

ISSN 0004 - 4822

# Asociación Geológica Argentina

## REVISTA



**Tomo XLV - Nº 1-2  
Enero-Junio  
Buenos Aires, 1990**

# 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 548, 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 Prieri 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 Nº 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 180, 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 Nº 259 Campamento 1, Y.P.F., 8318 Plaza Huincul.  
Puerto Madryn: Lic. Alejandro Demicheli, 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, Dirección Provincial de San Julián Alvarez Rojo, R. Negro.  
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 Dalporto, 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, 5ª 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, Montes 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, Río 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 Morinigo - C.C. 1862 - Asunción.  
Perú: Dr. Jean Claude Vicente, Departamento de Geología, Univ. Nac. San Agustín, Casilla 572, Arequipa.

## CAUSAS Y PERIODICIDAD DE LAS INUNDACIONES EN LA CUENCA DE LAS ENCADENADAS (PROVINCIA DE BUENOS AIRES)

José Sellés Martínez y Patricia Carletto

**RESUMEN:** El análisis de los datos climatológicos e hidrológicos para una serie de estaciones en la cuenca de las Encadenadas del Oeste de la provincia de Buenos Aires, así como el de diversas fuentes de datos históricos, permite concluir que las actuales inundaciones no constituyen un fenómeno aislado en el tiempo, producto exclusivo de la acción antrópica, sino que se han producido anteriormente con características semejantes. La realización del balance hídrico permite identificar excesos y déficits que serían responsables de la alternancia de inundaciones y sequías, que se asocian a importantes variaciones en los niveles de la capa freática y las lagunas. Esta variación en los volúmenes de los cuerpos de agua produce una importante modificación en sus concentraciones salinas llegando a perder todo valor minero y terapéutico en épocas de aguas altas, pero permitiendo en estas condiciones el desarrollo de una importante población ictícola de agua dulce que ante el avance de nuevas condiciones de salobridad vuelve a desaparecer, quedando su presencia restringida a los cuerpos ubicados en el extremo nororiental del conjunto.

**ABSTRACT:** The analysis of climatic and hydrologic data from several localities in the Lagunas Encadenadas del Oeste basin, along with that of several historical sources led to the conclusion that the present day floods are not an isolated event caused by anthropic activity, but have also taken place in the past, reaching similar characteristics. The hydrologic balance for the area shows the presence of deficits and superavits, which are directly responsible for the variation of levels in water table and lakes. This variation in the volume of lakes causes important variations in their salt concentration, leading to the loss of their mining and therapeutic importance, but allowing the development of an important fish population. This one moves to the northeastern water bodies when briny conditions reappear due to the implantation of a new dry regime.

### INTRODUCCION

La cuenca de las Encadenadas del Oeste de la provincia de Buenos Aires abarca algo más de un millón de hectáreas y se extiende al noroeste de las Sierras Australes, en una zona intermedia entre las regiones húmeda y semiárida. La figura 1 corresponde a la ubicación geográfica de la misma y se complementa con sus principales características. En el cuadro I se muestran las superficies correspondientes a la cuenca y subcuencas que la integran, tal como fuera estimada por diferentes autores.

Los volúmenes precipitados en toda la cuenca se dirigen superficial y subterráneamente hacia una depresión angosta, de aproximadamente 100 km de longitud y 30 km de ancho, donde se acumulan en un rosario de lagunas que presenta la particularidad de poseer un declive opuesto al de la generalidad de la provincia. Se origina así una estructura hidrogeológica de tipo cerrado o centrípeto cuya máxima depresión se encuentra en el lago Epecuén, a sólo 90 m sobre el nivel del mar. En la figura 2 se presenta un perfil esquemático que muestra el encadenamiento de los distintos cuerpos de agua des-

de la laguna Alsina hasta la ya mencionada de Epecuén.

Se ha intentado demostrar, en el presente trabajo, mediante el análisis de datos hidrometeorológicos y crónicas históricas previas al inicio de los registros sistemáticos, que las inundaciones que han afectado a la cuenca de las Encadenadas durante el último decenio no son un hecho excepcional, provocado exclusivamente por la adición de volúmenes hídricos desde otras cuencas (aportes desde la cuenca del Vallimanca a través del Canal Ameghino), sino que se han producido ya en el pasado, con cierta ciclicidad y como consecuencia de las características topográficas, climáticas y geológicas de la región.

### Causas de las inundaciones

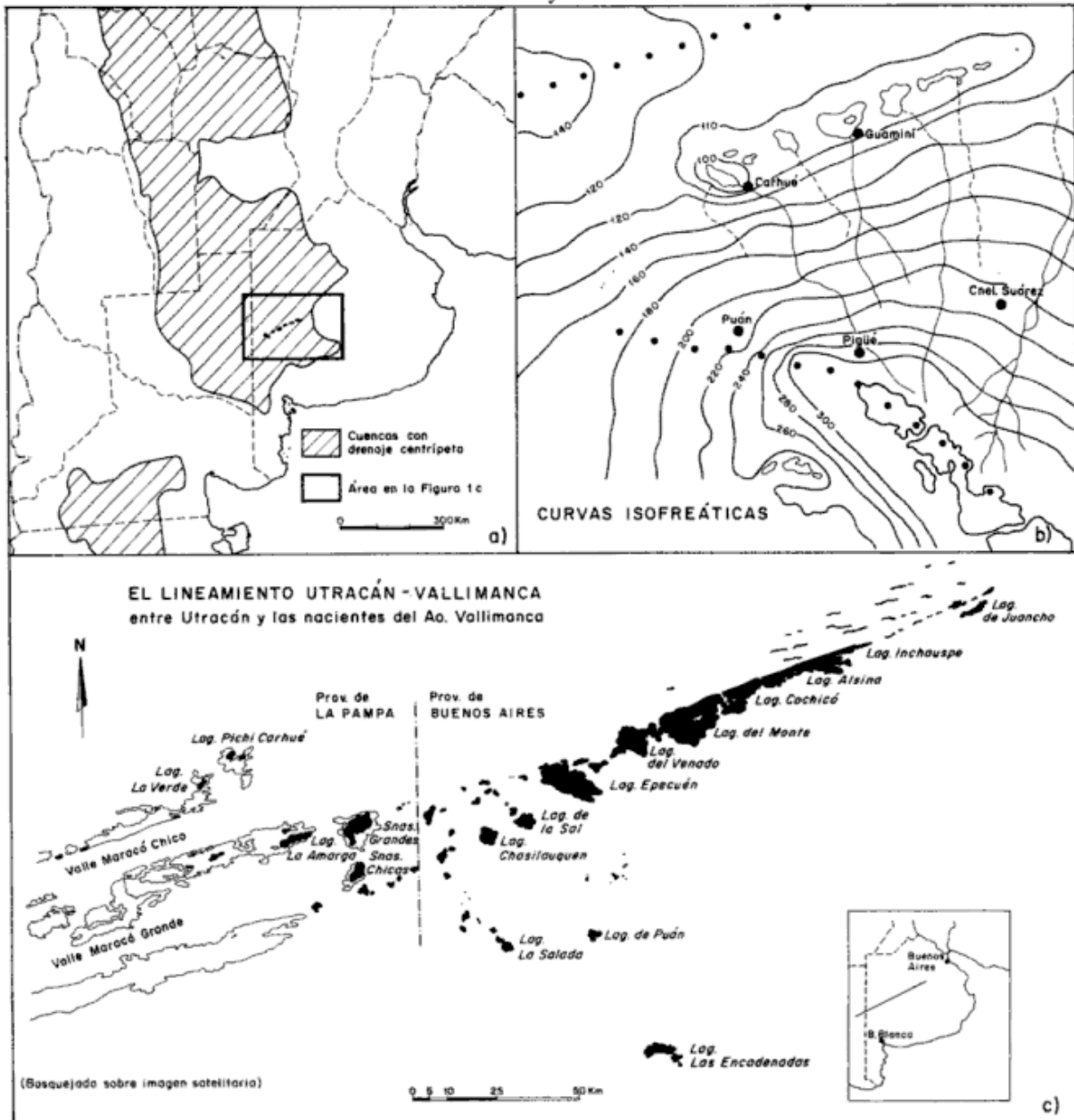
Dos son las causas que actúan en forma combinada o independiente para producir inundaciones:

a) Precipitaciones muy fuertes que tienen lugar en períodos muy cortos (a veces más de un centenar de milímetros en pocas horas).

This One



SWFZ-RWD-EAEG



**Figura 1:** Cuenca de las Encadenadas del Oeste de la provincia de Buenos Aires. a) Ubicación geográfica y clasificación de la cuenca; b) Freatimetría general; c) Posición de las lagunas en la Lineación Utracán-Vallimanca.

b) Persistencia de condiciones de precipitaciones con valores por encima de los promedios anuales.

Los efectos de las primeras son generalmente de tipo pasajero, mientras los efectos de las segundas suelen durar varios años.

Al considerar los aumentos en la cota del pelo de agua de las lagunas y de la superficie freática alrededor de las mismas no deben dejarse de lado los efectos producidos por las numerosas obras realizadas por la mano del hombre en toda la cuenca (e.g. canales de desagüe, zanjas de drenaje, terraplenes, etc.). Estos producen una circulación muchísimo más rápida de las aguas precipitadas, las cuales antaño inundaban campos en zonas alejadas de las lagunas y actualmente se desplazan hacia

éstas sin tiempo para infiltrarse. En forma simultánea y como consecuencia de lo anterior, también se han reducido en cantidades apreciables las superficies de evaporación. Finalmente, la instalación de diques, compuertas y obras de regulación, ha introducido modificaciones locales en la red hidrológica. Estas modificaciones, vale la pena destacarlo, influyen localmente en la duración o magnitud de la inundación, pero no son la causa de las mismas.

#### Características de las precipitaciones en el área

La figura 3a muestra la distribución de las isohietas correspondientes a medias anuales para un

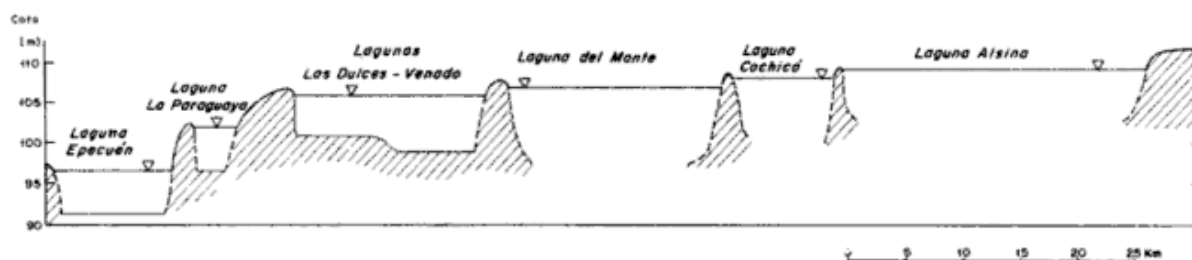


Figura 2: Perfil longitudinal de las Lagunas Encadenadas. Fuente: Romero y Gando, 1925.

período de 62 años. Si comparamos ésta con la figura 3b vemos que, en un período de sólo seis meses, (octubre de 1977 a marzo de 1978) las medias anuales fueron ampliamente superadas. La figura 4 corresponde a los valores de precipitaciones anuales registradas por el actual Ferrocarril Roca en las estaciones Coronel Suárez, Huanguelén, Bonifacio, La Madrid, Pigué, Guaminí y Carhué. De su observación pueden extraerse dos conclusiones claras: 1) Las precipitaciones pueden presentar grandes variaciones en años consecutivos (para la estación Guaminí, por ejemplo, los años 1924-25 y el trienio 1962-64); y 2) Existe una variación lenta con tendencia hacia máximos entre los años 1919-1925 y en el presente, asociados a mínimos alrededor de los años 1940, 1950 y 1960 aproximadamente.

**El balance hídrico de la cuenca y la posición de los niveles lagunares y freáticos**

De acuerdo con los datos de Sala, 1975, al área correspondiente a la Cuenca de las Encadenadas le correspondería, para el período involucrado, un equilibrio entre las precipitaciones y la evapotranspiración según el cálculo por el método de Thornthwaite (sobre períodos anuales). La realidad es sin embargo diferente, ya que en el mismo lapso los niveles de los cuerpos de agua y de la superficie freática

ca han experimentado notables variaciones. Tal como ya ha sido señalado por otros autores (Malán, 1983) en zonas con características climáticas semejantes a la estudiada la aplicación del método citado para períodos muy largos conduce a importantes errores. Por el contrario, cuando los balances se realizan en forma mensual o incluso semanal, se obtienen resultados más cercanos a la realidad. En el balance realizado para la estación Guaminí en el período 1941-1950 a partir de datos suministrados por el Servicio Meteorológico Nacional (Sellés Martínez, 1989) podemos observar que, en la generalidad de los años, las precipitaciones son insuficientes para saturar el suelo e incorporarse a las reservas, existiendo períodos francamente negativos como en 1942, 1949 y 1950. Estos datos son comparados con los registros freaticométricos correspondientes a la misma localidad para el mismo período, pudiendo destacarse una correlación positiva entre ambas, confirmandose que la posición del nivel freático depende fundamentalmente del balance hídrico de la cuenca.

La información correspondiente al balance hídrico se complementa con el realizado para la estación Pigué (Sellés Martínez, 1989) del cual, lamentablemente, no se poseen datos de freaticometría. Se destacan en este caso, los importantes déficits que se observan a lo largo de todo el registro. Re-

**Cuadro I: Cuadro comparativo de las superficies estimadas para la Cuenca de las Encadenadas y subcuencas integrantes.**

AUTOR	SUPERFICIE DE LA CUENCA (en hectáreas)					
	Total	Alsina	Cochicó	del Monte	Venado	Epecuén
Gatti, 1984	1.120.740	540.594	72.240	124.480	111.040	260.720
Balmaceda et al., 1951	1.300.000					
Romero et al., 1955	1.035.000	570.000			220.000	245.000

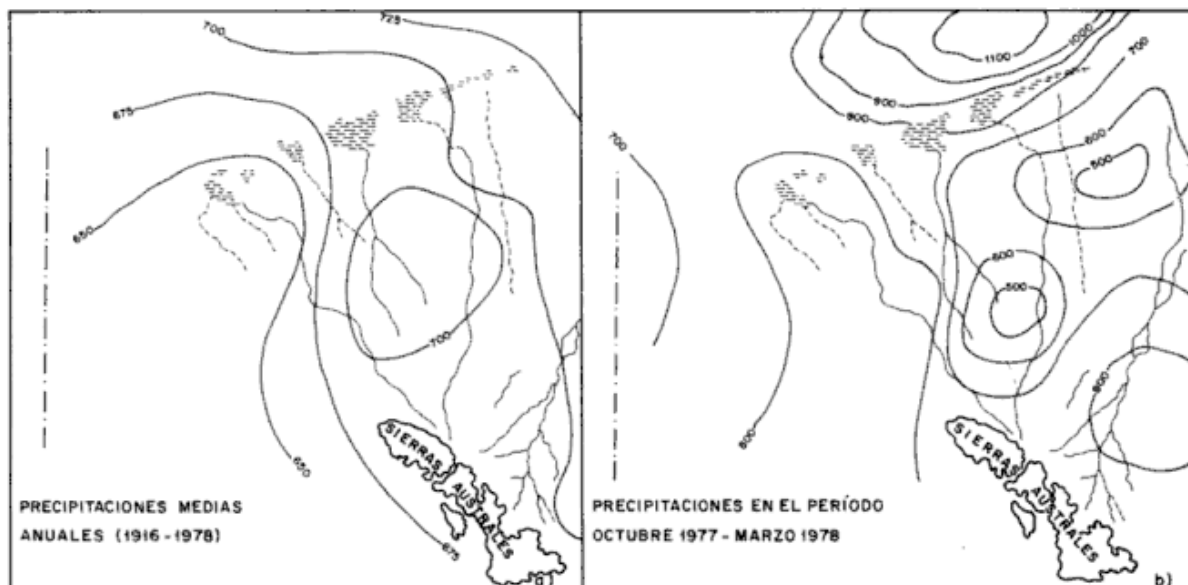


Figura 3: Precipitaciones en la cuenca. a) Precipitaciones medias anuales para el período 1916-1975; b) Precipitaciones entre octubre de 1977 y marzo de 1978. Fuente: IATASA-INCONAS (1980).

cuérdese que es a partir de 1950 cuando se realizan numerosos estudios para resolver el problema de la falta de agua en el lago Epecuén, cuya profundidad máxima en 1951 era de 0,40 m, (Balmaceda *et al.*, 1951) y también de provisión de agua potable a las poblaciones de la cuenca, tal cual lo atestiguan los numerosos informes elaborados por el DYMAS hacia el año 1970.

Con respecto a la correlación entre el régimen de precipitaciones y los niveles de las lagunas, en la figura 5 se muestra la variación en el nivel del arroyo Guaminí antes de su desembocadura en la laguna del Monte. Obsérvese que existe una demora en la respuesta al pico de precipitación y que luego los valores elevados se mantienen durante un tiempo, evidenciándose así el aporte freático. Una demora similar se registra en el ascenso de la superficie freática (precipitaciones fuertes en enero-abril de 1919, pico de creciente en junio-julio, pico de ascenso en la freática en julio-agosto-septiembre). Ello indicaría la importancia que tienen tanto la infiltración en las áreas inundadas como la magnitud de los aportes freáticos en los tramos inferiores de los arroyos que desaguan en las lagunas. La figura 6 compara la cota del pelo de agua de la laguna Epecuén con las precipitaciones sincrónicas entre los años 1969 y 1982. De la misma merece destacarse el ascenso asociado al período de aumento de las precipitaciones medias y el establecimiento de un nuevo nivel de equilibrio en la cota de 93,6 metros. La figura 7 representa las fluctuaciones del nivel freático observadas en dos pozos muy próximos a

la laguna Epecuén sobre vertientes diferentes, uno de ello en la norte, sobre un sistema alimentado por la infiltración en zonas bajas con extensas acumulaciones medianosas y el otro en la sur, asociado a un sistema freático alimentado por las precipitaciones en el área de las Sierras Australes. Es de destacar la notable semejanza que presentan las respuestas de ambos pozos, lo cual podría considerarse como evidencia de la conexión hídrica del sistema por debajo de la laguna. Si comparamos los valores correspondientes al pozo 1 entre los años 1983-85 con un fragmento del mapa isofreático preparado por Risso (1978) que se presenta en la figura 8 vemos que el nivel del pozo mostraría un ascenso no menor de 20 m. Salvo que existan diferencias entre los puntos de nivelación utilizados por ambas fuentes de datos, la notable recuperación de las reservas debe ser atribuida al aumento en las precipitaciones.

#### Algunos antecedentes históricos de las inundaciones

Si bien sólo se cuenta con registros sistemáticos de las precipitaciones en el área de la cuenca desde los primeros años de este siglo, existen algunas fuentes no convencionales de información que contienen datos que, aunque no siempre son cuantitativos, resultan de importancia. Los mismos han sido reseñados por el autor (Sellés Martínez, 1989) y su análisis permite establecer que han ocurrido fenómenos análogos a los actuales durante el siglo pasado.

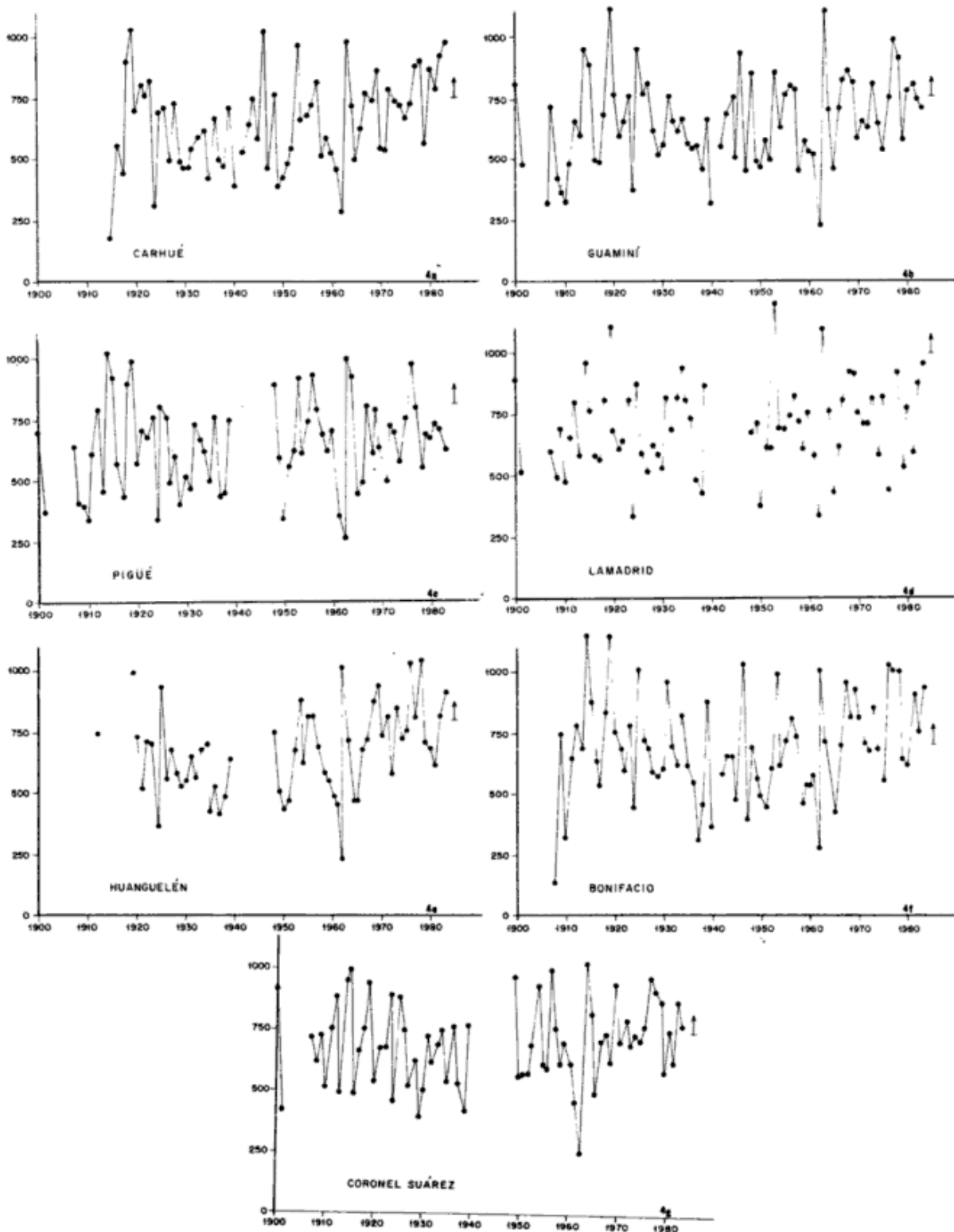


Figura 4: Registros de precipitaciones correspondientes a diferentes localidades: a) Carhué; b) Guaminí; c) Pigué; d) La Madrid; e) Huanguelén; f) Bonifacio; g) Coronel Suárez. Fuente: Ferrocarriles Argentinos.

### Las variaciones en el contenido salino del lago Epecuén

Es este un tema asociado a la evolución general de la cuenca que, en función de su importancia económica y de los encontrados intereses de los mineros y los dueños de hoteles y establecimientos de balneoterapia ha dado origen a algunos estudios, como el de Cordini (1960). La concentración salina de las aguas del lago está controlada fundamentalmente por el volumen de éstas, funcionando el sistema como un verdadero cristalizador, en el que se concentran las sales que, tanto superficial como subterráneamente, llegan desde toda la cuenca hacia la laguna de Epecuén. Las lagunas que se encuentran hacia el noreste, si bien aumentan su concentración en épocas de sequía, pierden gran parte de su contenido en sales cuando al desbordar en épocas de lluvias, transvasan sus excedentes a la de Epecuén.

Al tratar el origen de las sales debe destacarse que el aporte de las capas salinas confinadas carece de la importancia que le fuera asignada por algunos autores, quienes asociaban la salinidad de la laguna con la surgencia desde capas confinadas a través de fracturas de importancia regional. La falta de evidencias claras con respecto a la existencia de dichas fracturas y la falta de contaminación en la capa freática y en los arroyos que las atravesarían (Sellés Martínez, 1987), permite aseverar que, de existir, la circulación vertical de aguas salinas carece de la importancia que le fuera asignada. En la figura 9 se presenta la comparación entre la curva de precipitaciones y el contenido en sales de las aguas del lago Epecuén. Es notable la correlación inversa existente entre ambas; a mayores lluvias mayor

volumen del lago y en consecuencia menor concentración salina.

### CONCLUSIONES

De lo anteriormente expuesto se puede establecer la existencia de importantes períodos de inundaciones y sequías que alternadamente afectan el área de la cuenca de las Encadenadas del Oeste. Estas variaciones influyen notablemente en los niveles de la superficie freática y en la cota del pelo de agua de las lagunas, sus posiciones extremas van desde la casi desecación de los cuerpos de agua hasta su coalescencia y desborde. Estas variaciones se reflejan también en la calidad del agua, la cual aumenta su concentración salina hasta producir la precipitación de importantes cantidades de sal (sulfatos y cloruros) o bien llega a perder completamente todo valor balneoterapéutico debido a dilución en épocas de inundaciones. Si bien los datos de que se dispone en la actualidad resultan escasos para realizar una evaluación de la periodicidad del fenómeno, puede señalarse que la recurrencia de las inundaciones de gran envergadura es del orden de los 60 años. Se desconoce, por otra parte, la periodicidad de eventos que podrían considerarse excepcionales o muy excepcionales, pero de cuya existencia darían fe las características geomorfológicas y edafológicas de la región.

### AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer al Ministerio de Obras Públicas de la provincia de Buenos Aires, a Ferrocarriles Argentinos, al Servicio Meteorológico Nacional y a la empresa IATASA por haber suministrado datos que han sido utilizados en la confección de este trabajo. Al árbitro de la Revista por sus comentarios, los que ayudaron a mejorar la presentación del trabajo.

### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- BALMACEDA, P. S., C. A. GALLI y E. KONZEWITSCH, 1951. *Informe preliminar sobre la laguna Epecuén*. Dir. Nac. Geol. y Min., Inf. 165, (inéd.).
- CORDINI, I. R., 1960. *La laguna Epecuén. Provincia de Buenos Aires. Influencia de la extracción de sales sobre las propiedades terapéuticas de sus aguas*. Soc. Cient. Arg., An., 3 T XLIX, Buenos Aires.
- IATASA-INCONAS, 1980. *Estudio de las condiciones naturales de la vertiente noreste de las Sierras de la Ventana y nacientes del arroyo Vallimanca en relación con el sistema de las lagunas encadenadas del Oeste*. Min. Obr. Públ. Prov. Bs. As., Dir. Prov. Hidrául., La Plata.

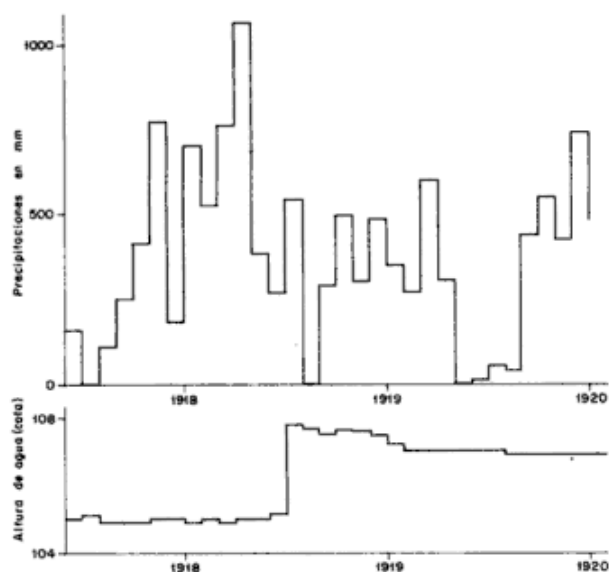
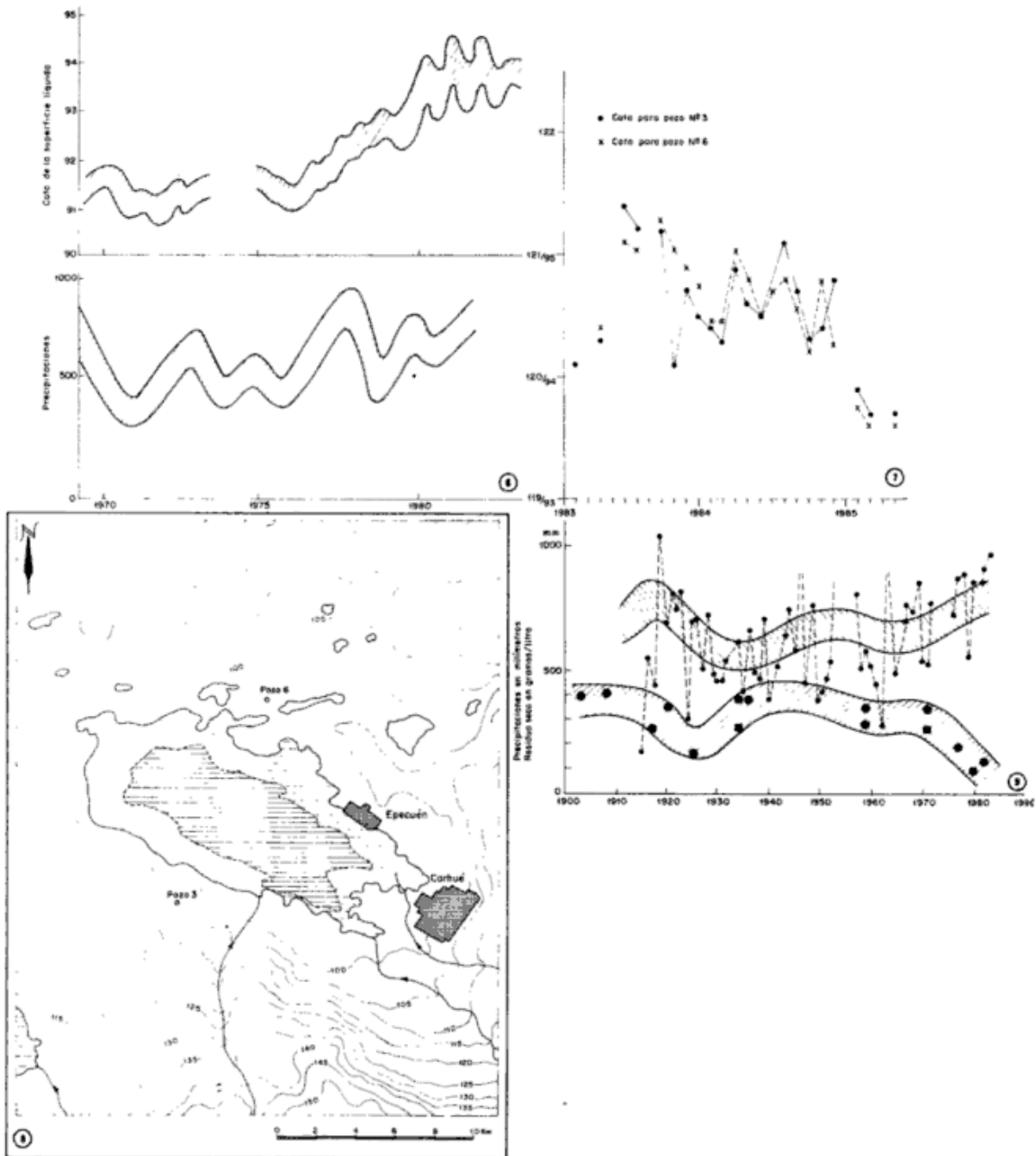


Figura 5: Relación entre las precipitaciones y la altura del nivel de agua en el arroyo Guaminí, afluente de la laguna del Monte. Fuentes: Servicio Meteorológico Nacional; Romero y Gando, 1925.





**Figura 6:** Correlación entre los ascensos en los valores de las precipitaciones medias y la variación en la cota del pelo de agua en la laguna Epecuén. Fuente: Servicio Meteorológico Nacional; Ministerio de Obras Públicas de la Provincia de Buenos Aires. **Figura 7:** Fluctuaciones del nivel freático en dos pozos cercanos al lago Epecuén entre los años 1983-1985. La ubicación de los mismos está indicada en la figura 13. Fuente: Ministerio de Obras Públicas de la Provincia de Buenos Aires. **Figura 8:** Posición de la superficie freática en los alrededores del lago Epecuén en el año 1977. Fuente: Riso, 1978. **Figura 9:** Comparación entre las precipitaciones y las variaciones en el contenido de sales en el agua del lago Epecuén. Fuente: Sellés Martínez, 1985.

- MALAN, J. M., 1983. *Estudio hidrogeológico para abastecimiento de agua potable a la localidad de General Pico, departamento Maracó. Provincia de la Pampa.* Coloquio Internacional sobre hidrología de grandes llanuras (UNESCO). Informe preliminar. Olavarria.
- RISSO, C., 1978. *Estudio hidrogeológico del lago Epecuén. Provincia de Buenos Aires.* INCYTH, (inéd.).
- ROMERO, J. y A. R. GANDO, 1925. *Sobre la sistematización del arroyo Saladillo y de las cuencas de las lagunas de Carhué y Guaminí.* Rev. de Ing., N 608 pág. 227-232; N 609 pág.261-269, Buenos Aires.
- SALA, J. M., 1975. *Recursos Hídricos.* VIº Congr. Geol. Arg., Relat., Buenos Aires.
- SELLES MARTINEZ, J., 1985. *Pericia hidrogeológica. Autos "Alzaga de Lanuesse, M. J. y otros contra provincia de Buenos Aires sobre daños y perjuicios".* Suprema Corte de Justicia de la Nación, (inéd.).
- \_\_\_\_\_, 1987. *La lineación Utracán-Vallimanca, provincias de La Pampa y Buenos Aires.* Asoc. Geol. Arg., Rev., XLII (1-2): 213-217, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1989. *Antecedentes de las inundaciones en la Cuenca de las Encadenadas (provincia de Buenos Aires).* Seminario Internacional de hidrología de las Grandes Llanuras, Actas, (en prensa).

Recibido: 23 de diciembre, 1986

Aceptado: 26 de diciembre, 1989

JOSE SELLES MARTINEZ

Universidad de Buenos Aires  
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

PATRICIA CARLETTO

# EVOLUCION EN EL CUATERNARIO ALTO DEL SECTOR DE COSTA Y PLATAFORMA SUBMARINA ENTRE RIO COIG, SANTA CRUZ Y PUNTA MARIA, TIERRA DEL FUEGO

Jorge O. Codignotto

**RESUMEN:** Se describen y analizan las características costaneras geomorfológicas; acantilados activos e inactivos, áreas de progradación en sus diversos tipos. Se relacionan estas formas con los agentes hidrodinámicos y glacioeustáticos, señalándose la existencia en la zona de una corriente costanera fluyente de norte a sur, factor energético principal en la evolución de la morfología secundaria. Asimismo se reconstruye la morfología primaria, en un intento de reconstrucción paleogeomorfológica de la faja costanera, que abarca poco más de 300 km de la costa fueguina patagónica, involucrando el área de plataforma.

**ABSTRACT:** Descriptions and analysis on geomorphological coastal features: active and inactive marine cliffs and prograding areas in their diverse types are given. These forms are relationed with the hydrodynamic and glacial-eustatic agents showing the existence of a coastal current in the zone flowing from north to south, main energetic factor in the evolution of the secondary morphology. Likewise, the primary morphology was rebuilt, intending a paleogeomorphological reconstruction of the coastal zone that comprises somewhat more than 300 km of the patagonic - fueguine coast, and its continental shelf.

## INTRODUCCION

La glaciación pleistocena estuvo representada por lenguas glaciarias que se encauzaron en el relieve fluvial preexistente (Nordenskjöld, 1898; Bonarelli, 1917; Codignotto, 1981), comportándose ellas como glaciares de descarga. Caldenius (1932), suponía en cambio una glaciación de tipo continuo.

Una lengua glaciaria se estableció en el actual estrecho de Magallanes proyectándose hasta el océano Atlántico. Otra descargaba la glaciación de la cordillera de Darwin, por el actual seno Almirantazgo, canal Whiteside, bahía Inútil, bahía de San Sebastián, hasta llegar al océano Atlántico.

