos niveles (o bien por encima o por debajo de ellos) son equiparables en cuanto a su edad magnética, puesto que se depositaron durante el mismo lapso. Luego, puede realizarse una correlación más fina entre ambos niveles cronoestratigráficos ma-

yores. En especial entre las magnetoestratigrafías correspondientes a la región pampeana (Buenos Aires, La Plata y área costera bonaerense) pueden definirse líneas de correlación; las determinadas por el registro del evento magnético Olduvai (1.67 a 1.87 Ma), la determinada por el registro del pasaje entre las épocas magnéticas Matuyama y Gauss (2.48 Ma; nivel cronoestratigráfico 2, Valencio y Orgeira, 1983) y el registro del final del evento magnético Kaena (2.92 Ma; nivel cronoestratigráfico 3, Valencio y Orgeira, 1983).

Asimismo, pueden correlacionarse tentativamente la magnetoestratigrafía obtenida en la Formación Uquía, Jujuy (dado que en la misma ha sido interpretado el registro del evento Olduvai) con los sedimentos de la región pampeana. Las controversias que surgen de ello se discutirán más adelante.

En sentido estricto, debe destacarse nuevamente que la correlación magnetoestratigráfica a través de estos niveles indica que los sedimentos comprendidos entre ellos tienen igual edad magnética. Esto

no significa que tengan exactamente la misma edad real, sino que las diferentes secciones de secuencias correlacionadas entre los niveles cronoestratigráficos delineados se han depositado en un mismo *intervalo de tiempo*.

Esta correlación propuesta presenta algunas controversias, ya que sedimentos a los cuales se asignaron diferentes edades mamíferos serían, según su edad magnética, correlacionables. Las inconsistencias que esto presenta son las siguientes:

1) El pasaje entre las edades mamífero Lujanense y Ensenadense en el área costera bonaerense (límite entre las Formaciones Arroyo Seco y Miramar; perfil "El Muelle") sería mayor que 0.73 Ma (transición entre las épocas magnéticas Brunhes y Matuyama). El mismo pasaje en los sedimentos del subsuelo de la ciudad de Buenos Aires se encontraría muy próximo a esta edad; en los sedimentos del subsuelo de la ciudad de La Plata sería menor que 0.73 Ma y en los sedimentos asignados a la Formación Tarija (sur de Bolivia) la situación sería

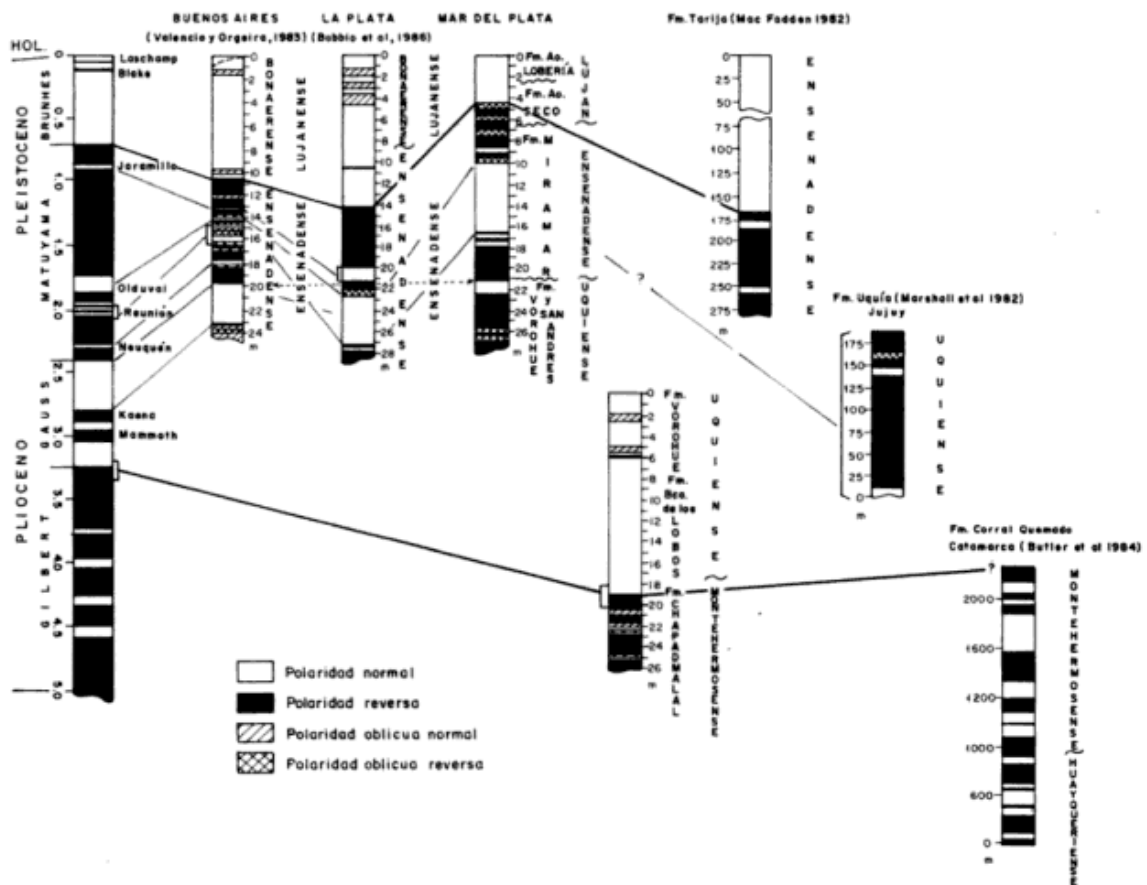


Figura 1: Correlación cronoestratigráfica 1 de las magnetoestratigrafías obtenidas en sedimentos continentales asignados al Cenozoico tardío, de Argentina y Bolivia.

análoga a la de los del subsuelo de la ciudad de La Plata.

2) Los sedimentos de la sección inferior del Ensenadense (edad mamífero Ensenadense) del subsuelo de las ciudades de La Plata y Buenos Aires serían equivalentes en edad magnética a los de la Formación San Andrés y Vorohué (perfil "El Muelle", área costera atlántica bonaerense) de edad mamífero Uquiense.

3) La Formación Uquía (Provincia de Jujuy, edad mamífero Uquiense) tendría una edad magnética equivalente a parte de los sedimentos de edad mamífero Ensenadense de la región pampeana.

Si bien estas aparentes discrepancias no pueden aclararse totalmente al estado actual del conocimiento, existen algunos elementos de juicio que coadyuvan a dilucidar la resolución de estos problemas. Las respuestas que a continuación se desarrollan se encuentran en el mismo orden que los problemas planteados:

1) En la región pampeana los límites entre el "Ensenadense" y el "Bonaerense" (y por ende entre las edades mamífero Ensenadense y Lujanense), en los subsuelos de las ciudades de Buenos Aires y La Plata fueron determinados sobre la base de criterios litológicos (Valencio y Orgeira, 1983; Bobbio *et al.*, 1986).

En el caso de los sedimentos estudiados en la ciudad de La Plata, si bien se hallaron fósiles que confirmaron las edades mamífero Ensenadense y Lujanense para los sedimentos del "Ensenadense" y "Bonaerense" respectivamente, dada la distribución del hallazgo de los fósiles, la posición estratigráfica de la transición entre las edades mamífero se fundamentó en el pasaje del "Ensenadense" a "Bonaerense" determinado sobre la base de caracteres litológicos. En el subsuelo de la ciudad de Buenos Aires, en las excavaciones estudiadas, no se encontraron fósiles que permitieran identificar en el lugar distintas edades mamífero.

En cuanto a la Formación Tarija (provincia de Jujuy), tal como fue expresado en párrafos anteriores, existen discrepancias entre diversos autores respecto a la edad mamífero correspondiente a la fauna de vertebrados contenida en ella. Si bien Mac Fadden *et al.* (1982), autores del estudio paleomagnético, consideran a esta formación como de edad mamífero Ensenadense, señalan que la fauna proveniente del sector superior de la secuencia pueden ser de edad mamífero Lujanense.

Finalmente, el perfil "El Muelle" (zona costera atlántica bonaerense) es el que presenta menos complejidad en cuanto a la determinación, en la secuencia estratigráfica, de la posición en donde fina-

liza la edad mamífero Ensenadense y comienza la Lujanense, puesto que es el que presenta mayor densidad de información paleontológica.

2) Sobre esta aparente discrepancia debe tenerse en cuenta lo expuesto por Marshall *et al.* (1984), quienes sugieren que el "Ensenadense basal" y el "Preensenadense" del subsuelo de la ciudad de Buenos Aires pueden ser de edad mamífero Uquiense. De acuerdo con ello, la correlación efectuada sería consistente con la información paleontológica.

3) En el ítem de antecedentes se ha planteado una serie de interrogantes respecto de la consistencia del trabajo de Marshall *et al.* (1982) sobre los sedimentos asignados a la Formación Uquía (Jujuy). La edad magnética propuesta por los citados autores, Matuyama temprana a media (2.5 a 1.5 Ma), es totalmente incompatible con los resultados obtenidos en la región pampeana. Sobre la base de los datos disponibles no es posible explicar la citada incongruencia.

CORRELACION 2 (Figura 2)

Para esta segunda propuesta se ha considerado la segunda interpretación de la magnetoestratigrafía obtenida en los sedimentos del subsuelo de la ciudad de La Plata (Bobbio *et al.*, 1986) y la primer interpretación, más plausible de la magnetoestratigrafía obtenida de los sedimentos pertenecientes a las Formaciones Vorohué y San Andrés (perfil "El Muelle"; Orgeira 1987 y 1988).

Como puede observarse en la figura 2, las variaciones respecto a la correlación anterior se encuentran exclusivamente en la comparación de la sección inferior del "Ensenadense" del subsuelo de la ciudad de La Plata. Esta sección se correlacionaría con la sección media de la Formación Miramar (edad mamífero Ensenadense) del perfil de "El Muelle", y con la sección media-superior de los sedimentos asignados al "Ensenadense" del subsuelo de la ciudad de Buenos Aires.

Los restantes argumentos explicados y discutidos en la correlación 1 son igualmente válidos para la presente propuesta. Nótese que los dos niveles cronoestratigráficos guías (figura 1 y 2, trazo grueso) son constantes en ambas correlaciones.

CORRELACION 3 (Figura 3)

Para esta tercer propuesta de correlación se ha tenido en cuenta la primera interpretación de la magnetoestratigrafía obtenida en los sedimentos del subsuelo de la ciudad de La Plata (Bobbio *et al.*, 1986) y la segunda interpretación de la magnetoestratigrafía obtenida en los sedimentos pertenecientes a la Formación Vorohué y San Andrés (perfil "El Muelle"). Como ha sido analizado por Orgeira

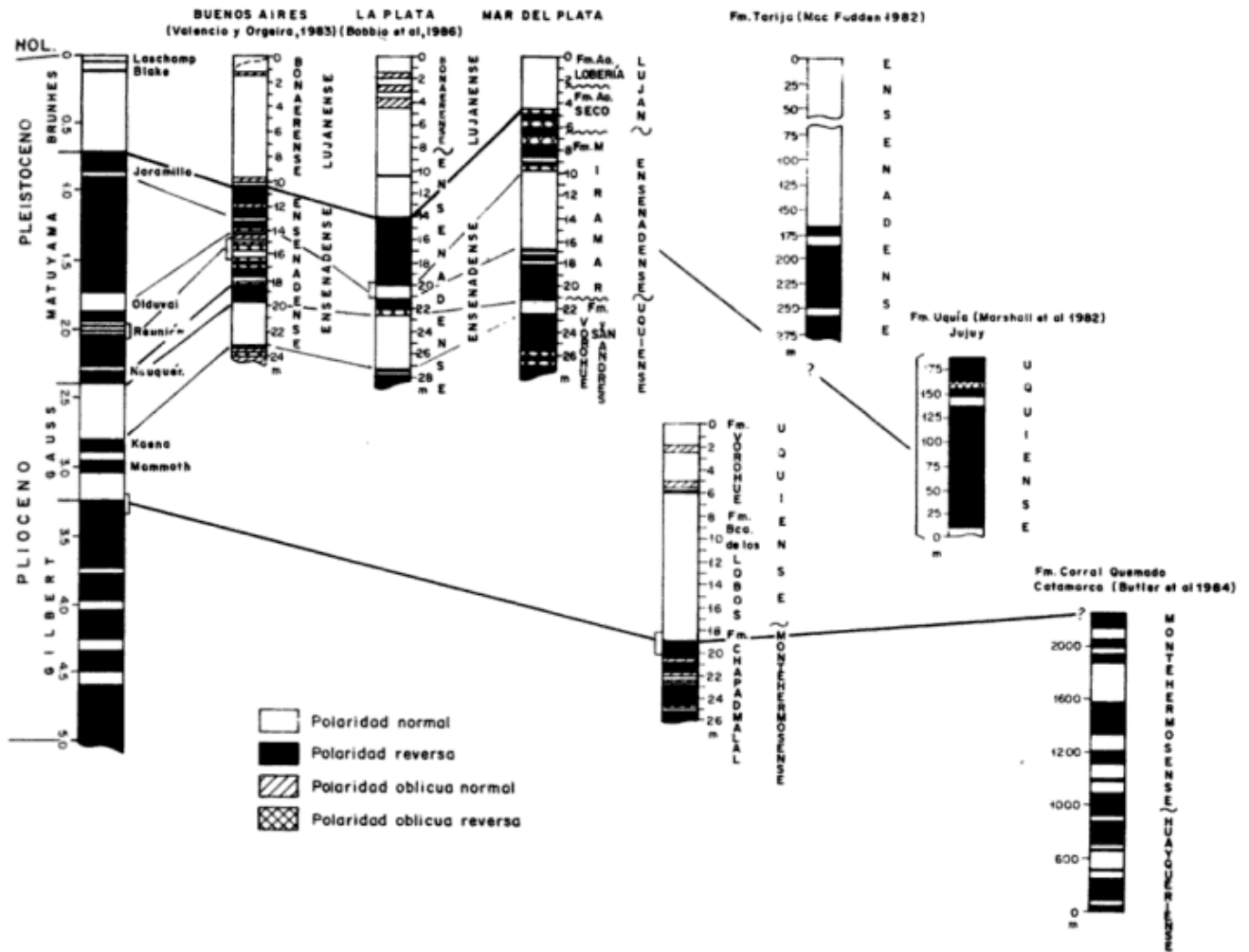


Figura 2: Correlación cronoestratigráfica 2 de las magnetoestratigrafías obtenidas en sedimentos continentales asignados al Cenozoico tardío, de Argentina y Bolivia.

(1987 y 1988), esta segunda interpretación es menos plausible, por lo cual este esquema de correlación debe considerarse como menos probable.

Los dos niveles cronoestratigráficos guías (figura 3, trazo grueso) se mantienen constantes al igual que en el resto de las propuestas de correlación formuladas.

La diferencia entre la presente propuesta de correlación y la Correlación 1 (figura 3 y figura 1) consiste en que los sedimentos de la Formación San Andrés y sección superior de la Formación Vorohué (perfil "El Muelle"), de edad supuestamente Matuyama temprano, igual o mayor al evento Neuquén, serían más jóvenes que los sedimentos de las secciones inferiores asignadas al "Ensenadense" de los subsuelos de La Plata y Buenos Aires. Esta relación de edades es inconsistente con la información paleontológica disponible puesto que, como fue expresado en el punto 2) de la Correlación 1, el "Ensenadense basal" y el "Preensenadense" del subsuelo de la ciudad de Buenos Aires pueden ser de edad

mamífero Uquiense; luego, su edad magnética no podría ser mayor a las de las Formaciones San Andrés y sección superior de la Formación Vorohué (perfil "El Muelle"; edad mamífero Uquiense), si no menor o igual a la edad magnética de estas formaciones.

CORRELACION 4 (Figura 4)

Para esta propuesta se ha tenido en cuenta la segunda interpretación obtenida en los sedimentos del subsuelo de la ciudad de La Plata (Bobbio *et al.*, 1986), y la segunda interpretación, menos probable, de la magnetoestratigrafía obtenida en los sedimentos asignados a las Formaciones Vorohué y San Andrés (perfil "El Muelle"; Orgeira, 1987 y 1988).

Esta correlación presenta la misma inconsistencia planteada en la propuesta anterior en cuanto a la relación de edades magnéticas entre la sección inferior de los sedimentos asignados al "Ensenadense" del subsuelo de la ciudad de Buenos Aires, y los

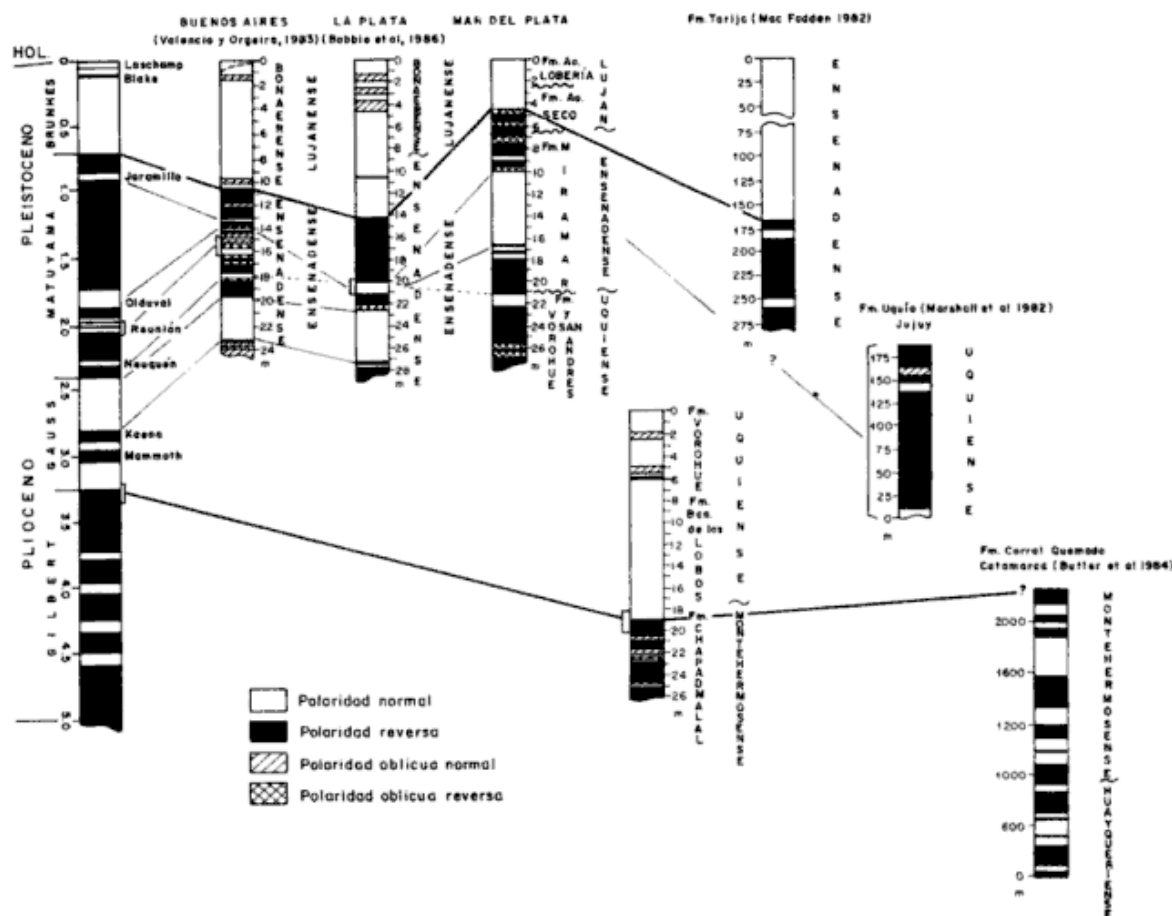


Figura 3: Correlación cronoestratigráfica 3 de las magnetoestratigrafías obtenidas en sedimentos continentales asignados al Cenozoico tardío, de Argentina y Bolivia.

de la Formación Vorohué y San Andrés (perfil "El Muelle").

En este caso, el citado problema no se plantea con los sedimentos asignados al "Ensenadense" del subsuelo de la ciudad de La Plata, puesto que de acuerdo a la segunda interpretación de la magnetoestratigrafía obtenida en los mismos (Bobbio *et al.*, 1986) éstos tendrían una edad magnética Matuyama media a tardía, la cual es comparable a la de la Formación Miramar (perfil "El Muelle"; edad mamífero Ensenadense).

CONCLUSIONES

El análisis crítico de las correlaciones cronoestratigráficas efectuadas permite sugerir que la enunciada en primer término sería la más probable.

Asimismo, todas las correlaciones cronoestratigráficas efectuadas permiten aportar nuevas evidencias para valorar algunas hipótesis formuladas por otros autores.

Marshall *et al.* (1983) sugieren el reconocimiento tentativo de una nueva edad mamífero, la edad Chapadmalense (ubicada entre la Montehermosense y la Uquiense), cuyo yacimiento tipo es la Formación Chapadmalal. Asimismo, extienden la citada edad al lapso 3.0 Ma a 2.5 Ma. Marshall (1985), sobre la base de argumentos similares a los utilizados en trabajos anteriores, sugiere que la Formación Chapadmalal probablemente abarque el intervalo 2.8 a 2.5 Ma (o más joven).

Los datos provistos por el presente estudio destiman ambas propuestas. Por una parte la edad magnética obtenida para los sedimentos pertenecientes a la Formación Chapadmalal (edad mamífero Montehermosense, Pascual *et al.*, 1965) son de edad magnética prácticamente análoga a los de la sección superior de la Formación Corral Quemado (provincia de Catamarca, edad mamífero Montehermosense). Por la otra, la edad propuesta por los citados autores para la Formación Chapadmalal (y su respectiva edad Chapadmalense) es incorrecta.

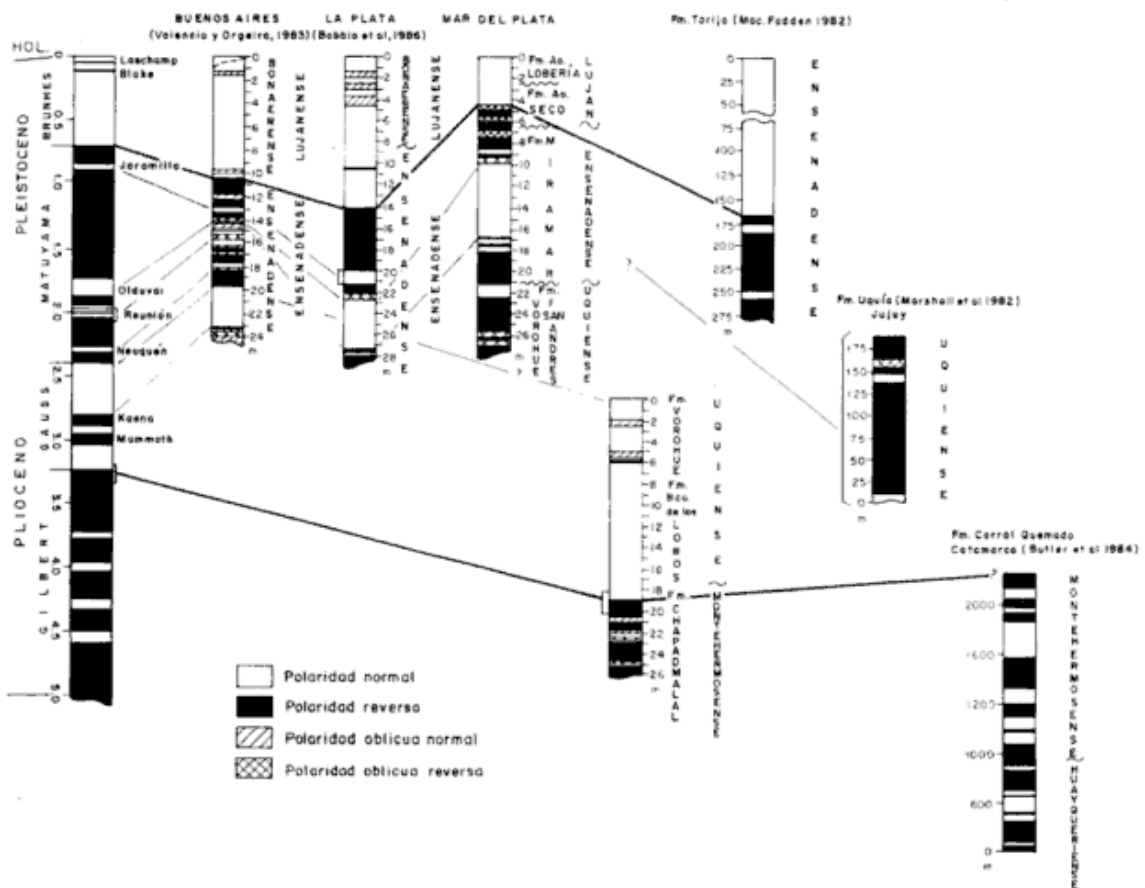


Figura 4: Correlación cronoestratigráfica de las magnetoestratigrafías obtenidas en sedimentos continentales asignados al Cenozoico tardío, de Argentina y Bolivia.

Sin embargo, los resultados obtenidos en el presente estudio permiten avalar la propuesta de Pascual *et al.* (1965), Pascual y Odreman Rivas (1973), quienes aceptaron incluir a la Formación Chapadmalal y su fauna en la parte superior de la edad mamífero Montehermosense.

Asimismo, las correlaciones efectuadas aportan argumentos a favor de la asignación del "Ensenadense basal" del subsuelo de la ciudad de Buenos Aires a la edad mamífero Uquiense sugerida entre otros por Marshall *et al.* (1984).

AGRADECIMIENTOS

La autora desea expresar su agradecimiento al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, a la Universidad de Buenos Aires y a la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, quienes brindaron el apoyo material para la realización del presente trabajo.

Asimismo, agradece al Ing. Daniel A. Valencio y al Dr. Juan F. Vilas, quienes dirigieron este proyecto en el país.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

BOBBIO, M. L., S. M. DEVINCENZI, M. J. ORGEIRA y D. A. VALENCIO, 1986. *La magnetoestratigrafía del Ensenadense y Bonaerense de la Ciudad de La Plata (excavación Nuevo Teatro Argentino)*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XLI (1-2): 7-22.

BUTLER, R. I., L. G. MARSHALL, R. E. DRAKE y G. H. CURTIS, 1984. *Magnetic polarity stratigraphy and K-Ar dating of Late Miocene and Early Pliocene continental deposits Catamarca Province, NW Argentina*. *Jour. of Geol.*, Vol. 92: 623-636.

FRENGUELLI, J., 1957. *Neozoico. Geografía de la República Argentina, II, 3*. GAEA, Soc. Arg. Est. Geogr.: 1-218. Buenos Aires.

KRAGLIEVICH, J. L., 1952. *El perfil geológico de Chapadmalal y Miramar, provincia de Buenos Aires*. *Rev. Mus. Cienc. Nat. y Trad.*, 1 (1): 8-37.

- MAC FADDEN, B. J., O. SILES, P. ZEITLER, N. M. JOHNSON y K. E. CAMPBELL, Jr., 1982. *Magnetic polarity stratigraphy of the middle pleistocene (Ensenadan) Tarija Formation of southern Bolivia*. Quaternary Research, 19: 172-187.
- MARSHALL, L. G., 1985. *Geochronology and Land-mammal biochronology of the Transamerican faunal interchange*. "The Great American Biotic Interchange"; Chap. 3. Topics in Geobiology, 4: 49-85.
- _____, R. HOFFSTETTER y R. PASCUAL, 1983. *Mammals and stratigraphy: Geochronology of the continental mammal-bearing Tertiary of South America*. Paleovertebrata, Montpellier, Mm. Extr.: 1-93.
- _____, R. F. BUTLER, R. E. DRAKE y G. H. CURTIS, 1982. *Geochronology of Type Uquian (Late Cenozoic) land mammal age, Argentina*. Science, 216 (4549): 986-989.
- _____, _____, _____ y R. H. TEDFORD, 1979. *Calibration of the Great American Interchange*. Science, 204: 272-279.
- _____, A. BERTA, R. HOFFSTETTER, R. PASCUAL, O. REIG, M. BOMBIN y A. MONES, 1984. *Mammals and stratigraphy: Geochronology of the continental mammal bearing Quaternary of South America*. Paleovertebrata, Montpellier, Mm. Extr.: 1-76.
- NABEL, P. E. y D. A. VALENCIO, 1981. *La magnetoestratigrafía del Ensenadense de la Ciudad de Buenos Aires*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVI (1): 7-18.
- ORGEIRA, M. J., 1987. *Estudio paleomagnético de sedimentos asignados al Cenozoico tardío en la costa atlántica bonaerense*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XLII (3-4): 362-376.
- _____, 1988. *Estudio geológico y paleomagnético de los sedimentos asignados al Cenozoico tardío aflorantes en los acantilados costeros entre Mar del Plata y Miramar (provincia de Buenos Aires)*. Fac. Cs. Exactas y Naturales, U.B.A., Tesis Doctoral.
- _____, y D. A. VALENCIO, 1984. *Estudio paleomagnético de los sedimentos asignados al Cenozoico tardío aflorantes en la Barranca de Los Lobos, provincia de Buenos Aires (Argentina)*. IX Congr. Geol. Arg., Actas, IV: 162-173.
- PATTERSON, B. y R. PASCUAL, 1968. *Evolution of mammals on southern continents. The fossil mammal fauna of South America. The Quarterly Review of Biology*. Vol. 43, 4: 409-451.
- PASCUAL, R. y O. E. ODREMAN RIVAS, 1973. *Las unidades estratigráficas del Terciario portadoras de mamíferos. Su distribución y sus relaciones con los acontecimientos diastróficos*. V Congr. Geol. Arg., Actas, 3: 293-338.
- _____, E. J. ORTEGA HINOJOSA, D. GONDAR y E. TONNI, 1965. *Las edades del Cenozoico mamífero de la Argentina, con especial atención a aquéllos del territorio bonaerense*. An. Com. Inv. Cient. de la Provincia de Buenos Aires, 1, VI: 165-193.
- VALENCIO, D. A. y M. J. ORGEIRA, 1983. *La magnetoestratigrafía del Ensenadense y Bonaerense de la Ciudad de Buenos Aires: Parte II*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVIII (1): 24-33.
- WEBB, S. D., 1976. *Mammalian faunal dynamics of the Great American Interchange*. Paleobiology, 2: 220-234.

Recibido: 3 de abril, 1989.

Aceptado: 20 de noviembre, 1991.

MARIA J. ORGEIRA

CONICET
Laboratorio de Paleomagnetismo "Daniel Valencio"
Ciudad Universitaria, Pabellón II
1428 Buenos Aires, Argentina.

DATOS PALEOAMBIENTALES BASADOS EN EL ESTUDIO ESTADISTICO DE LAS PALINOFLORAS DE LA PERFORACION NADIR N° 1 (EOCENO-MIOCENO) CUENCA DEL COLORADO

G. Raquel Guerstein y Mirta E. Quattrocchio

RESUMEN: El estudio estadístico de las palinofloras del pozo Nadir N° 1, ubicado en el sector marginal de la Cuenca del Colorado, permitió realizar una evaluación paleoambiental de las formaciones Elvira (Eoceno) y Barranca Final (Oligoceno-Mioceno). Todas las microfloras halladas se depositaron en ambiente marino, a distancia variable de la costa. Las proporciones de los tipos morfológicos de quistes de dinoflagelados y los cocientes entre quistes corados y proximales sugerirían que las paleotemperaturas del agua de mar habrían sido templado-cálidas durante el intervalo geológico considerado. Se compararon estos resultados con los obtenidos en el estudio palinológico del pozo Puerto Belgrano 20 y con los de otros autores basados en microfósiles calcáreos provenientes de perforaciones de la misma cuenca. Los modelos de agrupamiento elaborados mediante la aplicación de técnicas numéricas resultaron coherentes con la estratigrafía.

ABSTRACT: Statistic analysis of palynological data from Nadir N° 1 core located onshore of the Colorado Basin, were carried out to determine palaeoecological conditions during the Eocene (Elvira Formation) and Oligocene-Miocene (Barranca Final Formation). The microfloras studied were deposited under marine conditions at different distances from the coast. A simple gradational relationship between sea water paleotemperatures, dinoflagellate encystment modes and diversity was substantiated for the Eocene-Miocene. The overall character of the assemblages is of moderate diversity, proximate-chorate to chorate cysts being dominant. This suggests temperate to warm sea water palaeotemperatures during the geological interval considered. Using cluster analysis stratigraphically consistent clusters were obtained.

INTRODUCCION

La presente contribución trata sobre las conclusiones paleoambientales obtenidas a partir del estudio cuantitativo de las palinofloras halladas en la perforación Nadir N° 1 ubicada en el sector marginal de la Cuenca del Colorado (figura 1).

El pozo Nadir N° 1, realizado por la Compañía Dresser Atlas, tiene 850 m de profundidad de perforación. La estratigrafía y características generales de la cuenca fueron señaladas en Guerstein (1990a) y Guerstein y Quattrocchio (1988). Las muestras palinológicamente fértiles representan a las formaciones Elvira y Barranca Final (Eoceno-Mioceno superior). No se registra en esta posición de la cuenca la Formación Pedro Luro (Maastrichtiano-Paleoceno) presente en otras perforaciones (Puerto Belgrano 19 y 20, Sansinena y Ombucta x-1) ubicadas en las proximidades (Quattrocchio *et al.*, en preparación). Esto podría deberse a la posición de la perforación Nadir N° 1 sobre el Alto Estructural de Bahía Blanca (Kostadinoff y Font, 1979).