Más al sur, se ubicaban otras lenguas menores disfluentes de la otrora artesa glaciaria seno Almirantazgo - lago Fagnano. Sobre estos antecedentes se inició el estudio de la costa en consideración, teniendo en cuenta los trabajos de Codignotto (1969, 1976, 1983, 1984 y 1987).

## MORFOLOGIA COSTANERA

La morfología entre río Coig y proximidades de punta Dungeness, puede dividirse en cuatro sectores (figura 6-D):

RIO COIG - CABO BUEN TIEMPO  
PUNTA LOYOLA - CAÑADON ZANJA GRANDE

CAÑADON ZANJA GRANDE - CABO VIRGENES  
CABO VIRGENES - PUNTA DUNGENESS

A su vez, la faja fueguina puede dividirse en cuatro sectores:

CABO ESPIRITU SANTO - MINA MARIA  
MINA MARIA - PUNTA DE ARENAS - EL PARAMO  
BAHIA DE SAN SEBASTIAN  
CABO SAN SEBASTIAN - PUNTA MARIA

## AREA SANTACRUCEÑA, DESCRIPCION BREVE

### RIO COIG - CABO BUEN TIEMPO

Este sector está representado por un acantilado marino activo, con numerosos sectores afectados por importantes fenómenos de remoción en masa (asentamientos - deslizamientos).

El sector austral está representado por un territorio cuspidado. Son tierras bajas de acreción, que limitan por el norte con el paleoacantilado que corresponde a la antigua ribera izquierda del río Gallegos. Hacia el este limita con las aguas del océano Atlántico sur (figura 1-A).

**PUNTA LOYOLA - CAÑADON ZANJA GRANDE**

También este sector tiene la característica de constituir un área de acreción. Está representado por un área de contorno triangular, constituida por cordones litorales y palcoalbúferas (figura 1 - A, B). En el presente la zona está sometida a moderados fenómenos de erosión marina.

**CAÑADON ZANJA GRANDE - CABO VIRGENES**

Desde Zanja Grande hasta el cabo Vírgenes, la línea de costa está representada por un acantilado marino activo. Este alcanza los 45 m de altura en cabo Vírgenes; aunque existen sectores próximos a cañadón Slip, en donde alcanza alturas mayores. Como lo señalara Codignotto (1969), este sector

costanero está modelado en sedimentos de origen glaciario, siendo importante señalar que casi todos los valles menores que desembocan en el mar presentan la característica de valles colgantes debido al muy veloz proceso erosivo (marino), y no al ascenso territorial. Todos los valles de los cursos fluviales comprendidos entre punta Loyola y el cabo Vírgenes son de tipo desajustados (Codignotto, 1976).

El fenómeno de erosión, que determina la existencia del acantilado activo actual es fácilmente determinable en el campo, por las continuas caídas y/o deslizamientos de los afloramientos expuestos por la acción marina (Codignotto, 1969, 1976).

En la figura 1 - B, C, es fácilmente reconocible el fenómeno del rápido retroceso del acantilado marino activo, pues se aprecia con claridad en ella que la red fluvial muestra su tramo inferior seccionado por el continuo y veloz retroceso del frente acanti-

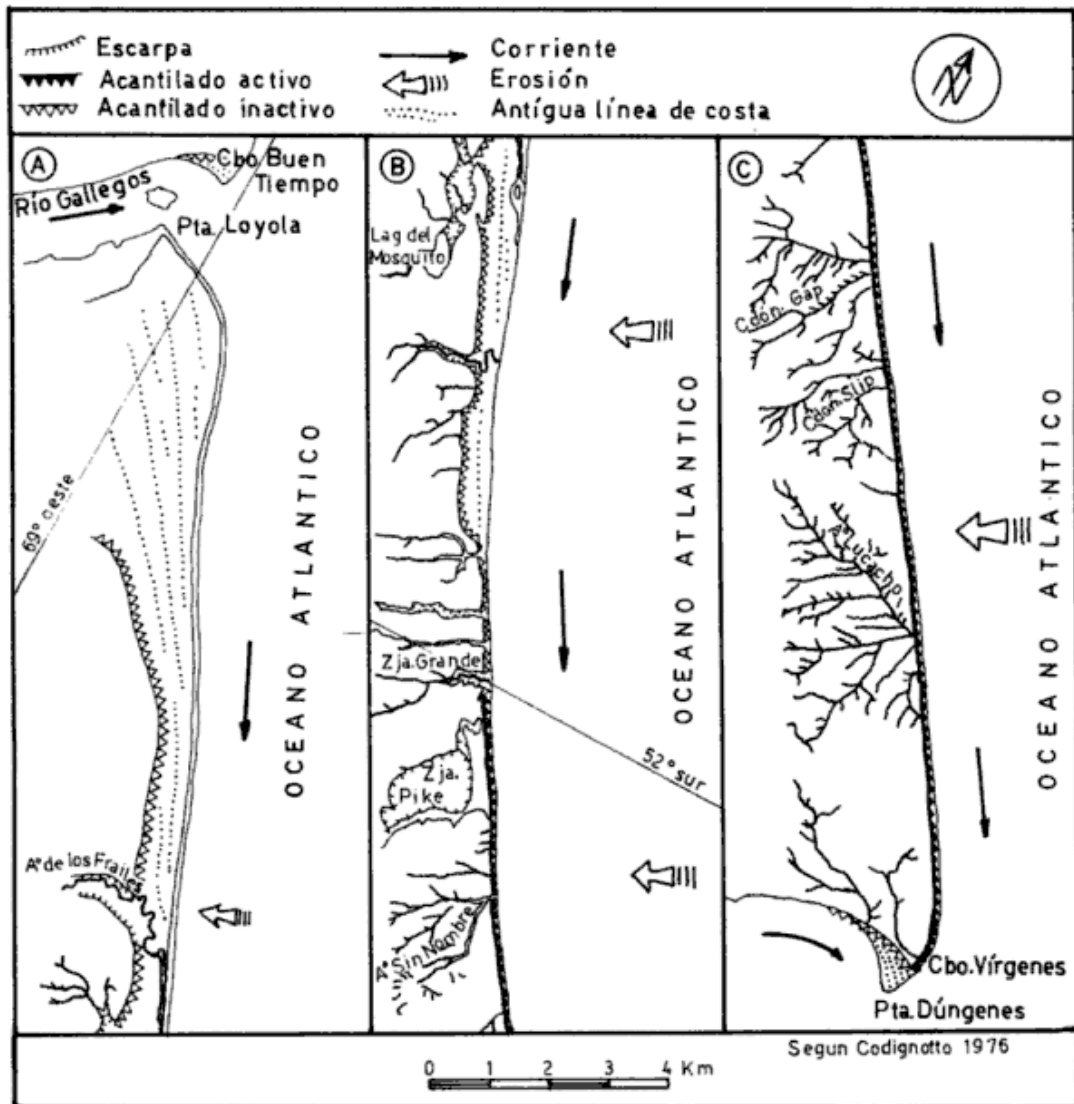


Figura 1: Representa esquemáticamente las zonas de erosión y acreción, indicando el sentido de la corriente costanera y la tendencia erosiva general sobre la línea de costa.

lado. Esta situación ya señalada por Codignotto (1969, 1976), queda claramente evidenciada en cañadón Gap, cañadón Slip y otros.

### CABO VIRGENES - PUNTA DUNGENESS

La figura 2 representa algunos de los aspectos geomorfológicos más importantes.

La línea de costa más antigua del estrecho de Magallanes (lateral norte), se encuentra representada en el presente por un acantilado abandonado, en tanto que hacia el oeste pasa a acantilado activo (sector chileno).

El sector está ubicado al pie del paleoacantilado, conformando un territorio triangular con lados de aproximadamente 8 kilómetros. Este territorio está dividido por el límite internacional argentino-chileno, en dos partes casi iguales en superficie.

En las áreas señaladas en la figura 2 como gravas, se distinguen líneas de crestas, que señalan el arrumbamiento general de las sucesivas líneas de costa, que se hacen tangentes al paleoacantilado. Esa disposición asintótica demuestra que la acreción proviene del oeste ya que otra dirección de flujo constructivo hace imposible la existencia de estas geofomas hidrodinámicamente condicionadas. Estos depósitos de gravas de textura calada, representan el desplazamiento de la línea de costa acontecido en la parte nordoriental del estrecho de Magallanes. La distancia entre crestas varía en general dentro del orden de los 4 m; la diferencia de altura entre cresta y seno es del orden de los 0,60 me-

tros. El área posee los restos de la costa más antigua, cuyo rumbo es este - oeste.

### AREA FUEGUINA, DESCRIPCION BREVE

#### CABO ESPIRITU SANTO - MINA MARIA

Desde el cabo Espíritu Santo hasta las proximidades de la margen izquierda del río Cullen, la costa está representada por un acantilado que llega a tener una altura de unos 80 m, como ocurre por ejemplo en las cercanías de Tapera Norte. Estos acantilados son activos y están modelados en sedimentitas terciarias de la Formación Cullen; Petersen y Methol (1948), Codignotto (1976), Codignotto y Malumián (1980). Asimismo este sector por causa de la activa erosión marina posee cursos fluviales de arrumbamiento paralelo a la línea de costa, encontrándose en algún caso seccionado por el rápido retroceso del acantilado (Codignotto, 1979). Por otra parte casi todos los valles llegan al mar como valles colgantes.

Al sur de la desembocadura del río Cullen, prosigue la costa acantilada activa, cuya altura máxima es de unos 60 m en cabo Nombre (aclarando en este caso que el mismo está modelado casi exclusivamente en drift). Este tramo de costa, de unos 40 km de extensión, es rectilíneo y con rumbo aproximado nor noroeste-sur sureste. En cambio, desde el cabo Nombre hacia el sur hasta Mina María -unos 3 km- la línea de costa se incurva adquiriendo un rumbo aproximado norte-sur.

#### MINA MARIA - PUNTA DE ARENAS - EL PARAMO

Desde Mina María hacia punta de Arenas, se aprecia un área costanera baja, representada por una espiga de unos 18 km de longitud, que cierra parcialmente la bahía de San Sebastián. Su anchura varía entre los 200 m hasta los 1200 en el sector más ancho correspondiente al paraje denominado El Páramo. Esta espiga está constituida por gravas caladas, al igual que la descrita en el área de cabo Vírgenes. Esta última es una espiga simple, en cambio la que se está tratando es una espiga compuesta (figura 3).

En el presente la espiga sigue su crecimiento hacia el sur erosionándose sus términos más antiguos, según Codignotto (1976). El proceso es similar al descrito en la zona de Dungeness - Vírgenes, aunque en el caso de la espiga en tratamiento, la acreción por el oeste ya ha cesado por el ascenso territorial o descenso del nivel del mar en los últimos 6000 años, lo que produjo un cambio en las condiciones hidrodinámicas.



Figura 2: Muestra la morfología del área del cabo Vírgenes, con la poco común característica de territorio migrante, representado por los vectores erosión-acreción.

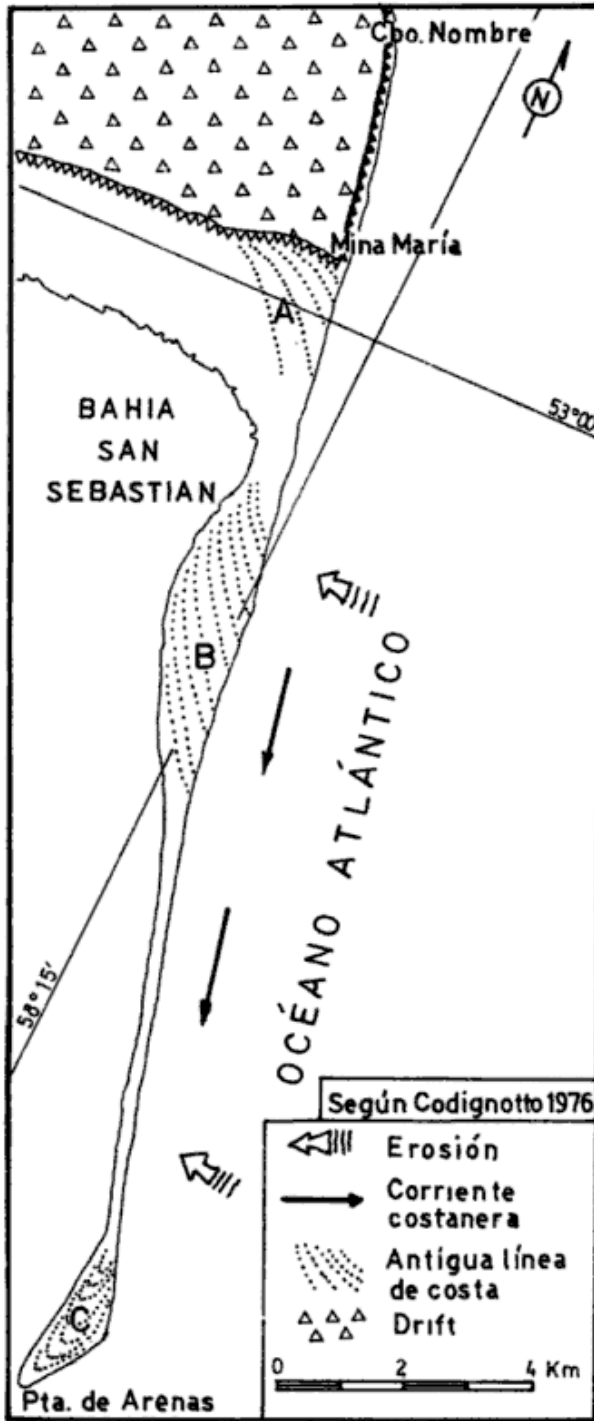


Figura 3: Representa los tres grupos de morfología cordoniforme que conforman la espiga compuesta de Mina María - Punta de Arenas

cas. Como se señalara, aquí también se erosionan los términos más antiguos, ello se debe al retroceso por erosión marina de los acantilados desarrollados en las sedimentitas glaciares, a cuyo reparo hidrodinámico se encuentra la espiga. En la figura 3 se señalan tres grupos de crestas de playa. El grupo A corresponde a las

crestas (restos), que conformaban la espiga primitiva (genéticamente similar a la ubicada al pie del cabo Buen Tiempo y al pie del cabo Vírgenes). El grupo C representa el grupo de crestas actuales que reflejan la acreción por difracción.

Ferrero *et al.*, (1987), en la figura de la página 112, muestran que el transporte en el sector de punta de Arenas es hacia el norte en el interior de la bahía, cuando en realidad es a la inversa. Bujalesky *et al.* (1987), en la figura de la página 116, muestra una morfología similar aunque incompleta respecto a la realizada por Codignotto (1976, 1979). Además de no mencionar a dicho autor, señalan erróneamente el sentido del transporte hacia el norte en el interior de la bahía, a la altura de punta de Arenas.

El grupo de crestas B representa los restos de otro depósito por difracción en tiempos en que la línea de costa atlántica se encontraba más al este, estando la bahía casi totalmente abierta a la acción de las olas, es por ello que el depósito fue de muy alta energía. Esto representado por una gran extensión y grandes rodados (20 cm a 25 cm de diámetro).

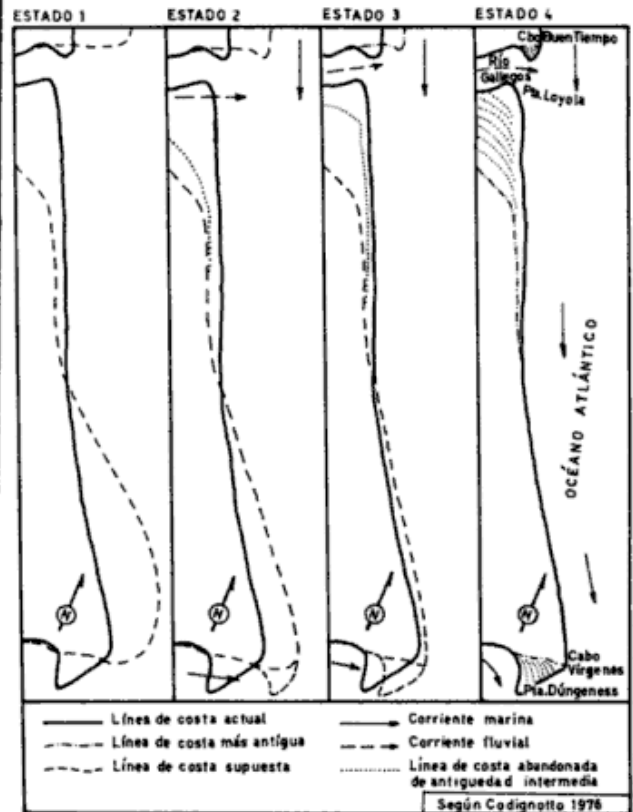


Figura 4: El esquema dividido en cuatro estados representa una idealización de la evolución de la costa entre cabo Buen Tiempo y el cabo Vírgenes, representando el estado 4 al estado actual.

**BAHIA DE SAN SEBASTIAN - CABO SAN SEBASTIAN**

Este sector está representado por dos fajas de acreción. Una ubicada al norte del río San Martín, la cual está constituida por sedimentos finos, y otra ubicada al sur del río San Martín hasta proximidades de cabo San Sebastián, que se encuentra representada por gravas y arenas gruesas.

**CABO SAN SEBASTIAN - PUNTA MARIA**

Este sector puede subdividirse en dos subsectores, el primero, situado entre cabo San Sebastián y cabo Domingo, y el segundo representado por una angosta faja de acreción discontinua entre cabo Domingo y punta María. Auer (1959), determina edades holocenas en niveles de cenizas volcánicas en turba asociada a los depósitos de grava ubicados al sur del cabo Domingo. La primera de estas fajas presenta depósitos de playa pleistocenos según Codignotto (1981, 1984), con un nivel altimétrico de 22 m y otra holocena con altimetrías de 6 - 10 m sobre el nivel del mar.

**EVOLUCION DE LA LINEA DE COSTA EN EL AREA SANTACRUCEÑA**

Fueron Nordenskjöld (1898), Bonarelli (1917) y Caldenius (1932), quienes primero hicieron una reconstrucción sobre el alcance de las glaciaciones pleistocénicas y su posición geográfica.

Codignotto (1969, 1976), intenta por primera vez para la zona una reconstrucción sobre la base de la morfología costanera en relación dinámica con los cuerpos ácuos. Para la zona el autor mencionado en último término propuso un modelo evolutivo que se muestra en la figura 4.

En el Estado 1 las líneas de trazos indican la posición relativa de la costa antigua desarrollada en sedimentitas terciarias al norte del río Gallegos y en sedimentitas cuaternarias al sur del mismo. En el Estado 2 comienza la erosión en algunos lugares de la costa y en otros comienza la depositación acrecional. La proto espiga ubicada al pie del proto cabo Buen Tiempo comienza a originarse por el encuentro de la corriente del río Gallegos y la corriente costanera de dirección sur. Lo propio sucede en el área equivalente al cabo Vírgenes - punta Dungeness. Al mismo tiempo, en el sector Loyola - Zanja Grande, se acreciona en forma subparalela a la línea de costa primitiva. En cambio al sur de Zanja Grande - Vírgenes la erosión fue muy activa, como consecuencia de ello no sólo quedaron pequeños valles colgados sino que también la red fluvial fue paulatinamente tronchada (figura 1 - B, C). El Estado 3 corresponde a un estado previo al ac-

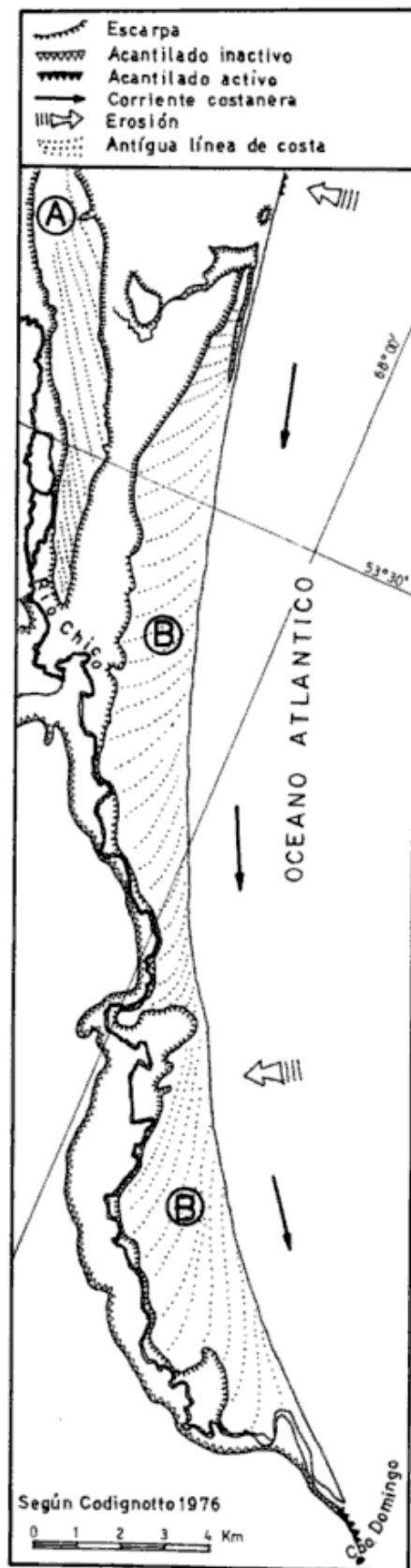


Figura 5: Señala la posición de los depósitos marinos pleistocenos (A), la posición de los depósitos marinos holocenos (B), y la disposición derivante hacia el sur del río Chico o Carmen Silva.

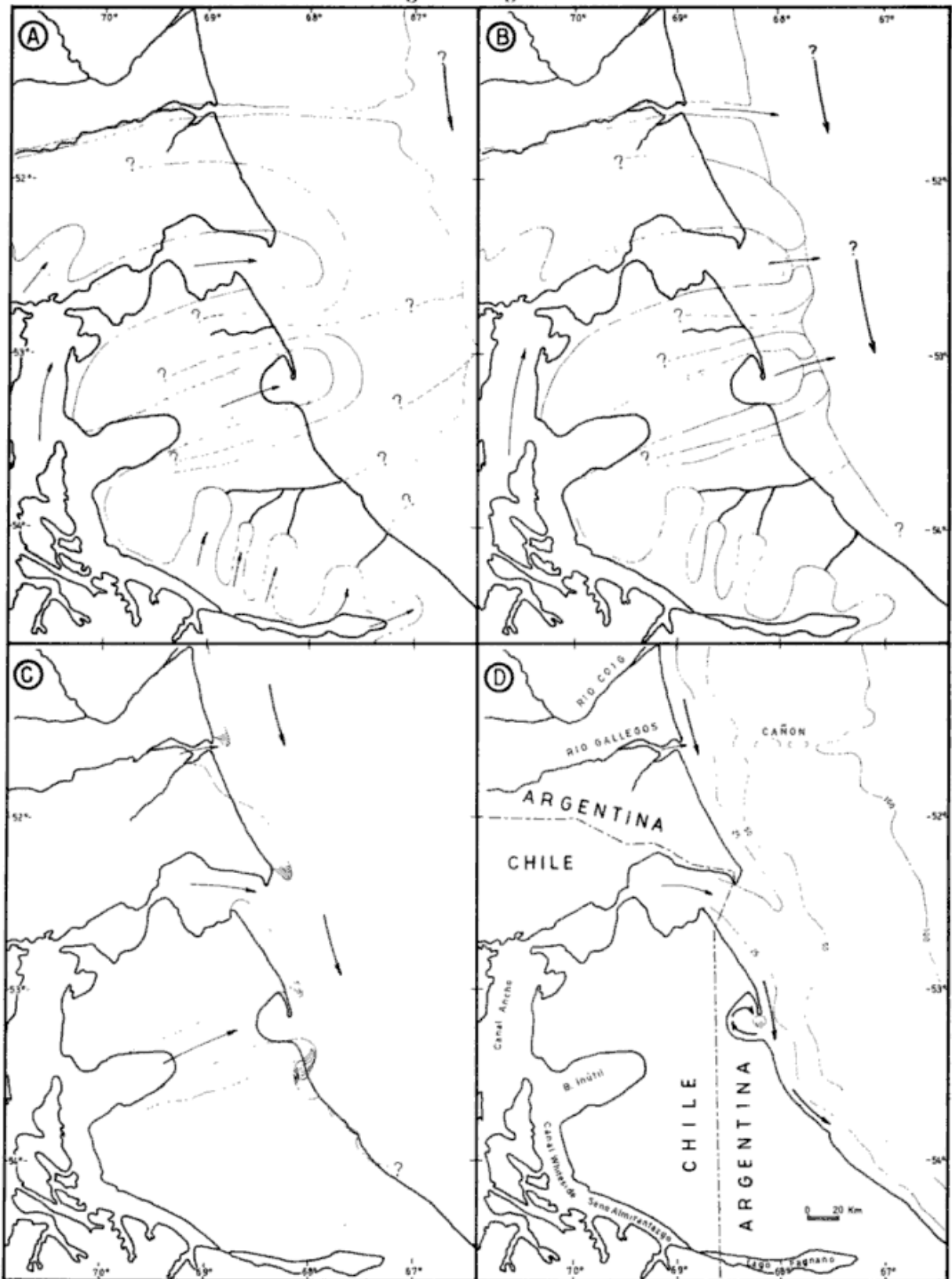


Figura 6: Muestra una idealización de la evolución de la línea de costa. A. Glaciares de descarga B. Inicio de la destrucción de los depósitos glaciares distales por acción marina y fusión parcial del hielo C. Auge transgresivo D. Estado actual.

tual. De lo historiado puede asegurarse que el área de acreción punta Loyola - cañadón Zanja Grande será destruida en forma progresiva por acción de la erosión marina por retroceso del cabo Buen Tiempo hacia el oeste. Esto consecuentemente disminu-

ye la sombra hidrodinámica que está representada por el área de acreción, que al presente es una incipiente zona de erosión. La espiga ubicada al pie del cabo Vírgenes, si bien es erosionada por el este como ya se explicara, es simultáneamente acre-



cionada por el suroeste, es decir, suponiendo un balance erosión - acreción equilibrado, este territorio tiene la particularidad de constituir un **área migrante** hacia el oeste al reparo hidrodinámico del también migrante cabo Vírgenes.

Finalmente para completar el aspecto morfológico se señala la morfología de médanos longitudinales que se observa en la figura 2, y que resultan de los fuertes vientos casi unidireccionales que soplan desde el oeste. Esta orientación coincide con el rumbo de la costa acantilada activa (sector chileno), que provee arenas cuya moda es 0,5 milímetros. Estos médanos en el sector argentino enmascaran casi totalmente la incurvación que hacia el oeste presentan las crestas de playa que se disponen tangenciales a la paleocosta.

### EVOLUCION DE LA LINEA DE COSTA EN EL AREA FUEGUINA

#### CABO ESPIRITU SANTO - MINA MARIA

Como se señalara, este sector está sometido a una activa erosión.

#### MINA MARIA - PUNTA DE ARENAS

Como se explicitara previamente, este territorio está representado por una espiga compuesta sobre cuyo origen ya se hizo mención.

#### CABO SAN SEBASTIAN - CABO DOMINGO

El río Chico o Carmen Silva, cuya cabecera se encuentra en las proximidades de bahía Inútil (Chile), fluye hacia el océano Atlántico con un arrumbamiento general oeste-este. Ello no obstante, a 4 km del Atlántico, desvía su curso hacia el sur (Codignotto, 1976), haciéndose subparalelo a la línea de costa actual. Recorre unos 35 km antes de desembocar en el mar a la altura del cabo Domingo (figura 5).

Se concluye que en otros tiempos, el río Chico o Carmen Silva tenía su desembocadura en el Atlántico, en las proximidades del paraje La Sara, donde el curso presenta esa llamativa inflexión. En el último tramo del río, es decir entre el lugar de cambio de rumbo y la desembocadura actual, el curso se ubica entre un sector de tierras bajas de acreción y una escarpa o paleoacantilado marino (margen derecha del río), de unos 15 a 18 m de altura sobre el nivel de las tierras bajas. El área de tierras bajas ubicadas entre el río y la actual costa marina, está representada por cordones litorales en espigas alargadas y sucesivas, típicas de una costa de acreción.

La corriente de deriva hacia el sur ha producido la destrucción parcial del flanco sur del Drift Taper Sur (Codignotto, 1984), proveyendo el material elástico necesario para la formación de depósitos de playa con material biogénico en lo que fue la paleobahía La Sara.

### EVOLUCION GENERAL

La aproximación oblicua de los trenes de ola que provienen del sector nordeste (Codignotto, 1976; Pierce y Siegel, 1979), originan la corriente de deriva hacia el sur.

En la figura 6-A se muestra una idealización del pulso glaciario. Una lengua glaciaria fluía por el actual estrecho de Magallanes, otra se proyectaba por la actual depresión bahía Inútil - bahía de San Sebastián. Hacia el sur, lenguas glaciares disfluentes descendían de la artesa glaciaria representada por el actual lago Fagnano y seno Almirantazgo. La línea de costa para ese tiempo estaba representada aproximadamente por la actual curva batimétrica de los 100 metros. Esta batimetría permite visualizar una alineación de depresiones (cañón), que corresponderían al valle del proto río Gallegos. Pero es importante señalar que posiblemente el máximo descenso marino haya estado por debajo de la actual curva batimétrica de 150 m ya que a esa profundidad, según las cartas del Servicio de Hidrografía Naval, se observan morfologías que podrían tener un origen subaéreo. Richard y Craig (en Fray y Ewing, 1963), señalan edades biogénicas de 12000 a AP (años antes del presente) para la muestra V-15-04 obtenida a 120 m de profundidad y ubicada en los 54°78' y 63°54', y 18700 a AP para la muestra V-16-143, obtenida a 150 m de profundidad y ubicada en los 50°53' y 62°42'.

Asimismo debe tenerse en cuenta que han habido en la zona más de una intervención del ciclo con la consecuente complicación. El hecho de representar un sólo pulso glaciario tiene por objeto simplificar la representación gráfica del ciclo evolutivo de la migración de la línea de costa, con una complicación que puede darse al tener en cuenta las edades de 32000 a AP obtenidas por Codignotto (1984), para los depósitos costaneros altos de la Formación La Sara, ubicados a 22 m sobre el nivel del mar actual.

La figura 6-B representa un aspecto de la transgresión pleistocena, en la cual el mar al transgredir territorio produce la ruptura de las morenas frontales.

En la figura 6-C se representa el alcance de la transgresión pleistocena que deja los depósitos más bajos (6-10 m snm), en el área de La Sara, debiéndose señalar que por los datos de <sup>14</sup>C aportados por Codignotto (1983, 1987), Marcomini *et al.* (1988),

la interrupción del flujo ácuco existente entre las actuales bahía Inútil - bahía de San Sebastián debe haber ocurrido hace unos 6000 años aproximadamente.

Finalmente la situación actual está representada en la figura 6-D.

### CONCLUSIONES

La alineación de las depresiones ubicadas en plataforma entre la desembocadura actual y las islas Malvinas representan el tramo distal del valle sumergido del proto río Gallegos (cañón).

La posición de la línea de costa considerada durante el Pleistoceno alto - Holoceno ha variado su posición en forma reiterada y apreciable, involucrando en esas circunstancias amplios sectores territoriales.

La línea de costa entre el río Coig y punta María, independientemente de haber sufrido cambios por las variaciones del nivel del mar, ha sido sometida a un fuerte fenómeno erosivo en los afloramientos que se proyectaban hacia el mar. A la par que las entradas de mar tendieron a ser colmatadas o rellenadas con el material erosionado de esas salientes costaneras. Por lo señalado anteriormente el sector costanero presenta un cuadro de costa madura con indicios de senilidad (costa rectilínea), aunque con un elevado grado de inestabilidad erosiva.

Se comprueba la existencia de una corriente costanera hacia el sur, persistente a través del tiempo Pleistoceno - Holoceno, representando en asociación con el rango de mareas, el factor erosivo por excelencia. Esa persistencia se detecta en la deriva que afecta al río Chico o Carmen Silva, siendo éste un excelente ejemplo de río derivado, que por su magnitud es único en la costa Argentina.

### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- AUER, V., 1959. *The Pleistocene of Fuego Patagonia. Part III. Shore Line Displacements*. Ann. Acad. Sci. Fennicae, A 60, Helsinki: 1-247.
- BONARELLI, G., 1917. *Tierra del Fuego y sus turberas*. An. Min. Agric. Sec. Geol. Mineral. y Min. XII (3): 1-119.
- BUJALESKY, G., G. GONZALEZ BONORINO, A. ARCHIE, F. ISLA y F. VILAS, 1987. *La espiga península El Páramo, Isla grande de Tierra del Fuego, Argentina*. Xº Congr. Geol. Arg.(1), Actas: 115-117.
- CALDENIUS, C., 1932. *Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego*. Dir. Nac. Minas y Geol., Publ. 95: 1-135.

CODIGNOTTO, J. O., 1969. *Nota acerca de algunos aspectos geológicos de la costa patagónica comprendida entre punta Loyola y el cabo Virgenes*. SIIN, Bol. VI (3): 257-263.

\_\_\_\_\_, 1976. *Geología y rasgos geomorfológicos de la patagonia extraandina, entre el río Chico de Gallegos (Santa Cruz) y la bahía de San Sebastián (Tierra del Fuego)*. Tesis Doctoral. Univ. Bs. As., Fac. Cs. Exactas y Nat. (MS).

\_\_\_\_\_, 1979. *Hojas Geológicas 63a Cullen, 64a Bahía de San Sebastián y 65b Río Grande*. Servicio Geológico Nacional (inédito).

\_\_\_\_\_, y N. MALUMIAN, 1981. *Geología de la región al norte del paralelo 54 de la isla Grande de la Tierra del Fuego*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXVI(1): 44-88.

\_\_\_\_\_, 1983. *Depósitos elevados y/o de acreción Pleistoceno Holoceno en la costa fueguina patagónica*. Simposio Oscilaciones del Nivel del mar durante el último hemicielo deglacial en la Argentina. Mar del Plata, abril 1983. Actas: 12-26.

\_\_\_\_\_, 1984. *Estratigrafía y geomorfología del Pleistoceno Holoceno costanero entre los 53º30' y 42º00' sur. Argentina*. IX Congr. Geol. Arg. (1) Actas: 513-519.

\_\_\_\_\_, 1987. *Cuaternario marino entre Tierra del Fuego y Buenos Aires*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XLII (1-2): 208-212.

FERRERO, M., G. GONZALEZ BONORINO, A. ARCHIE, F. ISLA y F. VILAS, 1987. *La llanura intermareal de la bahía San Sebastián, Isla grande de Tierra del Fuego, Argentina*. X Congr. Geol. Arg., (1), Actas: 111-113.

FRAY, C. y M. EWING, 1963. *Wisconsin sea level in southern hemisphere as indicated in continental shelf sediment*. Proc. Acad. Nat. Sci., Phila., 115: 113-152.

MARCOMINI, S. C., R. R. KOKOT y J. O. CODIGNOTTO, 1988. *Edades <sup>14</sup>C del Holoceno Marino Argentino, Distribución e Interpretación*. Simposio Internacional Sobre el Holoceno en América del Sur. Resúmenes, 7. Paraná.

NORDENSKJÖLD, O., 1899. *Notes on Tierra del Fuego. An account of the Swedish Expedition of 1895-1897*. Scott Geograph. Hagaz. Edimburg, XIII: 393-399.

PETERSEN, C. S. y E. J. METHOL, 1948. *Nota preliminar sobre rasgos geológicos generales de la porción septentrional de Tierra del Fuego*. Asoc. Geol. Arg., Rev. III (4): 279-291.

PIERCE, J. W. y F. R. SIEGEL, 1979. *Suspended particulate matter on the southern argentine shelf*. Mar. Geol., 29: 73-91.

Recibido: 9 de marzo, 1988

Aceptado: 24 de abril, 1989

### JORGE OSVALDO CODIGNOTTO

Departamento de Geología  
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales  
Ciudad Universitaria, Pabellón II  
1428 - Buenos Aires  
CONICET

## APANTALLAMIENTOS ACUSTICOS EN SEDIMENTOS GASIFEROS DEL RIO DE LA PLATA

G. Parker y M. Paterlini

**RESUMEN:** Se denuncia la existencia de apantallamientos acústicos en el Río de la Plata, detectados con equipos sísmicos de alta resolución, y se los atribuye a la presencia de gas contenido en sedimentos del Holoceno inferior (Formación Atalaya).