Se reconocieron 26 géneros y 43 especies de esporomorfos y 25 géneros y 32 especies de paleomi-

croplankton marino. El estudio sistemático de las especies halladas fue realizado previamente (Guerstein, 1990a y b). Se presenta aquí una lista taxonómica de las mismas.

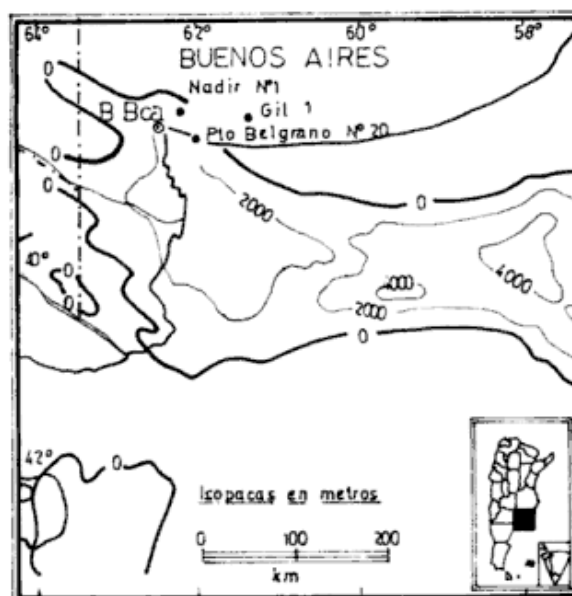


Figura 1: Mapa de ubicación.

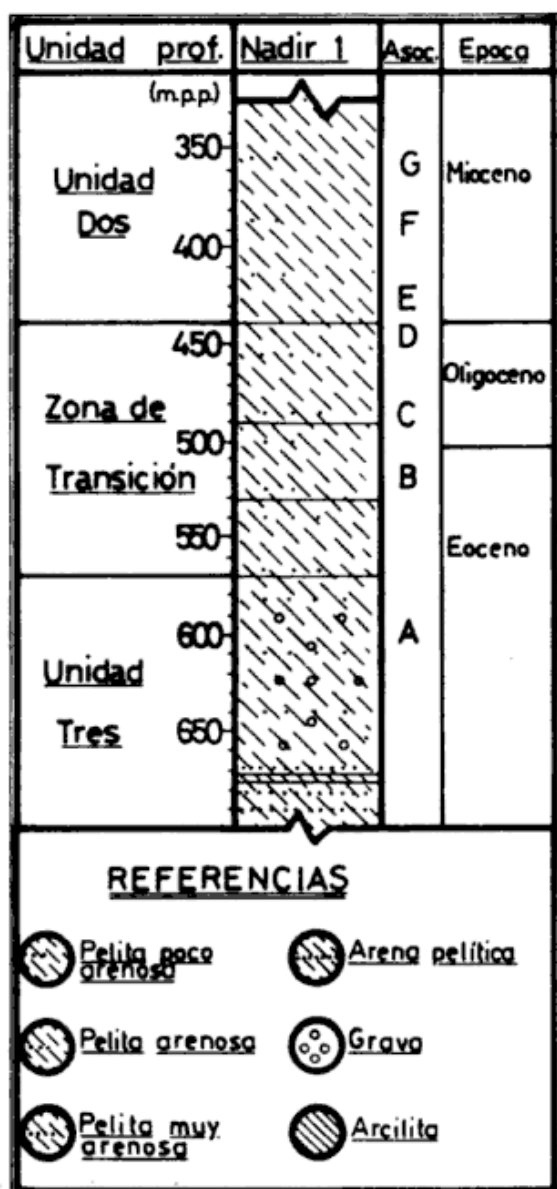


Figura 2: Perfil litoestratigráfico, pozo Nadir Nº 1. A-G, horizontes palinológicamente fértiles.

Las conclusiones paleoambientales y paleoclimáticas son comparadas con las obtenidas en el estudio palinológico del pozo Puerto Belgrano 20 (Guerstein, 1990c), y con los resultados basados en foraminíferos hallados en otras perforaciones de la Cuenca (Malumián, 1970 y 1972; Boltovskoy, 1980).

A través de técnicas computarizadas se realiza un análisis de los datos a partir del estudio sistemático y estadístico para elaborar modelos de agrupamiento.

MATERIAL Y METODOS

El material estudiado proviene de muestras de zaranda. Fueron procesados 18 niveles; 7 resulta-

ron palinológicamente fértiles (A-G, figura 2). Las asociaciones microflorísticas halladas (A-G) corresponden a los 596, 520, 487, 454, 430, 397 y 369 metros de profundidad de perforación (m p.p.), respectivamente.

Para la extracción físico-química de las muestras palinológicas se utilizaron las técnicas propuestas por Heusser y Stock (1984). El estudio estadístico está basado en el recuento de 200 ejemplares por muestra; las microfloras halladas fueron caracterizadas teniendo en cuenta tanto la diversidad y abundancia de miosporas como la de dinoflagelados, considerándose como diversidad el número de especies en una asociación dada.

En el tratamiento numérico de los datos estadísticos se utilizó la metodología de Análisis de Agrupamiento descripta por Crisci y López Armengol (1983), en sus dos formas: modo Q, con el coeficiente de correlación de Pearson, y modo R, con el índice de similitud de Dice. En ambos casos se empleó ligamiento completo. La información fue procesada mediante programas que incluyen subrutinas estadísticas del paquete IMSL, con una computadora Vax 11/780 del CRIBABB.

LISTA TAXONOMICA DE ESPECIES IDENTIFICADAS

ESPECIES TERRESTRES

Esporas

- Deltoidospora australis* (Couper) Pocock 1970
- Deltoidospora* sp. Guerstein 1990a

Granos de polen

- Podocarpidites marwickii* Couper 1953
- Podocarpidites* cf. *rugulosus* Romero 1977
- Phyllocladidites mawsonii* Cookson, 1947
- Dacrycarpites* cf. *australiensis* Cookson y Pike 1953
- Microcachrydites antarcticus* Cookson 1947
- Araucariacites* sp. Guerstein 1990a
- Inaperturopollenites* sp. Guerstein 1990a
- Clavinaiperturites* sp. Guerstein 1990a
- Smilacipites saltensis* Quattrocchio 1978
- Ephedripites* sp.
- Liliacidites* sp. cf. *L. variegatus* Couper 1953
- Liliacidites* sp. Guerstein 1990a
- Psilatricolpites patagonicus* Freile 1972
- Tricolpites* cf. *reticulata* Cookson 1947
- Grano de polen tricolpado sp. 1 Guerstein 1990a
- Cruciferae

Ailanthipites cf. *marginatus* Frederiksen 1983
Ailanthipites sp. cf. *A. nonprolatus* Frederiksen 1983
Ailanthipites sp. Guerstein 1990a
Artemisiaepollenites cf. *sellularis* Nagy 1969
Psilatricolporites sp. Guerstein 1990a
Retitricolporites sp. A Quattrocchio y Volkheimer 1986
Retitricolporites sp. Guerstein 1990a
Rhoipites cf. *baculatus* Archangelsky 1973
Rhoipites sp. cf. *R. baculatus* Archangelsky 1973
Rhoipites sp. cf. *R. minusculus* Archangelsky 1973
Rhoipites sp. A Quattrocchio 1978
Rhoipites sp. B Quattrocchio y Volkheimer 1986
Rhoipites sp. C Guerstein 1990a
Tubulifloridites antipodica Cookson 1947
 Compositae
 ?Solanaceae
 Grano de polen tetracolporado
Myrtaceidites mesonesus Cookson y Pike 1954
Myrtaceidites sp. Guerstein 1990a
 cf. *Myrtaceidites* sp. Guerstein 1990a
Scabratriporites sp. Guerstein 1990a
 cf. *Juglanspollenites* sp. Guerstein 1990a
Liquidambarpollenites sp. Guerstein 1990a
Malvacipollis subtilis Stover y Partridge 1973
Malvacipollis sp. Guerstein 1990a
Nothofagidites deminuta (Cookson) Romero 1977
Nothofagidites sp. A Guerstein 1990a
Nothofagidites sp. Guerstein 1990a
 Chenopodiaceae-Amaranthaceae
 Portulacaceae

Algas

Ovoidites sp.
Pediastrum sp.

ESPECIES MARINAS

Quistes de dinoflagelados

Chytroeisphaeridia chytroeides (Sarjeant) Downie y Sarjeant emend. Davey 1979
Achomosphaera ramulifera (Deflandre) Evitt 1963
Nematosphaeropsis densiradiata (Cookson y Eisenack) Stover y Evitt 1978
Spiniferites membranaceus (Rossignol) Sarjeant 1970
Spiniferites ramosus (Ehrenberg) Loeblich y Loeblich 1966
 cf. *Spiniferites* sp. Guerstein 1990b
Cordosphaeridium cf. *minimum* (Morgenroth) Benedek 1972

cf. *Kleithriasphaeridium* sp. Guerstein 1990b
Lingulodinium sp. Guerstein 1990c
Operculodinium centrocarpum (Deflandre y Cookson) Wall 1967
Hystrichokolpoma poculum (Maier) Sarjeant 1983
Hystrichokolpoma rigaudiae Deflandre y Cookson 1955
Oligosphaeridium complex (White) Davey y Williams 1966
Compositosphaeridium sp.
Cleistosphaeridium cf. *patagonicum* Archangelsky 1969b
Cleistosphaeridium sp. A Guerstein 1990b
Cleistosphaeridium sp. B Guerstein 1990b
Kallosphaeridium sp.
Polysphaeridium sp. Guerstein 1990b
Escharisphaeridia sp. Guerstein 1990b
Batiacasphaera sp. A Guerstein 1990b
Batiacasphaera sp.
Pentadinium taeniagerum Gerlach 1961

Acritarcos

Baltisphaeridium sp. Guerstein 1990b
Micrhystridium sp.
 cf. *Comasphaeridium* sp.
Cymatiosphaera sp.
Pterosphaeridia sp.
Pterospermella sp.
Leiosphaeridia granulosa Pocock 1972
Leiosphaeridia cf. *minutaespinosa* Pocock 1972
Leiosphaeridia sp. A Guerstein 1990b
Tasmanites sp.

LAS ASOCIACIONES MICROFLORISTICAS

Son siete las asociaciones microflorísticas estudiadas en la perforación Nadir N° 1. El término asociación se utiliza para el espectro de palinomorfos extraídos de un nivel estratigráfico dado. El recuento estadístico en cada asociación permitió caracterizar a las mismas sobre la base de familias, géneros, especies dominantes o rasgos morfológicos de esporas, granos de polen y paleomicroplancton (cuadro I).

Caracterización de las asociaciones microflorísticas

Todas las asociaciones microflorísticas presentan paleomicroplancton marino, el cual resulta predominante en las asociaciones A, E y G. Los quistes de dinoflagelados cubren la mayor parte del espectro, siendo los próximo-corados y corados los

Cuadro I. Porcentajes relativos de los taxa hallados en las asociaciones A-G de la perforación Nadir N° 1.

	ASOCIACIONES						
	A	B	C	D	E	F	G
<i>Deltoidospora australis</i>	0,5	0	0	0,5	0	0	0,5
<i>Deltoidospora</i> sp.	0	0	1	2,5	0	0,5	0
Espora trilete	2	2	5	3	2	2,5	2,5
<i>Podocarpidites marwickii</i>	2,5	5,5	2	6,5	0,5	0	2
<i>Podocarpidites</i> cf. <i>rugulosus</i>	0	1,5	0	0	0,5	0	0
Bisacado	4,5	6	5	7,5	1	15,5	2
<i>Phyllocladidites mawsonii</i>	0	0	0	0,5	0	0	0
<i>Dacrycarpites</i> cf. <i>australiensis</i>	0	0,5	0	0,5	0	1	0,5
<i>Microcachryidites antarcticus</i>	0,5	0	0,5	1	0,5	0	0
Trisacado	0	0	2,5	1	0	4	0
<i>Araucariacites</i> sp.	1,5	0,5	0	0	0	1	1
<i>Inaperturopollenites</i> sp.	0,5	0	0	0	0	0,5	0
<i>Clavainaperturites</i> sp.	0	0	0	0,5	0	0,5	0
<i>Ephedripites</i> spp.	1	0	0	1	0	0,5	0
<i>Liliacidites</i> sp. cf. <i>L. variegatus</i>	0	0	0	0	0,5	0	0
<i>Liliacidites</i> sp.	0	0	0	1	0	0,5	0
Monocolpado	1	1	1,5	0	0,5	0	1
<i>Psilatricolpites patagonicus</i>	3,5	1,5	1	1,5	1	0	0
<i>Psilatricolpites</i> spp.	0	0	2	0,5	0	4,5	1
<i>Tricolpites</i> cf. <i>reticulata</i>	3,5	3,5	1,5	2,5	1	9,5	2
Cruciferae	0	0	0	0,5	0	0	0
Tricolpado sp. 1	0,5	0	0	0,5	0	2	0,5
Tricolpado	1,5	1,5	2,5	0	1,5	0	3
<i>Ailanthipites</i> cf. <i>marginatus</i>	0	0	0	1	0	1,5	0,5
<i>Ailanthipites</i> sp. cf. <i>A. nonprolatus</i>	0,5	0	1,5	1	0,5	3,5	0
<i>Ailanthipites</i> sp.	0,5	0	0	0	0	0	0
<i>Ailanthipites</i> spp.	0,5	0	0	0	0	0	0
<i>Artemisiaepollenites</i> cf. <i>sellularis</i>	0	0	0	0	0	1,5	0
<i>Psilatricolporites</i> sp.	0,5	3,5	4	4	0,5	0	0
<i>Psilatricolporites</i> spp.	0	0	0	0	0	0	0,5
<i>Retitricolporites</i> sp. A	0	0	0	0	0	0,5	0
<i>Retitricolporites</i> sp.	0	0	0	0,5	0	0	0
<i>Rhoipites</i> cf. <i>baculatus</i>	2	2	1,5	1	0	0,5	0
<i>Rhoipites</i> sp. cf. <i>R. baculatus</i>	0	0	0	0	0	0,5	0
<i>Rhoipites</i> sp. cf. <i>R. minusculus</i>	1	1	3,5	1,5	0	3	0,5
<i>Rhoipites</i> sp. A	0,5	0,5	0,5	1	0	0	0
<i>Rhoipites</i> sp. B	0	1	1,5	0	0	1	1,5
<i>Rhoipites</i> sp. C	1	1	2	0,5	0	1	0,5
<i>Rhoipites</i> spp.	1	1	2	2	1	0	1,5
<i>Tubulifloridites antipodica</i>	0	0	0	0,5	0	1,5	0
Compositae	0	0	0	0	0	0,5	0
?Solanaceae	0	0	0	0	0	0,5	0,5
Tricolporado	0,5	0	0	0	0	0,5	0
Tetracolporado	0	0	0,5	0	0	0	0
<i>Graminidites</i> spp.	0	0	0,5	0	0,5	0	0
<i>Myrtaceidites mesonesus</i>	0	1	2,5	3	0,5	1	1
<i>Scabratripornites</i> sp.	0	0	0	0	0	0,5	0
Triporado	1	2	1,5	1	0	0	0,5
cf. <i>Juglanspollenites</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0,5
<i>Liquidambarpollenites</i> sp.	1,5	1,5	1	0,5	0	1,5	0,5