Se muestran diferentes tipos de apantallamientos y se hace notar su presencia exclusiva en el Holoceno inferior y sus relaciones con el valle pre-Holoceno del río.

**ABSTRACT:** It is reported the existence of acoustically turbid sediments, detected with high resolution seismic system, in the Río de la Plata, which are attributed to the presence of gas bubbles within sediments of early Holocene age (Atalaya Formation). Different pictures of acoustic maskings are illustrated and the occurrence in sediments closely related to a pre-Holocene valley of the Río de la Plata is emphasized.

### INTRODUCCION

En el mes de octubre de los años 1982 y 1983 se llevó a cabo la tarea de relevamiento sísmico de alta resolución del Río de la Plata Exterior (figura 1bis) con el buque ROU Campbell, cuyas derrotas se grafican en la figura 1. El relevamiento fue parte integrante de un programa de estudio multidisciplinario y binacional que ambos servicios hidrográficos de Uruguay y Argentina están realizando con el apoyo de la comisión Administradora del Río de la Plata, para evaluar la contaminación en el Río. Si bien el objetivo principal del mismo fué el conocimiento estratigráfico detallado del Cuaternario superior-Holoceno se han observado ciertas respuestas anómalas que se consideró de interés dar a conocer.

En ambas campañas se operó con un perfilador sísmico EGyG, compuesto por: registrador modelo 255; fuente de sonido Uniboom (sub-tow) modelo 240, fuente de energía, hasta 300 joules modelo 234, hidrófonos modelo 262 j; en forma simultánea se operó con un sonar lateral EGyG modelo 272 y una sonda Kelvin Hughes de 30 Khz. Las condiciones de operación se mantuvieron constantes y las anomalías solo fueron observadas en el perfilador sísmico.

Las respuestas anómalas fueron interpretadas, al principio del relevamiento, como fallas en el equipo o en la operación del mismo lo que condujo a una serie de cambios en la geometría de remolque y en la operación, sin resultados satisfactorios. Durante el transcurso del relevamiento se comprobó

que la pérdida del registro no era aleatoria sino que dependía de la ubicación geográfica de la operación, lo cual condujo a considerarla como una característica propia del sedimento y que debía ser investigada. Los resultados de tal investigación se dan a conocer en este trabajo.

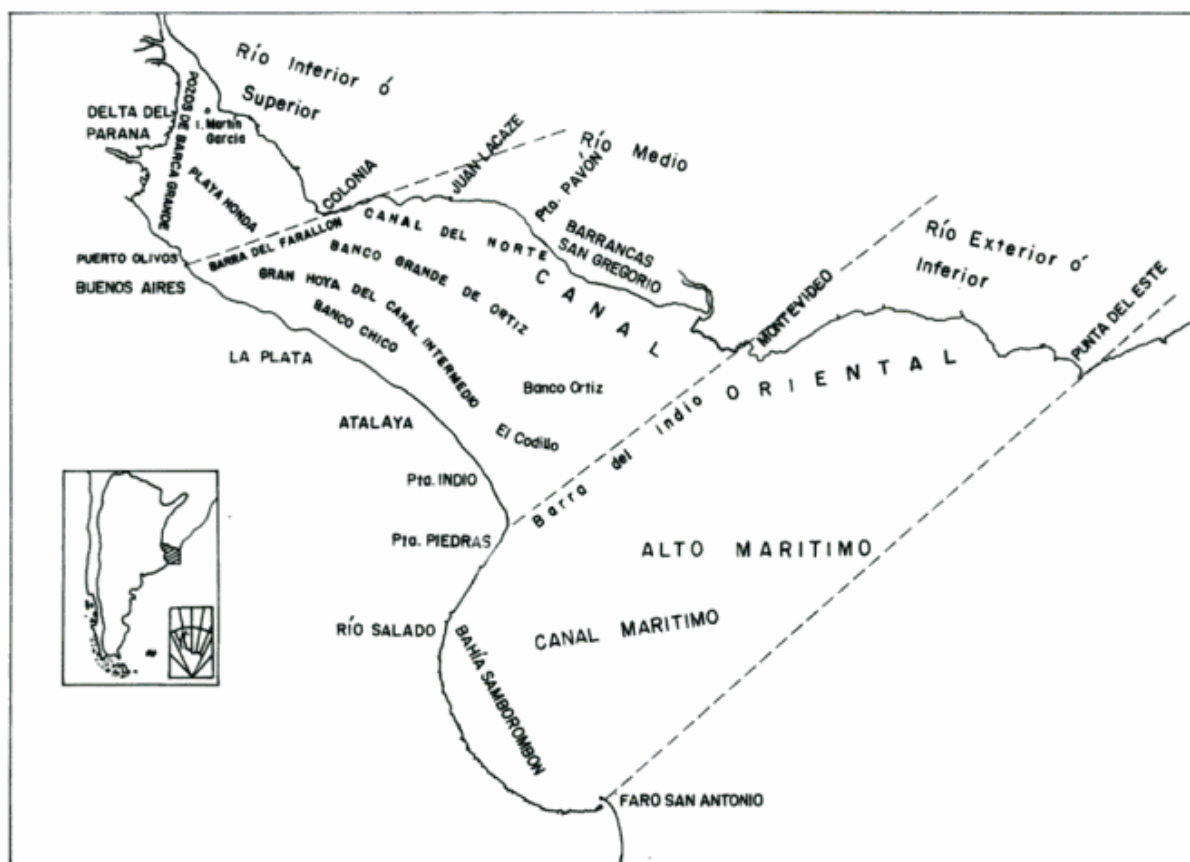
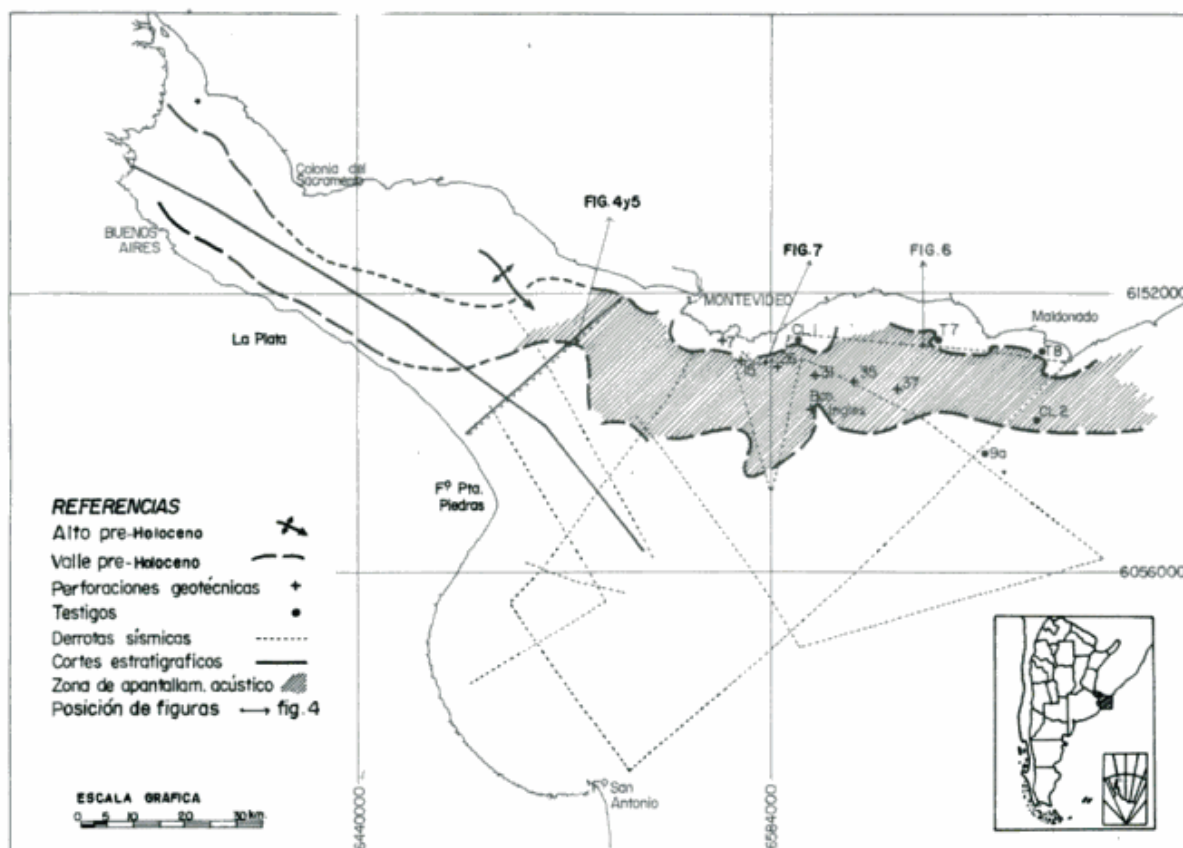
### DESCRIPCION DEL FENOMENO

A tales anomalías se las designará con el nombre de **apantallamientos acústicos** y pueden observarse en los registros sísmicos de alta resolución como oscurecimientos a partir de un cierto horizonte, impidiendo distinguir los reflectores que pudieran estar presentes, como si dicha superficie acutara como una "pantalla" figuras 4, 5, 6 y 7. Esta superficie es un límite nítido y casi siempre horizontal en concordancia con un reflector. Su posición en la secuencia estratigráfica es variable.

El oscurecimiento del registro es uniforme, sin atenuación desde dicho límite hasta el borde inferior del registro.

Lateralmente, el límite entre la zona normal y la de apantallamiento aparece, por lo general, perfectamente definido y vertical, sin transición. Es una "cortina" que impide seguir horizontalmente a los reflectores, los cuales quedan enmascarados, figura 5.

Este fenómeno ha sido designado con otros nombres, tales como: "zonas de sedimentos acústicamente turbios", "zonas gaseosas", "superficies de oscurecimiento", etc.; en este trabajo se convino llamarlo **apantallamiento acústico**, co-



**Figura 1:** Ubicación de zona de apantallamientos acústicos y sus figuras, derrotas sísmicas, cortes estratigráficos y perforaciones. **Figura 1 bis:** Plano de ubicación de localidades, divisiones geográficas y rasgos morfológicos principales del Río de la Plata (tomado de Cavallotto, 1987).

mo lo hiciera el autor español Yepes (Yepes, 1982).

### ANTECEDENTES

El carácter acústico de "apantallamiento" que suele observarse en registros sísmicos de alta resolución en lagos, ríos, estuarios y bahías es un fenómeno conocido, aunque pocas veces denunciado, en ciertos lugares del mundo. En nuestro país no existen antecedentes.

De la bibliografía consultada surge que los trabajos de Schubel (1974) y Yepes (1982), el primero sobre la Bahía de Chesapeake y el segundo sobre la Ría de Muros y Noya, merecen un comentario especial. El trabajo de Schubel, determina que las burbujas de gas entrampadas en el sedimento son las responsables del carácter acústicamente turbio de éstos, evalúa su contenido y observa diferencias físicas en estos sedimentos, como la compresibilidad y disminución de la velocidad de propagación del sonido. El de Yepes, por otro lado, observa el mismo fenómeno, le atribuye las mismas causas y agrega mediciones de contenido de materia orgánica.

Schubel denominó "sedimentos acústicamente turbios" (*acoustically turbid sediments*) a los que presentan alteraciones drásticas en sus propiedades

acústicas. Con una "válvula" especial colocada en el extremo superior de la camisa del saca testigos comprobó que tienen mayor volumen de gas entrampado los sedimentos acústicamente turbios que los "limpios".

Hubo una estación, en una zona acústicamente muy turbia, en la que sorpresivamente, no se observó liberación de burbujas de gas en un testigo de 1,7 m de longitud. La explicación está en la menor permeabilidad de los sedimentos (granos más finos), lo que impide que las burbujas de gas migren libremente, a diferencia de lo que sucede en los sedimentos de granos más gruesos.

Para tener una evidencia de la presencia de burbujas de gas en los sedimentos acústicamente turbios y de granos finos, se obtuvieron placas de Rayos X de testigos previamente congelados, los que mostraron "cavidades esféricas". Este sistema proporcionó una evidencia cualitativa de la existencia de burbujas de gas. Con el propósito de contar con un indicador cuantitativo se estudió la compresibilidad de estos sedimentos, lo que permitió afirmar que los sedimentos acústicamente turbios son más compresibles que los "limpios" (sin burbujas).

Con el objeto de determinar el espesor de las capas de los sedimentos acústicamente turbios, Schubel empleó un dispositivo capaz de medir el nivel de señal acústica propagada por el sedimento

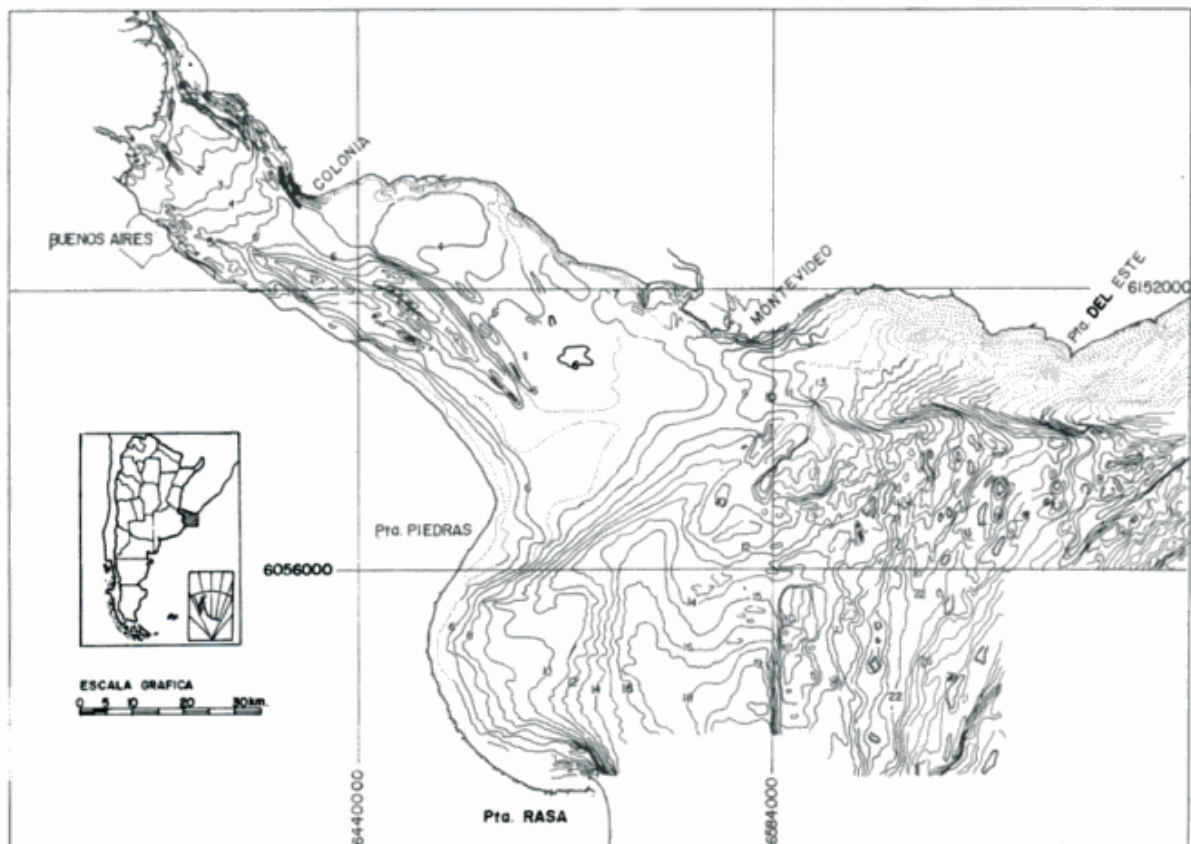


Figura 2: Plano batimétrico del Río de la Plata (tomado de Cavallotto, *op. cit.*).

Cuadro I: Cuadro estratigráfico "Río de la Plata"

Unidades Geocronológicas	Unidades Litoestratigráficas
Holoceno	Grupo Río de la Plata Fm. Playa Honda Fm. Atalaya
Pleistoceno	Discordancia de erosión
	Mb. M. García. Fm. Pto. Olivos = Fm. Pta. Dorada (costa Sur) (costa Norte) Mb. Barra del Indio
I - CUADRO ESTRATIGRAFICO "Río de la Plata"	

entre un emisor y un receptor a distintas profundidades (cada 25 cm). Así comprobó que la señal decae marcadamente entre los límites de los sedimentos acústicamente turbios. En la Bahía de Chesapeake el espesor determinado fue de 1 a 1,5 m.

De las experiencias comentadas pueden resumirse las siguientes conclusiones:

Los sedimentos acústicamente turbios son muy compresibles (dos órdenes de magnitud más que el agua), presentan una alta reflectividad, la velocidad de propagación del sonido es muy baja, siempre en comparación con los sedimentos acústicamente "limpios".

Schubel remarca que la presencia de capas de conchillas producen el mismo efecto de turbidez acústica, lo que puede identificarse por su morfología y el espesor irregular de su superficie. Yepes señala la presencia de niveles conchilíferos, en la zona de Cádiz, como posible causa de apantallamientos acústicos, o textualmente, "por los huecos dejados entre las conchas", Yepes (1982: 147). Sobre este punto creemos que los niveles conchilíferos se comportarían como trampas de burbujas de gas (incluido el aire), es decir que de un modo u otro siempre serían las burbujas de gas las responsables de los apantallamientos acústicos.

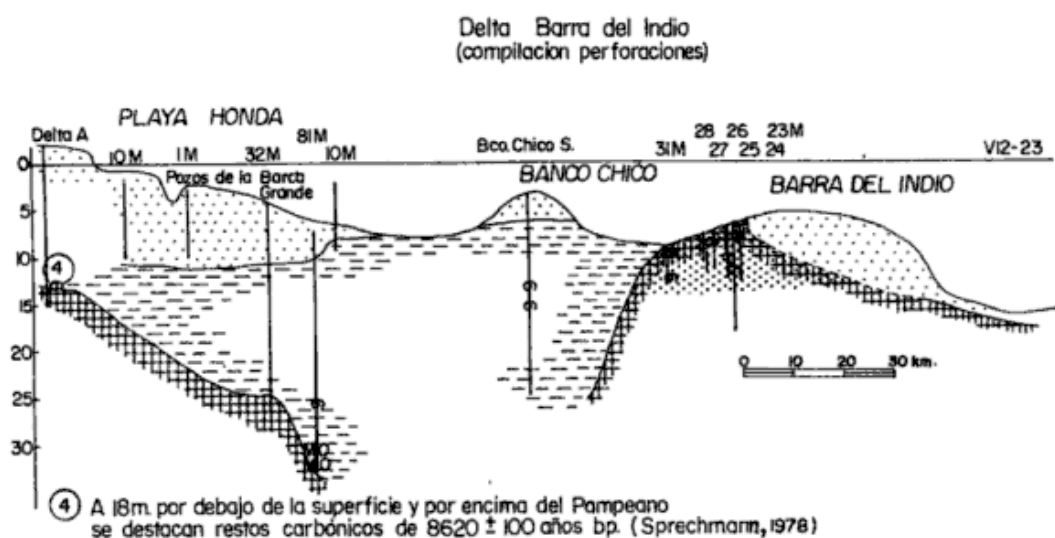
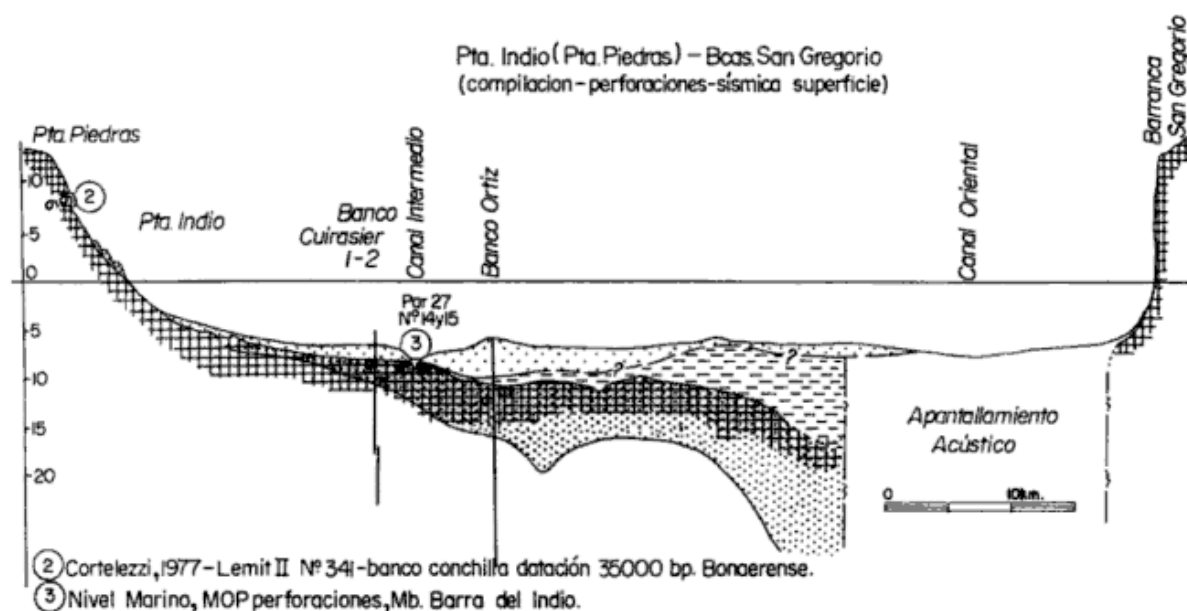
#### SINTESIS ESTRATIGRAFICA DEL RIO DE LA PLATA

El análisis de perforaciones realizadas en el Río de la Plata hasta la fecha, permite diferenciar claramente cuatro unidades litoestratigráficas (Par-

ker, 1985); dos de ellas asignables al Pleistoceno, las Formaciones Puerto Olivos - Punta Dorada (cuadro I), tal vez equivalentes lateralmente y dos de edad Holoceno o Grupo Río de la Plata. Las primeras conforman el cauce pre-Holoceno del río, labrado durante la última glaciación; las segundas su relleno posterior, como consecuencia de la transgresión holocena (tapón fangoso transgresivo) y aluvio actual.

El Holoceno está representado por dos formaciones: una inferior de carácter arcilloso, cohesiva, de color verde oscuro, con intercalaciones de conchilla, de amplia distribución areal y homogeneidad litológica, causalmente atribuido al evento transgresivo. Se la denominó Formación Atalaya y fue correlacionada con el Querandínense de Frenguelli (1950) con la Formación Río Salado de Fidalgo *et al.* (1973), la Formación Pozo N° 8 Facies La Victoria Mb arcillas verdes de Parker (1980), y el Samborombonense de Groeber (1961). Equivalente lateral de esta formación es el palinecto aflorante en el Río Exterior (figura 1 bis) de carácter arenoso y facies litorales de playas abiertas (arenas relicto, Urien, 1967).

Superpuestos a esta unidad se desarrollan, en equilibrio con la dinámica actual del río, sedimentos de carácter regresivo en facies limo arenosos en Playa Honda y limo arcillosos en el tapón fangoso cuyo depósito da origen a la Barra del Indio, ambos constituyentes de la Formación Playa Honda, cuya distribución máxima significativa no va más allá del arco parabólico que desde el faro San Antonio acompaña por la costa a la Bahía



REFERENCIAS

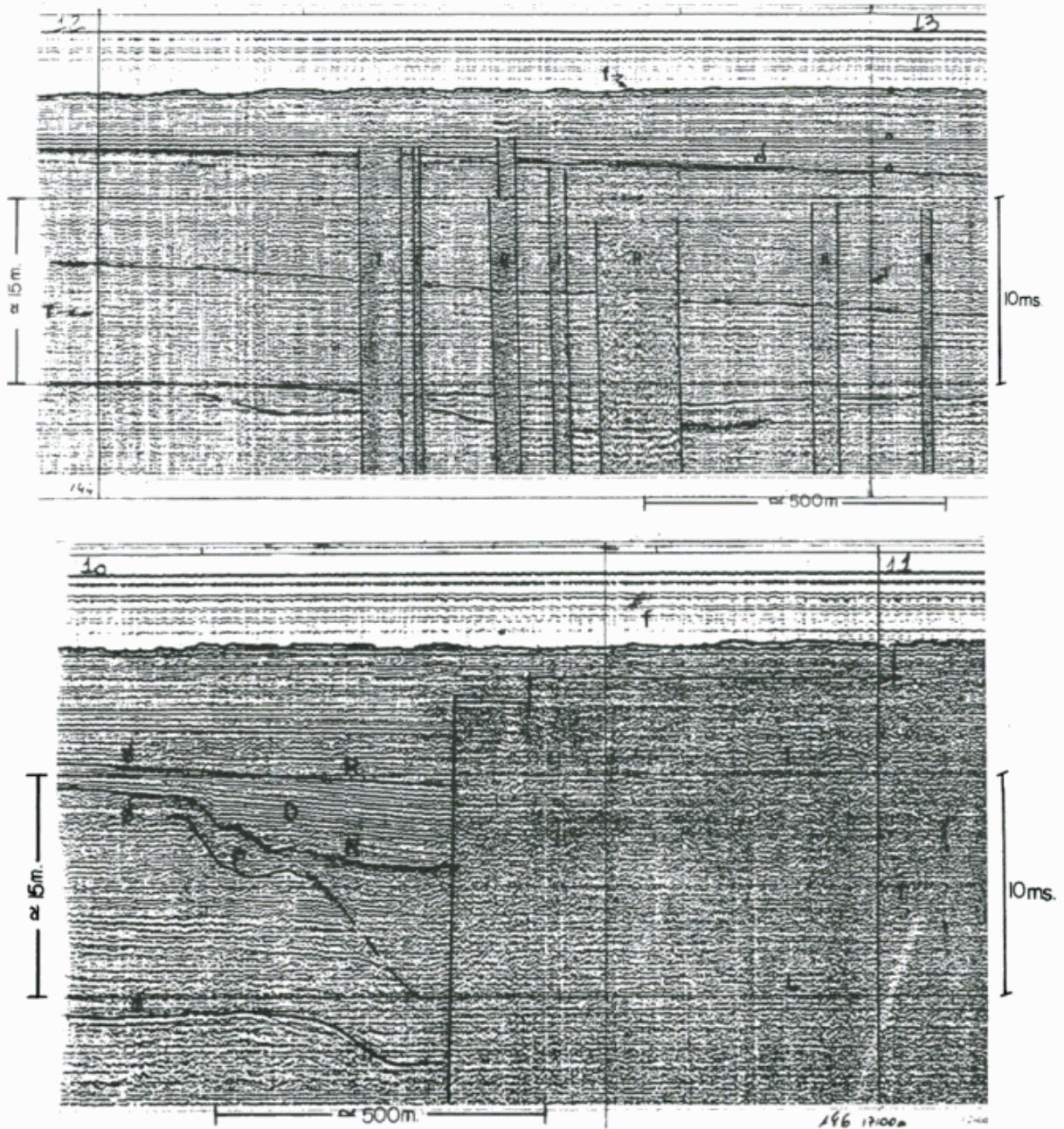
<p>Grupo Río de la Plata</p> <ul style="list-style-type: none"> <li> Fm. Playa Honda</li> <li> Fm. Atalaya</li> <li> Fms. Puerto Oliva Punta Dorada</li> <li> Facies Marina</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li> Fosiles Marinos</li> <li><b>MO</b> Materia Orgánica</li> <li><b>10M</b> Pozo del MOP</li> <li><b>VI2-23</b> Testigo a pistón</li> </ul>
--	---

Figura 3: Cortes estratigráficos, transversal y longitudinal al Río de la Plata (ver traza en figura 1).

y muere en el frente de la Barra del Indio (figura 1 bis).

Este límite de ninguna manera niega la existencia de estos sedimentos más allá del mismo, tanto es así, que en el Canal Oriental se distinguen espe-

sores de 1-2 m de limos arcillosos, granulares, de color castaño que en los registros sísmicos se manifiestan como permeables (figura 6), fácilmente homologables a los limos arcillosos de la Formación Playa Honda.



**Figura 4:** Apantallamiento en Vela: son interrupciones de corto desarrollo lateral, extendidas a lo largo de todo el registro; a partir de una discordancia (I) o de una superficie incluida en una unidad sismo-estratigráfica (II). f: fondo; d: discordancia; L: línea de escala; T: marca de tiempo. **Figura 5:** Apantallamientos de Borde: se distinguen por la interrupción lateral y abrupta de varios reflectores hacia el interior del área de apantallamiento, asciende a través de distintas superficies incluidas en una unidad sismo-estratigráfica, las que aumentan sensiblemente su reflectividad. f: fondo; d: discordancia; D: depósitos transgresivos; L: línea de escala; T: marca de tiempo; P: paleocauce; R: reflector.

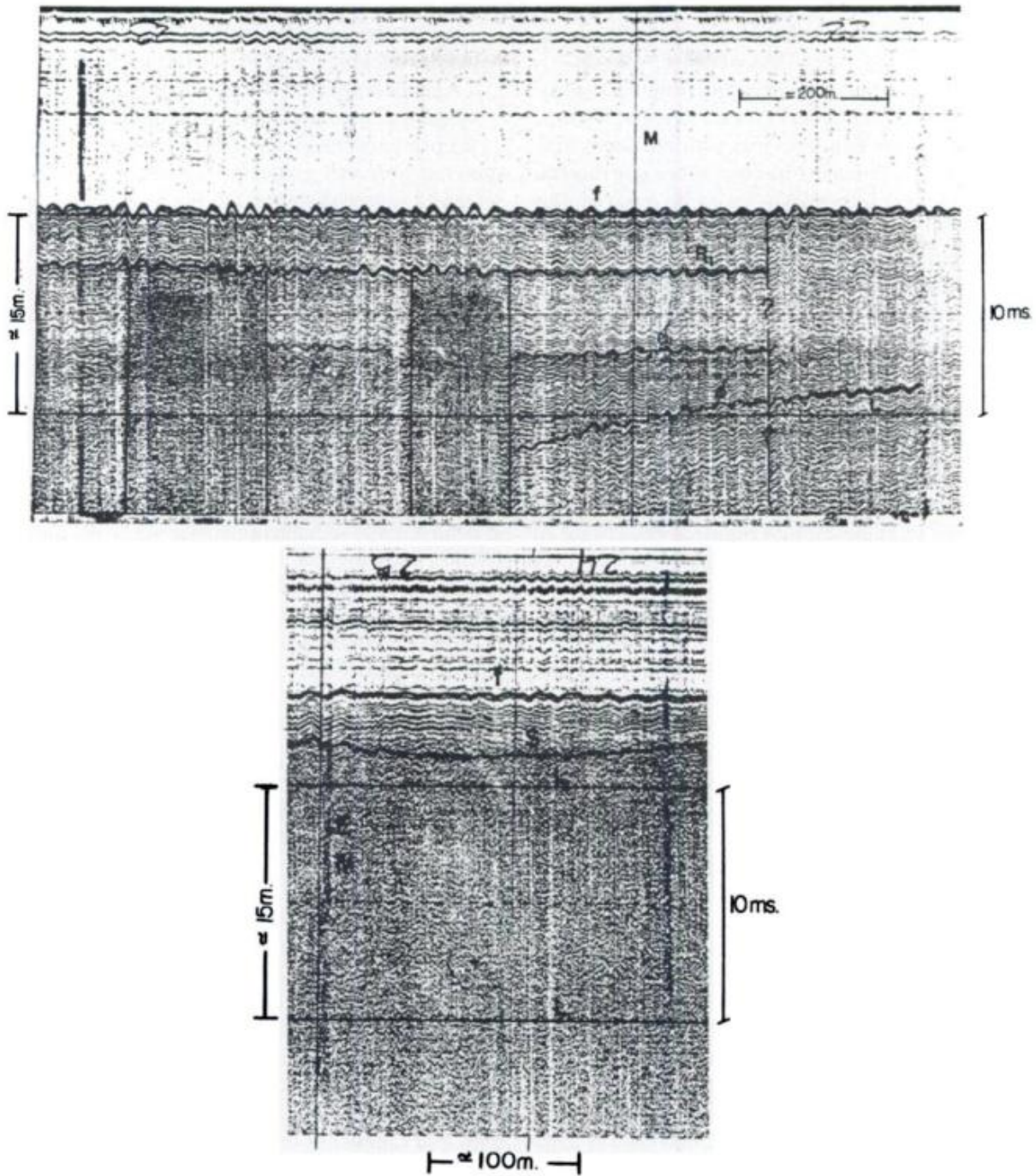
#### Características litológicas de la Formación Atalaya

Lamentablemente, no fue posible obtener una muestra de los sedimentos responsables de los apantallamientos, pero no resulta difícil su conocimiento a través de la elaboración geológica de la información existente. Fueron descritas como (Parker, 1985) "arcillas verdes y grises medianamente compactas, con niveles de conchillas a veces des-

calcificadas y niveles basales con abundante materia orgánica". Verticalmente, se extiende desde la cota -30 m en el Pozo 81 Gabarra (frente a La Plata), hasta los aproximadamente 1 m en Punta Indio y Río Salado (figura 1 bis).

El testigo 8 (figura 1) que se encuentra en el borde del área de apantallamiento, en donde no existen evidencias geológicas que permitan suponer una solución de continuidad litológica con aquella, está formada por fangos castaño grisáceos y fangos gra-





**Figura 6:** Apantallamientos en ventana: similares a los de vela pero de mayor desarrollo lateral. Se manifiestan a partir de un horizonte reflector ( $R_1$ ) (base de la Formación Playa Honda). En el extremo derecho de la figura se observa un apantallamiento, no muy definido, extendido desde la superficie del fondo (sugestivamente contiene reflectores en su interior). f: fondo; d: discordancia;  $R_1$ : reflector; L: línea de escala; M: marcas de tiempo. **Figura 7:** Apantallamientos Continuos: de amplia distribución lateral en este caso desarrollada a partir de una superficie interna de una unidad sismo-estratigráfica. Se caracterizan por la total incoherencia de su señal. f: fondo; S: superficie de apantallamiento; L: línea de escala; M: marcas de tiempo.

vosos oscuros de carácter similar a las diferentes descripciones de perforaciones realizadas en tal área (Anexo).

El carácter arcilloso cohesivo, de color verde con conchillas, con que se describen las perforaciones 15 a 35 (Anexo), permiten sin mayores riesgos correlacionar tales niveles con la Formación Atalaya de amplia distribución en el Río Interior (figura 3),

al igual que los testigos CL descritos por Urien (1967).

#### DISTRIBUCION DE LOS APANTALLAMIENTOS ACUSTICOS

Están localizados en sectores particulares de las diferentes piernas que componen el relevamiento

sísmico del Río Exterior y Medio, completado en dos cruces diferentes 1982 y 1983.

Tales sectores determinan una franja que aproximadamente acompaña al Canal Oriental (figuras 1, 1 bis y 2) entre Punta del Este y Montevideo, atraviesan allí a la Barra del Indio y parece que tuercen hacia el Canal Intermedio, luego de pasar el alto pleistocénico de Punta Piedras (figura 3).

La configuración del área que determinan, como su relación con la topografía del lecho y su vuelco en arrumbamiento hacia la costa argentina, luego de pasar el Codillo, sugiere una estrecha relación con el paleocauce del Río pre-holocénico.

El vuelco del área gasífera hacia la costa argentina, interpretado como coincidente con el paleocauce, se lo infiere a través de la existencia de un alto estructural pre-Holoceno (figura 1) de rumbo sureste, en coincidencia con el Banco Grande de Ortiz que se manifiesta en registros sísmicos de 30 KHz, y que en Atalaya y La Plata, perforaciones muy cercanas a la costa, alcanzaron el pleistoceno basal y hasta las Arenas puelches, Frenguelli (1950) a los -30 m de profundidad.

A lo largo de este valle fluvial se produjo la avanzada de la transgresión holocena y por ende los mayores espesores de la Formación Atalaya, a la cual se considera responsable de las acumulaciones gasíferas, mientras que en el resto de la Barra del Indio (al suroeste) no existen apantallamientos, a pesar que el desarrollo de las facies arcillo limosas es grande (Cavallotto, 1987); pero corresponden al Holoceno superior, Formación Playa Honda en facies arcillosa.