<i>Portulacaceae</i>	0	0,5	0	0	0	0	0
<i>Malvacipollis subtilis</i>	0	0	0,5	0,5	0	0	0
<i>Malvacipollis</i> sp.	0,5	0,5	0	0	0	0	0
<i>Nothofagidites deminuta</i>	0	0	0,5	1	0	0	0
<i>Nothofagidites</i> sp. A	0	2	2,5	2,5	0	2	0,5
<i>Nothofagidites</i> sp.	0	0,5	0	0,5	0	0	0
Chenopodiaceae-Amaranthaceae	0,5	2	1	2,5	1,5	1	0,5
Poliporado	0	0	0,5	0	0	0	0
Grano de polen de angiosperma	0,5	1	0	0	0	0	1
<i>Ovaoidites</i> sp.	0	0	0	0	1	1	0
<i>Pediastrum</i> sp.	0	0	0	0	0	0,5	0
Fungi	1,5	4,5	2	1,5	0	1,5	1,5
Algae	1	1	0	1,5	1,5	2	2,5
<i>Chytrioisphaeridia chytrioeides</i>	1,5	1,5	1	1,5	0,5	0	0,5
<i>Achomosphaera ramulifera</i>	1	0,5	0	0	0	0	0
<i>Cannosphaeropsis utinensis</i>	0	0	0	0	1	0	0,5
<i>Nematosphaeropsis densiradiata</i>	0	0	0,5	0	0	0,5	0,5
<i>Spiniferites ramosus</i>	8,5	3,5	4	2,5	14	1,5	8
<i>Spiniferites membranaceus</i>	1	0,5	0,5	1,5	3	0	0,5
<i>Spiniferites</i> spp.	6	5,5	3,5	3	5	3	9
cf. <i>Spiniferites</i> sp.	3	2,5	2,5	1,5	2,5	0,5	2,5
<i>Cordosphaeridium</i> cf. <i>minimum</i>	0	0,5	0	0	1	0	0
cf. <i>Kleithrisphaeridium</i> sp.	0	1	0	1,5	0,5	0	0
<i>Operculodinium centrocarpum</i>	0	1	0	0	1,5	0	0
<i>Lingulodinium</i> sp.	0	0	0	1	0,5	0	0
<i>Operculodinium</i> spp.	0	0	0	1	0	0	0
<i>Compositosphaeridium</i> sp.	0,5	0	0	0	0	0	0
<i>Hystrichokolpoma rigaudiae</i>	1	4	7	4	8	0,5	7
<i>Hystrichokolpoma poculum</i>	0	0	0,5	0	0,5	0	1
<i>Hystrichosphaeridium</i> spp.	0	0,5	0	0	0	0	0
<i>Oligosphaeridium complex</i>	0	0,5	0	0	0,5	0	0
? <i>Surculosphaeridium</i> sp.	0,5	0	0	0	0	0	0
<i>Cleistosphaeridium</i> cf. <i>patagonicum</i>	1	0	0,5	0	2	0	0
<i>Cleistosphaeridium</i> sp. A	1	3,5	2	1	1	2,5	3,5
<i>Cleistosphaeridium</i> sp. B	0	0	0	1,5	0	0	0
<i>Cleistosphaeridium</i> spp.	1,5	2,5	3	0	3	1,5	4
<i>Kallosphaeridium</i> sp.	0,5	0	0	0	0	0	0
<i>Polysphaeridium</i> sp.	1,5	0,5	0,5	0,5	1,5	0	1,5
<i>Escharisphaeridia</i> cf. <i>dictydia</i>	0	0	0	0	1,5	0	0,5
<i>Batiacasphaera</i> sp.	3	1,5	0	1,5	0,5	0,5	2,5
Quiste tipo 1	0	0	0	0	0,5	0	0
<i>Pentadinium taeniagerum</i>	0	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0
Quiste corado	3	2,5	3	3	3	3	4,5
Quiste proximo-corado	6,5	4	4	2,5	5	2,5	4
Quiste proximal	2	4	3	1,5	3,5	0,5	6
Quiste suturocavado	0	0	0	0,5	0	0	0,5
<i>Baltisphaeridium</i> sp.	1	0,5	1	1	1	3	0,5
<i>Micrhystridium</i> sp.	7,5	4,5	4,5	7	17,5	2,5	9,5
cf. <i>Comasphaeridium</i> sp.	0	0,5	0,5	1	0	0	0
<i>Pterosphaeridia</i> sp.	1	0,5	0	1	0,5	0,5	0,5
<i>Cymatiosphaera</i> sp.	0,5	0,5	0	0	0	0	0
<i>Leiosphaeridia staplinii</i>	0,5	0	0,5	0	0	0,5	0
<i>Leiosphaeridia granulosa</i>	2,5	0	0	0	1	2,5	1
<i>Leiosphaeridia</i> cf. <i>minutaespinosa</i>	2,5	1,5	0,5	0	0	1	0,5
<i>Leiosphaeridia</i> sp. A	0,5	0	0	0,5	1	2,5	0,5
<i>Leiosphaeridia</i> spp.	2,5	1,5	3	1	2,5	0,5	2
<i>Pterospermella</i> sp.	1	0	0	0	0	0	0

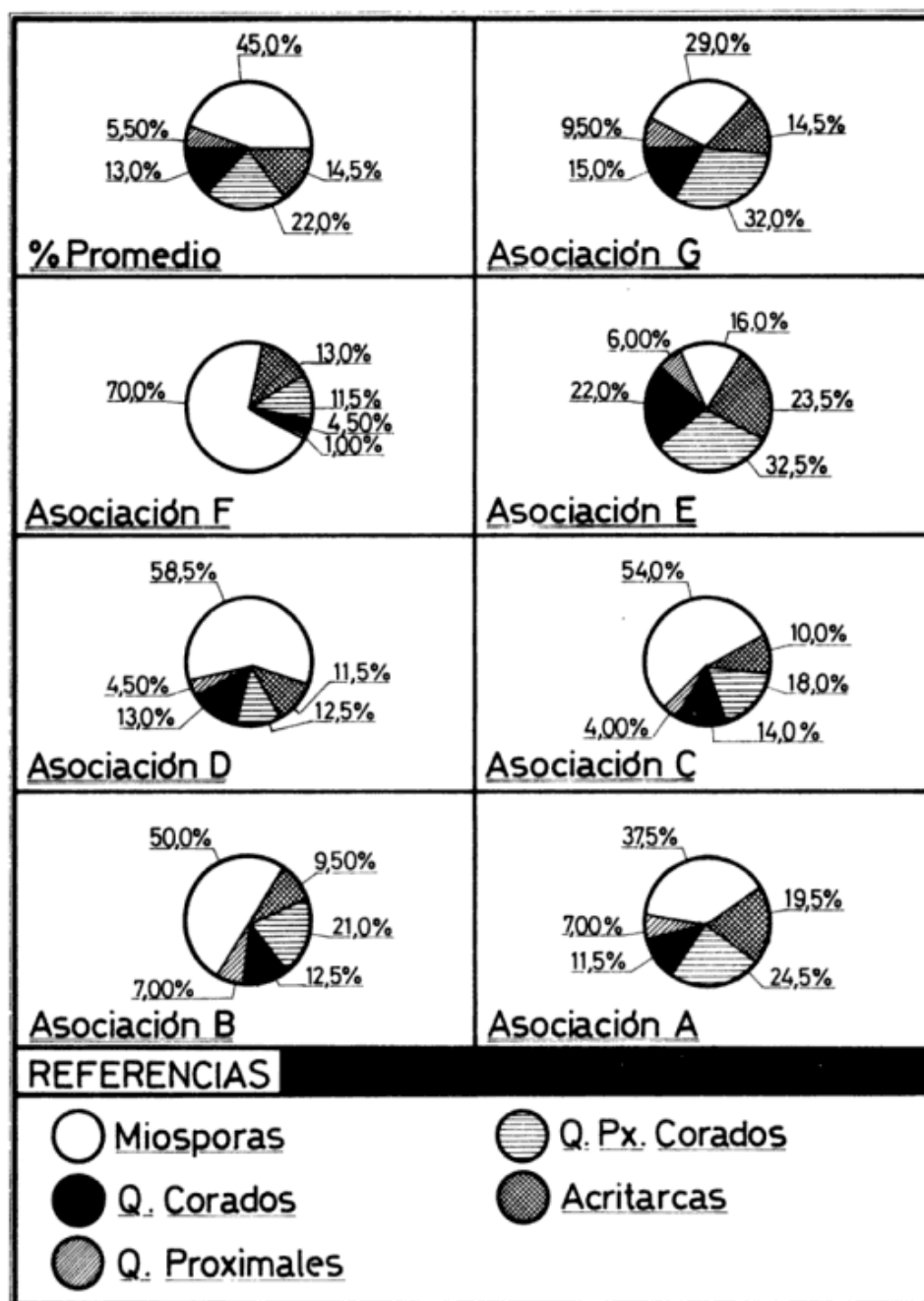


Figura 3: Frecuencias de miosporas, dinoflagelados y acritarcas de las asociaciones microflorísticas halladas en el pozo Nadir N° 1 y porcentajes promedio.

más frecuentes, con porcentajes máximos registrados en la asociación E. Los quistes proximales están generalmente subrepresentados, con valores que no superan el 10 %.

En algunos casos como en las asociaciones A y E, los acritarcos alcanzan frecuencias relativamente altas: 19,5 y 23,5 %; en la asociación F, con un 13 % del total, este grupo ocupa aproximadamente la mitad del espectro de paleomicroplancton, reduciéndose considerablemente los

porcentajes correspondientes a los dinoflagelados (figura 3).

Los elementos de origen continental superan el 50 % en las asociaciones C, D y F, alcanzando el máximo valor (70 %) en esta última, mientras que en B corresponden al 50 % del total del espectro. A y B son las asociaciones que guardan mayor semejanza en sus proporciones con las frecuencias promedio; hacia los niveles superiores las asociaciones se van distanciando cada vez

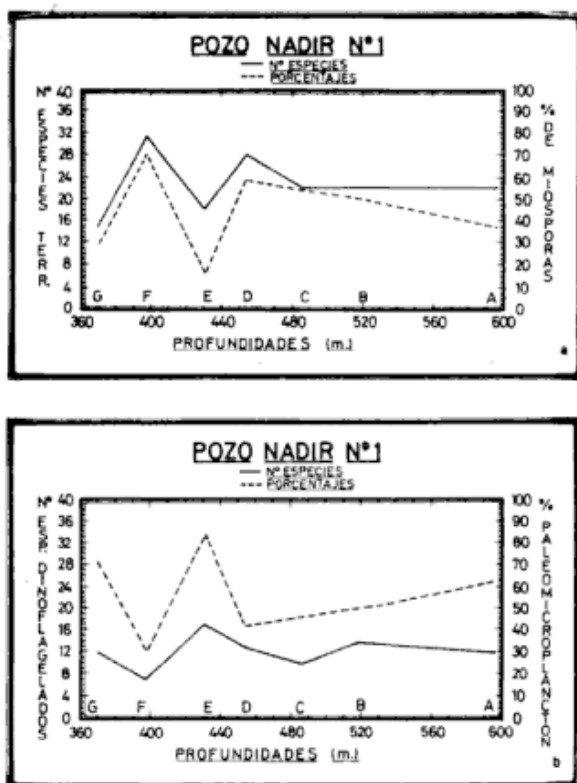


Figura 4: a. Diversidad de especies y porcentajes de miosporas en las asociaciones A-G del pozo Nadir N° 1. b: Diversidad de especies de dinoflagelados y porcentajes de paleomicroplankton en las siete asociaciones microfiorísticas halladas en la perforación Nadir N° 1.

más de los valores promedio, siendo E y F las más diferentes.

Diversidad y abundancia de las microfioras

En la figura 4a puede observarse que la diversidad de especies terrestres es de 22 especies por muestra en las asociaciones A, B y C; en la parte superior de la columna se registran dos máximos en D y F, los cuales podrían indicar un mayor aporte de elementos alóctonos en tales asociaciones, y dos mínimos en E y G.

La curva de porcentajes de miosporas muestra la misma tendencia que la curva de diversidad. Así, por ejemplo, las asociaciones D y F registran los mayores porcentajes de especies terrestres y las menores frecuencias de miosporas coinciden con los mínimos de diversidad de las asociaciones E y G.

La diversidad de especies de dinoflagelados y los porcentajes de paleomicroplankton se observan en la figura 4b: los máximos valores se encuentran en la asociación E (17 especies y 85 % de paleomicroplankton); se identificaron sólo 7 especies en la asociación F conjuntamente con la mínima proporción de paleomicroplankton (30 %). Existe una re-

lación directa entre la diversidad específica de dinoflagelados y la abundancia de paleomicroplankton marino.

Analizando en forma conjunta las figuras 4a y 4b se establece una correlación negativa entre las dos curvas de diversidad de especies; esta comparación permite definir tendencias transgresivas y regresivas que se corresponden en ambos gráficos.

Consideraciones generales

Nichols y Traverse (1971) interpretan a los altos índices de diversidad de esporomorfos como indicadores de la presencia de elementos alóctonos en la palinoflora. En cuanto a la diversidad de especies de dinoflagelados, los estudios de fitoplancton moderno muestran que la diversidad de especies de dinoflagelados en estado móvil (no preservable) y sus quistes (preservables), se incrementa a medida que nos alejamos de la línea de costa (Wall *et al.*, 1977). Según Harland (1973 y 1977) el aumento en los porcentajes de dinoflagelados y acritarcos asociado a un alto número de especies de dinoflagelados y a valores elevados de la relación "gonyauláceo vs. peridináceo" reflejaría condiciones de mar abierto.

Davies y Norris (1980) sugieren que en aguas de salinidad normal el modo de enquistamiento proximal es más común en latitudes altas, mientras que los quistes corados son abundantes en latitudes bajas. Por otra parte, Dörhöfer (1976) señaló que cuando los quistes corados se desarrollan en aguas frías, éstos suelen tener apéndices más cortos, menos numerosos y más gruesos.

PALEOAMBIENTE

Los niveles estratigráficos que resultaron palinológicamente fértiles permiten caracterizar a este sector de la cuenca de la siguiente manera: la presencia de paleomicroplankton marino en todas las microfioras estudiadas indica que las mismas se depositaron en ambiente marino a distancia variable de la costa. Las proporciones de paleomicroplankton, la diversidad de especies de dinoflagelados y los altos valores del tipo gonyauláceo en cada asociación, sugerirían condiciones de mar abierto.

Dentro del marco transgresivo regional, se reconocieron fluctuaciones del nivel del mar. En la parte inferior de la columna estudiada, las muestras analizadas correspondientes al Eoceno (A y B) señalan un evento transgresivo, teniendo en cuenta los valores de abundancia y diversidad de especies de dinoflagelados y miosporas. En la asociación C se marca el inicio de una regresión, tendencia que

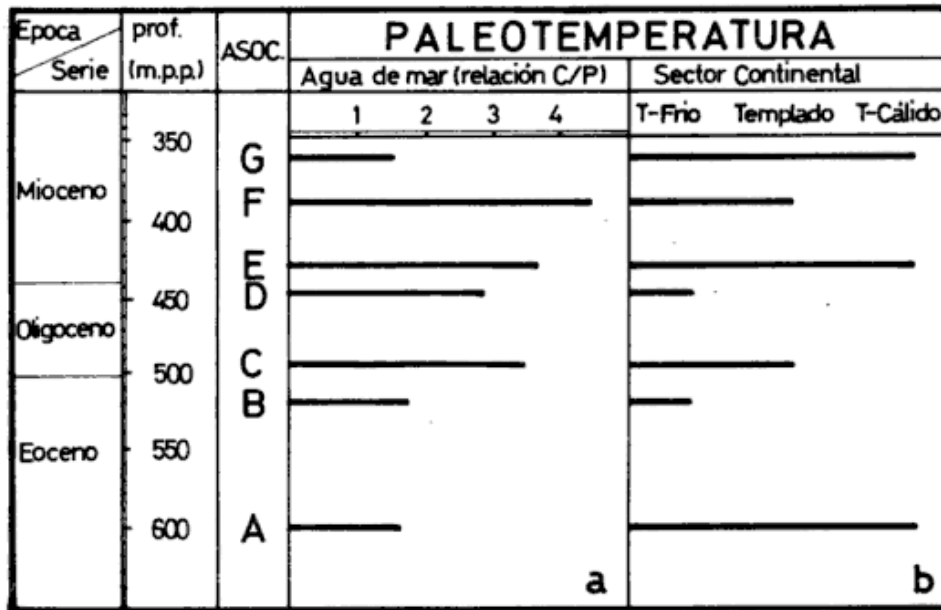


Figura 5: Paleotemperaturas inferidas en base a las asociaciones microflorísticas del pozo Nadir N° 1. **a:** Paleotemperaturas del agua de mar según la relación quistes corados vs. proximales (C/P). **b:** Paleotemperaturas en el sector continental según las características cuali y cuantitativas de las familias vegetales halladas.

se mantiene en la asociación D (Oligoceno). Dos ascensos del nivel del mar corresponderían al Mioceno inferior y al Mioceno medio superior (asociaciones E y G); la asociación F (Mioceno medio) presenta los valores máximos de diversidad y abundancia de miosporas y los mínimos de paleomicroplancton indicando un evento regresivo.

Paleotemperatura del agua de mar

En general, el predominio de quistes de dinoflagelados del tipo próximo-corado, los cocientes relativamente elevados entre quistes corados y proximales, así como las características de los apéndices de los quistes corados, reflejarían que las aguas de mar habrían sido templado-cálidas durante la depositación de las microfloras estudiadas.

En la figura 5a se grafica la relación entre quistes corados y quistes proximales (C/P) en las distintas asociaciones estudiadas, siendo los valores altos indicadores de condiciones templado-cálidas para el agua de mar. Aquellos niveles estratigráficos caracterizados por niveles más bajos de dicho cociente representarían temperaturas menos cálidas. Así, las asociaciones A y B (Eoceno), con una relación C/P = 1,64 y 1,78, respectivamente, reflejarían condiciones menos cálidas que la asociación C (Oligoceno inferior; C/P = 3,5). La asociación D (Oligoceno) con una relación C/P = 2,9 marcaría una disminución relativa de

la temperatura del agua de mar, mientras que en las asociaciones E (Mioceno inferior; C/P = 3,7) y F (Mioceno medio; C/P = 4,5) se habrían dado condiciones más cálidas. La asociación G (Mioceno medio superior; C/P = 1,58) registra el menor valor de la relación analizada, señalando un enfriamiento del agua de mar.