Se determinó el contenido de materia orgánica hasta oxidación completa con agua oxigenada en muestras de los testigos 7, 8 y 9a (figura 1) obteniéndose valores que no superan el 6 % del peso total de la muestra. Estos valores no pueden ser comparados con los de Yepes (1982) por cuanto este autor realizó la determinación de materia orgánica por el método de calcinación, obteniendo valores mínimos de 0,98 % del peso total en sedimentos y máximos de 15,59 %, considerando que un valor de 7 % sería el umbral mínimo de apantallamiento.

A pesar de la incertidumbre que introduce el método de calcinación para la determinación de materia orgánica (ver Anexo), el valor de 7 % dado por Yepes (1982) como umbral de contenido en relación al peso total para la zona de apantallamiento parece también aquí ser razonablemente aceptable.

#### CLASIFICACION DE APANTALLAMIENTOS

Se han identificado cuatro tipos principales de apantallamientos que por su geometría y relaciones espaciales se los ha denominado:

- Apantallamiento en Vela (figura 4)
- Apantallamiento de Borde (figura 5)
- Apantallamiento en Ventana (figura 6)
- Apantallamiento Continuo (figura 7)

Su presencia no siempre es excluyente, en ocasiones se observan gradaciones entre ellos, y a veces, hasta superposiciones. Las figuras fueron seleccionadas con la intención de mostrar los casos más típicos.

#### RELACIONES CON LOS SEDIMENTOS GASIFEROS DEL DELTA

En el Delta del Paraná se conocen manifestaciones gasíferas que se explotan a nivel domiciliario.

Groeber (1961) haciendo referencia acerca de las razones de la existencia, en el subsuelo del Delta, de aguas saladas amargas y nocivas, dice: "que el depósito que se halla inmediatamente debajo de la cubierta aluvional de las islas es de origen marino, igual en composición y salinidad al que ocupa el hinterland de la Bahía de Samborombón. Se trata de un fango arenoso-arcilloso gris a gris oscuro a gris verdoso o gris azulado, rico en sustancias orgánicas sapropélicas, descompuestas bajo la ausencia de oxígeno en sedimentos embebidos en agua. Es ésta, la razón por la cual, en pozos en vías de ejecución, aparece en la cañería el gas de pantano, o sea, metano. En tal cantidad, a veces, que el lugareño lo utiliza para el alumbrado y para la cocina de su casa".

De la transcripción se desprende con claridad la diferenciación en unidades litológicas, que hace el autor, al hablar de cubierta aluvional y sedimentos marinos, que están por debajo, los cuales se correlacionan en forma evidente con las Formaciones Playa Honda y Atalaya, respectivamente. De esta forma los sedimentos que rellenan el Canal Oriental, no solo se identifican con la Formación Atalaya por posición estratigráfica e identidad litológica, sino que también, por su capacidad para generar gases.

El carácter estuárico de los sedimentos confinados a un paleovalle fluvial de edad pre-holocena permite establecer vinculaciones genético-ambientales con sus equivalentes del Delta, a la vez que los diferencia de aquellos de igual edad y facies en apariencia similares, relacionados con la Cuenca del Salado, en donde no se han detectado los apantallamientos acústicos.

#### CONCLUSIONES

Los apantallamientos acústicos descritos aquí por primera vez para el Río de la Plata, ocurren en un ambiente de sedimentación similar a los deno-

minados por otros autores de América del Norte y Europa.

Su origen vinculado a la existencia de gas atrapado en sedimentos, también aquí se hace evidente, por inferencias de carácter sedimentológico-ambiental y a través de correlaciones estratigráficas, sobre la base de identidad litológica y posición estratigráfica, vinculadas con manifestaciones gasíferas que dan lugar a explotaciones domiciliarias.

Su presencia selectiva en el Holoceno inferior vinculado al paleocauce pre-Holoceno del Río confiere a estos apantallamientos propiedades de tra-

zadores ambientales, comprobándose una vez más la capacidad de los sistemas acústicos de alta resolución para la detección de ambientes generadores de gas.

#### AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a los Servicios Hidrográficos Argentino y Uruguayo por el apoyo logístico durante las campañas oceanográficas como así también al personal científico y técnico que colaboró en la obtención de los datos.

#### ANEXO

##### Descripción litológica perforaciones.

Perforaciones geotécnicas. Procedencia Uruguay (Administración Nacional de Puertos, ROU, 1970)

<b>Pozo Nº 7</b>	Profundidad 7,2 m	
Formación Playa Honda	7,2-7,9 m	limo granular
Formación Atalaya	7,9-16,4 m	arcilla gris, muy blanda con intercalaciones de conchilla. Cohesivo.
<b>Pozo Nº 15</b>	Profundidad 8,8 m	
Formación Playa Honda	8,8-9,5 m	limo y arcilla blanda-cohesivo-granular
Formación Atalaya	9,5-11,2 m	arcilla gris muy blanda, con limo (cohesivo)
	11,2-18,0	arcilla muy blanda
<b>Pozo Nº 26</b>	Profundidad 10,2 m	
Formación Playa Honda	10,2-10,7 m	limo granular
	10,7-11,8	arcilla muy blanda castaña con limo
Formación Atalaya	11,8-19,2	arcilla muy blanda con conchilla
<b>Pozo Nº 35</b>	Profundidad 11,75 m	
Formación Playa Honda	11,75-13,5 m	arcillas castañas muy blandas con
Formación Atalaya	13,5-17	arcillas grises muy blandas con pequeñas capas de arcillas más duras y restos de conchillas
	17-19,5	arcillas gris oscuro con conchillas e intercalaciones de arena fina
<b>Pozo Nº 37</b>	Profundidad 14,5 m	
Formación Playa Honda	14,5-15,5	limo granular
	15,5-16,7	arcilla muy blanda, castaña cohesiva.
Formación Atalaya	16,7-22,5	arcillas grises muy blanda con conchillas.

<b>Pozo Nº 31</b>	Profundidad 11,2 m	
Formación Playa Honda	11,2-12,0 12,0-13,8	limo granular arcilla muy blanda marrón cohesiva
Formación Atalaya	13,8-15,3 15,3-15,5 15,5-20	arcilla gris muy blanda con capas de conchillas conchillas arcillas grises muy blandas con conchillas
<b>Pozo Banco Inglés</b>	Profundidad 8,5 m	
Formación Atalaya	8,5-13,5 m 13,5-21,85 21,85 m	arena fina, poco arcillosa con fragmentos de conchillas algo oscuras arcillas marinas con poca arena fina con fragmentos de conchillas algo oscuras impenetrable a la herramienta de percusión

#### DETERMINACION DE MATERIA ORGANICA EN MUESTRAS DE TESTIGOS

A los efectos de comparación con otras áreas de apantallamientos, se efectuaron determinaciones del contenido de materia orgánica en sedimentos de testigos en poder de este laboratorio, que lamentablemente, son periféricos externos del área de apantallamiento (figura 1).

<b>Testigo 7</b>	long. testigo 201 cm	
Profundidad muestra	% MO H <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	% MO Calcinación
3 cm	5,91	-
105 cm	4,34	-
109 cm	6,06	-
<b>Testigo 8</b>	long. testigo 143 cm	
Profundidad muestra		
2 cm	5,33	13,15
10 cm	0,35	11,97
25 cm	0,66	13,11
37 cm	0,0	5,98
<b>Testigo 9a</b>	long. 299 cm	
Profundidad muestra		
35 cm	2,09	-
105 cm	2,53	-
220 cm	3,08	3,03

Nota: Con relación a estas determinaciones, la Licenciada Susana Marcolini señala que la diferencia de valores puede estar relacionada con la pérdida de moléculas de agua entre capas de tetraedros de arcilla y dentro de ellos (Grim, 1962) a partir de los 100-150°C. Grant (1971) no aconseja el método de calcinación para la eliminación de MO en arcillas.

Descripción de testigos

SERVICIO DE HIDROGRAFIA NAVAL

<b>Testigo CL-1</b>	Profundidad 5 brs	
Formación Atalaya?	0-0,76 m	fango
	0,76-1 m	fango con conchillas
<b>Testigo CL-2</b>	Profundidad 11 brs	
Formación Atalaya?	0,0-0,20 m	fango
<b>Testigo N° 7</b>		
Formación Playa Honda:	0,0-0,8	fango castaño pálido a moderado
		más rojizo en la parte superior y con es- casa conchilla en la inferior
Fomación Atalaya	0,5-2,1	fango limoso, color negro oliva 5 Y 2/1 con intercalaciones finas de conchillas, a partir de los 1,5 m se torna muy cla- ro y castaño.
<b>Testigo N° 8</b>		
Formación Atalaya?	0,0-0,28	fango castaño grisáceo (5YR 5/2) materia orgánica
	0,28-0,34	grava parcialmente angulosa clastos de cuarzo y líticos
	0,34-40	fango grisáceo, castaño grisáceo (5 YR 4/1)
Pleistoceno	0,4-1,35	arcilla muy dura amarillenta (5Y 5/2) plástica
	1,35-1,43	limo amarillo (5Y 6/4) semi disgregado
<b>Testigo N° 10</b>		
(Arenas transgresivas)	0-40 cm	arena de grano medio con abundantes conchillas castaño amarillentas 1 OYR. 5/4, hacia abajo aumenta el contenido de conchillas y materia orgánica
Formación Atalaya Holoceno		
<b>Testigo N° 9a</b>		
Formación Banco Punta Médanos	0-70 cm	arena fina limosa gris, dura, con fragmen- tos de conchillas
	70-299	hacia abajo materia orgánica arena muy fina, limo-arcillosa con roda- dos de tosca
	299-334	arena muy fina con conchillas que progre- sivamente aumentan hacia abajo
	334-367	arena fina-limosa con conchilla

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ADMINISTRACION NACIONAL DE PUERTOS, 1970. *Planos de ubicación de perforaciones*. Informe Hydronamic Montevideo ROU, (inéd.), Montevideo.
- CORTELEZZI, C. R., 1977. *Datación de las formaciones marinas del Cuaternario en las proximidades de La Plata-Magdalena, provincia de Buenos Aires*. LEMIT, Serie II (341): 75-94, La Plata.
- CAVALLOTTO, J. I., 1987. *Dispersión, transporte, erosión y acumulación de sedimentos en el Río de La Plata (morfología y dinámica sedimentaria del Río de La Plata)*. C.I.C., Inf. final de Beca, (inéd.), La Plata.
- FIDALGO, F. y F. L. COLADO, N. de FRANCESCO, 1973. *Sobre ingresiones marinas cuaternarias en los partidos de Castelli, Chascomús y Magdalena, provincia de Buenos Aires*. Vº Congr. Geol. Arg., Actas, III: 227-240, Carlos Paz.
- FRENGUELLI, J., 1950. *Rasgos generales de la morfología y la geología de la provincia de Buenos Aires*. LEMIT, Serie II (33): 72, La Plata.
- GRANT, G. M., 1971. *Carbón determination, en: Procedures in Sedimentary Petrology*. Robert Carver Ed., Willey Interscience, Willey & Son Inc., 25: 573-576, New York, London-Sidney-Toronto.
- GRIM, 1962. *Applied Clay Mineralogy*. Mc Graw A., Hill Book Company. 422, New York-Toronto-London.
- GROEBER, P., 1961. *Contribución al conocimiento geológico del Delta del Paraná y alrededores*. CIC, An., II: II-45, La Plata.
- MINISTERIO DE OBRAS PUBLICAS, 1950. *Planimetría de ubicación de perforaciones en el Río de La Plata y descripciones*. Planos N° 5770 ED1 1368 - 5522 - 5772, (inéd.), Buenos Aires.
- PARKER, G., 1980. *Estratigrafía y evolución morfológica durante el Holoceno en Punta Médanos (Planicie Costera y Platarforma interior), provincia de Buenos Aires*. Simposio sobre problemas geológicos del Litoral Atlántico Bonaerense. CIC, Res., 205-224, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1985. *El subsuelo del Río de La Plata (Recopilación de perforaciones)*. SHIN, Inf. Téc. N° 36/85: 16, Buenos Aires.
- SCHUBEL, J. R., 1974. *Gas bubbles and the acoustically impenetrable or turbid character of some estuarine sediments*. Chesapeake Bay Institute, The Johns Hopkins University. Contr. N° 188: 275-298, Baltimore.
- SPRECHMANN, P., 1978. *The paleoecology and paleogeography of the uruguayan coastal area during Neogene and Quaternary*. Rev. Zitteliana, 4: 3-72, München.
- URIEN, C., 1967. *Los sedimentos modernos del Río de la Plata exterior*. Bol. Serv. Hidrograf. Nav., IV, 3: 113-213, Buenos Aires.
- YEPES, J. A., 1982. *Apantallamientos acústicos en la Ría de Muros y Noya y en el margen continental de Cádiz*. Bol. Inst. Español de Oceanografía, VII, 341: 127-149, Madrid.

Recibido: 9 de mayo, 1988

Aceptado: 11 de noviembre, 1989

G. PARKER

M. PATERLINI

Investigadores Científicos DIGIP-SHIN  
Servicio de Hidrografía Naval

## LA FAJA DE CORRIMIENTOS RIO TURBIO - LA LEONA Y ESTRUCTURAS MENORES ASOCIADAS. VALLE DEL RIO LA LEONA, SANTA CRUZ

Armando C. Massabie

**RESUMEN:** La faja de corrimientos río Turbio - La Leona constituye un rasgo morfoestructural destacado en el sector central del valle del río La Leona, el cual se expresa en una faja de rumbo noroeste de aproximadamente 12 km de longitud y poco más de 3 km de ancho, desarrollada entre el codo río Matas Negras - Turbio y el río La Leona. Dentro de ella se han originado sistemas de sobrecorrimientos de vergencia noreste, de disposición longitudinal y oblicua con respecto a sus límites regionales, que determinan la repetición de las formaciones Alta Vista, Anita (Miembro La Asunción) y Cerro Fortaleza pertenecientes al Cretácico superior.

El desarrollo de la faja de corrimientos río Turbio - La Leona se atribuye a la fase Larámica hasta Magallánica tardía, ya que queda acotado entre la edad mínima de las formaciones cretácicas afectadas (Maastrichtiano) y la del Filón El Turbio (Mioceno) de intrusión tardía a postectónica.

En las distintas escamas de areniscas del Miembro La Asunción (Formación Anita) se han generado sistemas de venas de cizalla, que expresan por medio de estructuras menores, una deformación continua coherente asociada al desarrollo de los sobrecorrimientos en la faja.

La faja de corrimientos río Turbio - La Leona ejemplifica un mecanismo de deformación no reconocido hasta el presente en la comarca del valle del río La Leona de la provincia de Santa Cruz, correspondiente a la zona de transición entre la región cordillerana y la meseta patagónica.

Sobre la base de las distintas estructuras analizadas y el marco tectónico regional, se infiere la existencia de un control de la faja de corrimientos, por una discontinuidad cortical subyacente, el cual se expresa en una deformación de tipo transpresiva que determina una zona de cizallamiento horizontal levógira, con desarrollo de sobrecorrimientos en la cubierta integrada por las sedimentitas neocretácicas. Esta deformación respondería a la acción de un campo tensional compresivo, cuyo esfuerzo principal máximo  $\sigma_1$ , subhorizontal, se orientaba en una posición este a este-noreste.

**ABSTRACT:** The Turbio - La Leona River thrust belt is an important morphostructural feature of about 12 km long and 3 km wide, located in the central part of La Leona River Valley with NW orientation, extending between the Matas Negras - Turbio angle, up to La Leona River. A thrust system of NE vergence originated into the belt is longitudinal and oblique to its boundaries and determines the imbrication of Upper Cretaceous age Alta Vista, Anita (La Asuncion Member) and Cerro Fortaleza Formations.

It is assigned to the Laramie-Late Magellan Orogenies the Turbio - La Leona River thrust belt, formed between an upper age limit (Maastrichtian) of the thrust Cretaceous formations and a lower one, set up by the syntectonic to postectonic Miocene age intrusion of the El Turbio Formation.

Minor structures of a shear vein system are present in the different La Asuncion Member sandstones horses as consequence of a continuous coherent deformation associated to the thrusting.

The Turbio - La Leona River thrust belt shows a deformation mechanism which has not been recognized up to present in the La Leona River Valley of Santa Cruz, located in the transition zone of the Cordillera to the Patagonia table land.

A crustal subsurface discontinuity which controls the thrust belt is inferred, based upon the different studied structures and also on the regional framework. It has produced a transpressive type deformation expressed by an horizontal sinistral shear zone, with a late Cretaceous sedimentary cover thrusting. This deformation would be a consequence of a compressive field with a  $\sigma_1$  E to ENE subhorizontal maximum principal stress action.

### INTRODUCCION

La región del valle del río La Leona de la provincia de Santa Cruz se localiza entre los lagos Viedma hacia el norte y Argentino hacia el sur, vinculados sus extremos orientales por el río La Leona de aproximadamente 50 km de longitud.

El conocimiento de la comarca desde el punto de vista geológico, se ha centrado especialmente en la composición geológica general, con mayor énfasis en el conocimiento stratigráfico y faciológico de las unidades cretácicas superiores aflorantes. No ha recibido pareja atención la estructura tectónica que ofrece rasgos singulares de significativo interés académico y práctico.

Entre los antecedentes que han incluido parcial o totalmente la región del valle del río La Leona en sus relevamientos, se encuentran los informes y publicaciones de Turic (1967, 1968), Furque (1973), Nullo *et al.* (1981), Oviedo (1982), Arbe y Hechem (1984) y IATASA-ESIN (1987).

Por medio de este trabajo se pone de relieve la existencia de la faja de corrimientos Río Turbio - La Leona, su localización geográfica y geológica, junto con la caracterización de sus rasgos estructurales y tectónicos principales. Se presenta además el análisis de fallas menores y microfallas (venas de cizalla), desarrolladas en una de las formaciones implicadas por la estructura regional, el cual complementa la vinculación de las distintas macroestructuras de corrimientos asociados a la faja.

## GEOLOGIA REGIONAL

La comarca estudiada queda incluida en la región Cordillera Patagónica Austral tratada por Ricciardi y Roller (1980).

El valle del río La Leona tiene su desarrollo sobre formaciones del Cretácico superior, correspondientes a un sector de borde de la Cuenca Magallánica, flanqueada hacia el oeste por las formaciones jurásico-cretácicas de la Cordillera Patagónica y hacia el este por formaciones sedimentarias y magmáticas cenozoicas, desarrolladas sobre porciones centrales más profundas de la Cuenca Magallánica.

La composición geológica está dominada en gran medida por las unidades neocretácicas redefinidas por Arbe y Hechem (1984) para la región del lago Argentino y valle del río La Leona a saber:

Formación Chorillo/Calafate - Maastrichtiano  
Formación Anita/Cerro Fortaleza - Campaniano-Maastrichtiano  
Formación Alta Vista - Campaniano

Las formaciones Chorillo y Calafate no han sido implicadas por las estructuras que aquí se tratan por diferentes motivos. De acuerdo con el criterio sustentado por Arbe y Hechem (*op. cit.*), la Formación Chorillo que suprayace estratigráficamente al conjunto integrado por las formaciones Anita y Cerro Fortaleza, no está representada en la región del valle del río La Leona. Sus afloramientos más cercanos se hallan al sur y suroeste de la localidad de El Calafate, al sur del Lago Argentino. Por otra parte la Formación Calafate, que culmina la sucesión de unidades del Cretácico superior, ha sido reconocida en ambos laterales del valle del río La Leona, coronando los cerros mesetiformes de flancos escarpados, a cotas relativamente elevadas, lejos de

los sectores afectados por las estructuras tectónicas consideradas.

La Formación Alta Vista es la unidad inferior reconocida. Ahora por razones tectónicas en varias exposiciones saltuarias localizadas sobre la margen derecha del río La Leona, al sur de la desembocadura del río Turbio. En los afloramientos ubicados al sur del lago Argentino, ha sido dividida en dos miembros con un espesor total de 650 m (Arbe y Hechem, *op. cit.*). La composición litológica del miembro superior, expuesto en el valle del río La Leona, está dada por pelitas laminadas fosilíferas con alternancia de arcilitas y limolitas de color negro grisáceo, gris y menores intercalaciones de bancos de espesor decimétrico de areniscas finas gris verdoso.

Por encima se dispone la Formación Anita, cuyos afloramientos se ubican a lo largo del cauce del río La Leona, en forma discontinua. Esta unidad ha sido dividida en cuatro miembros (Arbe y Hechem, *op. cit.*) predominantemente integrados por areniscas y escasos conglomerados finos de coloración amarillenta característica, de los cuales en el valle del río La Leona se halla representado el Miembro La Asunción, de hasta 25 m de espesor aflorante, sobre ambas márgenes del cauce y a cotas superiores, por razones tectónicas, sobre la margen derecha del río Turbio, donde controla cuevas homoclinales por su mayor competencia relativa a la erosión.

La Formación Cerro Fortaleza es la unidad más extensamente representada en el valle del río La Leona, donde constituye ambos flancos y sobre la cual circulan en varios tramos las aguas permanentes y transitorias de los ríos La Leona y Turbio, respectivamente. A estar con Arbe y Hechem (1984) la Formación Cerro Fortaleza reemplaza lateralmente, en forma parcial, a la Formación Anita, de tal manera que en la comarca del valle del río La Leona se verifica hacia el norte y este la transición de las facies areniscosas de Anita, a las pelitas y areniscas estratificadas en paquetes de aproximadamente 5 a 10 m de potencia de Cerro Fortaleza, que le confieren el característico bandeo subhorizontal de colores grises oscuros y grises claros hasta amarillentos y castaño rojizos.

Con excepción de las formaciones sedimentarias terciarias que se disponen fuera de la región de estudio, hacia el este y sureste, se han reconocido en la comarca rocas magmáticas diabásicas atribuibles a esa edad, las cuales constituyen un dique que alcanza espesores superiores a 30 m y tiende a adelgazarse hacia el oeste, denominado Filón El Turbio. Esta unidad eruptiva atraviesa con una traza semicircular el valle del río La Leona a la latitud del río Turbio con un rumbo general este e inclinándose hacia el sur. El afloramiento más occidental reconoci-



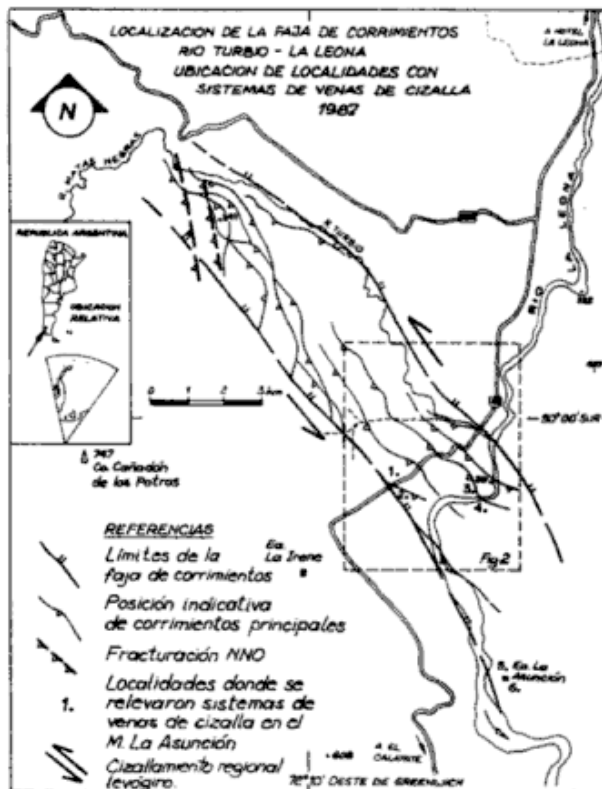


Figura 1: Localización de la faja de corrimientos río Turbio-La Leona. Ubicación de localidades con sistemas de venas de cizalla.

do de rocas diabásicas atribuibles a esta formación, se halla localizado aproximadamente a 3 km al oeste de la desembocadura del río Turbio (figura 1), donde intruye en forma suavemente discordante a las sedimentitas de la Formación Alta Vista. Allí constituye filones de uno o dos metros de espesor, no representados en el plano por razones de escala.

En el valle del río La Leona se han acumulado sedimentos de origen glaciar, glacialacustre, glaci-fluvial y fluvial, que en conjunto integran una cubierta potente, con espesores que superan los 100 m de till, arcillas limosas várnicas, gravas y arenas atribuibles al Pleistoceno. Los depósitos más modernos dentro del Cuaternario constituyen abanicos aluviales, derrubio, médanos y suelos desarrollados durante el Holoceno.

### MARCO TECTÓNICO

El valle del río La Leona se halla localizado en una región caracterizable como de estilo estructural tabular, definido por la ausencia o el carácter local de pliegues y el papel preponderante de fallas y fracturas. Corresponde a una estructura típica de tectónica de cobertura, discordante con respecto a

la que exhibe el basamento premesozoico que se halla expuesto al oeste, en el sector axial de la Cordillera Patagónica.

En términos generales la estructura de la secuencia cretácica superior y terciaria se integra en un homoclinal de suave inclinación hacia el este-sureste, interrumpido por fallas inversas destacadas (Oviedo, 1982), las cuales han provocado la repetición y el arrastre local de las formaciones cretácicas en forma de pliegues suaves y asimétricos, principalmente en el flanco occidental del valle, a consecuencia de movimientos diastróficos acaecidos durante el Cenozoico.

Un rasgo estructural destacado en la región comprendida entre los lagos Viedma y Argentino correspondiente al flanco occidental del valle del río La Leona, es la existencia de dos fajas de lineamientos principales, de algo más de 3 km de ancho cada una y de rumbo noroeste que atraviesan la comarca, y otro de menor expresión morfoestructural, de poco más de un kilómetro de ancho y rumbo noreste, las cuales determinan un sector de intersección tectónica al oeste del río La Leona, al suroeste del cerro Pirámides.

Las principales fallas reconocidas coinciden con estos lineamientos en su localización o bien tienen rumbos similares a los de aquéllos. De modo tal que estos lineamientos constituyen, probablemente, sistemas de discontinuidades regionales regmáticas, activos desde épocas premesozoicas, que han condicionado la compartimentación regional en épocas más modernas, en un comportamiento similar a aquel señalado por Nullo *et al.* (1979), para la vertiente este del hielo continental patagónico.

### FAJA DE CORRIMIENTOS RÍO TURBIO - LA LEONA

En coincidencia con el sector de confluencia del río Turbio con el río La Leona, se produce la interrupción de la monotonía estructural general del valle del río La Leona. Hacia el este, principalmente sobre el flanco izquierdo del valle, van tomando altura los afloramientos del Filón El Turbio que determinan un resalto notorio en el paisaje en forma de cuesta transversal, cuya espalda tendida tiene pendiente hacia el sur.

A la misma latitud, pero sobre el flanco derecho del valle, cobra expresión morfoestructural superficial hacia el noroeste la faja de lineamientos principales identificable en el tramo medio del valle, a partir del curso del río La Leona hacia el oeste. Se expresa por medio de un límite sudoccidental recto, marcado por una serie de lomas y cerros homoclinales aislados, coronados por las areniscas amarillentas del Miembro La Asunción, que van cobrando altura hacia el noroeste. A partir del límite oc-

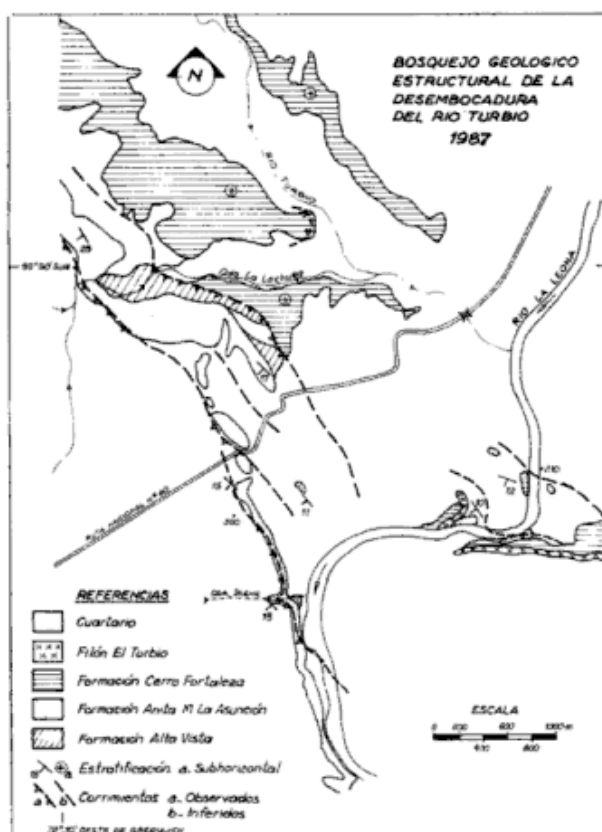


Figura 2: Bosquejo geológico-estructural de la desembocadura del río Turbio.

cidental, se desarrollan, en una faja de tres a cuatro kilómetros de ancho, una serie de lomas suaves escalonadas en forma descendente hacia el curso del río Turbio, de dirección general noroeste. Este último configura el límite noreste de la faja, entre el codo río Matas Negras - Turbio, al oeste, y el río La Leona al este, en un tramo de aproximadamente 12 km de longitud. En su extremo noroeste la faja se ve interrumpida por la interposición de otras fajas tectónicas similares principalmente de rumbo nor-noroeste y noreste al sur-suroeste del cerro Pirámides. Hacia el sur de la desembocadura del río Turbio, su continuidad se desdibuja parcialmente y tiende a una posición más próxima a la dirección norte, pero el cauce del río La Leona adopta una disposición general noroeste, en respuesta al control estructural ejercido por la faja de lineamientos en su tramo inferior (figura 1).

Dentro de esta faja, entre el codo río Matas Negras - Turbio y el río la Leona, se ha generado un sistema dominante de corrimientos cuya culminación se produce adosada al límite occidental, cerca de su extremo noroeste. El control estructural del

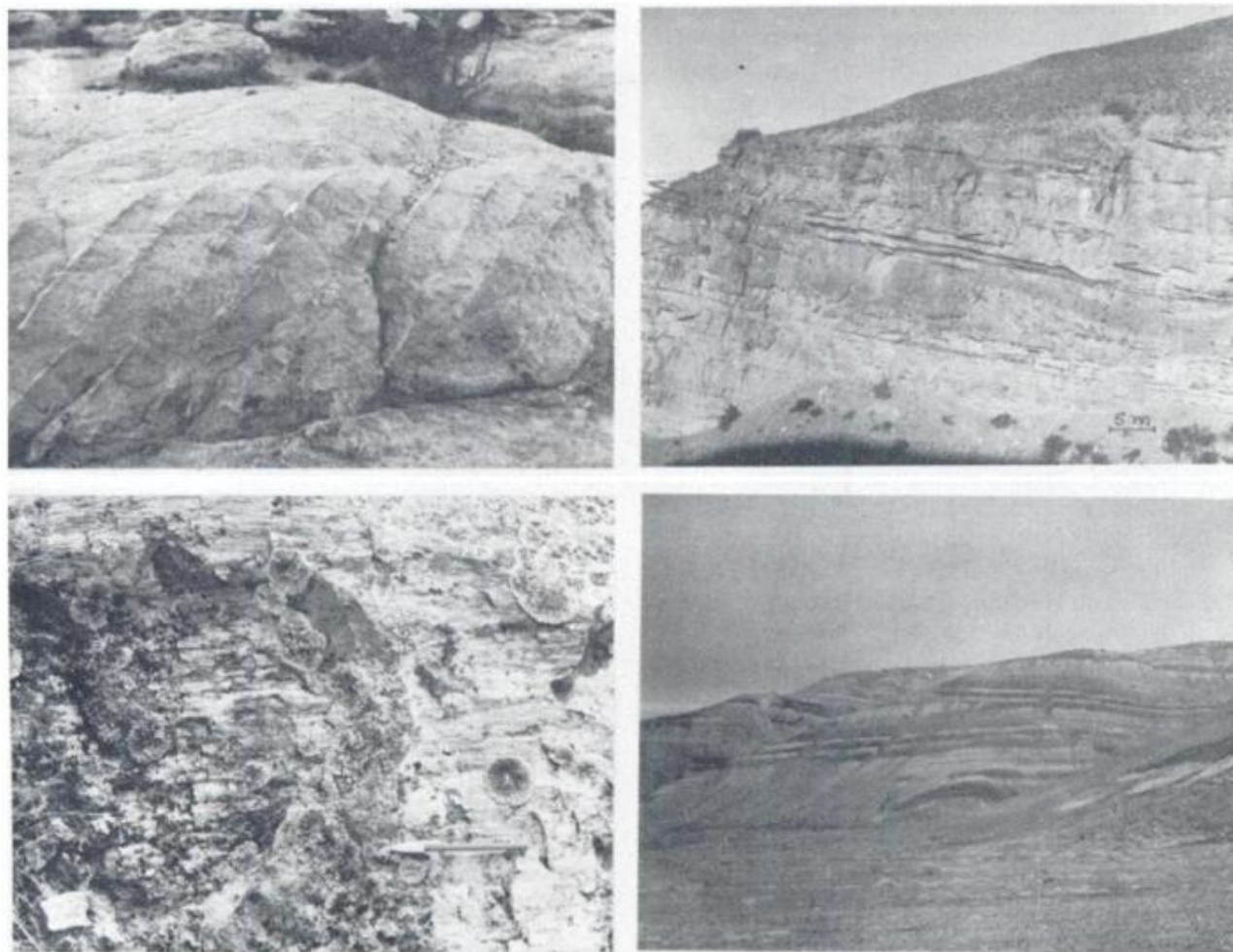
fallamiento se logra por medio de la cartografía del paquete de areniscas del Miembro La Asunción de la Formación Anita, excelente banco guía de litología y estructura distintiva, el cual adopta distintas posiciones dentro de la faja de corrimientos río Turbio - La Leona (figura 2 y Lámina I.1), interpuesto entre afloramientos de Cerro Fortaleza y Alta Vista, unidades también afectadas por corrimientos (figura 2 y Lámina I.2), hasta alcanzar una cota superior a 540 m en la culminación de la estructura.

Estas fallas tienen un rumbo general noroeste, de inclinación variable entre  $30^{\circ}$  y pocos grados hacia el suroeste, son de tipo inverso de bajo ángulo (corrimiento) con definida vergencia hacia el noreste, de tal manera que el bloque colgante se ubica al suroeste de la zona de falla y el bloque yacente queda al noreste de la misma. Geométricamente son caracterizables como corrimientos (*thrust*), de tal modo que experimentan variaciones de inclinación según sus superficies, en sectores empinados o rampas (*ramps*) de aproximadamente  $30^{\circ}$  de inclinación, con respecto a sectores planos (*flats*) de inclinaciones relativas prácticamente nulas.

Un perfil integrado de los afloramientos de las areniscas amarillentas del Miembro La Asunción expuestas inmediatamente al sur de la desembocadura del río Turbio en el río La Leona, entre la costa del río y la barranca de la margen derecha próxima a la ruta nacional N<sup>o</sup> 40, muestra las siguientes posiciones para el techo de las areniscas de este a oeste: 210 m sobre el río, 233 m a unos 600 m al suroeste y 325 en la barranca occidental, con un rechazo vertical de más de 100 m en una distancia horizontal de poco más de 2.200 m en dirección oeste-sudoeste, por la interposición de tres corrimientos principales, cuyos rumbos van girando de una dirección noroeste sobre el borde occidental, a otra oeste-noroeste hacia el límite oriental de la faja (figura 2).

Al norte y sur de la quebrada Irene, el corrimiento mapeado provoca la repetición del Miembro La Asunción (figura 2). En el faldeo sur de dicha quebrada se observa que el corrimiento se materializa en una falla paralela coincidente con un banco de pelitas negras de aspecto pizarreño, fuertemente cizalladas (Lámina I.1) que determinaron la localización de una superficie de bajo coeficiente de rozamiento interno en el macizo rocoso. La disposición de este sobrecorrimiento obtenida a partir de tres puntos pertenecientes a esa superficie es de  $R 323^{\circ}$ ,  $I 15^{\circ}$  suroeste, concordante con la posición de la estratificación (figura 2).