La figura 5b corresponde a las posibles paleotemperaturas inferidas a partir del estudio cuali y cuantitativo de los elementos de origen continental (esporas y granos de polen) hallados en la perforación Nadir N° 1 caracterizando a las áreas de aporte en el momento de la depositación (Quattrocchio y Guertstein, 1990 y Quattrocchio *et al.*, 1988). Estos resultados coinciden en parte con las variaciones de paleotemperatura del agua de mar presentando diferencias en algunos niveles estratigráficos. Por ejemplo: la asociación A se caracteriza por elementos de origen continental indicadores de condiciones templado-cálidas, mientras que la relación entre quistes corados y proximales toma un valor relativamente bajo, sugiriendo paleotemperaturas del agua de mar templado-frías. En las asociaciones B, C, D y E las tendencias coinciden en ambas figuras, sugiriéndose un clima templado-frío para la asociación B, templado para la C, templado-frío para la asociación D y templado-cálido para la E. La asociación F registra un aumento de la temperatura del agua de mar (según la relación C/P) y condiciones templadas inferidas a partir de la vegeta-

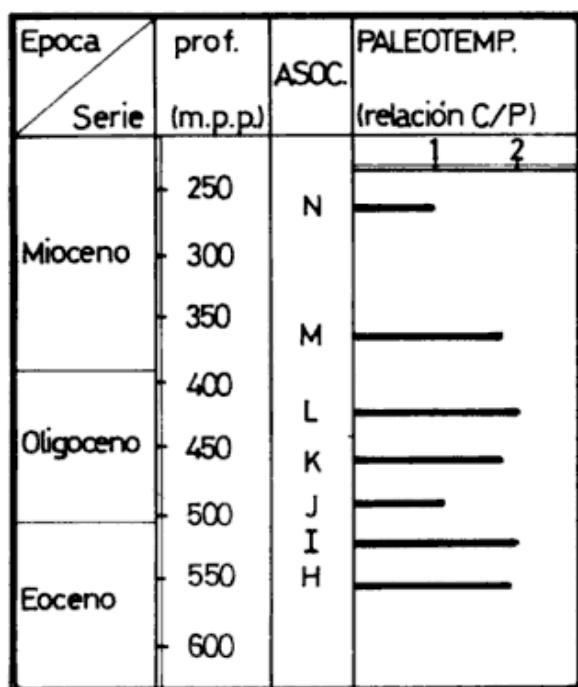


Figura 6: Paleotemperaturas del agua de mar inferidas a partir de la relación quistes corados vs. proximales (C/P) en el pozo Puerto Belgrano 20.

ción desarrollada en el sector marginal de la cuenca; en la asociación G se observa una disminución en la relación C/P, la cual indicaría un enfriamiento del agua de mar, mientras que las familias vegetales halladas en esta asociación microflorística reflejarían condiciones templado-cálidas.

Comparación con otros resultados

En la figura 6 se grafica la relación entre quistes corados y proximales (C/P) para las asociaciones microflorísticas halladas en la perforación Puerto Belgrano N° 20 (Guerstein, 1990c).

En general, los valores son algo más bajos (cerca de 2) que los registrados en los niveles palinológicamente fértiles de la perforación Nadir N° 1, sugiriendo que las temperaturas del agua de mar habrían sido templadas desde el Eoceno hasta el Mioceno medio, excepto en la asociación J (493-514 m p.p.), donde la disminución del cociente analizado reflejaría un enfriamiento del agua de mar para el Oligoceno inferior, así como también en la asociación N (251 a 285 m p.p.), correspondiente al Mioceno superior.

Malumián (1970 y 1972), sobre la base de microfósiles calcáreos de la perforación Puerto Belgrano 23, señala que: "Con respecto a la temperatura, no se hallaron elementos característicos de

aguas cálidas y, en general, los componentes son representantes de aguas templado-frías." (Malumián, 1970: 192).

Por otra parte, Boltovskoy (1980), indica que en cuanto a la interpretación del ambiente paleoclimático, sus resultados, determinados por la fauna de foraminíferos en el pozo Gil 1, difieren de aquéllos obtenidos por Malumián (1970). Dicho autor concluye que: "Las secciones del Mioceno inferior y del Oligoceno superior, muestran en su fauna bentónica, una influencia de la fauna de aguas cálidas, brasileñas y ausencia de la fauna de la de aguas frías." (Boltovskoy, 1980: 361).

Las paleotemperaturas del agua de mar inferidas a partir del estudio palinológico del pozo Nadir N° 1 coinciden con aquellos resultados obtenidos por Boltovskoy (1980) en el pozo Gil 1, para el Oligoceno superior y Mioceno inferior. Las condiciones paleoclimáticas definidas en base a las palinofloras halladas en el pozo Puerto Belgrano 20, concuerdan más adecuadamente con aquéllas propuestas por Malumián (1970) en la perforación Puerto Belgrano 23 (ubicada próxima al pozo Puerto Belgrano 20). Estos últimos ocupan una posición más distal dentro de la cuenca respecto de los dos primeros (figura 1), lo cual podría explicar las coincidencias y diferencias antes mencionadas.

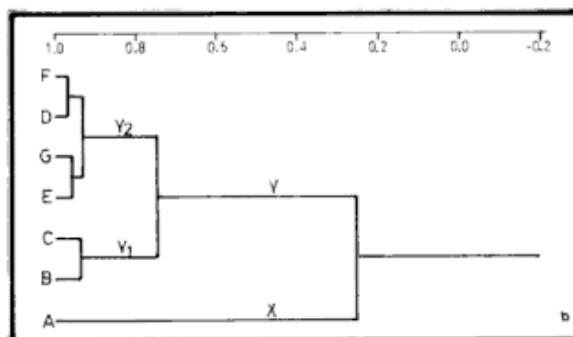
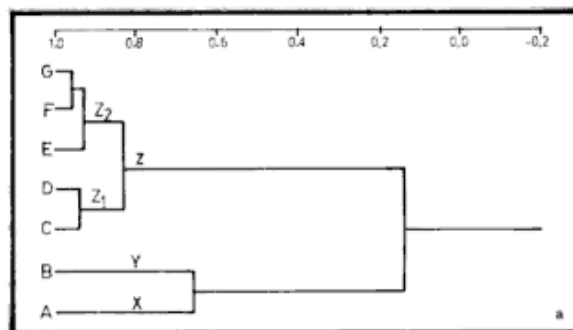


Figura 7: a. Dendrograma en modo Q basado en la distribución de frecuencias de las familias vegetales en el pozo Nadir N° 1. b. Dendrograma en modo Q basado en la distribución de quistes de dinoflagelados en el pozo Nadir N° 1.

Cuadro II. Distribución estratigráfica de las especies terrestres halladas en las asociaciones A-G de la perforación Nadir N° 1.

	ASOCIACIONES						
	A	B	C	D	E	F	G
<i>Ailanthipites</i> sp.	x						
<i>Malvacipollis</i> sp.	x	x					
Portulacaceae		x					
<i>Nothofagidites</i> sp.		x		x			
<i>Nothofagidites deminuta</i>			x	x			
<i>Malvacipollis subtilis</i>			x	x			
<i>Retitricolporites</i> sp.				x			
Cruciferae				x			
<i>Phyllocladidites mawsonii</i>				x			
<i>Microcachryidites antarcticus</i>	x		x	x	x		
<i>Psilatricolpites patagonicus</i>	x	x	x	x	x		
<i>Psilatricolporites</i> sp.	x	x	x	x	x		
<i>Podocarpidites</i> cf. <i>rugulosus</i>		x			x		
<i>Graminidites</i> spp.			x		x		
<i>Liliacidites</i> sp. cf. <i>L. variegatus</i>					x		
<i>Inaperturopollenites</i> sp.	x					x	
<i>Ephedripites</i> spp.	x			x		x	
<i>Ailanthipites</i> sp. cf. <i>A. nonprolatus</i>	x		x	x	x	x	
<i>Rhoipites</i> cf. <i>baculatus</i>	x	x	x	x		x	
<i>Deltoidospora</i> sp.			x	x		x	
<i>Clavainaperturites</i> sp.				x		x	
<i>Liliacidites</i> sp.				x		x	
<i>Tubulifloridites antipodica</i>				x		x	
<i>Ovoidites</i> sp.					x	x	
<i>Pediastrum</i> sp.						x	
<i>Scabratrporites</i> sp.						x	
Compositae						x	
<i>Rhoipites</i> sp. cf. <i>R. baculatus</i>						x	
<i>Retitricolporites</i> sp. A						x	
<i>Artemisiaepollenites</i> cf. <i>sellularis</i>						x	
<i>Deltoidospora australis</i>	x			x			x
<i>Podocarpidites marwickii</i>	x	x	x	x	x		x
<i>Araucariacites</i> sp.	x	x				x	x
<i>Tricolpites</i> cf. <i>reticulata</i>	x	x	x	x	x	x	x
<i>Tricolpado</i> sp. 1	x			x		x	x
<i>Rhoipites</i> sp. cf. <i>R. minusculus</i>	x	x	x	x		x	x
<i>Rhoipites</i> sp. C	x	x	x	x		x	x
<i>Liquidambarpollenites</i> sp.	x	x	x	x		x	x
Chenopodiaceae-Amaranthaceae	x	x	x	x	x	x	x
<i>Dacrycarpites</i> cf. <i>australiensis</i>		x		x		x	x
<i>Rhoipites</i> sp. A	x	x	x	x			
<i>Rhoipites</i> sp. B		x	x			x	x
<i>Nothofagidites</i> sp. A		x	x	x		x	x
<i>Myrtaceidites mesonesus</i>		x	x	x	x	x	x
<i>Ailanthipites</i> cf. <i>marginatus</i>				x		x	x
?Solanaceae						x	x
cf. <i>Juglanspollenites</i> sp.							x

Cuadro III. Distribución estratigráfica de los quistes de dinoflagelados presentes en las siete asociaciones microflorísticas de la perforación Nadir N° 1.

	ASOCIACIONES						
	A	B	C	D	E	F	G
<i>Compositosphaeridium</i> sp.	x						
? <i>Surculosphaeridium</i> sp.	x						
<i>Kallosphaeridium</i> sp.	x						
<i>Achomosphaera ramulifera</i>	x	x					
<i>Cleistosphaeridium</i> sp. B				x			
<i>Cleistosphaeridium</i> cf. <i>patagonicum</i>	x		x		x		
<i>Oligosphaeridium</i> complex		x			x		
<i>Operculodinium centrocarpum</i>		x			x		
<i>Cordosphaeridium</i> cf. <i>minimum</i>		x			x		
cf. <i>Kleithriasphaeridium</i> sp.		x		x	x		
<i>Lingulodinium</i> sp.				x	x		
Quiste tipo 1					x		
<i>Pentadinium taeniagerum</i>		x	x	x	x	x	
<i>Chytroesphaeridia chytroeides</i>	x	x	x	x	x		x
<i>Spiniferites ramosus</i>	x	x	x	x	x	x	x
<i>Spiniferites membranaceus</i>	x	x	x	x	x		x
cf. <i>Spiniferites</i> sp.	x	x	x	x	x	x	x
<i>Hystrichokolpoma rigaudiae</i>	x	x	x	x	x	x	x
<i>Cleistosphaeridium</i> sp. A	x	x	x	x	x	x	x
<i>Polysphaeridium</i> sp.	x	x	x	x	x		x
<i>Batiacasphaera</i> sp.	x	x		x	x	x	x
<i>Nematosphaeropsis densiradiata</i>			x			x	x
<i>Hystrichokolpoma poculum</i>			x		x		x
<i>Cannosphaeropsis utinensis</i>					x		x
<i>Escharisphaeridia</i> cf. <i>dictydia</i>					x		x

TECNICAS NUMERICAS

Se siguieron dos líneas de trabajo paralelas partiendo de dos matrices básicas de datos:

- muestras vs. familias vegetales, expresada en porcentajes sobre el total de esporomorfos
- muestras vs. especies de dinoflagelados, en frecuencias calculadas sobre el total de paleomicroplancton (acritarcos + dinoflagelados).

En el dendrograma de la figura 7a, resultante de la distribución de frecuencias de los elementos de origen continental (cuadro II), tomando como umbral arbitrario el 75 % de similitud, se diferencian tres "clusters": X e Y formados por una sola asociación cada una: A y B, respectivamente (Eoceno) y Z, integrado por las asociaciones restantes (Oligoceno-Mioceno). Este último puede dividirse en un núcleo: Z₁ (asociaciones C y D) y un grupo Z₂ (asociaciones E, F y G), con un umbral de similitud del

83 %, lo cual implica que la parte superior del perfil resulta muy homogénea en cuanto a su composición de elementos continentales.

La figura 7b responde a la distribución de frecuencias de quistes de dinoflagelados. Con un 75 % de similitud queda definido un grupo Y que incluye a todas las asociaciones (Eoceno-Mioceno), excluyendo únicamente a la asociación A (Eoceno). Dentro de este gran conjunto de asociaciones muy semejantes entre sí, B y C constituyen un núcleo (Y₁) con un 95 % de similitud mientras que D, E, F y G están relacionadas en un 93 % (Y₂). Es destacable la coherencia estratigráfica que presentan ambos dendrogramas.

Teniendo en cuenta la presencia-ausencia en cada uno de los niveles estudiados de las especies de dinoflagelados (cuadro III), se obtuvo la matriz de similitud entre especies (modo R), utilizando el índice de asociación de Dice. Los resultados del análisis de agrupamiento se grafican en la figura 8. Tomando como límite arbitrario el 60 % de similitud se generan 5 clusters: el número 1 agrupa a las

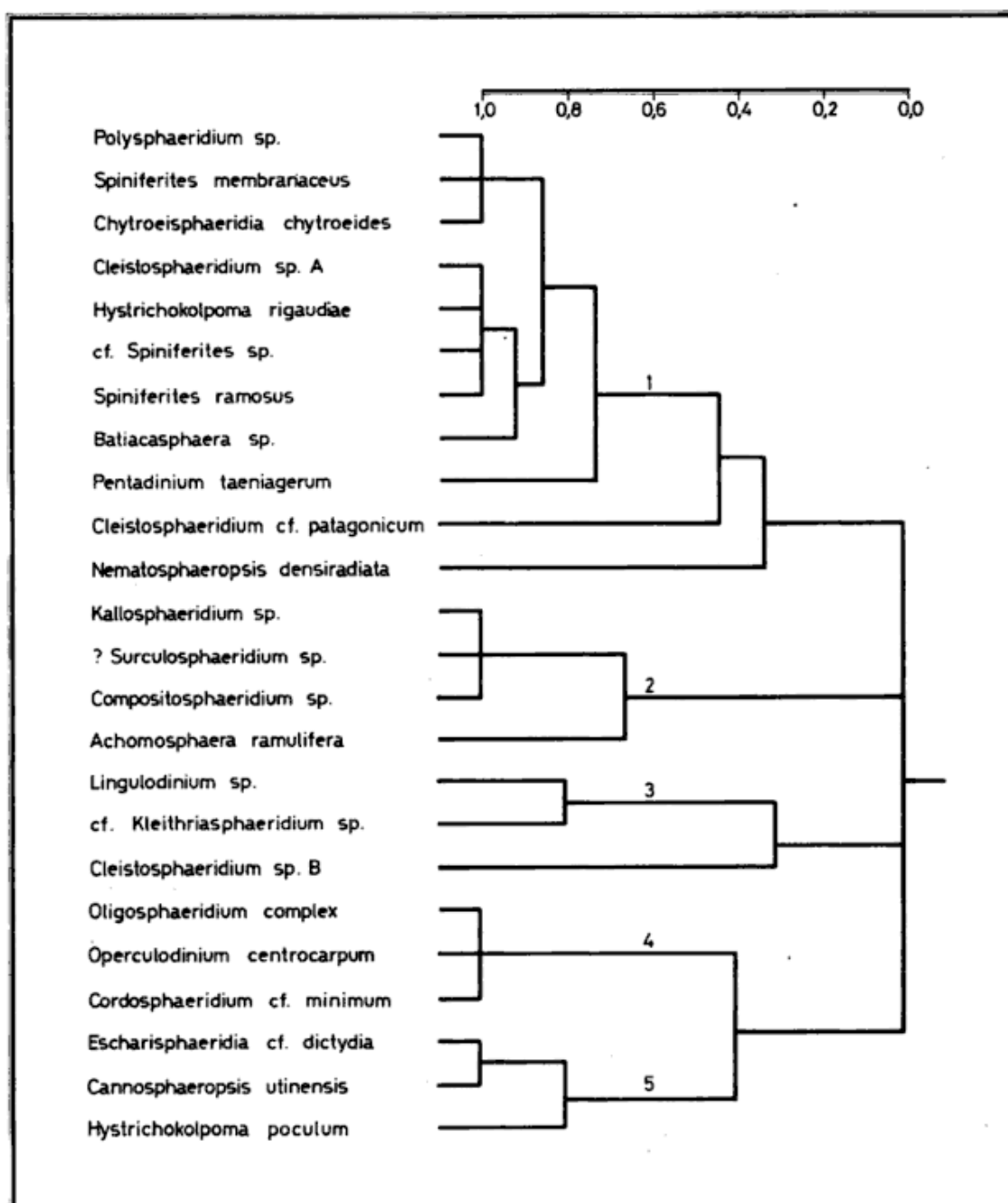


Figura 8: Análisis inverso (modo R) según la distribución de especies de dinoflagelados del pozo Nadir N° 1.

siguientes especies: *Polysphaeridium* sp., *Spiniferites membranaceus*, *Chytroeisphaeridia chytroeioides*, *Cleistosphaeridium* sp. A, *Hystrichokolpoma rigaudiae*, *Spiniferites* sp., *Batiacasphaera* sp. y *Pentadinium taeniagerum*. El número 2 asocia a *Kallosphaeridium* sp., *?Surculosphaeridium* sp., *Compositosphaeridium* sp. y *Achomosphaera ramulifera*; *Lingulodinium* sp. y cf. *Kleithriasphaeridium* sp. se agrupan en el cluster 3; los grupos 4 y 5 están formados por 3 especies cada uno, el 4: *Oligosphaeridium* complex, *Operculodinium centrocarpum* y *Cordosphaeridium* cf. *minimum*; el 5: *Es-*

charisphaeridia cf. *dictydia*, *cannosphaeropsis utinensis* y *Hystrichokolpoma poculum*.

Combinando los datos obtenidos en los análisis en modo Q y en modo R para las especies de dinoflagelados (figuras 7b y 8) y el cuadro de distribución de las mismas (cuadro III), es posible conocer cuáles son las especies más importantes en la formación de los grupos de la figura 7b. Las especies que intervienen en la definición del cluster X (Eoceno inferior) son principalmente las del grupo 2 del dendrograma en modo R; el cluster Y₁ (Eoceno superior-Oligoceno inferior) se caracteriza por la

presencia de las especies que forman los grupos 3 y 4, aunque éstos se extienden también hasta niveles más modernos. Las especies del grupo 5 son exclusivas del cluster Y₂ (Oligoceno-Mioceno), mientras que las del grupo 1 son comunes a todas las asociaciones estudiadas.

CONCLUSIONES

Todas las microfloras halladas en la perforación Nadir N° 1 se habrían depositado en ambiente marino a distancia variable de la costa. Las proporciones de paleomicroplancton marino, la diversidad de especies de dinoflagelados y el predominio del tipo gonyaulacáceo dentro del espectro de quistes de dinoflagelados, sugerirían condiciones de mar abierto. Los altos valores de diversidad específica de esporomorfos reflejan que el aporte de material alóctono a la cuenca habría sido importante.

Dentro del marco transgresivo regional, las microfloras fueron utilizadas como indicadores de fases transgresivas y regresivas. Las asociaciones A, B, E y G reflejan una mayor profundización de la cuenca, mientras que C, D y F se habrían depositado a menor distancia de la costa.

Las condiciones paleoclimáticas determinadas para el agua de mar en el intervalo geológico considerado, habrían sido: templadas durante el Eoceno; templado-cálidas en el Oligoceno inferior con un enfriamiento relativo en el Oligoceno; en el Mioceno inferior y medio se registra un mejoramiento de las condiciones climáticas, con los máximos valores de la relación quistes corados vs. proximales, y un deterioro en el Mioceno medio superior. Se realizó una comparación con las paleotemperaturas inferidas sobre la base de los elementos de origen continental hallados en la perforación estudiada (Quattrocchio y Guerstein, 1990), pudiendo establecerse una relación directa entre ambos resultados en algunos niveles estratigráficos (asociaciones B, C, D y E).

Los cocientes entre quistes corados y proximales en posición proximal de la cuenca (pozo Nadir N° 1) son relativamente más altos (sugiriéndose condiciones más cálidas) que los valores observados en posición más distal dentro de la misma (pozo Puerto Belgrano 20).

La aplicación de técnicas numéricas, teniendo en cuenta tanto la distribución de frecuencias de los elementos de origen continental como marino, dio

como resultado estructuras con una notable coherencia estratigráfica. Considerando la distribución de frecuencias de miosporas, las asociaciones A y B (Eoceno) quedan excluidas del cluster que agrupa a todas las asociaciones superiores (Oligoceno-Mioceno).

AGRADECIMIENTOS

Se agradece al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y a la National Geographic Society por el apoyo económico proporcionado. Al Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur, lugar donde se realizó el presente trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- BOLTOVSKOY, E., 1980. *Perforación Gil 1, provincia de Buenos Aires (foraminíferos, edad, paleoambiente)*. Ameghiniana, 17 (4): 339-362, Buenos Aires.
- CRISCI, J. V. y M. F. LOPEZ ARMENGOL, 1983. *Introducción a la teoría y práctica de la Taxonomía Numérica*. Secretaría General de la O.E.A. Serie de Biología. Monografía, 26: 1-131.
- DAVIES, E. H. y G. NORRIS, 1980. *Latitudinal variations in encystment modes and species diversity in Jurassic dinoflagellates*. Geol. Assoc. Canada, Spec. Pap., 20: 361-373.
- DÖRHÖFER, G., 1976. *Dinoflagellate provincialism in the Albian of the Northern Hemisphere*. Ann. Rep., Univ. Toronto: 136-140, Toronto.
- GUERSTEIN, G. R., 1990a. *Palinología estratigráfica del Terciario de la cuenca del Colorado, República Argentina. Parte I: Especies terrestres de la perforación Nadir N° 1*. Rev. Española Micropaleontol., 22 (1): 33-61.
- _____, 1990b. *Palinología estratigráfica del Terciario de la cuenca del Colorado, República Argentina. Parte II: Especies marinas de la perforación Nadir N° 1*. Rev. Española Micropaleontol., 22 (2): 167-182.
- _____, 1990c. *Palinología estratigráfica del Terciario de la cuenca del Colorado, República Argentina. Parte III: Estudio sistemático y estadístico de la perforación Puerto Belgrano N° 20*. Rev. Española Micropaleontol., 22 (3): 459-480.
- _____, y M. QUATTROCCHIO, 1988. *Palinozonas e interpretación estratigráfica mediante análisis de agrupamiento del Terciario de la cuenca del Colorado, República Argentina*. 2º Jorn. Geol. Bonaerenses, Actas: 27-35, Bahía Blanca.
- HARLAND, R., 1973. *Dinoflagellate cysts and acritarchs from the Bearpaw Formation (Upper Campanian) of southern Alberta, Canada*. Palaeontology, 16: 665-706. London.

- _____, 1977. *Dinoflagellate cysts and acritarchs from the Bearpaw Formation (?Upper Campanian to Maastrichtian) of Montana*. *Palaeontology*, 20: 179-193, London.
- HEUSSER, L. y C. E. STOCK, 1984. *Preparation techniques for concentrating pollen from marine sediments and other sediments with low pollen density*. *Palynology*, 8: 225-227, Dallas, Texas.
- KOSTADINOFF, J. y G. FONT, 1979. *Máximos gravimétricos e isostasia en la ría de Bahía Blanca*. *Contrib. Cient.* 48, Inst. Argent. Oceanogr., 1-31, Bahía Blanca.
- MALUMIAN, N., 1970. *Bioestratigrafía del Terciario marino del subsuelo de la provincia de Buenos Aires, Argentina*. *Ameghiniana*, 7 (2): 173-104, Buenos Aires.
- _____, 1972. *Foraminíferos del Oligoceno y Mioceno del subsuelo de la provincia de Buenos Aires*. *Ameghiniana*, 9 (2): 97-137, Buenos Aires.
- NICHOLS, D. J. y A. TRAVERSE, 1971. *Palynology, petrology and depositional environments of some Early Tertiary lignites in Texas*. *Geosc. and Man*, 3: 37-48.
- QUATTROCCHIO, M. y G. R. GUERSTEIN, 1990. *Evaluación paleoambiental y paleoclimática del Terciario de la cuenca del Colorado, República Argentina, palinofloras*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XLIII (3): 375-387, Buenos Aires.
- _____, _____ y C. DESCHAMPS, 1988. *Fluctuaciones climáticas del Terciario de la cuenca del Colorado*. *Palinomorfos y vertebrados*. 2º Jorn. Geol. Bonaerenses, Actas: 55-64. Bahía Blanca.
- WALL, D., B. DALE, G. P. LOHMANN, WOOLCOTT y K. SMITH, 1977. *The environmental and climatic distribution of dinoflagellate cysts in modern marine sediments from regions in the North and South Atlantic Oceans and adjacent seas*. *Marine Micropaleontol.*, 2: 121-200.

Recibido: 19 de abril, 1989.

Aceptado: 8 de abril, 1992.

G. RAQUEL GUERSTEIN
MIRTA E. QUATTROCCHIO

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

EDADES RADIMETRICAS EOCENAS. BORDE OCCIDENTAL DEL MACIZO NORPATAGONICO

Mario M. Mazzoni, Koji Kawashita, Stephen Harrison y Eugenio Aragón

RESUMEN: Se dan a conocer 14 dataciones K/Ar de lavas e ignimbritas del Cinturón Oriental o de Pilcaniyeu, en su mayor parte correspondientes al denominado Complejo Volcánico-Piroclástico del Río Chubut medio (Formación Huitrera). Los valores registrados indican la existencia de un importante volcanismo eoceno que, principalmente en el sector más meridional estudiado, se inicia en el Luteciano temprano con manifestaciones félsicas calcoalcalinas -especialmente ignimbríticas- (Ignimbrita Barda Colorada). Este fenómeno efusivo, que es coincidente temporalmente con importantes variaciones en las características de la subducción, es sucedido por la acumulación volcánica de la Formación Laguna del Hunco, cuya edad más probable va de los 43 a los 51 Ma. Esta antigüedad queda indicada por intercalaciones volcánicas acotadas geocronológicamente dentro de esa unidad, y por los correspondientes a la Formación El Mirador -andesitas y basaltos- que la coronan. Este último episodio básico con afinidad alcalina es probablemente de carácter regional e indica un importante cambio en las condiciones geodinámicas, que alcanzaron el máximo extensional durante el Oligoceno.

ABSTRACT: Fourteen new radiometric K/Ar analysis from the Pilcaniyeu Belt of the Cordilleran Series and mainly from the Río Chubut Volcanic Complex, are here discussed. Geochronological data are indicative of an important Middle to Early Eocene felsic, calc-alkaline volcanic event, that, especially in the southernmost area, begins with thick pyroclastic flow deposits (Barda Colorada Ignimbrite). This felsic and mainly explosive volcanism, which is approximately synchronous with remarkable changes in subduction features, is followed by continental volcanoclastics, bearing the Hunco Flora (Laguna del Hunco Formation). The most acceptable age for this fossiliferous volcanoclastics, according to dated volcanic intercalations and the age for El Mirador Formation -andesites and basalts- lying above it, is bracketed between 51 and 43 Ma. The late Lutetian mafic episode, with alkaline affinity, has also been recorded in distant localities, and probably has regional extent. This event suggests an important change in the geodynamic setting, which reached the peak of extension during the Oligocene.

INTRODUCCION

La presente contribución tiene por finalidad dar a conocer y discutir catorce nuevos valores radimétricos K/Ar, obtenidos para muestras de lavas y piroclastitas aflorantes en el oeste de las provincias de Río Negro (hojas geológicas Río Chico y Lipetrén) y Chubut (hojas geológicas Cerro Mirador y Gualjaina). Las muestras aquí datadas corresponden al denominado Cinturón Volcánico Oriental o de Pilcaniyeu de las Series Cordilleranas Patagónicas (Kay y Rapela, 1987, Rapela y Kay, 1988, Rapela *et al.*, 1988), y pertenecen en su mayoría a la unidad estratigráfica que fuera denominada como Formación Huitrera (Ravazzoli y Sesana, 1977, Nullo, 1978, Volkheimer y Lage, 1981, Lage 1982).

Respecto a este cinturón de edad Paleocena a Eocena (Rapela *et al.*, 1988), aportes recientes han ampliado su conocimiento, especialmente en lo que atañe a sus características petrogenéticas (Kay y Rapela, 1987, Mazzoni *et al.*, 1988 a y b, Rapela *et al.*, 1988). Por su parte, Mazzoni y Aragón (1985, 1986) denominan Complejo del Río Chubut medio

a las variadas manifestaciones de este cinturón en el sector homónimo de la provincia del Chubut. En esa zona, han reconocido diferentes unidades estratigráficas, y han propuesto la denominación de Ignimbrita Barda Colorada (Mazzoni y Aragón, 1987, Aragón *et al.*, 1987, Mazzoni *et al.*, 1989), para designar los importantes depósitos piroclásticos vinculados con una caldera, cuyo margen oriental pasaría algo al este del Cañadón de la Buitrera (Mazzoni *et al.*, 1989). En referencia a esta última unidad, es oportuno advertir que representa el sustrato de la Serie del Hunco (Petersen, 1946) o Formación Laguna del Hunco (Proserpio, 1978), particularmente conocida por su riqueza paleontológica, últimamente revisada por Aragón y Romero (1984). El único control radimétrico sobre esta unidad es el suministrado por Archangelsky (1974), sobre una ignimbrita, que interpretamos corresponde con la Ignimbrita Barda Colorada. Esta datación constituye la única de la hoja Cerro Mirador (ninguna en la hoja Gualjaina), por lo que creemos que la información que aquí se acompaña, cubre un importante vacío de información, no sólo necesaria para el co-

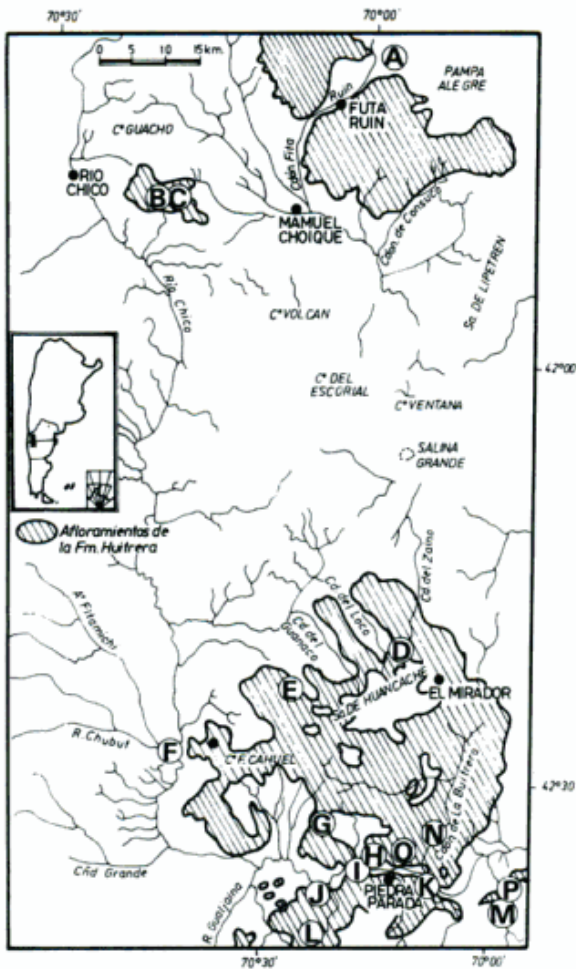


Figura 1: Afloramientos de la Formación Huitrera y ubicación de muestras con datación radimétrica.

nocimiento cronoestratigráfico, sino también para la adecuada comprensión de los fenómenos volcánicos y tectónicos del área.

Más al norte, en la provincia de Río Negro, Coira *et al.* (1985) han dado a conocer edades K/Ar, en general sobre rocas de naturaleza básica, que ocupan un rango de variación más amplio que el aquí considerado y que servirán de marco de comparación para los valores que aquí trataremos.

En la figura 1 se han ubicado, ordenados de norte a sur, los lugares de procedencia de las muestras, y en el cuadro I, las localidades, unidades estratigráficas y tipos litológicos.

Por último, y antes de abordar la temática específica de esta contribución, debemos señalar que en el cuadro I también se ha tratado de incorporar la nomenclatura estratigráfica de Petersen (1946) en aquellas muestras ubicadas dentro del área mapeada por dicho autor, a los efectos de la mejor ubicación espacial y estratigráfica. Sin embargo, sobre

este particular debemos señalar que lo establecido en esa investigación debe ser revisado y actualizado en función del nuevo conocimiento disponible para el sector de la zona aledaña a la Piedra Parada.