La quebrada La Lechuza corta dos corrimientos principales dentro del sector cartado (figura 2). El occidental provoca la repetición del Miembro La Asunción por una rampa de  $33^{\circ}$  de inclinación al suroeste, de rumbo coincidente con el de la estra-



**LAMINA I. 1:** Quebrada Irene, 3 km al suroeste de la desembocadura del río El Turbio en el río La Leona, sobre su margen derecha. Repetición de las areniscas del Miembro La Asunción por medio de falla paralela en la faja de corrimientos río Turbio - La Leona sobre su límite occidental. El banco oscuro intermedio corresponde a la posición de la zona de falla, compuesta por pelitas negras clivadas, intensamente cizalladas y replegadas. Se observa una escama menor de arenisca en la zona de falla y pliegues de arrastre en la base del bloque colgante. **2.** Margen derecha del río Turbio, 9 km al noroeste de la desembocadura del río Turbio. Repetición de las pelitas y areniscas bandeadas de la Formación Cerro Fortaleza por medio de falla inversa de bajo ángulo en la faja de corrimientos río Turbio - La Leona, sobre su límite oriental. **3.** Margen derecha del río La Leona, 1,5 km al suroeste de la desembocadura del río Turbio. Juego de venas de cizalla carbonáticas desarrolladas en la porción superior de las areniscas del Miembro La Asunción, dentro de la faja de corrimientos río Turbio - La Leona. **4.** Estancia La Asunción, margen izquierda del río La Leona. Superficie correspondiente a una vena de cizalla en las areniscas del Miembro La Asunción, en la porción sur de la faja de corrimientos río Turbio - La Leona. Se observa la cristalización sincinemática de láminas escalonadas de cristales de hábito fibroso. La superficie de roca expuesta se movió de izquierda a derecha con relación al observador.

tificación (noroeste). Aguas abajo se localiza el corrimiento oriental que provoca la sobreposición de Alta Vista a Cerro Fortaleza. En el bloque colgante, expuesto en el faldeo sur de la quebrada, se desarrolla una zona de aproximadamente 15 m de espesor aflorante, integrada por bancos dislocados de Alta Vista.

Un pequeño afloramiento aislado de esta zona de falla ubicado en el fondo de la quebrada, perteneciente a la Formación Alta Vista, presenta desarrollo de mesopliegues de marcada vergencia noreste y escamas de estratos de areniscas más rígidos, en una base de estratos pelíticos clivados, con relaciones de tipo s/c en bandas que indican (Cobbold *et*

*al.*, 1987, 1989), en sección vertical, un sentido de cizallamiento de sobrecorrimiento hacia el noreste.

#### RELACIONES ESPACIALES Y EDAD DEL SISTEMA DE CORRIMIENTOS

El sistema de corrimientos de la faja río Turbio - La Leona afecta a las formaciones del Cretácico Superior, Alta Vista, Anita (Miembro La Asunción) y Cerro Fortaleza que representan el lapso Campaniano - Maastrichtiano. Si bien las trazas expuestas de varios de los corrimientos reconocidos se hallan cubiertas por depósitos cuaternarios glaciares, glacialacustres y fluviales, éstos no presentan evidencias

de afectación tectónica por parte de aquéllos. De modo tal que el lapso de actividad queda, en principio, acotado como post Maastrichtiano y pre Pleistoceno (figura 2).

Al considerar las relaciones de los afloramientos del Filón El Turbio con la faja de corrimientos en general y el sistema de corrimientos desarrollados en particular, se aprecia la continuidad, si bien con inflexiones, de esta unidad a través del límite oriental de la faja y dentro de ésta, en sectores donde el Miembro La Asunción experimenta repeticiones y resaltos tectónicos manifiestos. Esto permite considerar al Filón El Turbio de intrusión tardía a postectónica, con relación al fallamiento que ofrece la faja de corrimientos en su conjunto.

Sobre la base de la síntesis realizada por Riccardi y Rollerí (1980), se atribuye a éstas y otras magmatitas basáltico filonianas con afinidades alcalinas presentes en la región una edad Eoceno - Oligoceno. No obstante Oviedo (1982) comunica dataciones K/Ar sobre roca total de  $12 \pm 3$  Ma y  $18 \pm 2$  Ma para muestras pertenecientes a esta unidad eruptiva. Considerada en conjunto la información disponible y habida cuenta de la intrusividad reiterada comprobada en las exposiciones reconocidas del Filón El Turbio, se atribuye a la acción de la fase Larámica hasta culminar con la Fase Magallánica Tardía el efecto de una reactivación del basamento premesozoico en la comarca del valle La Leona, con la consecuente deformación compresiva de la cubierta mesozoica local, donde se desarrolló, entre otras estructuras, la faja de corrimientos río Turbio - La Leona. Ramos (1989) restringe entre 18 y 8 Ma el desarrollo de la estructura final andina pedemontana para el sector norte de la Cuenca Magallánica.

### SISTEMAS DE VENAS DE CIZALLA

En las areniscas del Miembro La Asunción de la Formación Anita implicadas en la faja de corrimientos, se han desarrollado en forma sistemática y característica, juegos de venas y venillas rellenas principalmente por calcita blanquecina fibrosa de cristalización sincinemática en espejo de fricción.

Estas microzonas de cizallamiento se localizan en la porción superior de los bancos aflorantes (escamas) de las areniscas del Miembro La Asunción, implicados en la faja de corrimientos. Se trata de areniscas gruesas cuarzo-líticas, con laminación entrecruzada planar a escala grande a veces difusa.

En todos los afloramientos de escamas del Miembro La Asunción en la faja de corrimientos río Turbio - La Leona, se ha desarrollado un banco castaño oscuro coronante, fuertemente cementado de 0,50 a 2 m de espesor, brechado y visiblemente cizallado, con múltiples espejos de fricción

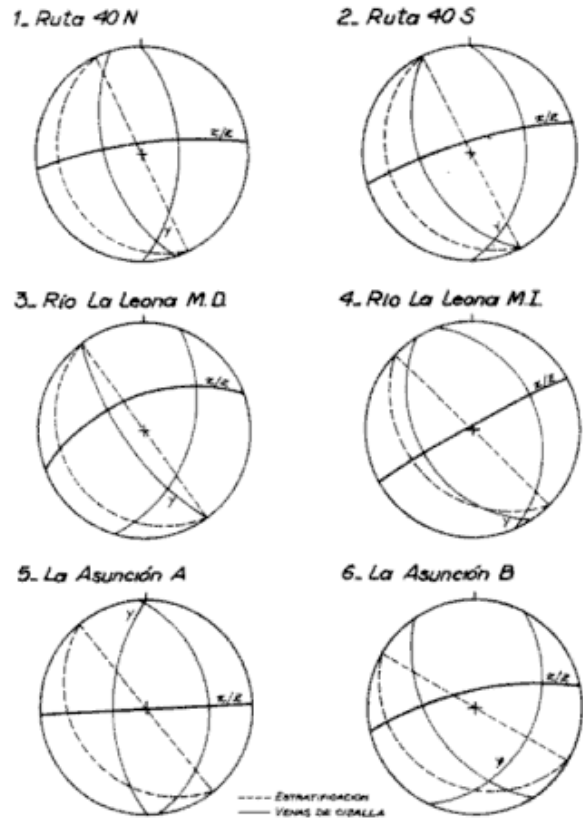


Figura 3: Disposición de sistemas de venas de cizalla y de la estratificación; x/z: plano principal del elipsoide de deformación finita; y: eje intermedio.

de recristalización sincinemática, por debajo de los cuales se disponen los sistemas de venas de cizalla (Ramsay y Huber, 1983) integrados por venillas entrelazadas en parte, o bien paralelas, rellenas comúnmente por carbonato de crecimiento en fibras (Lámina I.4).

Geométricamente se disponen en dos o tres juegos de diaclasas sistemáticas rellenas de 1 a 10 mm de espesor medio, un metro a decímetros de longitud según el rumbo, algo contorsionadas, con bifurcaciones y localmente en disposición escalonada (*en échelon*) (Lámina I.3).

Se obtuvo información estadística de estas estructuras de varios afloramientos ubicados al sur de la desembocadura del río Turbio y en la Ea. La Asunción, la cual se analizó en diagramas estereográficos donde se establecen las posiciones del plano principal xz del elipsoide local de deformación finita, deducibles a partir de los sistemas de venas de cizalla (figura 3). En la mayoría de los casos éstas corresponden a fallas menores de tipo inverso o bien transcurrentes, en función de la disposición de las estrías, fibras de recristalización carbonática y escalonamientos en las superficies expuestas de las venas de cizalla.

La información se obtuvo en seis localidades indicadas en el plano de ubicación general (figura 1), correspondientes a otros tantos afloramientos del Miembro La Asunción. En los diagramas (figura 3),

vinculados por medio de números correlativos con la ubicación en el plano, se ha representado la posición de la estratificación local y la disposición media de los juegos de venas de cizalla, los cuales se obtuvieron a partir de la posición media estadística de  $n$  puntos o bien ponderada de los juegos de venas dominantes. Se advierte en todos los casos relevados la existencia de un sistema de venas de cizalla integrado por dos juegos, cuya intersección buza hacia el sur-suroeste, con excepción de la localidad Ea. La Asunción A, donde la intersección es subhorizontal.

## DISCUSION

En los capítulos anteriores se han aportado evidencias sobre las particularidades de la deformación que han sufrido las formaciones rocosas neocretácicas afectadas por la faja de corrimientos río Turbio - La Leona. Se ha considerado útil su tratamiento a diferentes escalas (corrimientos y venas de cizalla), lo cual brinda un cuadro estructural integrado que favorece un mejor sustento a la interpretación tectónica.

A partir de la información evaluada en los diagramas estereográficos se destacan dos aspectos estructurales de integración. Por una parte, la posición local de la estratificación de rumbo  $330^{\circ}$  -  $300^{\circ}/14-17^{\circ}$  suroeste es persistente en las distintas localidades analizadas. El otro aspecto de integración tectónica son las posiciones de los planos principales de deformación finita locales  $xz$ , deducibles a partir de los sistemas de venas de cizalla representados, de rumbo estenoreste o prácticamente este en Ea. La Asunción A (figura 3). Ambos elementos estructurales son característicos de las areniscas del Miembro La Asunción, dentro de la faja de corrimientos, e implican una respuesta deformativa a diferentes escalas de afloramiento en una zona de cizallamiento de extensión regional. Sobre esta base, la deformación producida en la cubierta de las sedimentitas cretácicas respondería a la acción de un campo tensional compresivo cuyo esfuerzo principal máximo  $\sigma_1$  subhorizontal se orientaba en una posición variable este a estenoreste.

Considerados en su conjunto los sobrecorrimientos desarrollados dentro de la faja podrían explicarse como un sistema de corrimientos conformado en una estructura de tipo *duplex* (Boyer y Elliott, 1982), parcialmente eliminada por exaración glaciaria. Pero la faja tiene, desde un punto de vista regional, una expresión morfoestructural esencialmente lineal, integrable a una traza de mayor longitud, la cual se extiende hacia el sureste y noroeste fuera de la comarca estudiada. Estas características llevan a asociar los corrimientos generados, en el marco de un estilo deformativo compresivo

(Harding y Lowell, 1979), a un cizallamiento horizontal controlado por una discontinuidad vertical subyacente (figura 1). Coira *et al.* (1975), destacan para la región del Macizo Norpatagónico la importancia de los sistemas transeurrentes noroeste y nor-noroeste en la tectónica del basamento de esa comarca.

Desde un punto de vista tectónico se interpreta que la faja de corrimientos río Turbio - La Leona, desarrollada durante el intervalo Eoceno - Mioceno medio en el cual alcanzó su expresión morfoestructural actual, ha sido, sin embargo, controlada por una discontinuidad cortical preexistente correspondiente probablemente a una antigua falla directa de rumbo noroeste a nor-noroeste (Biddle *et al.*, 1986). Sobre la base de la información disponible, la generación de la faja de corrimiento se asimila a un modelo de deformación transpresiva que habría determinado el desarrollo de una zona de cizallamiento horizontal de sentido levógiro, con la consecuente formación de sobrecorrimientos de vergencia noreste en la cubierta o epidermis, correspondiente a las sedimentitas neocretácicas.

## CONCLUSIONES

Se señala la existencia de la faja de corrimientos río Turbio - La Leona desarrollada entre el codo río Matas Negras - Turbio y el río La Leona de más de 12 km de longitud expuesta y un ancho de 3 - 4 kilómetros.

Los corrimientos afectan a las formaciones Alta Vista, Anita (Miembro La Asunción) y Cerro Fortaleza del Cretácico superior.

Por sus relaciones espaciales con los corrimientos, el Filón El Turbio de intrusión tardía a postectónica, acota la edad mínima del fallamiento al Mioceno.

El sistema de corrimientos desarrollado tiene vergencia noreste y provoca la repetición del Miembro La Asunción, cuya posición altimétrica relativa varía entre cotas 210 sobre el río La Leona y 540 en la culminación de la estructura en la margen derecha del río Turbio.

En el techo de las distintas escamas del Miembro La Asunción, localizadas en la faja de corrimientos, se ha desarrollado un sistema de venas de cizalla rellenas principalmente por carbonato.

La asociación y vinculación tectónica de estas estructuras menores, con la estructura regional, se realiza a través del análisis de diagramas este-

reográficos, correspondientes a localidades representativas.

A partir del análisis de las diferentes estructuras reconocidas, se deduce la acción de un campo tensional compresivo regional a consecuencia de la Fase Larámica-Magallánica tardía, cuyo esfuerzo principal máximo  $\sigma_1$  subhorizontal tuvo una orientación este a estenoreste.

La deformación, controlada por una discontinuidad regmática, se adapta a un modelo de tipo transpresivo que determina una zona de cizalla horizontal levógira con desarrollo de corrimientos de vergencia noreste en la cubierta neocretácica.

La faja de corrimientos río Turbio - La Leona ejemplifica la acción de un mecanismo deformativo de importancia sustantiva para la interpretación tectónica del valle del río La Leona de localización crítica en el sector de transición estructural entre la región cordillerana y la meseta patagónica.

#### AGRADECIMIENTOS

Se agradece a la empresa IATASA por la colaboración brindada para la realización de este trabajo. Se desea agradecer especialmente a los doctores A. Amos, R. Caminos y a un evaluador anónimo por la lectura y comentarios sobre el trabajo.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ARBE, H. y J. HECHER, 1984. *Estratigrafía y facies de depósitos continentales, litorales y marinos del Cretácico superior, Lago Argentino, provincia de Santa Cruz*. IX Cong. Geol. Arg., Actas, VII: 124-158.
- BIDDLE, K., M. ULIANA, R. MITCHUM Jr., M. FITZGERALD y R. WRIGHT, 1986. *The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, southern South America*. Spec. Publs. int. Ass. Sediment., 8: 41-61.
- BOYER, E. y D. ELLIOT, 1982. *Thrust Systems*. Am. Ass. Pet. Geol., Bull. 66 (IX): 1196-1230.
- COBBOLD, P., A. MASSABIE y E. ROSSELLO, 1987. *Hercynian Wrenching and thrusting in the Sierras Australes Foldbelt, Argentina*. Hercynica, II (2): 135-148.
- \_\_\_\_\_, 1989. *Importancia del cizallamiento dúctil en la evolución geotectónica de las Sierras Australes de Buenos Aires*. Iº Jorn. Geol. Bonarienses, Actas, 1047-1054.
- COIRA, B., F. NULLO, C. PROSERPIO y V. RAMOS, 1975. *Tectónica del basamento de la región occidental del Macizo Norpatagónico (provincias de Río Negro y Chubut), República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXX (4): 361-383.
- FURQUE, G., 1973. *Descripción geológica de la Hoja 58b: Lago Argentino*. Serv. Nac. Min. Geol., Bol. 140: 1-49.
- HARDING, T. y J. LOWELL, 1979. *Structural Styles, Their Plate - Tectonic Habitats, and Hydrocarbon Traps in Petroleum Provinces*. Am. Ass. Pet. Geol., Bull. 65, (7): 1016-1958.
- IATASA-ESIN S.A., 1978. *Estudio de Factibilidad del Aprovechamiento Hidroeléctrico del Río La Leona*. Agua y Energía Eléctrica, Inf. Inéd., Buenos Aires.
- NULLO, F., C. PROSERPIO y G. BIASCO, 1981. *El Cretácico de la Cuenca Austral entre el Lago San Martín y Río Turbio*. En Cuenca Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur. 1: 455-470.
- \_\_\_\_\_, C. PROSERPIO y V. RAMOS, 1979. *Estratigrafía y tectónica de la vertiente este del Hielo Continental Patagónico, Argentina - Chile*. VII Congr. Geol. Arg., Actas I: 455-470.
- OVIDO, E., 1982. *Geología del valle del río La Leona, provincia de Santa Cruz*. Trabajo Final de Licenciatura. Inédito. FCEyN, UBA.
- RAMOS, V., 1989. *Andean Foothills Structures in Northern Magallanes Basin, Argentina*. Am. Assoc. Pet. Geol., Bull. 73 (7): 887-903.
- RAMSAY, Y y M. HUBER, 1983. *The Techniques of Modern Structural Geology, 1: Strain Analysis*. Academic Press, Inc.
- RICCARDI, A., y E. ROLLERI, 1980. *Cordillera Patagónica Austral*. II Simp. Geol. Reg., Actas II: 1173-1306.
- TURIC, M., 1967. *Relevamiento geológico del Valle del Río La Leona, provincia de Santa Cruz*. Y.P.F., Inf. inédito.
- \_\_\_\_\_, 1968. *Geología de la provincia de Santa Cruz entre los lagos Viedma y Argentino*. Y.P.F., Inf. inédito.

Recibido: 13 de mayo, 1988

Aceptado: 17 de octubre, 1989

ARMANDO C. MASSABIE

Universidad de Buenos Aires  
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales  
Departamento de Ciencias Geológicas

## ESTRATIGRAFIA Y ARGILOFACIES DEL CRETACICO SUPERIOR Y Terciario inferior en la Cuenca Austral Argentina

Marcelo J. Manassero, Adrián M. Iníguez Rodríguez y Oscar O. Decastelli

**RESUMEN:** Dos argilofacies diferentes han sido reconocidas en los sedimentos cretácicos superiores y terciarios inferiores de la Cuenca Austral Argentina. Una rica en esmectitas y clinoptilolita, asociada a los detritos provenientes de un arco magmático que se ubicaba al oeste para las Formaciones Calafate, Río Leona, Centinela, Cerro Cazador, Cerro Dorotea, Río Turbio, Río Guillermo y Arroyo Oro; y otra rica en illita y caolinita asociada a los detritos provenientes de áreas cratónicas ubicadas hacia el norte, para la Formación La Anita.

Se propone también en este estudio, un diagrama triangular preliminar para la clasificación de rocas generadoras de arcillas.

**ABSTRACT:** Two different clay facies have been detected in the Upper Cretaceous and Lower Tertiary sediments of the Austral Basin (Argentina); a smectite-clinoptilolite rich clay facies associated with the detritus coming from a magmatic arc located to the west for the Calafate, Río Leona, Centinela, Cerro Cazador, Cerro Dorotea, Río Turbio, Río Guillermo and Arroyo Oro formations; and an illite-kaolinite rich clay facies associated with the detritus coming from cratonic areas in the north for the La Anita Formation.

A preliminary ternary diagram for the classification of clay source rocks is also proposed in this study.

### INTRODUCCION

La Cuenca Austral o de Magallanes comprende a gran parte del extremo austral de la Patagonia, entre los paralelos 47° y 55° de latitud sur. Posee una potente secuencia silicoelástica de edad cretácica superior y terciaria inferior que aflora en el área occidental de la cuenca, con capas de rumbo norte-sur que buzan hacia el este con un promedio de 14°, mostrando escasa disturbación tectónica.

En este trabajo se estudian los sedimentos pelíticos intercalados en esta secuencia, aflorantes en la provincia de Santa Cruz, en el área comprendida entre el lago Argentino al norte y la localidad de Río Turbio al sur (figura 1).

La variación composicional en tiempo y espacio de estas pelitas resulta de interés, ya que complementa la información suministrada por la petrografía de areniscas y permite realizar inferencias acerca de la evolución tectosedimentaria, paleogeografía y caracterización de las áreas de aporte de la cuenca. El presente trabajo se enmarca entonces, dentro de un estudio composicional regional de la secuencia cretácica superior y terciaria inferior de la Cuenca Austral (Manassero y Macellari, 1987; Manassero, 1987, 1988; Macellari *et al.*, 1989).

### ESTRATIGRAFIA

La secuencia cretácico-terciaria aflora a lo largo del margen occidental de la cuenca, paralela a

los principales lineamientos cordilleranos. La secuencia cretácica superior muestra un marcado cambio desde las turbiditas campanianas (formaciones Cerro Toro, Alta Vista y Tres Pasos) hasta las facies de arenas someras y deltaicas del Maastrichtiano ubicadas hacia el este (formaciones La Anita, Chorrillo, Calafate, Cerro Cazador y Cerro Dorotea). La secuencia terciaria inferior (formaciones Río Leona, Centinela, Río Turbio, Río Guillermo y Arroyo Oro) muestra una progresiva continentalización hacia los términos más jóvenes con episodios marinos intercalados. En este trabajo se estudian estas facies marinas someras y continentales de la región comprendida entre el lago Argentino y la localidad de Río Turbio (figura 1) donde se encuentran muy bien expuestas y accesibles al reconocimiento de superficie.

En el cuadro I se presenta una correlación tentativa de estas unidades puesto que no contamos con todos los elementos bio-estratigráficos y geocronológicos necesarios para una correlación más ajustada.

### DESCRIPCION DE LAS UNIDADES FORMACIONALES ESTUDIADAS

#### Area del lago Argentino

A partir de los trabajos iniciales de Feruglio (1938, 1944, 1949) se han publicado varios estudios que subdividieron a la secuencia cretácica-terciaria.



Figura 1: Mapa de ubicación de los perfiles estudiados en la región comprendida entre el lago Argentino y la localidad de Río Turbio (provincia de Santa Cruz).

Si bien no existe un acuerdo total acerca de los límites de estas unidades, las diferencias son debidas principalmente a una distinta interpretación de las facies.

**Formación La Anita.** Esta unidad se compone de areniscas finas a gruesas de colores blanquecinos a grises con intercalaciones de pelitas y lentes de conglomerados, está bien representada en el sector sur del lago Argentino, en la estancia La Anita; hacia el este, en el Cerro Calafate, sólo aflora la parte superior de esta unidad. En dicha estancia, alcanza a 480 m de espesor y suprayace a las turbiditas de la Formación Alta Vista. Está cubierta en concordancia por la Formación Chorrillo.

En estos afloramientos, los miembros Cachorro y La Irene de esta formación se encuentran muy bien representados. El Miembro Cachorro con 380 m de espesor, se compone de areniscas macizas y entrecruzadas que forman cuerpos lenticulares y que presentan abundantes trazas fósiles y restos plantíferos, estos cuerpos que se interpretan como barras distributarias en un típico ambiente deltaico se intercalan con depósitos mas finos de bahías asociadas.

El Miembro La Irene comprende 100 m de espesor que incluyen a conglomerados macizos y areniscas entrecruzadas dispuestos en ciclos granodecipientes con base erosiva y con estructuras de corte y relleno típicas de un ambiente fluvial. La composición modal de los conglomerados (N=100) muestra una predominancia (45 %) de clastos provenientes de rocas volcánicas ácidas. El tamaño medio de 7 cm sugiere una relativa proximidad de las áreas de aporte y una reactivación de las mismas con efusiones piroclásticas ya que hacia el techo de esta unidad hay intercalaciones tobáceas.

Hacia el sur la Formación La Anita se correlaciona con la Formación Cerro Cazador.

**Formación Chorrillo.** Esta unidad suprayace a la Formación La Anita en el sector sur del lago Argentino y comprende 200 m de pelitas continentales con intercalaciones de areniscas y lentes de conglomerados.

La Formación Chorrillo se acuña hacia el este, y en el cerro Calafate está representada sólo por 50 m pobremente expuestos (Arbe y Hechem, 1984). Esta unidad que se correlaciona con el techo de la Formación Cerro Cazador no se incluye en este estudio.

**Formación Calafate.** Su sección tipo aflora en el sector sur del lago Argentino y comprende 290 m de areniscas grises y verdosas con intercalaciones de pelitas y lentes conglomerádicas. Las areniscas presentan estratificación entrecruzada y hacia el techo de la unidad, horizontes de coquinas con una abundante fauna de pelecípodos, gasterópodos y braquiópodos.

Cuadro 1: Cuadro estratigráfico del Cretácico superior y Terciario inferior de la Cuenca Austral Argentina.

EDAD		LAGO ARGENTINO	RIO TURBIO	SUBSUELO
TERCIARIO	Mioceno	FM SANTA CRUZ	FM SANTA CRUZ	FM SANTA CRUZ
		FM CENTINELA	FM ARROYO ORO	MAGALLANES SUPERIOR
	Eoceno	FM RIO LEONA	FM RIO GUILLERMO	MAGALLANES INFERIOR
		?	FM RIO TURBIO	
	Paleoceno	FM CALAFATE	FM CERRO DOROTEA	
		FM CHORRILLO	FM CERRO CAZADOR	FM PALERMO AIKE
Cretácico	Maastrichtiano	FM LA ANITA		
		FM ALTA VISTA	FM TRES PASOS	



Estos sedimentos fueron depositados en un ambiente marino somero intertidal a subtidal (Arbe y Hechem, 1984) marcando el reestablecimiento de condiciones de depositación marina durante el Cretácico tardío a Terciario temprano. La Formación Calafate se correlaciona con la Formación Cerro Dorotea aflorante al sur del área de estudio.

**Formación Río Leona.** Esta unidad comprende a arcillitas grises, con intercalaciones carbonosas con impresiones de fagus y fragmentos de madera petrificada.

La Formación Río Leona, con un espesor aproximado de 200 m aflora desde el área del lago Cardiel al norte hasta la margen austral del lago Argentino al sur; según Feruglio (1938) se trata de depósitos estuáricos y continentales regresivos que suprayacen en discordancia a la Formación Calafate e infrayacen en concordancia a la Formación Centinela. No obstante, Roll (1937) y Piátnitzky (1938) han sugerido una relación de discordancia para este último contacto.

La edad y relaciones de la Formación Río Leona todavía no han sido establecidas con exactitud. Para Malumián (1971) sería paleocena-eocena, para Arbe (1986) es paleocena y se correlacionaría con la Formación Cerro Dorotea que aflora al sur, en el valle del río Turbio. Podría también ser equivalente a la parte inferior de la Formación Río Turbio o a la sucesión marina que más al sur, en territorio chileno, comprende a las Formaciones Chorrillo Chico, San Jorge y Agua Fresca. En este trabajo se la correlaciona con la Formación Río Guillermo y con el "Listense" que aflora al norte del río Lista (Borrello, 1956). Como se observa, la ubicación estratigráfica de esta unidad es compleja siendo necesarios mayores estudios para definirla con mayor claridad.

**Formación Centinela.** Esta unidad está compuesta por areniscas finas a gruesas, de color gris amarillento, en parte calcárea, bien cementadas, que alternan con tobas blanquecinas y bancos de conglomerados con ostras depositados en un ambiente marino transicional. Sobreyace a la Formación Río Leona y posee un espesor aproximado de 230 m, extendiéndose a lo largo del margen occidental de la cuenca, desde el lago Cardiel hasta el sur del lago Argentino. Esta unidad permite datar en la comarca a la ingesión Patagoniana que avanzando desde el suroeste habría llegado hasta las primeras estribaciones de la cordillera Patagónica durante el oligoceno inferior (Ramos, 1982).

La Formación Centinela posee una abundante fauna de invertebrados compuesta por moluscos, braquiópodos y equinodermos. Sobre la base de la

**Cuadro II: Resultados del análisis difractométrico de las arcillas en cada muestra.**

	argilas	espesor (m)	clorita	nl.	fm.	llata	caon.	ceolita	grado	total
Fm. Calafate	3	50	0	0	0	15	10	25	100	
	4	30	0	0	15	15	10	30	100	
	5	60	0	0	0	0	20	20	100	
Fm. Río Leona	10	60	0	0	0	0	0	40	100	
	11	50	0	0	0	0	0	50	100	
	12	80	0	0	0	0	0	20	100	
	13	70	0	0	0	0	0	10	20	100
Fm. Río Leona	2	50	0	0	0	0	0	50	100	
	3	40	0	0	0	0	0	30	100	
	5	40	0	0	0	20	0	40	100	
	7	60	0	0	0	0	0	40	100	
	11	70	0	0	0	0	0	10	20	100
Fm. Centinela	16	20	0	0	0	0	0	80	100	
	24	70	0	0	0	0	10	20	100	
	25	70	0	0	0	0	0	10	20	100
	28	60	0	0	10	0	0	30	100	
	30	60	0	0	0	0	0	10	20	100
32	60	0	0	0	0	10	0	30	100	
Fm. Río Guillermo	5	60	0	0	0	0	0	15	25	100
	9	70	0	0	0	0	0	10	20	100
	11	60	0	0	0	0	10	40	20	100
	14	70	0	0	0	0	0	40	20	100
	20	40	0	0	20	10	10	10	20	100
Fm. Río Oro	21	40	0	0	10	20	0	30	100	
	23	60	0	0	10	10	0	20	100	
Fm. Río Turbio	2	60	0	0	0	0	15	25	100	
	4	40	0	0	0	10	15	35	100	
	5	50	0	0	0	0	10	40	100	
	6	60	0	0	10	0	0	30	100	
	8	60	0	0	0	0	0	40	100	
12	40	0	0	0	15	20	25	100		
Fm. Río Turbio / Cerro Dorotea	4	20	0	0	0	0	40	40	100	
	8	40	0	0	0	10	10	40	100	
	10	70	0	0	0	0	10	20	100	
	13	50	0	0	0	0	20	30	100	
Fm. Anita	b2	40	0	0	50	15	0	25	100	
	b4	0	0	15	40	15	0	30	100	
	b8	10	0	0	50	15	0	20	100	
	b19	15	0	0	50	10	0	25	100	
	a21	0	0	20	40	10	0	30	100	
	a23	0	0	20	40	20	0	20	100	
a31	0	0	35	0	25	0	40	100		
Fm. Cerro Cazador	f2	0	20	0	30	25	0	25	100	
	f4	0	20	0	30	25	0	25	100	
	e3	0	0	60	15	5	0	20	100	
	e6	0	0	65	8	0	0	20	100	
	d12	0	0	70	0	10	0	20	100	

asociación fósil presente, Furque (1972) la ubicó en el Oligoceno-Mioceno. En este trabajo se la ubica en el Oligoceno pues las dataciones radimétricas de tobas de la Formación Santa Cruz suprayacentes, dan una edad miocena inferior (Danderfer, 1981).

Para Danderfer (*op. cit.*) la Formación Centinela corresponde a la parte superior de la Formación Arroyo Oro del área de Río Turbio, si bien aún no hay suficientes datos para su correlación. Esta unidad puede corresponderse también, al menos en parte, con la Formación Río Guillermo o con el Magallaniano superior del subsuelo.

**Áreas del Cerro Cazador y Río Turbio**

En el sector sur del área estudiada, ha sido desarrollada una nomenclatura diferente; las facies deltaicas, continentales y marinas de las formaciones La Anita; Chorrillo y Calafate son reemplazadas hacia el sur por las facies marinas de las formaciones Cerro Cazador y Cerro Dorotea. A su vez las formaciones Río Leona y Centinela, son reemplazadas por las facies continentales y marinas de las formaciones Río Turbio, Río Guillermo y Arroyo Oro.

**Formación Cerro Cazador.** Esta unidad aflora a lo largo del límite argentino-chileno desde el Cerro Cazador al norte hasta la localidad de Río Turbio al sur, las capas tienen rumbo norte-sur y buzamiento al este de 20°. Está compuesta por areniscas verdosas finas a medianas macizas y entrecruzadas con intercalaciones de pelitas, calcáreos y conglomerados. Presenta también, abundantes cefalópodos, gasterópodos y pelecípodos que incluyen a la típica fauna de *Lahillia Luisa* (Feruglio, 1949; Hunicken, 1955; Riccardi y Rolleri, 1980; entre otros).

La Formación Cerro Cazador de edad campaniana-maastrichtiana (Hunicken, 1955; Riccardi y Rolleri, 1980) suprayace a la Formación Tres Pasos e infrayace a la Formación Cerro Dorotea y es reemplazada hacia el norte por las Formaciones La Anita y Chorrillo.

**Formación Cerro Dorotea.** Aflora desde la sierra Contreras, el Cerro Cazador y Cancha Carrera al norte hasta la localidad de Río Turbio al sur y está compuesta por areniscas laminadas grises y verdosas con intercalaciones de conglomerados que presentan la típica fauna de *Ostrea rionegrensis*.

La Formación Cerro Dorotea de edad maastrichtiana-paleocena (Feruglio, 1938; Hunicken, 1955; Freile, 1972) suprayace a las facies marinas de la Formación Cerro Cazador e infrayace a los sedimentos continentales de la Formación Río Turbio; hacia el norte se la correlaciona con la Formación Calafate.

**Formación Río Turbio.** Esta unidad aflora al oeste del valle del río Turbio y su continuación norte por el valle del río Guillermo con un espesor variable de aproximadamente 600 m. Se dispone concordantemente sobre la Formación Cerro Dorotea (contacto visible en los perfiles relevados por Hunicken en 1955 de sierra Dorotea y Cancha Carrera) e infrayace en discordancia a las sedimentitas continentales de la Formación Río Guillermo (Hauthal, 1898; Brandmayr, 1945; Hunicken, 1955; Borello, 1956).

La Formación Río Turbio está compuesta por una sucesión de areniscas verdosas, masivas, de grano medio a grueso y estratificación entrecruzada con frecuentes intercalaciones de arcillitas grises y conglomerados. Abundan restos de bivalvos, braquiópodos y gasterópodos alternando con restos vegetales, y en la sección superior hay tobos y mantos de carbón. El ambiente de depositación es marino de transición, con etapas de marismas que posibilitaron la formación de estos mantos carbonosos en períodos de oscilación de la línea de costa. Hay también episodios lacustres costeros desarro-

**Cuadro III: Picos difractométricos principales para muestras normales, glicoladas y calcinadas.**

MÍNERAL	muestra normal (Å)	muestra glicolada (Å)	muestra calcinada (Å)
ILLITA	10	10	10
ESMECTITAS	14-15	17-18	10
CAOLINITA	7.1	7.1	-
CLORITA	14	14	14
CLINOPTILOLITA	9	9	-
CUARZO	4.26	-	-
FEL DESPATO	3.17	-	-
CALCITA	3.03	-	-

llados en clima cálido intercalados con sedimentos marinos de plataforma somera.

La flora de la Formación Río Turbio ha sido estudiada por Berry (1937), Frenguelli (1941) y Hunicken (1955); el microplancton, por Archangelski (1968, 1969), las esporas y polen por Archangelski (1972) y Romero (1973). Todos estos elementos indicarían una edad paleocena para la totalidad de la Formación Río Turbio (Riccardi y Rolleri, 1980).

Sin embargo, a pesar de esta abundancia de restos fósiles marinos y continentales en los distintos niveles de la unidad, la edad todavía permanece en discusión, Groeber (en Hoffstetter *et al.*, 1957) llega a la conclusión que estos depósitos son eocenos, basándose en que los conglomerados de base contienen rodados del Chubulitense de edad paleocena-eocena. Hunicken (1955) considera al conjunto como perteneciente al Eoceno-Oligoceno según la abundancia de flora fósil de clima cálido. Romero (1977) por estudios palinológicos de formas de gimnospermas y fagáceas propone una edad eocena para esta unidad.

El comienzo del Terciario en la base de esta unidad es entonces convencional pues es muy probable que al no existir discordancia entre el Cretácico y el Terciario en el área estudiada, parte de la Formación Cerro Dorotea subyacente sea paleocena o eocena, como se postula en este trabajo.

La Formación Río Turbio es correlacionada con la Formación Loreto de la región de Magallanes en Chile (Frenguelli, 1941; Feruglio, 1949; Hoffstetter *et al.*, 1957), con las capas de Magallanes o Magallancano (Hatcher, 1900), con el Magallanense inferior de Brandmayr (1945) que usualmente se presentan en el subsuelo de la cuenca. En este trabajo la Formación Río Turbio (cuadro I) es correlacionada, al menos en parte, con la Formación Río Leona (ver también Riccardi y Rolleri, 1980).

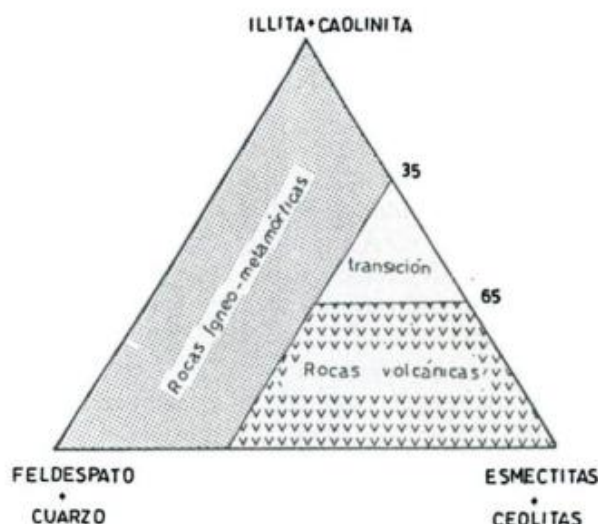


Figura 2: Triángulo de clasificación de rocas generadoras de arcillas.

**Formación Río Guillermo.** Este término fue utilizado por primera vez por Hunicken (1955) para la sección superior del Magallanense de Brandmayr (1945), anteriormente Feruglio (1938) había incluido a esta unidad dentro de la Formación Río Turbio.

La Formación Río Guillermo se dispone al este de los afloramientos de la Formación Río Turbio, con un espesor aproximado de 400 m, suprayace a la Formación Río Turbio en discordancia (Hunicken, 1955; Borrello, 1956, Di Benedetto, 1972) con un conglomerado basal que alcanza los 40 m de espesor, desde la región de Cancha Carrera al norte hasta la región de alto Río Turbio al sur y está compuesta por una serie monótona y rítmica de conglomerados, areniscas de grano fino a grueso de colores grises, y arcilitas carbonosas dispuestas en secuencia granodecrescentes y en ciclos repetitivos, siendo la base de cada ciclo conglomerádica y de carácter erosivo. Predomina la estratificación entrecruzada y abundan los tallos, troncos y hojas de fagáceas y araucarias que pertenecen a los géneros *Fagus* y *Nothofagus* y sugieren un ambiente de deposición continental de clima templado. Los clastos de los conglomerados son rodados que provienen de basaltos, andesitas, cuarzo, traquiandesitas, granitos, esquistos en proporción decreciente y poseen un diámetro mayor máximo de 20 cm, lo que presupone un área de aporte relativamente cercana.

La edad de la Formación Río Guillermo es miocena para Hauthal (en Kurtz, 1902), oligocena superior a miocena para Hunicken (1955) y para Ri-

ccardi y Rolleri (1980). Para Danderfer (1981) esta unidad es de edad eocena a oligocena inferior o medio. Esto permite correlacionarla, al menos en parte, con la Formación Río Leona (Di Benedetto, 1972) y con la parte inferior del Magallaniano superior terrestre del subsuelo.

**Formación Arroyo Oro.** Esta unidad aflora con un espesor de 280 m en la región nororiental del valle del Río Turbio, como un monoclinial de rumbo norte-sur que buza al este con un ángulo de 8°. Está compuesta por bancos de conglomerados gruesos, con rodados de hasta 20 cm de elongación, areniscas medias a gruesas de colores pardos y tobas de colores amarillentos. Hay restos vegetales, troncos silicificados y también restos de invertebrados marinos intercalados como *Ostrea rionegrensis* y *Ostrea tomasi*.

La Formación Arroyo Oro se apoya en relación de discordancia erosiva sobre la Formación Río Guillermo, no pudiéndose observar el contacto con la Formación Santa Cruz sobreyacente (Danderfer, 1981).

Danderfer (*op. cit.*) dividió a esta unidad en dos miembros, uno continental inferior de 53 m que corresponde a un "ambiente de llanuras de inundación en zona de marismas y ríos anastomosados" en un ambiente de mayor energía. Este Miembro sería equivalente para este autor a la Formación Río Leona del Oligoceno. Luego de un importante nivel de tobas sigue el miembro superior, de 227 m de espesor, que se corresponde a un ambiente marino litoral a sublitoral y sería equivalente a la Formación Centinela del Mioceno inferior.

La Formación Arroyo Oro ha sido incluida dentro de la Formación Río Guillermo por Russo *et al.* (1980) como capas conglomerádicas y areniscas con fósiles marinos aflorantes hacia el techo de esta unidad; posteriormente, Danderfer (1981) denomina a estas capas Formación Arroyo Oro (o Formación La Escondida en informes preliminares).

## METODOLOGIA

Se estudiaron 47 muestras de pelitas intercaladas en los siguientes perfiles (figura 1): Estancia La Anita (7 muestras en dos perfiles), Cerro Cazador (5 muestras), Estancia Quién Sabe (7 muestras); Arroyo Norte de las Bandurrias (11 muestras), Río Guillermo (5 muestras), Arroyo Oro (7 muestras) y Río Turbio (5 muestras). Los últimos cinco perfiles (Arbe, 1986) fueron relevados por la Comisión Geológica de superficie de Yacimientos Petrolíferos Fiscales dirigida por el doctor Hugo Arbe en la provincia de Santa Cruz.

Estas muestras pelíticas, que corresponden a las formaciones La Anita, Calafate, Río Leona, Centi-

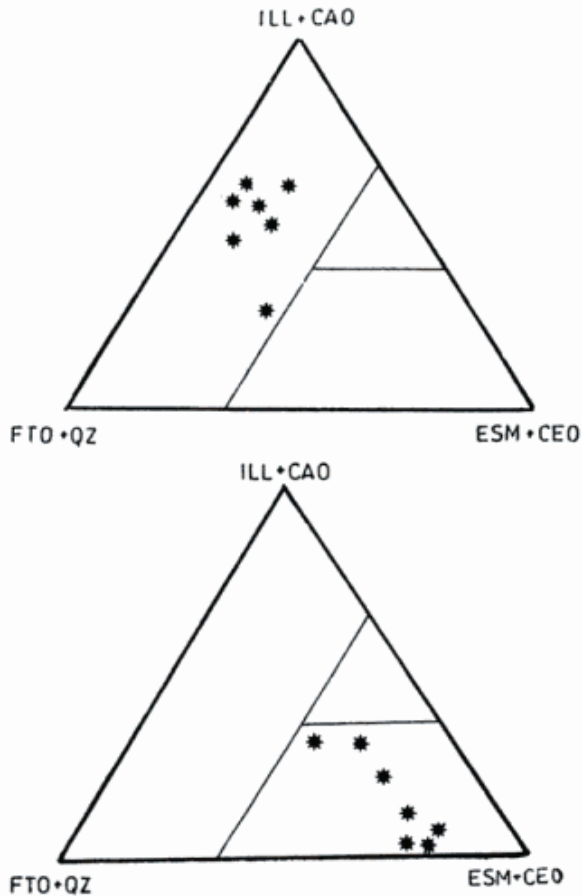


Figura 3: Diagramas triangulares para las pelitas de la Formación La Anita versus las de las Formaciones Río Guillermo y Arroyo Oro.

nela, Cerro Cazador, Cerro Dorotea, Río Turbio y Río Guillermo (cuadro II) no están espaciadas uniformemente debido al espesor variable de las areniscas intercaladas y también porque las sedimentitas se encuentran parcialmente cubiertas.

La variación composicional en tiempo y espacio de estas pelitas resulta de interés, ya que complementa la información suministrada por la petrografía de areniscas y permite realizar inferencias acerca de la evolución tectosedimentaria, de la paleogeografía y la caracterización de las áreas de aporte de la cuenca.

La composición y abundancia relativa de los argilominerales presentes en las rocas estudiadas fueron determinados por difracción de rayos X, con radiación  $K\alpha$  de Cu ( $\lambda$ : 1,54 Å) en goniómetro vertical de 36 KW, 18 MA, constante de tiempo 1 seg y con conteo de 50.000 cuentas/seg. Los tratamientos de las muestras orientadas fueron de forma normal, sometidas a tratamiento con etilenglicol y calcinadas a 550° C, 12 de las mismas fueron procesadas, además, con tratamiento ácido.

Los datos suministrados por la difracción de rayos X indican la presencia de: a) arcillas expansivas

como las esmectitas, que aumentan su diespaciado a 17 Å luego del tratamiento con etilenglicol, b) un mineral no expansivo, con un diespaciado de 14 Å, que se corresponde con el grupo de las cloritas, c) y otro mineral de la misma naturaleza a los 10 Å que pertenece al grupo de la illita. También en las muestras analizadas se verificó la presencia de picos a los 3,5 Å y 7 Å como cantidades variables de cuarzo (3,33 Å), feldespato (3,18 Å), ceolitas (8,9 Å) y arcillas interestratificadas del tipo illita-montmorillonita (IM 11 Å). Los principales minerales detectados por difracción de rayos X, con sus correspondientes diespaciados, se detallan en el cuadro III.

Técnicas analíticas

Se brinda a continuación un resumen de los procedimientos seguidos para la preparación de muestras normales, glicoladas y calcinadas.

Preparación de las muestras normales

- 1) Se muelen muy suavemente las muestras en mortero de ágata, para luego colocarlas en recipientes de 50 ml.
- 2) A cada muestra se agregan 40 ml de agua destilada, se agita fuertemente durante 45 segundos y se deja decantar 2 minutos.

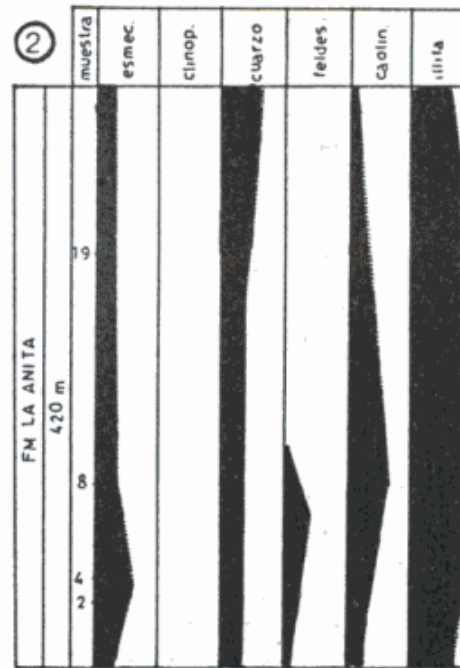


Figura 4: Argilofacies illita-caolinita: abundancias relativas de los argilominerales en el perfil de la estancia La Anita.

3) En las muestras de difícil dispersión se agregan 40 ml de calgón al 4 % -hexametáfosfato de sodio-  $[\text{Na}_2(\text{PO}_3)_6]$  y se deja reposar.

4) Se agita durante 3 minutos y luego se deja decantar 2 minutos.

5) Con una pipeta aforada se extrae una alícuota de la arcilla en suspensión de la parte superior del recipiente y se coloca sobre porta-objetos de vidrio de dimensiones estándar.

6) Se deja secar durante 48 horas permitiendo que las partículas decanten y se orienten, para luego proceder al análisis difractométrico. Se preparan tres submuestras para cada uno de los tratamientos mencionados.

### Glicolación

Luego del procedimiento anterior, se exponen los porta objetos con las muestras a vapores de etilenglicol durante 48 horas, para luego proceder al análisis difractométrico.

### Calcinación

Luego del procedimiento de preparación de muestras normales, se colocan los porta-objetos en un horno a  $500^\circ\text{C}$  durante 2 horas, para luego proceder al análisis por difracción de rayos X.

### Tratamiento ácido

Este tratamiento permite diferenciar a las cloritas de las caolinitas, ya que el calentamiento hasta  $90^\circ\text{C}$  de la muestra en  $\text{HCl}$  12 N durante 15 minutos, elimina a la clorita pero no a la caolinita (Hower y Mowat, 1966).

### Análisis cuantitativo

Los diagramas de difracción de rayos X permiten obtener los valores de los espaciados de familias de planos atómicos de cada mineral, lo que sirve para identificarlos, aunque en el caso de los argilominerales, hay valores que se superponen. Este problema se resuelve con el uso de los ya comentados tratamientos especiales efectuados a las muestras antes del análisis difractométrico, que producen el desplazamiento y/o destrucción de algunos picos de los argilominerales.

La glicolación ayuda a identificar a las esmectitas (montmorillonita, beidelita, nontronita y saponita) y a los minerales de las arcillas como interestratificados con participación de esmectita, como la illita-montmorillonita, clorita-montmorillonita, etc. Las esmectitas poseen fuerzas interplanares débiles, por lo que el intercambio catiónico se produce con facilidad y pueden absorber moléculas

orgánicas como el etilenglicol, que provoca un desplazamiento del pico de  $6-7\ 2\theta$  ( $14-15\ \text{\AA}$ ) a valores de  $4-5\ 2\theta$  ( $17\ \text{\AA}$ ). De esta manera diferenciamos a las esmectitas de las cloritas, pues en estas últimas no se produce el fenómeno de expansión, permaneciendo su posición constante en  $14\ \text{\AA}$ .

La calcinación permite completar la identificación de los principales constituyentes mineralógicos de las arcillas. En el cuadro III se puede observar el comportamiento de la posición de los picos de difracción con los distintos tratamientos.

### Análisis semicuantitativo

La abundancia relativa de los minerales de las arcillas puede estimarse a partir de las intensidades de los picos de difracción, ya que las mismas son directamente proporcionales a la concentración del componente mineral que las produce. No obstante deben tenerse en cuenta las siguientes consideraciones:

1) Si las líneas de difracción sufren ensanchamiento debido al pequeño tamaño de las partículas o a la mala cristalinidad, la medición de la altura de los picos no será una buena estimación de la intensidad.

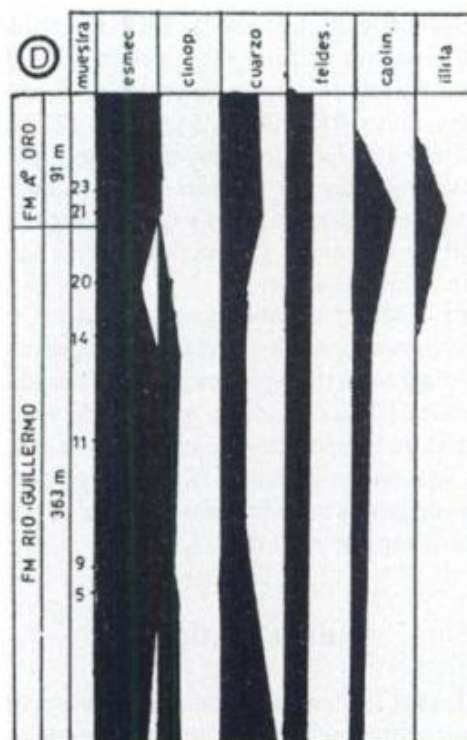


Figura 5: Argilofacies esmectitas-clinoptilolita: abundancias relativas de los argilominerales en el perfil Arroyo Oro.

2) Si el tamaño de grano de la muestra no es suficientemente pequeño (menor a 5  $\mu$ ), se produce un error relativamente grande en la medición de la altura de los picos debido al reducido número de partículas que contribuyen a la difracción para un ángulo determinado.

3) Un factor adicional a considerar, antes que los datos de intensidad puedan ser comparados en forma directa, es aquel que no depende del tamaño de grano como en los casos anteriores, sino que se vincula con el valor del ángulo  $2\theta$  de difracción en relación a la posición de los planos 001, según la función  $\sin \theta/\lambda$  (Johns et al., 1954). A causa de este fenómeno físico de dispersión, antes de proceder a la comparación directa de las intensidades de los picos para su estimación cuantitativa, los valores de intensidad de cada mineral deben ser multiplicados por los siguientes factores de corrección:

caolinita x 2	illita x 4	montmorillonita x 1
clorita x 2	cuarzo x 1,3	feldespato x 2

Teniendo en cuenta todas estas consideraciones, la intensidad de difracción integrada puede ser definida con el empleo de dos métodos diferentes; medición del área encerrada bajo los picos y sobre el fondo estimado, o se puede tomar el producto de la altura del pico por su ancho medio (Norrish y Taylor, 1962). En este estudio se utilizó el primer método, con la estimación de las abundancias de los argilominerales en cuatro categorías: muy escaso (0-25 %), escaso (25-50 %), abundante (50-75 %), y muy abundante (75-100 %). Este método fue elegido debido a que proporciona resultados rápidos y ajustados sin la necesidad de curvas de calibración que se utilizan con muestras estándar.

Para observar las abundancias relativas y tendencias composicionales en estas pelitas, se han utilizado diagramas triangulares para cada unidad estratigráfica (figuras 2 y 3) y gráficos de variación vertical de la composición de las pelitas en cada una de las secciones estudiadas (figuras 4 y 5) con las cuatro categorías mencionadas en el eje de abscisas, para cada especie mineral.

## RESULTADOS

1) En las secuencias estudiadas se observa claramente la presencia de dos asociaciones de argilominerales y ceolitas a las que podemos denominar como: argilofacies esmectitas-clinoptilolita para las formaciones Calafate, Río Leona, Centinela, Cerro Cazador, Cerro Dorotea, Río Turbio, Río Guiller-

mo y Arroyo Oro (figura 4) y asociación illita-caolinita para la Formación La Anita (figura 5).

2) El cuarzo y el feldespato son abundantes y no presentan una asociación específica con ninguna de las argilofacies anteriores. La clorita sólo se presenta en forma escasa cerca de la base de la Formación Cerro Cazador y hacia el techo de la Formación La Anita (cuadro II).

3) Las arcillas interestratificadas del tipo IM (illita-montmorillonita) aparecen asociadas a ambas argilofacies en el caso de las formaciones La Anita y Cerro Cazador (cuadro II)

4) Se observa predominio de las argilofacies esmectíticas hacia el techo de la secuencia. Dicha tendencia es consistente con los resultados de Iñiguez y Decastelli (1984) para muestras pelíticas del subsuelo de edades cretácicas superiores a terciarias inferiores.

## INTERPRETACION

La formación de argilominerales está controlada por la roca madre, el clima, el relieve, la red de drenaje, el transporte, la diagénesis y las condiciones geoquímicas. Todas estas variables interactúan para generar un determinado tipo de argilomineral, aunque -según el caso- los procesos tienen distinto grado de importancia como controles de esta generación. Así, por ejemplo, la caolinita se forma por la degradación intensa y la hidrólisis de los feldespatos, representando uno de los productos finales de la meteorización de granitos. Clorita e illitas se forman bajo condiciones menos intensas de meteorización física y química. Las esmectitas y las ceolitas, en cambio, se forman por la alteración y diagénesis de rocas volcánicas y piroclásticas.

En este estudio se confirma que la presencia y abundancia relativa de las esmectitas en las pelitas está relacionada con la proporción de líticos volcánicos de las areniscas intercaladas (véase Manassero, 1988). La illita y la caolinita, en cambio, son más abundantes donde las esmectitas y ceolitas escasean (cuadro II). Se evidencia entonces que los argilominerales son de naturaleza detrítica y que dependen de la composición de las rocas generadoras.

En las pelitas más antiguas, la abundancia del interestratificado IM (illita-montmorillonita) y de illita puede deberse a la conversión montmorillonita-illita producida por el soterramiento y la diagénesis de la montmorillonita (Hoffman y Hower, 1979). Este efecto que oculta la "huella" de la roca madre sobre los minerales de las arcillas debe ser tenido en cuenta, especialmente en el caso de las formaciones La Anita y Cerro Cazador, donde ambas argilofacies detríticas aparecen asociadas a este interestratificado. La génesis de este argilomineral todavía es tema de discusión, Lluch y Spallet-

ti (1976) para un caso particular en sedimentos actuales, lo atribuyen, al menos en parte a procesos de degradación durante el transporte.

Aunque nuestros datos no permiten hacer mayores inferencias, optamos por suponer que dicho interestratificado se forma a partir de la alteración y/o transformación de las esmectitas, que por otra parte, son abundantes en toda la secuencia.

La composición de las argilofacies estudiadas, puede ser representada en un diagrama triangular preliminar para clasificar a las rocas generadoras de arcillas (figura 2). En nuestro caso particular, las rocas plutónico-metamórficas se corresponden geotectónicamente con un cratón o área estable y las rocas volcánicas con un arco magmático (ver también Manassero, 1988 y Macellari *et al.*, 1989). Los límites de los campos son tentativos pues se hacen necesarios mayores estudios en cuencas diferentes para ajustarlos con precisión.

Las pelitas, de esta manera, constituyen una herramienta orientadora en la determinación de áreas de procedencia cuando no han sido sometidas a diagénesis profunda, pudiendo reemplazar a la información suministrada por la petrografía de los sedimentos más gruesos cuando estos últimos no afloran o bien no se encuentran disponibles para ser estudiados.

#### Marco tectónico y procedencia

Las unidades formacionales estudiadas fueron depositadas en una cuenca de antepaís (Dott *et al.*, 1982; Biddle *et al.*, 1987) desarrollada a partir del Cretácico superior. Durante este lapso geológico, el aporte de sedimentos a la cuenca se produjo desde un orógeno ubicado al norte para la Formación La Anita y desde el arco magmático y las volcánicas jurásicas de la Serie Tobífera ubicadas al oeste para las formaciones Calafate, Cerro Cazador y Cerro Dorotea (Manassero, 1988).

Durante el Terciario inferior, el eje de la cuenca se fue desplazando hacia el este a medida que la cordillera se fue sobreelevando y el aporte se dio en forma casi exclusiva por la erosión de los terrenos volcánicos anteriormente mencionados, generando las litofacies de las formaciones Río Leona, Centinela, Río Turbio, Río Guillermo y Arroyo Oro.

#### AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento al Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET) por brindar los medios necesarios para la realización de este trabajo, a YPF por proveer gran parte de las muestras para este estudio, a los doctores Hugo Arbe y Jorge Gebhard por su generoso

apoyo y colaboración y al doctor Eduardo Domínguez por la lectura crítica del manuscrito y sus valiosas sugerencias.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ARBE, H. A., 1986. *El Cretácico de la Cuenca Austral: sus ciclos de sedimentación*. YPF, (inéd.), Río Gallegos.
- \_\_\_\_\_ y J. J. HECHER, 1984. *Estratigrafía y facies de depósitos continentales, litorales y marinos del Cretácico Superior, Lago Argentino, provincia de Santa Cruz*. IXº Congr. Geol. Arg., Actas, VI, 124-158.
- ARCHANGELSKY, S., 1968. *Sobre el Paleomicroplacton del Terciario inferior de Río Turbio, provincia de Santa Cruz*. Ameghiniana, 5 (10): 406-416.
- \_\_\_\_\_, 1969. *Estudio del Paleomicroplacton de la Formación Río Turbio (Eoceno), provincia de Santa Cruz*. Ameghiniana, 6 (3): 181-218.
- \_\_\_\_\_, 1972. *Esporas de la Formación Río Turbio (Eoceno), provincia de Santa Cruz*. Mus. La Plata, Rev. (N.S.), 6 (Paleont. 39): 65-100.
- BERRY, F. W., 1937. *Eocene plants from Río Turbio, in the territory of Santa Cruz, Patagonia*. John Hopkins Univ., Stud. Geol., 12: 91-97, Baltimore.
- BIDDLE, K. T., M. A. ULIANA, R. M. MITCHUM, M. G. FITZGERALD y R. C. WRIGHT, 1987. *The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin*. Inter. Assoc. of Sediment., Spec. Pub., Blackwell Scient. Pub., 41-61, Oxford.
- BORRELLIO, A. V., 1956. *Combustibles Sólidos Minerales*. Mus. Arg. Cienc. Nat. B. Rivadavia, Cienc. Geol., 5: 26-665, Buenos Aires.
- BRANDMAYR, J., 1945. *Contribución al conocimiento geológico del extremo sudoeste del Territorio de Santa Cruz (región Cerro Cazador-Río Turbio)*. Bol. Inf. Petrol, 22 (256), Buenos Aires.
- DANDERFER, J. C., 1981. *Informe geológico de la Formación Arroyo Oro (estancia La Escondida)*. YCF, (inéd.), Santa Cruz.
- DI BENEDETTO, H. J., 1972. *Informe geológico entre Meseta de las Vizcachas y estancia La Primavera, provincia de Santa Cruz*. YPF, (inéd.), Buenos Aires.
- DOTT, R. M., F. D. WINN y C. M. SMITH, 1982. *Relationship of late Mesozoic and early Cenozoic sedimentation to the tectonic evolution of the southernmost Andes and Scotia Arc*. En: E. Craddock (ed.), Antarctic Geosc., Univ. of Wisconsin Press, 193-203, Madison.
- FERUGLIO, E., 1938. *El Cretáceo superior del lago San Martín y de las regiones adyacentes*. Physis, 12: 293-342, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1944. *Estudios geológicos y glaciológicos en la región del Lago Argentino (Patagonia)*. Acad. Nac. Cienc., 37 (1): 3-255, Córdoba.
- \_\_\_\_\_, 1949. *Descripción geológica de la Patagonia*. Dir. Gen. YPF, I, II, III.

- FREILE, C.**, 1972. *Estudio palinológico de la Formación Cerro Dorotea (Maastrichtiano-Paloceno) de la provincia de Santa Cruz*. Mus. La Plata, Rev., 6 (Paleont. 38): 39-63.
- FRENGUELLI, J.**, 1941. *Nuevos elementos florísticos del Magallaniano de Patagonia austral*. Mus. La Plata, Notas, 6 (Paleont. 30): 173-202.
- FURQUE, G.**, 1972. *El Cretácico superior y terciario de la Región Austral del Lago Argentino, provincia de Santa Cruz*. IVº Jorn. Geol. Arg., Actas, IV (3): 61-75.
- HATCHER, J. B.**, 1900. *Sedimentary rocks of southern Patagonia*. Am. Jour. Sci., 9 (50): 85-108, New Heaven.
- HAUTHAL, R.**, 1898. *Über patagonisches Tertiar*. Deutsch. Geol. Ges. Z., 50: 436-440, Berlin.
- HOFFMAN Y HOWER, J.**, 1979. *Clay mineral assemblages as low grade metamorphic geothermometers: application to the thrust faulted disturbed belt of Montana, USA*. Soc. Econ. Paleont. Mineralogist., Spec. Publ., 26: 55-79.
- HOFFSTETTER, R., G. CECIONI y H. FUENZALIDA**, 1957. *Lexique Stratigraphique international*. Centre national de la Recherche scientifique, 5 (7): 1-444, Paris.
- HOWER, J. y T. C. MOWATT**, 1966. *The mineralogy of illites and mixed layer illite/montmorillonites*. The Ame. Min., 51: 825-854.
- HUNICKEN, M.**, 1955. *Depósitos Neocretácicos y Terciarios del extremo SSW de Santa Cruz (cuenca carbonífera de Río Turbio)*. Inst. Nac. Invest. Cien. Nat., B. Rivadavia, Rev., C. Geol., II (1): 1-161.
- IÑIGUEZ, A. M. y D. D. DECASTELLI**, 1984. *Mineralogía y diagénesis de arcillas de las formaciones cretácico-terciarias de la Cuenca Austral*. IXº Congr. Geol. Arg., Actas, 3: 402-414.
- JOHNS, W. D., R. E. GRIM y W. F. BRADLEY**, 1954. *Quantitative estimations of clay minerals by diffraction methods*. Jour. of Sed. Petr., 24 (4): 242-251.
- KURTZ, F. F.**, 1902. *Contribuciones a la Paleofitología Argentina III. Sobre la existencia de una Dakota-flora en la Patagonia austro-occidental*. Mus. La Plata, Rev., 10: 43-60.
- LLUCH, J. J. y L. A. SPALLETI**, 1976. *Minerales de las arcillas de los sedimentos actuales de la región del río San Lorenzo, provincia de Santa Cruz*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXI (1): 23-32.
- MALUMIAN, N., V. MASIUK y J. C. RIGGI**, 1971. *Micropaleontología y sedimentología de la perforación SC-1, provincia de Santa Cruz*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXVI (2): 175-208.
- MACELLARI, C. E., C. A. BARRIO y M. J. MANASSERO**, 1989. *Upper Cretaceous to Palaeocene depositional sequences and sandstone petrography of Southwestern Patagonia (Argentina and Chile)*. Jour. of South American Earth Sc., 2 (3): 223-239.
- MANASSERO, M. J.**, 1987. *Petrology of Late Cretaceous Sediments, western margin of the Austral Basin, Argentina*. Univ. of South Carolina, (Ms thesis), 1-130.
- \_\_\_\_\_, 1988. *Petrografía y procedencia de los sedimentos cretácicos superiores de la Cuenca Austral Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XLIII (2): 175-187.
- \_\_\_\_\_, y C. E. MACELLARI, 1987. *Petrografía sedimentaria de la Cuenca Austral: Formación La Anita en el sector sur del Lago Argentino*. Xº Congr. Geol. Arg., II: 17-20, S. M. de Tucumán.
- NORRISH, K. y R. M. TAYLOR**, 1962. *Quantitative analysis by X ray diffraction*. Clay. Min. Bull., 5: 1-109.
- PIATNIZKI, A.**, 1938. *Observaciones geológicas en el oeste de Santa Cruz (Patagonia)*. Bol. Inf. Petr., 165: 45-85, Buenos Aires.
- RAMOS, V. A.**, 1982. *Geología de la región del Lago Cardiel, provincia de Santa Cruz*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVII (1): 23-49.
- RICCARDI, A. C. y E. O. ROLLERI**, 1980. *Cordillera Patagónica Austral, en: IIº Simp. Geol. Reg. Arg.* Acad. Nac. Cienc., II: 1173-1306, Córdoba.
- ROLI, A.**, 1937. *Estudio geológico de la zona entre el río Schen y el río Santa Cruz*. YPF, (inéd.), Buenos Aires.
- ROMERO, E. J.**, 1973. *Polen fosil de "Nothofagus" ("Nothofagidites") del Cretácico y Paleoceno de Patagonia*. Mus. La Plata, Rev., N. S. 7, (paleont. 47): 291-303.
- ROMERO, E. J.**, 1977. *Polen de Gimnospermas y fagáceas de la Formación Río Turbio (Eoceno), Santa Cruz, Argentina*. CIRGEO, 1-219, Buenos Aires.
- RUSSO, A., M. A. FLORES y H. DI BENEDETTO**, 1980. *Patagonia Austral extraandina*. IIº Simp. Geol. Reg. Arg., Acad. Nac. Cienc., II: 1431-1502, Buenos Aires.

Recibido: 16 de mayo, 1988

Aceptado: 26 de diciembre, 1989

**MARCELO J. MANASSERO**  
**ADRIAN M. IÑIGUEZ RODRIGUEZ**

Centro de Investigaciones Geológicas  
Universidad Nacional de La Plata  
CONICET

**OSCAR O. DECASTELLI**  
Yacimientos Petrolíferos Fiscales



## METAVOLCANITAS PRECAMBRICAS EN EL AREA DE CERRO NEGRO, PROVINCIA DE CATAMARCA

Gustavo A. Toselli y Graciela del V. Córdoba

**RESUMEN:** El denominado cerro Negro es un cordón orográfico elongado en dirección noreste-suroeste, de unos 16 km de largo y unos 4 km de ancho máximo. Las coordenadas geográficas son : 67°08'-67°12'O y 28°11'-28°18'Sur.

La mitad norte de este cordón se encuentra formado por una secuencia volcánica ácida de composición dacítica que ha sido afectada por un metamorfismo predominantemente dinámico, resultando gneises y esquistos miloníticos, protomilonitas, milonitas y blastomilonitas. Estas metavolcanitas se encuentran atravesadas por un conducto o chimenea volcánica de forma subcircular de 0,36 km<sup>2</sup> de superficie y también composición petrográfica fenodacítica.

Las relaciones geológicas con el stock granítico que constituye la mitad sur de cerro Negro y la existencia de un análisis radiométrico, son conducentes a una edad precámbrica superior para este volcanismo ácido de naturaleza calco-alcalina en ambiente geológico de Sierras Pampeanas.

**ABSTRACT:** Cerro Negro is a mountain chain oriented in direction north-northeast, south-southwest. It's about 16 km length and 4 km width. The geographies coordinates are 67°08'-67°12' W and 28°11'-28°18'S.

The northern half of this chain is formed by an acid volcanic sequence of dacitic composition which has affected by a dynamic metamorphism and which results are gneisses and mylonite schists, protomylonites, mylonites and blastomylonites. These metavolcanics are run through by a volcanic vent or volcanic neck with a subcircular shape of 0,36 km<sup>2</sup> surface and fenodacitic composition.

The geological relations with the granitic stock which constitutes the southern half of cerro Negro and the existence of a radiometric analysis are conducive to a superior precambrian age for these acid volcanism of an calc-alkaline nature in the geologic environment of Sierras Pampeanas.

### INTRODUCCION

#### Ubicación y acceso

El cerro Negro es un cordón orográfico de forma elongada en dirección noreste-suroeste de unos 16 km de largo y unos 4 km de ancho máximo. Las coordenadas geográficas del área son: 67°08'-67°12' de longitud oeste y 28°11'-28°18' de latitud sur.

El acceso a la zona puede realizarse a través de la ruta nacional N° 60 que une las localidades de Mazán, Aimogasta y Estación Cerro Negro, entre las provincias de La Rioja y Catamarca. Esta ruta pasa por el extremo sur del mencionado cerro; además desde la estación Cerro Negro hacia el norte se extiende la ruta nacional N° 4 que lo bordea por su flanco oriental (figura 1).

### GEOLOGIA

El cordón orográfico de cerro Negro pertenece al ámbito geológico de Sierras Pampeanas Noroccidentales (Caminos, 1979), con altitudes comprendidas entre los 1.000 y 1.200 m sobre el nivel del mar. Las rocas aflorantes están representadas prin-

cipalmente por el denominado Basamento Cristalino formado por metamorfitas cataclásticas provenientes de volcanitas como protomilonitas, blastomilonitas, gneises y esquistos miloníticos, constituyendo aproximadamente la mitad norte del mencionado cerro. Estas metavolcanitas se encuentran intruídas por un cuerpo subvolcánico (conducto, chimenea volcánica) de afloramiento subcircular de unos 0,36 km<sup>2</sup> de superficie y composición fenodacítica. La mitad sur de cerro Negro está constituido por rocas graníticas formando un stock en relación intrusiva con las metamorfitas cataclásticas. El plutón granítico se encuentra atravesado por diques aplíticos y pegmatíticos de variado espesor. Adosados periféricamente al cordón montañoso se encuentran afloramientos de areniscas, limolitas, intercalaciones conglomerádicas del Terciario y niveles de pie de monte, conos y abanicos cuaternarios.