DETERMINACIONES RADIMÉTRICAS

EDADES POST-EOCENAS

En el cuadro II se detallan las edades obtenidas para los diferentes materiales, los valores analíticos, y la ubicación de los mismos en la figura 1, también ordenados de norte a sur. La mayoría de los datos obtenidos fluctúan, sin discriminar tipos litológicos, entre los 51 y 40 millones de años, sin ubicación preferencial por determinados sectores. Solamente los últimos tres valores (N, O y P, cuadro II), se apartan considerablemente, y en consecuencia se analizarán a continuación.

Dos de los valores más jóvenes que se han obtenido corresponden con las muestras 54 y 86-107 del cuadro I (puntos O y P, cuadro II) y pertenecen a diferentes localidades de la Ignimbrita Barda Colorada, cuya mejor edad, en base a los datos aquí obtenidos y los antecedentes, debe ser bastante cercana al Eoceno Medio-Inferior. El carácter anómalo de la edad de la muestra 86-107 (punto P, figura 1, cuadro II) queda avalado por el hecho de que la muestra 153 correspondiente al basalto de la Formación El Mirador (Volkheimer y Lage, 1981), que se dispone en discordancia erosiva sobre la ignimbrita (punto M, figura 1, cuadro II) tiene una antigüedad de 43,1 Ma. La muestra 54 (punto O, figura 1, cuadro II) corresponde sin mayores dudas a la Ignimbrita Barda Colorada, y está ubicada en la zona de afloramientos que corresponden a la estructura domal y resurgente de la ignimbrita. Tanto la muestra 54, como así también la 86-107, están fuertemente hidratadas (cuadro III), y por este motivo consideramos que las mediciones isotópicas no reflejan la edad real de esos especímenes.

Es menos claro el significado del valor correspondiente a la muestra 32-5 (punto N, figura 1, cuadros I y II), ya que si bien por su carácter altamente vítreo está fuertemente hidratada (cuadro III), está libre de señales significativas de alteración megascópica y microscópica. Esta muestra representa a una serie de cuerpos intrusivos de baja profundidad a extrusivos (Mazzoni, 1988), que por sus rasgos geológicos es sincrónica, o ligeramente más joven que la denominada Serie del Hunco de Peter-

Cuadro I. Ubicación geográfica y litoestratigráfica de las muestras datadas.

MUESTRA	HOJA GEOLOGICA	PUNTO	LOCALIDAD	UNIDAD ESTRATIGRAFICA	LITOLOGIA
87-98	41d Lipetrén	A	Corte Blanco. 20 m al S ruta 242 Corte ferrocarril	Fm. La Cabaña Miembro Ojos de Agua	Ignimbrita no soldada
87-PAT5	41c R. Chico	B	Cerro Huitrera, 10 km al E de R. Chico	Fm. Huitrera	Vitrófiro Ignimbrít.
87-PAT6	41c R. Chico	C	Cerro Huitrera, 10 km al E de R. Chico	Fm. Huitrera	Vitrófiro Ignimbrít.
VH1 (37)	42c C. Mirador	D	Aguada del Blanco. 4 km al NO del Cerro Mirador	Fm. Huitrera (IBC)	Ignimbrita moderado soldamiento
VH3	42c C. Mirador	E	1,3 km al NE del Co. Barda Negra	Fm. Huitrera	Andesita porfírica
VH4	42c C. Mirador	F	500 m al SO confl. R. Chubut-R. Chico	Fm. Huitrera	Andesita
86-55	43c Gualjaina	G	Cerro Zeballos	Fm. Huitrera	Riolita
58	43c Gualjaina	H	Coladas margen N del R. Chubut	Fm. El Mirador	Basalto
86-3	43c Gualjaina	I	Margen S del río Chubut, sobre ruta provincial	Fm. Huitrera	Riolitas foliadas
86-40	43c Gualjaina	J	Margen S del río Chubut, S del Co. Zeballos	Fm. Huitrera Coladas en vol- caniclastitas	Andesita
87-44	43c (1) Gualjaina	K	Camino P. Parada a Pato Negro	Fm. Huitrera Filones capa	Lamprófiro
86-82	43c Gualjaina	L	5 km al NO de Ea. Muñoz	Fm. Huitrera	Ignimbrita soldada
153	43d (1)	M	Cñdn. del Arroyo	Fm. El Mirador	Basalto
32-5	43c (1)	N	Cñdn. Buitrera Pto. Lara	Fm. Huitrera Pantelleritas	Filones vitrofir.
54	43c (1)	O	Margen N del río Chubut, escuela P. Parada	Fm. Huitrera Tobas Riódací- ticas.IBC	Ignimbrita vitrofir.
86-107	43d (1)	P	Cñdn. del Arroyo	Diques y maci- zos Tordilli- ticos. IBC	Ignimbrita poco sol- dada.

(1) Serie del Hunco: Pantelleritas, Tobas Riódacíticas, Diques y macizos Tordillíticos (Petersen, 1946). IBC: Ignimbrita Barda Colorada, (Mazzoni et al., 1987, 1988a).

Cuadro II. Edades radimétricas.

Muestra	Punto	Material	%K	⁴⁰ Ar Rad*	% ⁴⁰ Ar Atm	Edad (Ma)	Lab.
87-98	A	P	3,88	5,97	62,0	39,2±2,0	TI
87PAT-5	B +	RT	3,08	5,57	82,7	45,9±2,3	TI
87PAT-6	C +	RT	4,05	8,11	91,9	50,9±2,5	TI
VH1	D	RT	3,74	7,41	25,7	50,3±1,6	BAS
VH3	E	RT	1,39	2,41	69,1	43,9±2,3	BAS
VH4	F	RT	1,17	1,98	54,8	43,0±1,7	BAS
86-55	G	RT	3,47	6,96	3,42	50,9±1,6	CPG
58	H	RT	1,59	0,07	86,09	1,1±0,2	CPG
86-3	I	RT	3,27	6,40	53,83	50,5±3,9	CPG
86-40	J	RT	1,24	2,29	5,22	47,2±1,7	CPG
87-44	K	RT	0,55	1,25	61,3	57,8±2,9	TI
86-82	L	RT	4,23	7,22	7,25	43,4±2,2	CPG
153	M	RT	0,87	1,48	22,48	43,1±1,8	CPG
32-5	N	RT	3,36	3,28	35,16	25,0±1,5	CPG
54	O	RT	3,01	2,54	21,81	21,6±1,0	CPG
86-107	P	P	0,72	0,30	72,55	10,6±1,5	CPG

* (SCC/g)x10⁻⁶, P: pómez, RT: roca total, + datos de Mazzoni *et al.* (1988b), TI: Teledyne isotopes, CPG: Centro de Pesquisas Geocronológicas, S. Pablo, Brasil, BAS: N.E.R.C Isotope Geology Centre, British Antarctic Survey.

sen (1946), cuya mejor edad se ubicaría entre los 45 y los 49 Ma, como se verá más adelante. Creemos a este respecto, que esta edad oligocena de la muestra 32-5, deberá aguardar para su confirmación, más argumentos cronoestratigráficos que la apoyen en el área del Río Chubut medio.

Por su parte, los basaltos aflorantes en la margen norte del río Chubut (punto H, figura 1, cuadros I y II, muestra 58, cuadro III), fácilmente reconocibles desde la ruta 12, se distinguen petrográficamente y químicamente de los del Mirador (cuadro III). Su yacencia, restringida a las inmediaciones del cauce actual del Río Chubut, permite aceptar, sin mayores dudas, que se trata de una unidad diferente y mucho más joven, que para la única muestra aquí datada, corresponde al Pleistoceno, edad que debe tomarse con precaución, en virtud de las características químicas del material analizado (cuadros II y III).

EDADES EOCENAS

Se consideran a continuación el resto de las edades registradas, las que en su mayor parte corresponden a la zona del río Chubut medio. Al respecto, se señala que todas ellas corresponden a las hojas geológicas Cerro Mirador y Gualjaina, a excepción de la 87-98 (punto A, figura 1, cuadros I y II) y las 87 Pat-5 y 6 (puntos B y C, figura 1, cuadros I y II).

La primera de ellas, una ignimbrita altamente vítrea, con abundantes y gruesos pómez, escasos cristales y líticos, fue asignada por Nullo (1978) a la Formación La Cabaña, Miembro Ojos de Agua, y su antigüedad al Plioceno. Posteriormente Coira *et al.* (1985), reubican en la citada formación, basaltos cuya edad fluctúa entre los 44 y 39 Ma.

Cuadro III. Análisis químicos de las muestras datadas.

MUESTRA	87-44	86-55	86-3	37* (VH1)	H18* (87PAT5,6) B y C	86-40 J	CH40* (VH3-4) E y F	58 H	86-82 L	153 M	87-98 A	32-5 N	54 O	86-107 P
PUNTO	K	G	I	D										
SiO ₂	60,63	69,29	76,45	70,16	70,43	53,97	65,98	46,37	70,39	47,71	70,81	71,68	67,68	67,23
TiO ₂	0,70	0,36	0,31	0,44	0,51	1,15	0,66	2,32	0,20	1,88	0,20	0,45	0,31	0,10
Al ₂ O ₃	17,95	16,95	12,15	13,35	15,07	17,89	14,84	15,65	16,05	17,50	11,58	11,43	14,53	12,20
Fe Total	4,70	3,10	2,90	4,00	2,61	8,03	4,32	11,91	1,78	10,16	2,09	2,00	3,36	3,71
Fe ₂ O ₃	2,50	2,98	2,12	3,54	2,04	3,88	-	-	0,54	2,19	1,94	0,60	2,28	3,63
FeO	1,98	0,15	0,70	0,41	0,51	3,73	-	-	1,12	7,17	0,13	1,26	0,97	0,07
MnO	0,10	0,03	0,01	0,04	0,07	0,16	0,70	0,18	0,03	0,16	0,10	0,04	0,04	0,01
MgO	2,85	0,18	0,01	0,34	0,61	3,60	0,12	7,46	0,02	6,96	0,52	0,84	0,22	0,35
CaO	4,31	1,10	0,17	0,84	1,30	7,80	2,26	8,89	0,82	9,68	0,82	1,61	2,00	2,76
Na ₂ O	3,57	3,30	2,52	3,31	3,35	4,00	4,75	3,22	2,30	1,58	3,42	2,57	2,08	1,65
K ₂ O	1,39	3,97	3,80	3,53	3,84	0,65	2,14	1,77	4,71	0,82	4,59	3,44	3,20	0,46
P ₂ O ₅	0,19	0,19	0,05	0,43	0,13	0,75	0,14	0,52	0,12	0,57	0,02	0,99	0,22	0,15
H ₂ O ⁺	2,25	0,63	0,48	2,34	2,14	3,74	4,19	1,71	2,58	2,45	3,58	5,09	4,55	8,36
H ₂ O ⁻	1,20	0,35	0,80	1,01	-	0,22	-	-	0,63	0,88	2,83	1,13	2,09	5,65
TOTAL	99,62	99,48	99,66	99,74	100,00	100,35	100,10	100,00	99,51	99,55	100,54	99,53	99,72	99,55
Rb	-	106	85	-	136	22	140	58	157	15	318	191	114	166
Ba	-	700	755	-	1070	580	472	570	685	365	-	753	485	485
Pb	-	-	-	-	0	0	0	0	0	0	0	45	0	0
Sr	-	82	60	-	130	410	245	744	60	840	26	195	172	190
La	-	-	-	-	-	-	31	32	-	-	-	45	-	-
Ce	-	-	-	-	-	-	57	43	-	-	-	87	-	-
Y	-	38	53	-	-	32	30	25	43	27	78	78	61	28
Th	-	-	-	-	-	-	12	5	-	-	-	23	-	-
Zr	-	520	1350	-	299	240	434	222	325	180	505	550	800	1350
Cu	-	-	-	-	-	-	0	44	-	-	-	4	-	-
Co	-	-	-	-	-	-	83	105	-	-	-	129	-	-
Ni	-	-	-	-	6	-	7	-	-	-	-	3	-	-
V	-	-	-	-	-	-	15	-	-	-	-	1	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	19	378	-	-	-	34	-	-
Nb	-	32	18	-	33	37	0	0	33	37	230	49	52	35

* Los análisis corresponden a la misma unidad en la localidad, pero no al espécimen datado. Análisis realizados en el Centro de Investigaciones Geológicas. Elementos mayores, según método de Merodio y Martínez (1985). Trazas por fluorescencia de rayos X. 0 = no detectado; - = no determinado.

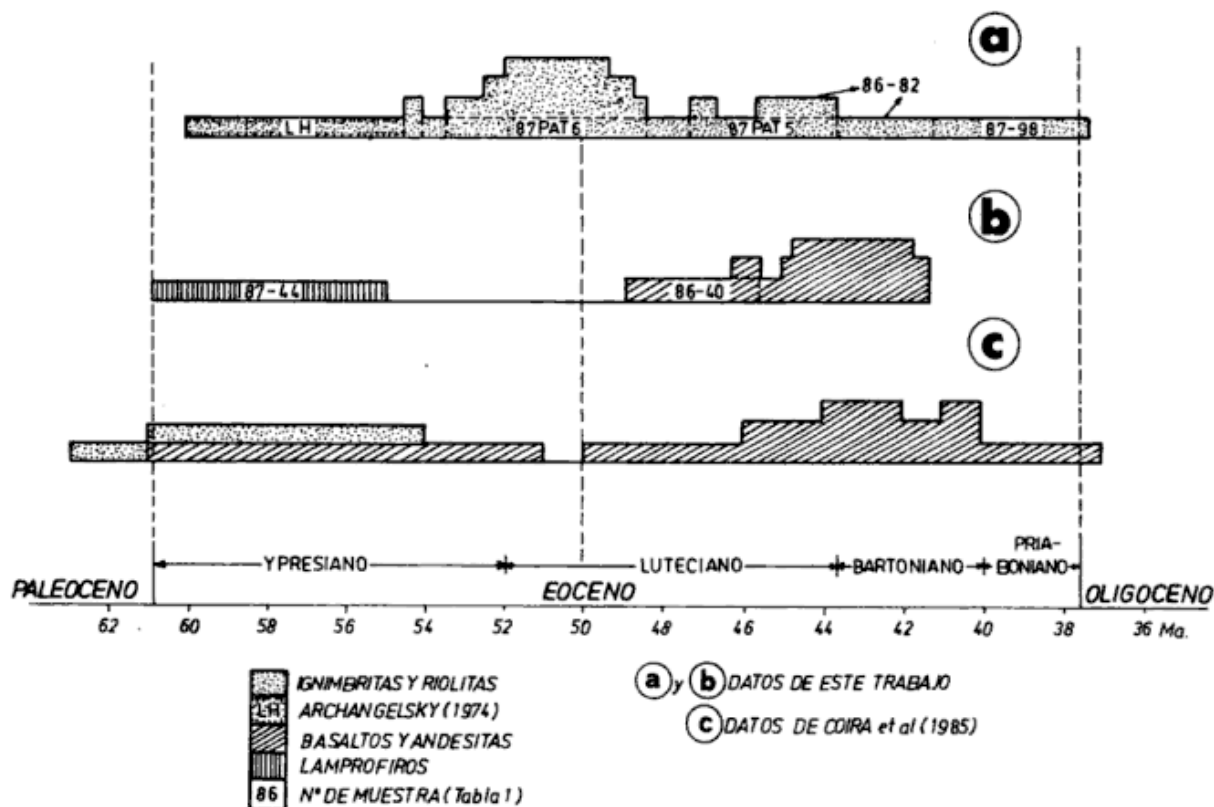


Figura 2: Histogramas de edades radimétricas (incluyen error).

Por su parte, las edades isotópicas de las dos muestras restantes, han sido dadas a conocer en una contribución previa (Mazzoni *et al.*, 1988a) y corresponden a ignimbritas de la localidad tipo de la Formación Huitrera (Ravazzoli y Sesana, 1977).

A su vez, en la figura 2 (a y b) se han graficado los valores de edad absoluta en frecuencia numérica, que incluyen el error de determinación (cuadro II). Además, en esa misma figura y a modo de comparación, se han incluido los valores de antigüedad equivalente (figura 2c), publicados en Coira *et al.* (1985).

Hemos considerado conveniente agrupar la consideración de las edades obtenidas, en *félsicas* (s.l.) y en *andesítico-basálticas*, especialmente en función de su ya conocida separación temporal (cf. Petersen, 1946), al menos en el sector austral de la zona aquí analizada.

Rocas félsicas

Las manifestaciones ácidas (figura 2a), que comprenden tanto a ignimbritas como a lavas, registran para el área del río Chubut medio, un máximo de frecuencia alrededor de los 51 Ma. Al respecto, se señala que estas determinaciones son algo más jóvenes que en Laguna del Hunco

(L.H., figura 2, Archangelsky, 1974), y que nuestros valores más antiguos no superarían los 54 Ma (figura 2).

Si bien estas edades K/Ar son mínimas, es razonable sostener que ese intervalo (Luteciano temprano) marca el inicio de la actividad ignimbrítico-riolítica, y en consecuencia, es el que mejor refleja la edad de la Ignimbrita Barda Colorada.