### VOLCANITAS CATACLASTICAS

#### Antecedentes

Las citas bibliográficas referidas a esta unidad formacional son escasas, Sosie (1972) la describe como constituida por cuarcitas, filitas micáceas y es-

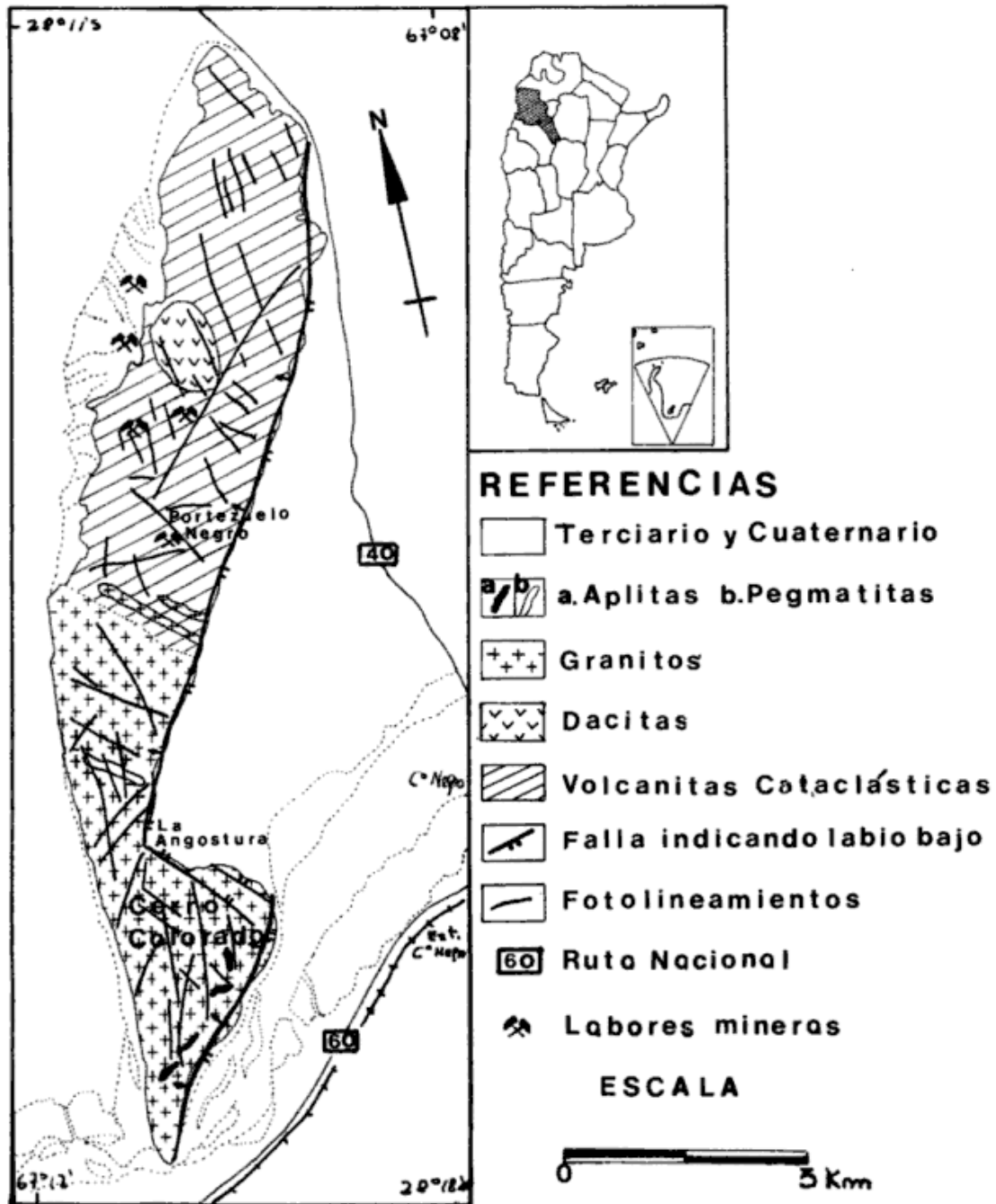


Figura 1: Bosquejo geológico del cordón de cerro Negro.

quistos micáceos. Igual denominación utilizan Martínez (1978) y Parra (1985), mientras que Peralta (1980) las describe como formadas por esquistos porfiroblásticos.

**Afloramientos y relaciones de campo**

Estas metamorfitas afloran en una extensión de aproximadamente 35 km<sup>2</sup>, presentando una caracte-

rística tonalidad gris verdosa oscura con granulometría de mediana a fina. Se encuentran intensamente tectonizadas mostrando cizallamiento dúctil y frágil, con una esquistosidad (estructura de flujo) con rumbo predominante noroeste-sureste e inclinaciones altas generalmente mayores a 50° y con sentido cambiante. Así, en el sur, la estructura planar inclina predominantemente hacia el noreste, mientras en la porción central y norte hacia el suroeste.

El límite sur de esta unidad formacional, presenta un contacto neto siendo intruida por el stock granítico que constituye el cerro Colorado. Hacia el norte, este y oeste las metavolcanitas desaparecen bajo una cubierta de depósitos del Terciario y Cuaternario.

### Petrografía

Se han reconocido los siguientes tipos de rocas cataclásticas de acuerdo a la nomenclatura propuesta por Higgins (1971):

**Microbrechas:** Son rocas macizas de grano medio, de tonalidad gris verdosa oscura, con porfiroclastos de plagioclasa y cuarzo de hasta 7 mm de diámetro, escasa matriz micácea de grano fino, en ocasiones láminas mayores de biotita.

Bajo observación microscópica, los porfiroclastos de cuarzo presentan fracturas abiertas ocupadas por material de la matriz, retículo cristalino muy deformado y engolfamientos de corrosión. La plagioclasa es Oligoclasa-Andesina (An<sub>30</sub>), como porfiroclastos con bordes difusos y muy corroídos por la matriz y en general avanzada alteración argilácea y propilitica (microfotografía 1 y 2). La biotita forma masas policristalinas de hasta 4 mm de longitud máxima, las láminas individuales frecuentemente deformadas, afectadas a veces por pliegues tipo kink, parcialmente cloritizadas, desmezcla en minerales de hierro como hematita y magnetita, intercrecida con epidoto y circón.

La matriz es escasa, formada por microcristales de cuarzo xenomorfo, a veces con contactos intercristalinos suturados; también contiene pequeñas laminillas de clorita, biotita, moscovita, epidoto y en ocasiones turmalina.

**Protomilonitas:** Son rocas con una estructura planar bien desarrollada, de grano medio con abundantes porfiroclastos de cuarzo azulados y elongados (ojos) de hasta 1 cm de longitud. Los porfiroclastos de plagioclasa son de color gris blanquecino y tamaño algo menor. Es abundante la matriz microcristalina en la que predominan los minerales micáceos de tonalidad gris verdosa.

Al microscopio el cuarzo constituye megaclastos con bordes subredondeados y ligeramente elongados paralelamente a la estructura de flujo, oscilando el índice de elongación entre 1, 2 y 3. Presenta marcada extinción fraccionada, agrietamiento, bordes difusos y engolfamientos de corrosión magmática. La plagioclasa también constituye porfiroclastos grandes hasta de 6 mm de longitud, subhedros y con la mayor dimensión subparalela a la foliación de la roca; generalmente se encuentran muy alterados en minerales arcillosos y epidoto. La biotita también forma fenoclastos en láminas de hasta

2 mm de longitud con bordes desflecados y rotos, deformados y parcialmente cloritizados.

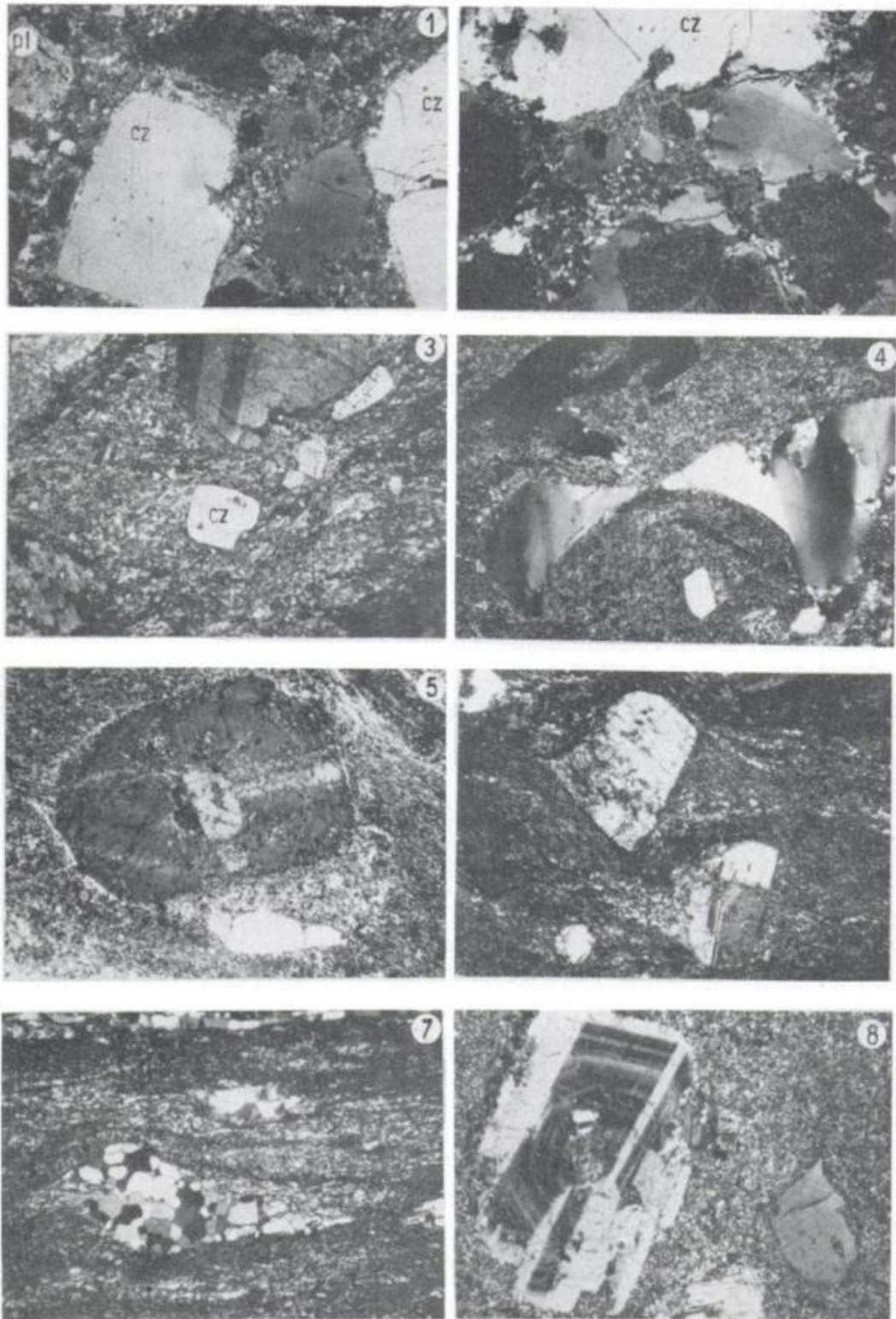
La matriz está constituida por cuarzo granoblástico de grano fino de 0,09 a 0,13 mm de diámetro, en general límpido con escasas inclusiones de biotita y moscovita (a veces los granoblastos adquieren formas poliédricas con caras rectas y contactos triples); tablillas de plagioclasa en granoblastos pequeños (0,05 mm) con maclas de Albita, límpidos y exentos de alteración hidrotermal y laminillas de moscovita, sericita, biotita con disposición subparalela rodeando a porfiroclastos de cuarzo y plagioclasa (microfotografía 3).

**Milonitas:** Son rocas de color gris verdoso oscuro, de grano fino, suave estructura de flujo y porfiroclásticas; son similares a las protomilonitas pero de granulometría menor y matriz microcristalina más abundante. Los porfiroclastos de cuarzo están rotados y aguzados en sus extremos en continuidad con la estructura planar de flujo. Hay desarrollo de sombras de presión formadas por cuarzo microgranoblástico junto a laminillas de moscovita (microfotografías 5 y 6). Algunos porfiroclastos de cuarzo aparecen como esqueletos de cristales, habiendo sufrido una considerable corrosión magmática como así también marcada deformación intracristalina, mientras que en sectores protegidos del *stress* se desarrollan agregados microgranoblásticos de cuarzo (microfotografía 4).

**Gneises Miloníticos:** Metamorfitas de color gris verdoso oscuro de grano medio, con estructura de flujo, porfiroclastos generalmente subredondeados, unos pocos con tendencia idiomórfica de 5 a 10 mm de longitud, rodeados por una matriz de grano fino y rica en minerales micáceos. El cuarzo constituye agregados subredondeados y elongados en forma lenticular, policristalinos, en los que se puede reconocer un porfiroclasto mayor pre-cinemático rodeado de granoblastos poliédricos de menor tamaño post-cinemáticos, es decir masas cuarzosas de origen mixto, con longitudes que varían entre 2 y 4 mm.

Los porfiroclastos de plagioclasa presentan sus bordes intensamente corroídos y generalizada alteración argilácea. El maclado más característico es según la ley de Albita y Carlsbad, presentando algunos estructura zonal, otros maclas deformadas y marcada orientación de sus ejes mayores paralelamente a la estructura planar de la roca, a veces bordes aguzados en sus extremos adquiriendo forma lenticular.

En la matriz se reconoce la presencia de cuarzo, feldespato calcosódico, micas, epidoto y opacos. El cuarzo es microgranoblástico con hábito poliédrico y en general límpido. La plagioclasa es granoblásti-



1: Microbrecha, porfiroclastos de cuarzo de origen magmático, con engolfamientos de corrosión; plagioclasa parcialmente propilitizada, matriz microcristalina de cuarzo, biotita, sericita (N X) x 22. cz: cuarzo; pl: plagioclasa; bi: biotita. 2: Microbrecha, fenoclastos de cuarzo, plagioclasa, biotita rodeados por matriz microcristalina con estructura maciza. (N X) x 22. 3: Protomilonita, porfiroclastos de cuarzo, plagioclasa y biotita cloritizada en una matriz con marcada estructura de flujo. (N X) x 20. 4: Milonita, porfiroclastos esqueléticos de cuarzo, con marcada deformación reticular y fracturas rellenas de cuarzo microgranoblástico. (N X) x 22. 5: Milonita, megaclastos de plagioclasa con suave estructura zonal, con incipiente desarrollo en la matriz de sombras o colas de presión esencialmente de cuarzo microgranoblástico (N X) x 22. 6: Milonita, porfiroclastos de plagioclasa acompañados por sombras de presión en la matriz de cuarzo, moscovita, biotita y epidoto, con estructura de flujo. (Nic. X) x 21. 7: Blastomilonita, lentes policristalinos de cuarzo granoblástico en fina matriz con muy bien desarrollada estructura de flujo. (Nic. X) x 22. 8: Fenodacita, fenocristales de plagioclasa y cuarzo, en matriz microcristalina propilitizada. (Nic. X) x 21.

ca y menos abundante que el cuarzo, siendo común el maclado según ley de Albita; hay escasas inclusiones de moscovita. La biotita aparece en láminas cortas de color pardo, cristalizadas en un medio estático, con abundante desmezcla en hematita y magnetita. También son abundantes laminillas de clorita y moscovita.

**Esquistos miloníticos:** Estas rocas cataclásticas poseen una granulometría menor que la de los gneises miloníticos, siendo de medianos a finos, con estructura de flujo y porfiroclastos de tamaño variable entre 1 y 6 mm de diámetro en forma de ojos. Microscópicamente se observan porfiroclastos de plagioclasa y cuarzo rodeados por una matriz de grano variable de meso a microcristalina. Los primeros poseen tamaños comprendidos entre 0,6 y 5 mm de largo; algunos suborientados, otros han sido rotados y se disponen casi perpendicularmente con la dirección de flujo. La alteración en minerales arcillosos y epidoto es de incipiente a muy avanzada. Asociado a ellos se suelen observar sombras de presión con recristalización de cuarzo, biotita, epidoto. También suave estructura zonal, siendo la composición más frecuente An30 (Oligoclasa básica-Andesina ácida). Los porfiroclastos de cuarzo son de tamaño similar al feldespato, frecuentemente elongados, bordes con engolfamientos de corrosión magmática, marcada deformación del retículo cristalino y a veces fracturas abiertas ocupadas por cuarzo granoblástico.

La matriz es un agregado fino de cuarzo granoblástico sin y post-cinemático, biotita, moscovita, epidoto y plagioclasa. También se encuentran láminas mayores de biotita (pre o sin-cinemática) parcialmente cloritizadas e intercrecidas con epidoto y calcita, así como agregados lentiformes, concordantes con la estructura, de sericita y pequeños cristales prismáticos de epidoto. También se observan agregados de cuarzo de forma lenticular hasta de 1 cm de longitud, aparentemente sin-cinemáticos, con bordes difusos y corroídos por la matriz microcristalina. En algunos casos ésta los ha reemplazado parcialmente quedando como lentes esqueléticos de cuarzo, en otros se observa una intensa recristalización de la matriz, con aumento de tamaño de los granoblastos de cuarzo y biotita, que se agrupan a modo de bandas rodeando a porfiroclastos de cuarzo y plagioclasa. Asociado a estas bandas micáceas se encuentran cristales idiomorfos de magnetita.

En el flanco noroeste de cerro Negro, constituyendo las rocas de caja de las vetas cuarzosas con mineralización de scheelita, se encuentran esquistos miloníticos microplegados con abundante desarrollo de turmalina, variedad chorlita, sin-cinemática en prismas largos dispuestos paralelamente a la estructura.

**Blastomilonitas:** Son metamorfitas cataclásticas de tonalidad gris pardo claro a oscuro, de grano fino, con estructura de flujo bien marcada confirmando a la roca una partición en capas o superficies subparalelas. Los porfiroclastos de cuarzo son de tamaño variable de 0,2 a 1,6 mm de diámetro, frecuentemente elongados y dispuestos subparalelamente a la estructura de la roca. Presentan bordes difusos y engolfamientos de corrosión, este cuarzo es de naturaleza pre-tectónica. En otros casos es pos-tectónico, granoblástico, constituyendo lentes policristalinos con individuos de forma poliédrica, caras rectas y uniones triples. Las lentes pueden alcanzar hasta 0,16 mm de espesor máximo y se adelgazan rápidamente no sobrepasando generalmente un par de centímetros de longitud (microfotografía 7). Estas lentes se encuentran rodeadas por una matriz formada por cuarzo, feldespato, biotita y moscovita microcristalina (sericita). Los porfiroclastos de plagioclasa son escasos, de pequeño tamaño y frecuentemente alterados. Para la biotita se reconocen dos tipos diferentes: a) láminas pre o sin-tectónicas, delgadas, pardas y retorcidas con bordes irregulares y poco definidos con abundante tinción por óxidos de hierro (hematita); b) láminas pequeñas de color verde, subidiomorfos, sin deformación (pos-tectónicas). Ambos tipos están dispuestas subparalelamente dando lugar a una marcada estructura de flujo. También se observa la presencia de epidoto y opacos (magnetita). Existen delgadas fracturas con disposición aproximadamente perpendicular a la estructura de flujo, rellenas con calcita.

#### Distribución areal

No ha podido establecerse con exactitud los dominios para cada una de las variedades de rocas cataclásticas, ya que a lo accidentado del terreno debe agregarse la dificultad para reconocer cada especie petrográfica que en muchos casos solamente puede identificarse bajo observación microscópica. De todas maneras se ha podido constatar que en la porción norte y noreste de cerro Negro, las metamorfitas predominantes lo constituyen rocas más bien macizas, de granulometría mediana representadas por microbrechas. Más al sur y sobre el flanco oriental del mencionado cerro, aparecen en forma progresiva rocas foliadas con estructura de flujo, como son los gneises y esquistos miloníticos. Mientras que en el denominado Portezuelo Negro hacia el contacto con el stock granítico, estos esquistos miloníticos alternan con blastomilonitas. En el flanco oeste, las metamorfitas predominantes son microbrechas y próximo a las vetas de cuarzo con mineralización de wolframio, aparecen esquistos miloníticos.

### Definición estratigráfica

Se trata de una secuencia de rocas efusivas de composición dacítica, de espesor desconocido, que han sido sometidas a la acción de un metamorfismo cataclástico a variada profundidad, dando origen a distintas variedades texto-estructurales de rocas cataclásticas.

### Condiciones físicas del metamorfismo

Los procesos tecto-metamórficos y orogénicos que han actuado sobre la secuencia volcánica dacítica, han dejado al descubierto rocas cataclásticas generadas en diferentes condiciones físico-químicas. Los procesos de deformación que acompañan al fallamiento, cambian con la profundidad en la corteza como resultado de la variación de temperatura, presión de fluidos y presión confinante, como así también por la velocidad de fallamiento (Sibson, 1977). Es así que en las microbrechas y protomilonitas los procesos cataclásticos (destructivos) son predominantes sobre la recristalización-neomineralización (constructivos). Las primeras se habrían formado en condiciones de poca profundidad (mayor a 4 km), en donde las partículas de las rocas se comportan de una manera frágil al cizallamiento no siendo competentes para absorber grandes esfuerzos por plasticidad cristalina. La deformación de las masas rocosas se produce predominantemente por fricción, definiendo el régimen como "elástico-friccional" (Sibson, *op. cit.*). Este régimen se extiende hasta una profundidad de unos 10-15 km aproximadamente. Además la recristalización de los granos de cuarzo en contactos suturados, es indicativo que la misma se produjo a temperaturas menores a 275°C, correspondiendo al Grado Muy Bajo de Winkler (1976).

Con respecto a las protomilonitas y milonitas, que poseen estructura de flujo, resultado de un cizallamiento dúctil, representarían condiciones físicas algo más elevadas, ya que como lo expresa Spray (1969), hasta que no son alcanzadas las condiciones inferiores de la facies de los esquistos verdes (Grado Bajo de Winkler), no aparecerán las fábricas cristalógraficas penetrativas en las rocas cuarzo-feldespáticas. Así la isoterma definiendo el inicio de las condiciones de la facies de los esquistos verdes estimado por Turner (1968) es de 250-300°C para una Presión de carga = Presión de H<sub>2</sub>O.

Los gneises y esquistos miloníticos y blastomilonitas, en donde la neomineralización-recristalización es dominante, se habrían formado en condiciones físicas de temperatura aún más alta y profundidad superior a los 15 km (4,5 Kb). En estas condiciones los constituyentes mayores de las rocas sufren deformación predominantemente por plas-

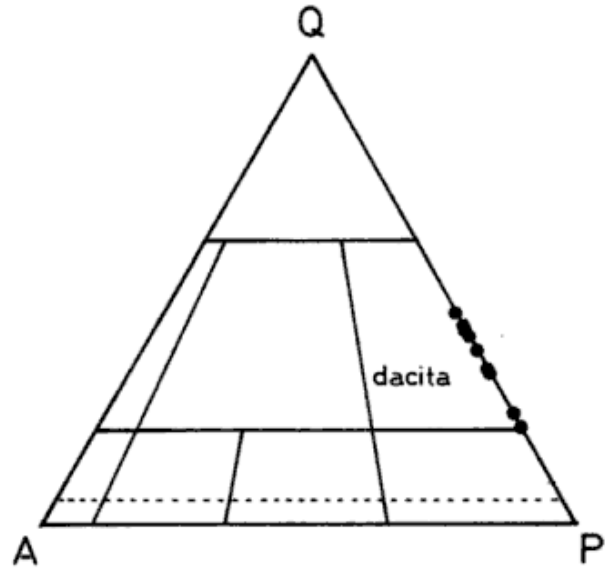


Figura 2: Diagrama QAP según la I.U.G.S. (Feruggi, 1980) para rocas volcánicas; Q (cuarzo), A (feldespato alcalino), P (plagioclasa).

ticidad cristalina, definiendo un régimen "casi plástico".

Estas metavolcanitas cataclásticas han sido afectadas por intensa fracturación y plegamiento, lo que produce complicaciones en la distribución geográfica de los afloramientos para cada variedad petrográfica; sin embargo es posible reconocer un aumento en el grado metamórfico de norte a sur. Es decir que próximo al contacto con el granito se encuentran los niveles más profundos y hacia el norte se pasa a niveles más someros, habiendo una manifiesta oposición con respecto al nivel topográfico.

## CUERPO SUBVOLCANICO

### Antecedentes

El único antecedente sobre la existencia de estas rocas se debe a Peralta (*op. cit.*), quién menciona la existencia de un cuerpo de pórfidos dacíticos propilitizados al norte del Portezuelo Negro, con frecuentes diques satélites.

### Afloramientos

Constituye un cuerpo de forma subcircular, algo elongado en la dirección norte-sur con unos 800 m en esta dirección y unos 540 m según este-oeste, cubriendo una superficie aproximada de 0,36 km<sup>2</sup>. Los contactos con las metavolcanitas son netos, no habiéndose observado fenómenos térmicos.

### Petrografía

Macroscópicamente es una roca de color gris oscuro, de grano medio, estructura maciza, porfírica,

con fenocristales de cuarzo y plagioclasa, siendo el tamaño más frecuente 2 a 3 mm, pero algunos alcanzan hasta 6 mm en su máxima dimensión. La matriz es afanítica microcristalina.

Bajo observación microscópica los fenocristales de cuarzo son límpidos, con tendencia al idiomorfismo, bordes corroídos y engolfamientos de corrosión. La mayoría presenta marcada deformación reticular y a veces están muy fracturados con material de la matriz ocupando los espacios abiertos o un mortero cuarzoso recrystalizado. El tamaño de los fenocristales varía entre 0,2 y 3 mm de diámetro.

La composición de la plagioclasa es An28-31 (Oligoclasa básica-Andesina ácida), en fenocristales idiomorfos, con marcada estructura zonal y a veces agrupados confiriendo a la roca una textura glomeroporfirica. Los bordes de los cristales muestran en mayor o menor grado la corrosión por el líquido magmático, siendo frecuente la alteración sericitico-caolínica de moderada a muy avanzada, a veces totalmente propilitizados (microfotografía 8).

La biotita se encuentra en láminas de tamaño variable, algunas constituyen fenocristales de hasta 3 mm de longitud, con marcada tendencia al subidiomorfismo, otras con bordes desfleados e irregulares con marcado pleocroísmo: X: amarillo ver-

doso pálido, Z: verde oscuro y abundante exsolución de hematita y magnetita. Algunas láminas están parcialmente cloritizadas.

La matriz es predominantemente microcristalina con microlitos de plagioclasa que presentan un marcado carácter fluidal. Hay también abundante cuarzo microgranular de 0,04 a 0,10 mm de diámetro; a veces se observa una marcada recrystalización del cuarzo de la matriz con el consiguiente aumento de tamaño. Constituye también la matriz láminas pequeñas de biotita, moscovita y epidoto. Se suelen formar nidos de biotita en cristales de mayor tamaño que los de la matriz, con exsolución de minerales de hierro e inclusiones de epidoto y apatita.

En estas volcanitas es casi constante la alteración propílica y silicificación.

Debido a que estas rocas poseen una matriz microcristalina en la que coexisten minerales primarios junto a productos de hidrotermalismo, se hace imposible determinar con precisión su composición mineralógica para su correcta clasificación. Es por ello que se han realizado nueve análisis modales, de muestras seleccionadas, tomando en consideración únicamente los minerales reconocibles (fenocristales).

#### Análisis modales de volcanitas

Nº Roca	471	468	467	475	476	466	465	472	473	V.M.
Cuarzo	17,3	6,0	3,1	5,5	2,8	4,5	2,7	4,1	3,0	5,4
Plag.	24,4	8,5	5,2	8,4	11,5	5,5	5,5	8,6	10,1	9,7
Biot-Clor.	7,4	0,7	0,8	3,2	0,4	2,2	1,6	1,4	1,8	2,2
Matriz	50,8	84,8	90,8	82,8	85,3	87,8	90,2	85,8	85,1	82,6

V.M.: Valor medio

Estos valores proyectados en el triángulo QAP (I.U.G.S. *in* Teruggi, 1980) caen enteramente en el campo de las dacitas (figura 2). Debido a la dificultad expresada anteriormente, en lo que se refiere al reconocimiento de los minerales de la matriz, estas rocas son definidas *sensu strictu* como "fenodacitas porfíricas".

#### Edad

El único dato existente sobre la edad de este cuerpo, corresponde a una datación radimétrica realizada por el INGEIS, con valor de  $534 \pm 15$  Ma (Cámbrico medio-superior) *in* Peralta (1980, *op. cit.*)

### CONCLUSIONES

En las metavolcanitas cataclásticas de cerro Negro, es posible observar caracteres texturales y

mineralógicos heredados de la roca de origen, como fenocristales idiomorfos de plagioclasa con idéntica composición en ambos tipos de rocas, cuarzo con bordes y engolfamientos de corrosión magmática, etc. Es decir que en base a caracteres petrográficos estas metamorfitas parecen haber derivado de efusiones lávicas y/o piroclásticas de naturaleza ácida.

La yacencia intrusiva de un cuerpo subvolcánico Cámbrico fenodacítico, señalaría una edad precámbrica para la actividad magmática que dio origen a la secuencia metavolcánica cataclástica.

Estos afloramientos constituirían una manifestación más sobre la existencia de un volcanismo ácido calco-alcalino precámbrico, en ambiente geológico de Sierras Pampeanas con características similares a las mencionadas por Brodtkorb, *et al.* (1984) en la Sierra de San Luis.

La alteración propílica como así también procesos de silicificación que afectan a estas rocas, imposibilitan la interpretación geoquímica con los elementos mayoritarios, pero la determinación de los elementos en trazas inmóviles (Ti, Zr, Y, Nb), serían de gran utilidad en la caracterización química y geotectónica de este volcanismo.

#### AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo forma parte del proyecto de investigación en convenio entre la Universidad Técnica de Clausthal, Alemania Federal y Universidad Nacional de Catamarca. El reconocimiento a las respectivas autoridades, como así también al apoyo económico recibido por la SECYT de la Nación.

Nuestro agradecimiento al doctor Roberto Caminos por la lectura crítica del manuscrito e importantes sugerencias.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- BRODTKORB, M. K., N. E. PEZZUTTI y L. H. DALLA SALDA, 1984. *Presencia de vulcanismo ácido en el Precámbrico de la Provincia de San Luis*. IXº Congr. Geol. Arg., Actas, II: 181-190.
- CAMINOS, R., 1979. *Sierras Pampeanas Noroccidentales. Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan*. Geol. Reg. Arg., Vol. I, Acad. Nac. Cs., Córdoba.
- HIGGINS, M. W., 1971. *Cataclastic Rocks*. Geol. Survey, Prof. Paper, 687.
- MARTINEZ, I., 1978. *Geología del área Cerro Negro, provincia de Catamarca*. Univ. Nac. Tucumán, (inéd.).
- PARRA, I., 1985. *Geología de la Mina Virgen del Valle-Marcelino. Distrito Cerro Negro, Departamento Tinogasta, provincia de Catamarca*. Iº Jorn. Geol. de Catamarca (I).
- PERALTA, E., 1980. *Area de investigación geológico minera N° 52. Cerro Negro*. Serv. Min. Nac., Tucumán, (inéd.).
- SIBSON, R. H., 1977. *Fault rocks and fault mechanisms*. Geol. Soc. Lond. Vol. 133, 191-213.
- SOSIC, M., 1972. *Descripción Geológica de la Hoja 14d Tinogasta, provincia de Catamarca y La Rioja*. Dir. Nac. Geol. y Min., Bol., 129, Buenos Aires.
- SPRY, A., 1969. *Metamorphic Textures*. Pergamon, London.
- TERUGGI, M., 1980. *La clasificación de las rocas ígneas*. Ediciones Cient. Arg., Librart, Bs. As.
- TURNER, F. J., 1968. *Metamorphic Petrology*. Mc. Graw-Hill, New York.
- WINKLER, H. G., 1976. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag New York.

Recibido: 18 de junio, 1988  
Aceptado: 10 de mayo, 1990

GUSTAVO A. TOSELLI  
\*GRACIELA DEL V. CORDOBA

Universidad Nacional de Catamarca  
Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas  
Maximio Victoria 55  
4700 S. F. del V. de Catamarca  
\*CONICET



## GEOLOGIA DEL CUATERNARIO DEL VALLE DEL RIO MALLEO, PROVINCIA DEL NEUQUEN

Jorge Rabassa, Edward B. Evenson, J. Michael Clinch, Gunnar Schlieder,  
Peter Zeitler y George C. Stephens

**RESUMEN:** Relevamientos de campo detallados, mapeo regional, estudios paleomagnéticos y palinológicos y fechados radimétricos por C-14 y K-Ar, han permitido a los autores proponer una secuencia estratigráfica para el Cuaternario del valle del Río Malleo, Neuquén, y en especial, para los depósitos glaciogénicos pleistocénicos. Esta secuencia local está compuesta por unidades aloestratigráficas y litoestratigráficas, y se presenta una correlación con la secuencia estratigráfica regional para el área-tipo de San Carlos de Bariloche. Esta secuencia local está integrada por (de más antiguo a más reciente): Plioceno o Pleistoceno temprano: Formación Mallín (basaltos); Pleistoceno temprano o pre-Pleistoceno: Drift Paso Tromen/Drift Puesto de Paja; Pleistoceno temprano o medio: Drift San Huberto; Pleistoceno medio: Drift Criadero de Zorros (fechados radiocarbónicos:  $29.740 \pm 555$ ,  $> 36.000$ ,  $> 51.000$  y  $> 56.000$  a.A.P.; se interpreta como de edad radiocarbónica infinita); Andesita Pino Santo (fechados K/Ar:  $0.207 \pm 0.023$ ;  $0.13 \pm 0.04$ ;  $0.167 \pm 0.01$ ;  $0.126 \pm 0.019$  Ma); Pleistoceno tardío: Drift Mamuil Malal, con dos subunidades, Mamuil Malal I y Mamuil Malal II; Holoceno: Formación Río Pireco (tefras); Formación Potrero de Volcán (basaltos); Formación Lanín (basaltos); diamictos de remoción en masa; depósitos neoglaciales; aluvio.

Se correlaciona tentativamente a los Drift Paso Tromen y Puesto de Paja con el Drift Pichileufu del área-tipo de San Carlos de Bariloche; el Drift San Huberto, con el Drift El Cóndor o con un evento tardío del Drift Pichileufu; el Drift Criadero de Zorros con, al menos, parte del Drift El Cóndor; y el Drift Mamuil Malal con el Drift Nahuel Huapi.

La Glaciación Mamuil Malal (= Glaciación Nahuel Huapi) tuvo lugar durante el Pleistoceno tardío (= Wisconsin). Las glaciaciones anteriores son pre-Pleistoceno tardío (pre-Wisconsin), pudiendo haberse iniciado la más antigua en el Pleistoceno temprano o aún, en el Plioceno.

**ABSTRACT:** Detailed field studies, regional geological mapping, palynological and paleomagnetic studies and radiometric dating by means of  $^{14}\text{C}$  and K/Ar, have been used for the establishment of a local stratigraphic sequence in the Río Malleo Valley of Neuquén, Northern Patagonian Andes, Argentina, with emphasis on the Late Pliocene (?) and Pleistocene glaciogenic deposits. This local sequence is composed of both allostratigraphic and lithostratigraphic units combined and a correlation with the regional stratigraphic sequence for the type area of San Carlos de Bariloche is proposed. This local sequence is composed of (from older to younger): Pliocene or Early Pleistocene: Mallín Formation (basalts); Early Pleistocene or pre-Pleistocene: Paso Tromen Drift/Puesto de Paja Drift; Middle Pleistocene or Early Pleistocene: San Huberto Drift; Middle Pleistocene: Criadero de Zorros Drift ( $^{14}\text{C}$  ages:  $29,740 \pm 555$ ;  $> 36,000$ ;  $> 51,000$ ;  $> 56,000$  yr. B.P.; interpreted as of infinite radiocarbon age); Pino Santo Andesite (K/Ar dates:  $0.207 \pm 0.023$ ;  $0.167 \pm 0.01$ ;  $0.13 \pm 0.04$ ;  $0.126 \pm 0.019$  Ma); Late Pleistocene: Mamuil Malal Drift, with two subunits, Mamuil Malal I and II; Holocene: Río Pireco Formation (tephras); Potrero de Volcán Formation (basalts); Lanín Formation (basalts); mass movement diamictos; Neoglacial deposits; alluvium.

A tentative correlation is proposed between the Paso Tromen and Puesto de Paja Drifts with the Pichileufu Drift of the San Carlos de Bariloche type area, the San Huberto Drift with an earlier phase of the El Cóndor Drift or with a late phase of the Pichileufu Drift, the Criadero de Zorros Drift with at least, part of the El Cóndor Drift, and the Mamuil Malal Drift with the Nahuel Huapi Drift.

The Mamuil Malal Glaciation (+ Nahuel Huapi Glaciation) took place during the Late Pleistocene (= Wisconsinan). The earlier glaciations are pre-Late-Pleistocene (pre-Wisconsinan) whereas the oldest one may have started during the Early Pleistocene or even during the Pliocene.

### INTRODUCCION

El Valle del Río Malleo se extiende de oeste a este desde sus nacientes en los Andes Patagónicos Septentrionales, hasta su unión con el Río Aluminé,

unos 50 km hacia el este. Este trabajo trata de la historia cuaternaria de la porción superior de este valle, unos 35 km desde Paso Tromen, en el límite internacional con Chile, hasta Puesto de Paja (figura 1). El valle se extiende hacia el este desde la ba-

se del Volcán Lanín (3776 m s.n.m.; lat. 39°40'S; long. 71°43'O), un volcán del Pleistoceno tardío-Holoceno construido sobre un centro eruptivo más antiguo, quizás pre-Pleistoceno.