Por su parte, la muestra 86-82 (punto L, figura 1, cuadros I y II), corresponde con una ignimbrita diferente a la anterior, intercalada en la parte superior de la unidad B (Mazzoni *et al.*, 1988a) con una edad radimétrica de 43,4 Ma (cuadro II).

En la figura 2a, también se han ubicado las dataciones en ignimbritas del Cerro Huitrera (87 Pat-5 y 6) de la hoja Río Chico, las que coinciden temporalmente con las del río Chubut, demostrando de esta forma la regionalidad de los eventos félsico-piroclásticos, y la probable existencia de numerosas calderas, tal como fuera adelantado por Mazzoni *et al.* (1988b).

Por su parte, la muestra 87-98 (punto A, figura 1, cuadros I y II), debe considerarse con reservas, dado el carácter vítreo del material datado (pómez), y de su alto contenido en agua (cuadro III). Consideramos, en virtud de lo ya comentado para las muestras 54 y 86-107, que el valor obtenido puede ser bastante más joven que el real.

Debemos advertir que las edades isotópicas indican, al menos en parte, que las manifestaciones lávicas félsicas en el área del río Chubut medio constituyen, junto con la Ignimbrita Barda Colorada, los materiales más antiguos del complejo. Si bien los valores en las lavas son prácticamente similares a los de las tobas, parecen ser ligeramente más antiguos. Sobre este particular, debe remarcarse entonces la existencia de varios episodios extrusivos de riolitas, ya que como fuera establecido previamente (Mazzoni y Aragón, 1985; Mazzoni *et al.*, 1988a), existen pruebas estratigráficas incontestables de emisiones posteriores aún a la Formación o Serie del Hunco. Al respecto, señalamos, especialmente en relación a la edad registrada para el cerro Zeballos (muestra 86-55, punto G), que el carácter topográfico elevado de estas lavas puede corresponder, en muchos casos, con inversiones del relieve y no con el carácter estratigráfico cuspidal de estas efusiones (cf. Serie Liparítica, Petersen, 1946).

Unidades Andesítico-basálticas

En la figura 2b, se han graficado exclusivamente valores correspondientes a las hojas Cerro Mirador y Gualjaina. Es oportuno advertir, que las muestras VH3 y VH4 (puntos E y F, figura 1, cuadro II) pertenecen a afloramientos aislados sin control estratigráfico, y por lo tanto difíciles de correlacionar con el resto de las unidades del complejo. Volkheimer y Lage (1982) los mapean como parte integrante de la Formación Huitrera. Sin embargo, por sus características composicionales, creemos pueden asociarse con eventos más jóvenes que el félsico anteriormente citado, y por lo tanto incluirse y tratarse junto con los de la Formación Mirador. Por su parte, la muestra 86-40 (punto J), una andesita basáltica intercalada en la base de la secuencia volcánica (Formación Laguna del Hunco), también se ha agrupado con la 153 (punto M), única muestra que corresponde, según mapeos previos, a aquella unidad. Se trata de un basalto alcalino (cuadro III) con porfirismo de plagioclasa, titanogaugita y olivina.

Por su parte, la muestra 87-44 (punto K), corresponde con diques y filones oscuros intercalados en niveles psefíticos y psamfíticos mapeados por Petersen (1946) como "Serie del Hunco". Sin embargo, el valor de la edad isotópica obtenida, y los rasgos litológicos de la unidad en que se alojan esos cuerpos, parece indicar la existencia de una entidad cronoestratigráfica diferente tanto de las volcánicas

de la "Serie del Hunco", como a los de la Formación Paso del Sapo. En relación a esta unidad creemos que sus rasgos cronoestratigráficos-sedimentarios deberían ser revisados en forma específica, como así también la potencial vinculación de los lamprófiro que la afectan, con intrusivos semejantes que aparecen en contacto con la Formación Paso del Sapo, a lo largo del río Chubut, entre Estancia San Martín y Paso del Sapo.

Si bien el número de edades obtenidas hasta el presente no es el ideal, las manifestaciones andesítico-basálticas para el área indican concentración de valores alrededor de los 43 Ma (figura 2b). La muestra 86-40 (punto J, figura 2b), algo más antigua, junto con la 86-82 (punto L) ya mencionada, delimitan en forma aproximada, el intervalo de depositación de la unidad portadora de la Flora del Hunco (47,2 a 43,4 Ma, cuadro II). Este lapso para la acumulación volcánica, indicado por las intercalaciones mencionadas, es coherente con las edades y relaciones estratigráficas de las unidades ubicadas por debajo (Ignimbrita Barda Colorada, 51 Ma), y por encima (Formación El Mirador, 43 Ma). Por lo tanto su acumulación debió desarrollarse en el Luteciano.

En la figura 2c se incluyen, dentro de los intervalos temporales que ocupan esta contribución, los publicados por Coira *et al.* (1985). Su análisis indica la existencia de un volcanismo tanto ácido como básico más antiguo y extendido que el ilustrado en las figuras 2a y b. Se debe advertir que esta característica puede ser aparente y tan sólo reflejar el mayor margen de error analítico que presentan las edades determinadas en ese trabajo.

Por el contrario, hacia los términos más jóvenes de la figura 2c, se verifica coincidencia en el clímax de la actividad volcánica básica, y también en la naturaleza alcalina de esas manifestaciones, tal como fuera comentado para la muestra 153.

CONCLUSIONES

Las nuevas dataciones K/Ar, permiten delimitar más acabadamente la ubicación temporal del denominado Cinturón Oriental o de Pilcaniyeu, y por consiguiente, acotar más estrechamente la Flora del Hunco. Asimismo, este control temporal suministra importantes restricciones a diferentes modelos de evolución volcánica, en especial para el Complejo del Río Chubut medio, y en general para todo el cinturón de rocas volcánicas aquí tratadas. Así, en base a la información y los antecedentes tratados previamente, consideramos apropiado resaltar los siguientes aspectos:

Confirmación de la existencia de un importante volcanismo en el Terciario inferior, preponderantemente Eoceno medio, en el borde sudoccidental del Macizo Nordpatagónico, y particularmente en el Cinturón Oriental o de Pilcaniyeu.

Comienzo de ese volcanismo eoceno con la efusión de materiales de naturaleza félsica, con notable desarrollo de potentes y extensas acumulaciones ignimbríticas: Ignimbrita Barda Colorada, en el área del Río Chubut medio, e Ignimbritas del Cerro Huitrera en la hoja Río Chico.

El inicio del intenso volcanismo félsico coincide muy cercanamente con los tiempos establecidos por Kay y Rapela (1987; 52 Ma), para la subducción de la dorsal que separaba la placa Aluk de la placa Farallón, y con el comienzo de un ángulo de subducción extremadamente oblicuo.

La edad más probable para el evento volcánico explosivo representado por la Ignimbrita Barda Colorada -que corresponde en parte con las "Tobas Liparíticas" y "Tobas Riodacíticas" de Petersen (1946)- está alrededor de los 50 Ma, y por lo tanto es Luteciana.

Varios episodios extrusivos de lavas riolíticas suceden, pero también acompañan y/o preceden la emisión de las ignimbritas en la caldera del río Chubut medio, configuración frecuente en estructuras volcánicas con esa composición.

Ligeramente más joven, aunque también Luteciana es la acumulación volcánicoclástica de la Formación Laguna del Hunco, la que queda acotada por la edad de la ignimbrita que la subyace, y la Formación El Mirador (43 Ma) que la corona. Las dataciones de materiales intercalados en la misma confirman estas determinaciones, y la antigüedad Eocena sostenida por diversos autores (cf. Archangelsky, 1974).

Regionalmente el episodio volcánico eoceno, ácido y calcoalcalino en sus comienzos, culmina con manifestaciones básicas con afinidad alcalina, precursoras de un importante cambio en las condiciones petrogenéticas, que según Rapela y Kay (1988), alcanzan durante el Oligoceno, su pico de actividad en el retroarco.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen especialmente a Carlos Cingolani y Ricardo Varela por su importante cola-

boración en el procesamiento isotópico de las muestras y a Carlos W. Rapela por la lectura crítica del manuscrito final. Esta investigación fue financiada con recursos del CONICET (PID 3904503, 3005900), y es asimismo una contribución al Proyecto IGCP 249.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

ARAGON, E. y E. ROMERO, 1984. *Geología, paleoambientes y paleobotánica de yacimientos terciarios del occidente de Río Negro, Neuquén y Chubut*. IXº Congr. Geol. Arg., Actas, IV: 475-507. Buenos Aires.

_____, M. M. MAZZONI y J. C. MERODIO, 1987. *Caracterización geoquímica de la Ignimbrita Barda Colorada en el río Chubut medio*. Simp. Volc. Andino, Xº Congr. Geol. Arg., Actas, IV: 171-174.

ARCHANGELSKY, S., 1974. *Sobre una edad de la Flora del Hunco, provincia de Chubut*. Ameghiniana, 11 (4): 413-417, Buenos Aires.

COIRA, B., M. FRANCHI y F. E. NULLO, 1985. *Vulcanismo terciario al oeste de Somuncurá y su relación con el arco magmático de la Cordillera Norpatagónica*. IVº Congr. Geol. Chileno, Actas III (4): 68-88.

KAY, S. M. y C. W. RAPELA, 1987. *El volcanismo del Terciario Inferior y Medio en los Andes Norpatagónicos (40º-42º30'S): origen de los magmas y su relación con variaciones en la oblicuidad de la zona de subducción*. Simp. Volc. Andino, Xº Congr. Geol. Arg., Actas, IV: 192-194, Buenos Aires.

LAGE, J., 1982. *Descripción de la hoja geológica 43c, Gualjaina. Provincia del Chubut*. Serv. Geol. Nac., Bol. 189: 1-72, Buenos Aires.

MAZZONI, M. M., 1988. *Hialoclastitas ácidas en la Serie del Hunco. Complejo Volcánico-piroclástico del río Chubut medio*. IIº Reun. Arg. Sedimentol.: 180-184, Buenos Aires.

_____, y E. ARAGON, 1985. *El complejo piroclástico-volcánico de la Formación Huitrera (Paleoceno-Eoceno) en el área del río Chubut medio, República Argentina*. IVº Congr. Geol. Chileno, III (4): 275-279.

_____, y _____, 1986. *Eogene ignimbrites in North-Western Patagonia*. Int. Volcanol. Congress: 61. Auckland.

_____, y _____, 1987. *La Ignimbrita Barda Colorada del Complejo volcánico-piroclástico del río Chubut medio*. Simp. Volc. Andino, Xº Congr. Geol. Arg., Actas, IV: 168-170.

_____, C. W. RAPELA y M. S. KAY, 1988a. *El volcanismo eoceno de la Formación Huitrera en su localidad tipo (41º43'S, 70 W), provincia de Río Negro*. Rev. Comunicaciones, 39: 265, Santiago.

_____, _____ y _____, 1988b. *Extensive Eocene felsic volcanism in the Cordilleran Series of northern Patagonia*. Geol. Soc. Am. Centennial Meeting, A11: 24656, Denver.

- _____, E. ARAGON y J. C. MERODIO, 1989. *La Ignimbrita Barda Colorada del Complejo piroclástico-volcánico del río Chubut medio*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XLIII (1-4): 246-258, Buenos Aires.
- MERODIO, J. C. y J. M. MARTINEZ, 1985. *Análisis químico de componentes mayoritarios en rocas silicatadas*. Rev. Asoc. Arg. Min. Petr. y Sedimentol., 16 (3-4): 7-16, Buenos Aires.
- NULLO, E. F., 1978. *Descripción geológica de la hoja 41d, Lipetrén, provincia de Río Negro*. Serv. Geol. Nac., Bol. 158: 1-88. Buenos Aires.
- PETERSEN, C. S., 1946. *Estudios geológicos en el río Chubut medio*. Dir. Gral. Min. y Geol., Bol. 59: 1-137, Buenos Aires.
- PROSERPIO, C. S., 1978. *Descripción de la hoja 42d, Gastre, Provincia del Chubut*. Serv. Geol. Nac., Bol., 159: 1-75, Buenos Aires.
- RAPELA, C. W. y M. S. KAY, 1988. *Late Paleozoic to Recent magmatic evolution of Northern Patagonia*. Episodes, 11 (3): 175-194, Ottawa.
- _____, L. A. SPALLETTI, J. C. MERODIO y E. ARAGON, 1988. *Temporal evolution and spatial variation of early Tertiary volcanism in the Patagonian Andes (40°-42°30'S)*. J. South. Am. Earth Sci., 1 (1): 75-88, Londres.
- RAVAZZOLI, I. y F. SESANA, 1977. *Descripción de la hoja 41c, Río Chico, provincia de Río Negro*. Serv. Geol. Nac., Bol., 148: 1-77. Buenos Aires.
- VOLKHEIMER, W. y J. LAGE, 1981. *Descripción de la hoja 42c, Cerro Mirador, provincia del Chubut*. Serv. Geol. Nac., Bol., 181: 1-71, Buenos Aires.

Recibido: 19 de abril, 1989.
Aceptado: 12 de marzo, 1992.

M. M. MAZZONI
E. ARAGON

Centro de Investigaciones Geológicas. Calle 1 N° 644
(1900) La Plata, Argentina.

K. KAWASHITA

Centro de Pesquisas Geocronológicas. Instituto de
Geociencias, São Paulo, Brasil.

S. HARRISON

British Antarctic Survey. High Cross. Madingley Rd.,
Cambridge CB3 0ET., Gran Bretaña.

GUERSTEIN, G. R. y M. E. QUATTROCCHIO. Datos paleoambientales basados en el estudio estadístico de las palinofloras de la perforación Nadir N° 1 (Eoceno-Mioceno) Cuenca del Colorado	136
MAZZONI, M. M., K. KAWASHITA, S. HARRISON y E. ARAGON. Edades radimétricas eocenas. Borde occidental del Macizo Norpatagónico	150

FE DE ERRATAS

59

CORREO ARGENTINO Central B	TARIFA REDUCIDA Concesión N° 2612
	FRANQUEO PAGADO Concesión N° 3667

Asoc. Geol. Arg. Rev.

Tomo XLVI - N° 1-2

CONTENIDO

PALMA, M. A. Las rocas basamentales del Macizo del Deseado en la estancia Dos Hermanos, provincia de Santa Cruz	1
GONZALEZ BONORINO, G. Evolución comparada de la Precordillera de San Juan en el Paleozoico temprano y del margen atlántico de Norteamérica en el Mesozoico-Cenozoico	10
CRAVERO, F., E. DOMINGUEZ y H. H. MURRAY. Valores $\delta^{18}\text{O}$ y δD en caolinitas indicadoras de un clima templado-húmedo para el Jurásico superior-Cretácico inferior de la Patagonia	20
CASADIO, S. y H. A. LEANZA. <i>Eubaculites argentinicus</i> (Weaver) (Cephalopoda-Ammonoidea) del Maastrichtiano del oeste central de la Argentina	26
TOSELLI, G. A., J. SAAVEDRA, G. del V. CORDOBA y M. E. MEDINA. Petrología y geoquímica de los granitos de la zona Carrizal-Mazán, La Rioja y Catamarca	36
CRAVERO, F. y E. DOMINGUEZ. Influencia del transporte en la mineralogía, granometría y cristalinidad de caolinitas de yacimientos sedimentarios de la provincia de Santa Cruz	51
BENEDETTO, J. L., Z. A. HERRERA y G. ORTEGA. Biostratigrafía del Ordovícico en el flanco occidental del cerro Potrerillo, provincia de San Juan	60
BARRIO, C. A., D. G. POIRE y A. M. IÑIGUEZ. El contacto entre la Formación Loma Negra (grupo Sierras Bayas) y la Formación Cerro Negro, un ejemplo de Paleokarst, Olavarría, provincia de Buenos Aires	69
BERAZA, L. A. Paleomagnetismo de sedimentos glacialacustres del Pleistoceno tardío en río Corintos, provincia del Chubut	77
DO CAMPO, M. D. Composición mineralógica de conchillas de moluscos marinos actuales de la costa atlántica argentina	87
BONORINO, A. G. Evaluación de la recarga de agua subterránea en el área de la vertiente occidental de las Sierras Australes, provincia de Buenos Aires	93
FAUQUE, L. E. y C. O. LIMARINO. El Carbonífero de Agua de Carlos (precordillera de La Rioja), su importancia tectónica y paleoambiental	103
NULLO, F. E. Cuencas extensionales del Mesozoico inferior en el extremo sur de Sudamérica. Un modelo transpresional	115
ORGEIRA, M. J. Correlación magnetoestratigráfica de secuencias cenozoicas tardías de la República Argentina y Bolivia	127

Toda correspondencia para la Asociación Geológica Argentina, deberá ser dirigida a: MAIPU 645, piso 1º, 1006 Buenos Aires, República Argentina