El Río Malleo drena el Lago Tromen, un lago actualmente endicado por coladas basálticas y torrentes de barro volcánico (Rolleri, 1975). El valle superior del Malleo es una artesa glacial que registra un mínimo de cuatro eventos glaciales y tres episodios volcánicos durante el Cuaternario. Nuestra interpretación de la historia geológica de esta área está basada en estudios estratigráficos y mapeo de detalle y está sustentado por dataciones radiocarbónicas y de K-Ar, e información paleomagnética. Una nomenclatura estratigráfica local se propone aquí para los depósitos de este valle. Estos nombres locales son correlacionados con el sistema de nomenclatura regional, que incluye a los drifts Nahuel Huapi, El Cóndor y Pichileufu, establecido por Flint y Fidalgo (1964, 1969).

La geología del valle del Malleo ha sido estudiada, entre otros, por Groeber (1929, 1938, 1947, 1949), Feruglio (1949-50), Dessanti (1972), Turner

(1973), Rolleri (1975) y González Díaz y Nullo (1980). Turner (1973) propuso el esquema de nomenclatura estratigráfica que se muestra ligeramente modificado en el cuadro I. La evidencia geológica y geomorfológica de campo y las edades absolutas obtenidas durante nuestro estudio sugieren que varias de las unidades volcánicas supuestamente "holocénicas" de Turner (1973) son más antiguas que lo estimado anteriormente, y una estratigrafía parcialmente revisada se presenta en este trabajo. Algunos aspectos de ella fueron adelantados recientemente por nosotros (Rabassa et al., 1987). Turner (1973) reconoció depósitos glaciales en este valle y asignó los depósitos morénicos a la Formación Los Helechos y los sedimentos glaciofluviales a la Formación Collun-Co. La geología glacial de esta región ha sido descrita, entre otros, por Feruglio (1949-50), Auer (1957), Flint y Fidalgo (1964) y Fidalgo y Porro (1978).

Como parte de su trabajo regional, Flint y Fidalgo (1964) extendieron su nomenclatura estratigráfica de tres unidades glaciogénicas (cuadro II) desde su área tipo en las cercanías de San Carlos de Ba-

Cuadro I: Estratigrafía Regional del Cenozoico (modificado de Turner, 1973).

FORMACION	LITOLOGIA	EDAD
Drift glacial	arenas y bloques	Actual
Deslizamientos	bloques angulares y brechas.	Actual.
	— discordancia —	
Fm Lanín	basalto	Holoceno
Fm Mallín	basalto	Holoceno
Fm Malleo	basalto	Holoceno.
	— discordancia —	
Aluvio	arenas y bloques	Pleistoceno tardío
Fm Collún Có	depósitos glaciofluviales	Pleistoceno tardío
Fm Los Helechos	morenas	Pleistoceno tardío
	— discordancia —	
Fm Huechahué	basalto	Pleistoceno tardío
Fm Hueyeltué	basalto	Pleistoceno temprano
Fm Tipilihuque	basalto	Plioceno tardío
Fm Aseret	andesita.	Plioceno temprano
	— discordancia —	
Fm Rancahué	basalto	Mioceno
Fm Chimehuín	tobas	Mioceno
Fm Lolog	conglomerados, areniscas y lutitas	Eoceno
Fm Auca Pan	vulcanitas, lutitas y tobas.	Eoceno.

riloche a la totalidad de la región investigada, entre los paralelos 39°10' y 41°20'S. Por lo tanto, estos autores identificaron depósitos Nahuel Huapi, El Cóndor y Pichileufu virtualmente en todos los valles de la pendiente oriental de los Andes. Nuestras investigaciones recientes sugieren que los criterios utilizados por Flint y Fidalgo para denominar y correlacionar los depósitos de cada valle con aquéllos que aparecen en las respectivas áreas tipo cerca de Bariloche parecen ser no siempre idénticos. En muchos casos, además, hemos observado depósitos glaciales que se extienden valle abajo de los límites orientales de glaciación mapeados por Flint y Fidalgo (1964). A menudo, debido a diferencias en la composición, preservación y modificación postdeposicional de las morenas existentes, es muy difícil aún correlacionar depósitos de valles adyacentes, por lo cual, y unido ello a la pequeña escala de trabajo (1:500.000) utilizada por dichos autores, parece justificarse un trabajo de revisión a la luz del conocimiento actual de la disciplina. Atendiendo a estas consideraciones, hemos abandonado el criterio de extender un conjunto único de nombres estratigráficos regionales formales, favoreciendo en cambio el establecimiento de nomenclaturas informales locales para cada valle principal. Estos nombres locales pueden ser entonces correlacionados entre ellos y, donde sea posible, con el área tipo escogida por dichos autores en San Carlos de Bariloche.

## GEOLOGIA GLACIAL

### METODOLOGIA

El valle del Río Malleo fue elegido para su estudio por varias razones:

(1) La mayoría de los sectores del valle son de fácil accesibilidad y la vegetación no oscurece la morfología de los depósitos glaciogénicos, en aquellos casos en que se ha preservado.

(2) Los depósitos glaciarios están en su mayoría bien conservados, registrando múltiples avances glaciarios.

(3) Las morenas neoglaciales están presentes en las cercanías de los glaciares del Volcán Lanín, sugiriendo que el registro glacial se encuentra razonablemente completo.

(4) La presencia de volcanitas pliocénicas y pleistocénicas puede proporcionar un control de edad absoluta para los depósitos glaciarios.

El mapeo fue realizado por medio de observaciones en el terreno y fotointerpretación de estereopares a escala 1:25.000 y 1:40.000, relevamiento de 1970, del Servicio de Hidrografía Naval, Buenos Aires. Los contactos entre las unidades determinadas fueron luego transferidos a mapas topográficos

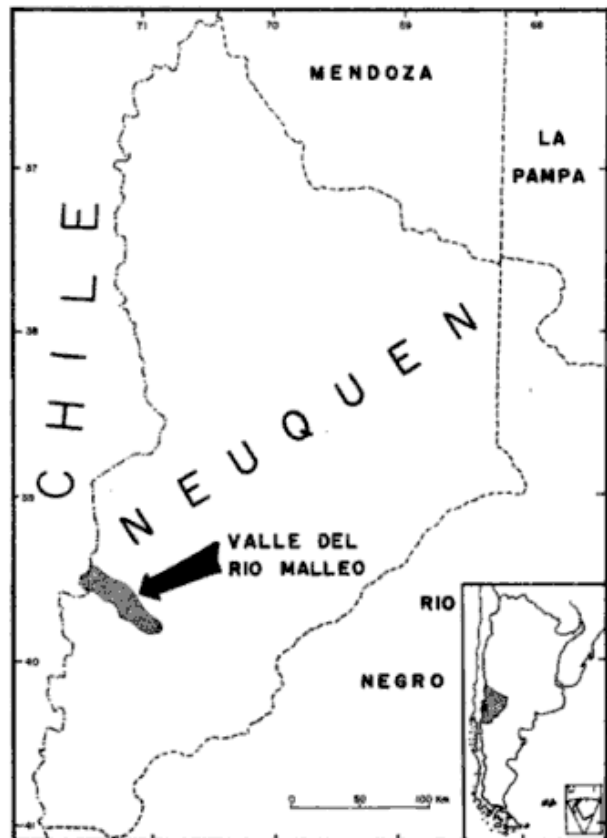


Figura 1: Mapa de ubicación.

del IGM, a escalas 1:50.000 y 1:100.000. Relevamientos de campo detallados fueron realizados en numerosas localidades, perfiles transversales y valles tributarios, intentando así determinar (i) los límites de las unidades estratigráficas y (ii) sus relaciones espaciales y temporales. Un mapa detallado de la geología de superficie ha sido completado y puede ser solicitado a los autores. La figura 2 es una versión simplificada del mapa de geología de superficie, que muestra solamente aquellas unidades de importancia para establecer la cronología local de la actividad glacial y volcánica.

Una búsqueda cuidadosa fue llevada a cabo en todos los afloramientos, para tratar de hallar materiales orgánicos datables por Carbono-14. Se desea por medio de ellos proveer un control temporal y verificar la validez de las afirmaciones de Flint y Fidalgo (1964), en el sentido que no debería hallarse madera o turba entre los depósitos glaciales, fundamentalmente por razones paleoclimáticas y paleoecológicas. Materiales orgánicos pleistocénicos datables, de interés para este estudio, han sido encontrados hasta el presente solamente en una localidad, la sección de Criadero de Zorros, en la estancia Mamuil Malal, donde fragmentos de madera, capas de gyttja y turba fueron hallados bajo depósitos glaciarios. Esta sección fue registrada cuidadosamente y los materiales hallados fueron enviados para su datación a varios laboratorios.

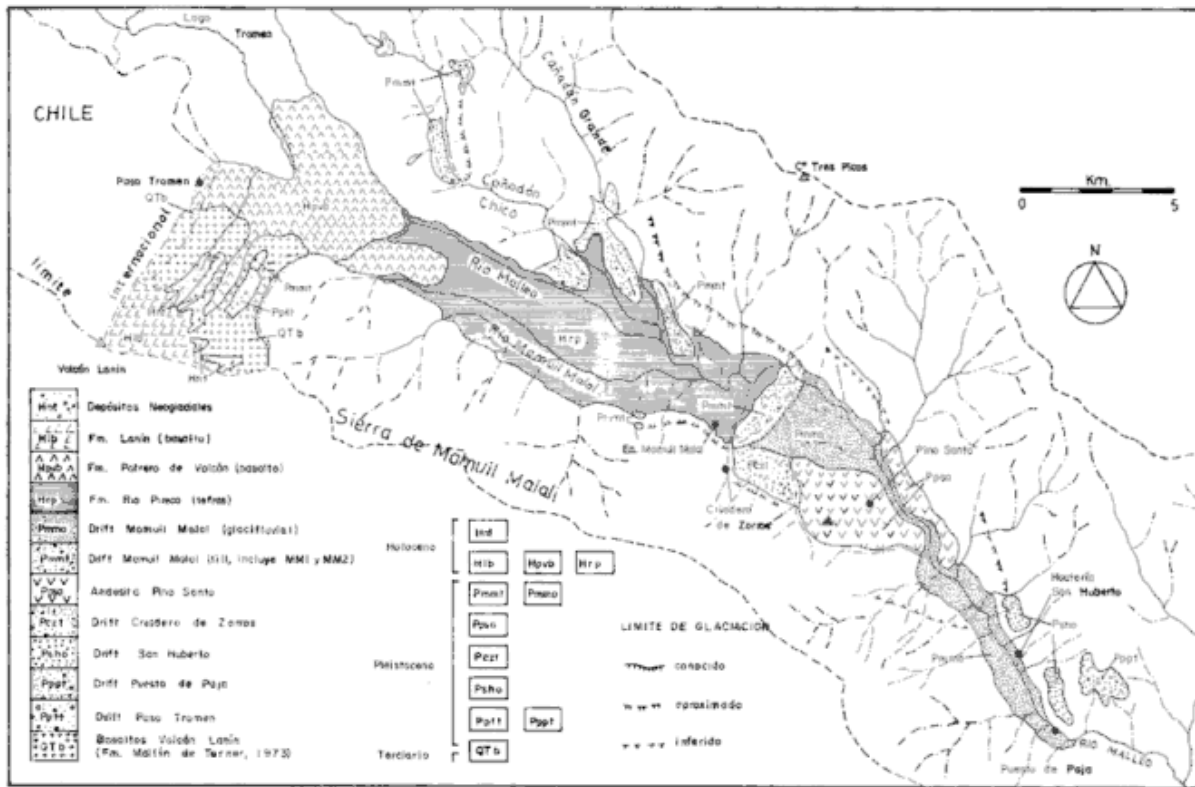


Figura 2: Mapa geológico del Cuaternario (simplificado) del valle del río Malleo (Neuquén); puntos: localidad; triángulos: Centro eruptivo Andesita Pino Santo.

Varias muestras fueron obtenidas en rocas volcánicas inalteradas en la localidad de Pino Santo, y enviadas a la Australian National University, Canberra, donde uno de nosotros (P.Z.) realizó las determinaciones radimétricas por K/Ar. Muestras orientadas de estas mismas rocas fueron obtenidas en Pino Santo y también en basaltos que infrayacen a erráticos glaciarios en las laderas septentrionales de la base del Volcán Lanín, midiéndose sus direcciones paleomagnéticas. Algunos datos paleomagnéticos preliminares han sido informados en Kodama *et al.* (1984, 1985a, 1985b, 1986, 1987).

Mapeo geológico superficial y estudios estratigráficos detallados han sido realizados en los valles ubicados al norte y sur del valle del Río Malleo, y a lo largo del curso de los ríos Aluminé y Collón Curá, los cuales constituyen el drenaje principal de toda la región. Estos datos no publicados aún han sido extremadamente útiles para clarificar las relaciones estratigráficas observadas en este estudio y en la correlación de los avances glaciarios.

A los efectos de su comparación con el esquema estratigráfico global se indican a continuación los límites de las unidades geocronológicas utilizadas en este trabajo: Plioceno, > 1,6 Ma; Pleistoceno temprano: 1,6-0,35 Ma (Estadios isotópicos de oxígeno: > 10); Pleistoceno medio: 0,35-0,12 Ma (Estadios: 10 a 5e); Pleistoceno tardío: 120-10 ka (Estadios: 5d a 2); Holoceno < 10 ka (Estadio 1).

Se sigue aquí la cronología propuesta por Rose (1989). La alternativa sugerida por la Comisión de Estratigrafía de INQUA en 1987, acerca de fijar la transición (i) Plioceno-Pleistoceno en el límite de las épocas geomagnéticas Matuyama-Gauss (2,48 Ma) y (ii) Pleistoceno inferior-Pleistoceno medio en el límite Brunhes-Matuyama (0,73 Ma), no se considera por no haber sido formalmente aprobada todavía.

#### NOMENCLATURA ESTRATIGRAFICA

Como fuera expuesto más arriba, dos criterios han sido utilizados para denominar y correlacionar los depósitos glaciarios en el valle del Río Malleo. Turner (1973) propuso dos unidades litoestratigráficas para estos depósitos, la Formación Los Helechos para todos los depósitos morénicos, y la Formación Collun-Có para todos los sedimentos de las terrazas glacioluviales. Este enfoque es estratigráficamente correcto y describe el material adecuadamente para propósitos de mapeo regional. Sin embargo, este criterio no representa adecuadamente la historia glacial de la región al agrupar depósitos con litologías similares pero edades diferentes (por ejemplo, todos los tills), en tanto que separa los depósitos de diferente génesis sedimentaria formados al mismo tiempo (por ejemplo, un till y sus correspondientes gravas de terraza glacioluvial). En

Cuadro II: Estratigrafía Glacial, Andes Patagónicos Septentrionales, Flint y Fidalgo (1964 y 1969).

Unidades estratigráficas	Edad
Drift Nahuel Huapi	Ultima Glaciación ( Wisconsin )
Drift El Cóndor	Ultima Glaciación ( Wisconsin )
Drift Pichileufú	Penúltima Glaciación ( Illinois ? )

nuestra opinión, el uso de unidades aloestratigráficas es más apropiado, definiendo unidades particulares al determinar sus discontinuidades limitantes (North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, NACSN 1984; Evenson *et al.*, 1982). Todas las unidades aloestratigráficas definidas en el presente trabajo son aloformaciones.

El segundo enfoque para la nomenclatura estratigráfica de los depósitos glaciares de la región es aquél desarrollado por Flint y Fidalgo (1964), quienes completaron el mapeo de reconocimiento de un amplio sector de los Andes Patagónicos Septentrionales. Estos autores correlacionaron todas las morenas mapeadas en la región estudiada con los Drifts Nahuel Huapi, El Cóndor y Pichileufú, tal como ellos fueron definidos en el área tipo cercana a San Carlos de Bariloche. Como ha sido discutido más arriba, es difícil justificar la extensión de un mismo conjunto de nombres estratigráficos a distancias tan grandes, cuando se trabaja con unidades glaciogénicas. Durante nuestro estudio, depósitos de till fueron mapeados en el valle del río Malleo hasta 20 km aguas abajo del límite exterior de glaciación mapeado por Flint y Fidalgo (1964). En forma similar, depósitos glaciares han sido hallados al este de los hasta ahora conocidos límites orientales de glaciación en ciertos valles ubicados más al norte (G. Schlieder, Tesis Doctoral, inédita). Debido a varios factores, incluyendo movimientos en masa extensivos y una espesa cubierta de tefras holocénicas, la preservación de los depósitos glaciares en el valle del río Malleo difiere notablemente de la de aquellos mapeados por Flint y Fidalgo (1964) en el área tipo de San Carlos de Bariloche. Es por ello inapropiado utilizar el mismo conjunto de nombres estratigráficos en ambas áreas, pues ello implica un grado de certeza mayor que aquél que puede ser justificado por los datos disponibles (Birkeland *et al.*, 1979).

Una alternativa justificable estratigráficamente es definir nombres locales para los depósitos glaciares dentro de un único valle, o bien dentro de valles estrechamente vinculados entre sí, donde pueden establecerse correlaciones que no sean

ambiguas (Evenson *et al.*, 1982). Un nombre separado se asigna a cada depósito o grupo de depósitos, los cuales pueden ser diferenciados sobre la base de técnicas de datación relativa (morfología y preservación de las morenas, extensión valle-abajo, relaciones con las terrazas, meteorización mineral y de clastos, tanto superficial como sub-superficial, etc.) o control geocronológico absoluto. Los eventos de segundo orden, tales como múltiples crestas morénicas o depósitos recesiones relacionados al mismo evento glacial, los cuales no pueden ser diferenciados en base a técnicas de datación relativa, reciben el mismo nombre estratigráfico seguido de numeración romana correlativa.

Un nuevo conjunto de nombres estratigráficos se aplica a los depósitos mapeados en cuencas de drenaje vecinas. Se admite que este sistema resulta en la proliferación de nombres estratigráficos, lo cual es confuso para las personas que no están totalmente familiarizados con la literatura de la región. Para resolver este problema y para ayudar en la comunicación dentro de una determinada región, los nombres estratigráficos locales son asimismo correlacionados a un conjunto de nombres estratigráficos regionales, pero los nombres estratigráficos locales son retenidos. Así, si el hallazgo de evidencia adicional prueba que la correlación propuesta no es justificable, sólo la correlación debe cambiarse, pero no los nombres estratigráficos. Este enfoque flexible, con dos niveles de jerarquía, ha sido utilizado exitosamente en las Pioneer Mountains de Idaho Central, Estados Unidos, donde los nombres estratigráficos originales utilizados para describir los depósitos habían sido anteriormente definidos en Wyoming, aproximadamente 500 km hacia el este (Evenson *et al.*, 1982).

En esta oportunidad, la estratigrafía del valle del Río Malleo es correlacionada, hasta donde ello sea posible, con la nomenclatura regional establecida por Flint y Fidalgo (1964). Hasta que se finalice el remapeo en curso del área tipo de San Carlos de Bariloche, se sugiere que esta estratigrafía regional sea mantenida, pudiendo ser luego retenida, modi-

**Cuadro III: Nomenclatura estratigráfica local, valle del río Malleo.**

UNIDAD	ESTRATIGRAFICA	EDAD
Aluvio	Depósitos neoglaciales Torrentes de barro volcánico Fm Lanín ( basalto ) Fm Potrero de Volcán ( basalto ) Fm Rio Pireco ( tefras )	Holoceno
Drift	till y depósitos de las Mamuil morenas recesionales. Malal till y depósitos de las morenas terminales. gravas y arenas de la terrazza glaciofluvial.	Pleistoceno tardío ( Wisconsin tardío )
Andesita	Pino Santo ( Fm Malleo de Turner, 1973 )	± 0.126 +/- 0.019 Ma. 0.13 +/- 0.04 Ma. 0.167 +/- 0.1 Ma. 0.207 +/- 0.023 Ma. Sangamon o Illinois tardío (?)
Drift	Criadero de Zorros	> 0.207 +/- 0.023 Ma. Illinois (?)
Drift	San Huberto	Pleistoceno medio o temprano(?)
Drift	Paso Tromen	Pleistoceno temprano o
Drift	Puesto de Paja	pre - Pleistoceno (?)
Basaltos	del Volcán Lanín ( Fm Mallín de Turner , 1973 )	Pleistoceno temprano (?) o Plioceno tardío (?)

ficada o abandonada en favor de una nueva estratigrafía regional, si correspondiere.

#### ESTRATIGRAFIA GLACIAL

Como resultado del detallado mapeo de campo en el área en estudio, varias unidades estratigráficas locales han sido reconocidas y definidas (cuadro III). Algunas de las unidades que se presentan aquí, incluyendo todas las rocas volcánicas, son unidades litoestratigráficas, mientras que los depósitos glaciales se agrupan en unidades aloestratigráficas. De todas maneras, la coexistencia de ambos tipos de unidades dentro de una única estratigrafía es permitido por el Código (NACSN, 1984). La ubicación, litología, área tipo y edad de las unidades vinculadas a la estratigrafía glacial del área en estudio son discutidas a continuación.

#### DRIFT PASO TROMEN

Esta unidad está compuesta exclusivamente de bloques graníticos diseminados que descansan sobre las rocas volcánicas que forman las laderas septentrionales del Volcán Lanín, a 1500-1550 m s.n.m., sobre superficies de erosión que se encuentran en ambos márgenes de las nacientes del río Turbio (figura 2). El área tipo para este drift se encuentra a unos 2 km al sur del Destacamento de Gendarmería Paso Tromen, ubicándose éste sobre la ruta que cruza la Cordillera Andina rumbo a Chile. Estos bloques son de granito grisáceo compuesto por ortoclasa, plagioclasa ácida, cuarzo y mica, y parecen haber sido derivados de la Formación Huechulafquen (Turner, 1973). Estos intrusivos del Paleozoico superior afloran alrededor del Lago Tromen, en el Paso Tromen, y al oeste y noroeste del Volcán

Lanín, ya en Chile. Los bloques tienen hasta 4 m de diámetro, bien redondeados, con superficies suavizadas y pulidas por procesos eólicos y periglaciales. El tamaño, forma y litología de estos bloques hace que se los considere como de origen glaciogénico, ya que no se conoce otro proceso natural que pueda explicar su depositación y distribución altitudinal. Estos bloques erráticos serían así los únicos clastos sobrevivientes de un muy antiguo manto de till. Es posible que estos bloques hayan sido depositados directamente del hielo, como drift supraglaciarario sin matrix, por encontrarse por encima de la línea de equilibrio, donde no hay formación de morenas laterales. Si por el contrario, una matrix de grano fino existió alguna vez, ella ha sido removida por actividad periglacial, escurrimiento superficial y el viento. De todas maneras, el origen glacial atribuido a estos clastos está fundamentado en: (i) su litología, exótica a las rocas volcánicas del Volcán Lanín; (ii) sus dimensiones y forma, típicamente asociadas con procesos glaciares; y (iii) su distribución altitudinal, entre 1500 y 1550 m s.n.m., consistente con la posición esperada para los drifts más antiguos de la región, de acuerdo a lo observado en otros valles cercanos. Estos mismos criterios fueron aplicados por Rabassa (1982, 1983) para establecer la génesis y posición estratigráfica de erráticos, similares en características y distribución a los aquí mencionados, en la Isla James Ross, Península Antártica.

Los bloques erráticos aquí denominados Drift Paso Tromen descansan sobre basaltos vesiculares mapeados por Turner (1973) como Formación Mallín, de supuesta edad holocénica. Sin embargo, la evidencia geomórfica indica que el Volcán Lanín fue formado durante, por lo menos, dos grupos de episodios eruptivos mayores (ver, por ejemplo, Desanti, 1972: 677), separados por varios avances glaciales. Las volcanitas más antiguas, correspondientes a uno o más episodios eruptivos, forman la base del volcán, a la cual suprayacen los bloques erráticos del Drift Paso Tromen y sedimentos glaciares del Drift Mamuil Malal, a elevaciones mucho más bajas, y está profundamente disectada por artesas pleistocénicas y holocénicas (Rabassa *et al.*, 1985a). Muestras orientadas de un basalto vesicular inmediatamente por debajo de los bloques erráticos del Drift Paso Tromen fueron obtenidas en el campo y su magnetismo remanente fue medido en los laboratorios de Lehigh University (Kodama *et al.*, 1984, 1985a, 1986). La roca no pudo ser datada por K/Ar debido a su alto porcentaje de vesículas y probable alteración. Estas muestras tienen un magnetismo remanente normal (MRN) de 1 Am-1, el cual decayó univectorialmente al origen durante demagnetización por campos alternantes. La dirección de la remanencia demagnetizada fue  $I = -45,1^\circ$ ,  $D =$

$26,9^\circ$ , la cual es normal, pero groseramente  $15^\circ$  menos inclinada que la actual dirección axial dipolar para el área. Este magnetismo remanente estable de polaridad normal e inclinación axial diferente a la actual para el basalto estudiado, podría haberse desarrollado en una edad paleomagnética Brunhes temprana ( $< 0,7$  Ma). Sin embargo, teniendo en consideración que la técnica paleomagnética no permite, por lo general, establecer edades absolutas, la erupción de estos basaltos pudo también haber ocurrido durante alguno de los eventos de polaridad normal de la Epoca Matuyama ( $> 0,7 - < 2,48$  Ma), o durante la Epoca Gauss de polaridad normal dominante ( $> 2,48 - < 3,40$  Ma; Bradley, 1985). La edad exacta de los basaltos, y por lo tanto, la edad máxima limitante de la glaciación que depositó el Drift Paso Tromen no ha podido ser aún determinada, pero la evidencia geomorfológica indica que los basaltos son probablemente de edad Pleistoceno temprano o quizás, Plioceno tardío. El segundo grupo de episodios eruptivos del Volcán Lanín, los cuales construyeron las laderas superiores del cono no disectadas o poco disectadas por la acción glacial, es probablemente de edad holocénica (e.g., postglacial) o bien, pleistocénica tardía. En cualquier caso el cono volcánico moderno se habría desarrollado por encima del nivel máximo de englazamiento de los glaciares de tipo alpino de dicha edad.

Hasta que se disponga de edades absolutas para estas rocas volcánicas que infrayacen al Drift Paso Tromen, no podrá establecerse una edad máxima definitiva para este Drift. Por el momento, le asignamos al Drift Paso Tromen una edad Pleistoceno temprano o aún mayor, atendiendo a la posición altitudinal de estos bloques erráticos y su grado de meteorización.

#### DRIFT PUESTO DE PAJA

Esta unidad aloestratigráfica está compuesta por bloques erráticos sin matrix visible, diseminados sobre una gran variedad de superficies geomórficas, y cubiertos por cenizas volcánicas y tefras de variada litología, till y depósitos glaci-fluviales dispersos a lo largo de las laderas medias y superiores del valle inferior del río Malleo. El área tipo para este drift está ubicada 2 km al noreste de Puesto de Paja (figura 2), donde remanentes de depósitos glaci-fluviales son encontrados sobre una amplia terraza estructural por encima del nivel del río, y donde los bloques erráticos están ubicados hasta los 1250 m s.n.m. en una colina cercana. Bloques diseminados han sido también encontrados hasta cerca de 1150 m s.n.m. en las proximidades del cerro La Mucla o Lanhue, y en la base de las laderas septentrionales del cerro Tipilihuque, al sur y sureste de Puesto de

Paja, donde un concentrado residual de bloques graníticos se dispone sobre el paisaje desarrollado en tobas terciarias. No deben confundirse estos depósitos glaciares con las capas pséfitas que se interponen entre los basaltos de la Formación Tipilihuque (Turner, 1973) y las sedimentitas terciarias, dado que esas capas muestran clara correspondencia con la ex-Formación Alicurá, de edad Mioceno superior (agradecemos a un árbitro anónimo el habernos hecho notar esta circunstancia). El límite verdadero de este drift no pudo ser establecido debido a la carencia de topografía construccional, la gruesa cubierta de tefra que se extiende por sobre toda la región, y la dominancia de procesos de remoción en masa, fundamentalmente deslizamientos y asentamientos rotacionales, en toda el área donde le infrayacen las sedimentitas terciarias.

Basándose en la distribución altitudinal del drift y en las relaciones geomorfológicas, básicamente relaciones paleoglaciológicas y de distribución de los depósitos, el Drift Puesto de Paja es correlacionado tentativamente con el Drift Paso Tromen. Dado que esta correlación no puede todavía ser efectivamente demostrada, ambos nombres estratigráficos han sido retenidos, aplicando los mismos criterios expresados más arriba (ver "Nomenclatura estratigráfica"). La edad de este drift es incierta, debido a la ausencia de material datable radiométricamente. Se estima que el Drift Puesto de Paja tiene una edad Pleistoceno temprano, debido a (i) la intensa denudación que han sufrido estos depósitos, sólo compatibles con un largo episodio erosivo, y (ii) su mayor altura relativa sobre la vaguada actual del río Malleo, con respecto a los otros drifts más jóvenes.

#### DRIFT SAN HUBERTO

El Drift San Huberto está compuesto principalmente de gravas arenosas, limpias, de génesis glaci-fluvial, las cuales han sido identificadas al norte del Río Malleo en las cercanías de la Hostería San Huberto (figura 2), constituyendo así el área tipo para este drift. Estas gravas cubren la porción superior de terrazas estructurales a una elevación de 900-950 m s.n.m., unos 65 m por encima del cauce actual del río Malleo. Clastos estriados han sido recuperados del límite aguas arriba de esta terraza y la presencia de un posible vertedero glacial ubicado inmediatamente valle arriba ha sido utilizado para inferir un margen glacial relacionado con esta terraza. Grandes erráticos han sido observados apoyados sobre rocas terciarias en la margen sur del Río Malleo, en una posición opuesta a la terraza, y en cuencas de drenaje que nunca fueron englazadas, 5 km al noroeste de la mencionada terraza. El Drift San Huberto está ubicado topográfica-

mente por debajo del Drift Puesto de Paja, siendo por lo tanto más joven que él. Luego de un episodio de profundización erosiva fluvial, que erosionó la terraza del Drift San Huberto, fue emplazada la Andesita Pino Santo, fechada en aproximadamente 0,2 Ma (ver más adelante). Sin embargo, la Andesita Pino Santo también suprayace al Drift Criadero de Zorros, más moderno que el Drift San Huberto. Por ello, la edad de este último drift no puede ser establecida con precisión hasta el presente, considerándosele por ahora del Pleistoceno temprano o medio, por lo menos pre-Ultimo Interglacial (Interglacial Sangamon; 0,12-0,13 Ma; Rose, 1989).

#### DRIFT CRIADERO DE ZORROS

El Drift Criadero de Zorros está preservado como erráticos aislados y till, inmediatamente al este de la localidad Criadero de Zorros, y por depósitos expuestos en un corte erosivo natural en la sección tipo, 1 km al sudeste de la Estancia Mamuil Malal (figura 2). Los depósitos expuestos en este afloramiento incluyen, desde la base de la sección hacia el techo:

(1): un espesor desconocido de gravas finas, arenas y ocasionales guijarros, de origen fluvial o deltaico, cubiertas concordantemente por (2) 2 m de capas lacustres gris oscuro, arenosas a limosas, deformadas y cizalladas, con niveles de gytja y arcillas turbosas que contienen abundantes fragmentos de madera. Estos fragmentos fueron identificados como pertenecientes a *Nothofagus* sp. (Ricardo Villalba, CRICYT, Mendoza; comunicación personal a J.R.). Varios fechados radiocarbónicos han sido obtenidos en estos materiales, entre ellos:  $29.740 \pm 555$  a.A.P. (SI-6389; Smithsonian Institution, Washington);  $> 36.000$  a.A.P. (LATYR, La Plata);  $> 51.000$  y  $> 56.000$  a.A.P. (replicados, QL-4176; University of Washington, Seattle). En función de los datos obtenidos, se acepta al presente una edad radiocarbónica infinita para estos materiales, mayor a 56 ka, lo cual otorga a estas capas una edad mayor al Wisconsin tardío (Estadio isotópico 2). Clastos mayores se encuentran ocasionalmente en las capas lacustres, siendo interpretados como guijarros caídos de témpanos (*dropstones*). De esta manera, las capas lacustres han sido interpretadas como formadas cuando el glaciar en avance hubo endicado una cuenca de drenaje lateral, marginal y no englazada. Las capas lacustres fueron deformados y cizalladas por el glaciar en avance, luego de haber endicado el curso de agua. El glaciar depositó luego (3) una capa de 1 m de espesor de till alojado de génesis basal, gris-azulado, con marcada fisilidad, rica en guijarros y bloques de rocas metamórficas. Este till es cubierto concor-



**Cuadro IV: Correlación de las unidades aloestratigráficas glaciales del valle del río Malleo con el área tipo de San Carlos de Bariloche.**

VALLE DEL RIO MALLEO Unidades Aloestratigráficas	AREA TIPO DE SAN CARLOS DE BARILOCHE.	
	Unidades estratigráficas	Unidades climáticas
Drift Mamuil Malal	Drift Nahuel Huapi	Glaciación Nahuel Huapi
Drift Criadero de Zorros	Drift El Cóndor	Glaciación El Cóndor
Drift San Huberto	(?) Drift El Cóndor	Glaciación El Cóndor
Drift Paso Tromen Drift Puesto de Paja	(?) Drift Pichileufú	Glaciación Pichileufú

dantemente por (4) 5 m de limos lacustres grises a gris-azulados, muy bien estratificados, los que contienen lentes de guijarros y bloques interestratificados en una matrix de gravas finas a arenosas. Estos lentes se interpretan como tills de flujo, desde un glaciar próximo. Estos sedimentos gradan verticalmente hacia (5) 5 m de limos muy poco consolidados, moteados, los cuales gradan hacia arriba a arenas finas que se inclinan 5° hacia el sudeste (valle-abajo). Estos sedimentos corresponden a la porción distal de un delta o abanico glacial, parcialmente emplazado dentro de un lago marginal.

Los 5 m superiores de la sección están fuertemente coluviados y deslizados, pero a partir de los remanentes visibles se observa que están compuestos de limos y arenas de origen similar. La superficie de este afloramiento está cubierta por una fina capa de gravas gruesas y bloques de origen glacial, la cual se extiende hacia las colinas de roca de base cercanas. Esta capa corresponde a till supraglaciarío, coluviado y, en parte, de matrix deflacionada, produciendo un concentrado residual superior. Este till es equivalente estratigráficamente al till alojado próximo a la base de la sección. Esta sección constituye en su conjunto una secuencia de avance glaciario, estabilidad, retroceso parcial, retroceso marcado y nuevo reavance. Puede corresponder a dos estadales de la Glaciación Criadero de Zorros o bien a fluctuaciones marginales del glaciar, que no necesariamente tienen un significado climático.

Aproximadamente 2 km al este de la sección-tipo del Drift Criadero de Zorros, los bloques erráticos y el till discontinuo están cubiertos por la Andesita Pino Santo, datada en 0,2 Ma (ver más adelante), la cual proporciona así una edad mínima para este avance glacial.

lante), la cual proporciona así una edad mínima para este avance glacial.

#### ANDESITA PINO SANTO

Esta unidad volcánica fue originalmente mapeada por Turner (1973) como "Formación Malleo", quien consideró a esta unidad estratigráfica como de edad holocénica, pues "rellena el fondo de un valle glacial". Esta observación de Turner (1973) es esencialmente correcta, pero el valle rellenado por estas coladas es más antiguo que la última glaciación y el límite valle arriba de la Andesita Pino Santo está cubierto por depósitos glaciifluviales de la gran glaciación más reciente. Dado que ni la litología de la unidad ni la edad inferida por Turner, corresponden a la sección-tipo para la Formación Malleo, un nuevo nombre estratigráfico es necesario. La sección-tipo para la Andesita Pino Santo ha sido ubicada en afloramientos de estas rocas que aparecen en la garganta del río Malleo, 1 km al este de la localidad de Pino Santo, donde se ha ubicado un santuario indígena junto a una gran araucaria aislada, a la vera de la ruta principal.

La Andesita Pino Santo es una andesita olivínica gris oscura, la cual ha sido previamente malinterpretada (tanto por nosotros como por otros autores que se han referido a ella) por basalto, tanto en el campo como en especímenes de mano. Esta roca es de grano muy fino y contiene vesículas no rellenas, pequeñas y dispersas. En los afloramientos de la sección-tipo se presenta disyunción columnar bien desarrollada, la cual posiblemente contribuyó a la identificación incorrecta de la andesita como si fuera un basalto olivínico.

En sección delgada, la roca exhibe textura pilitotáctica, con fenocristales subhedrales a cuhedral de olivina (hasta 0,7 mm de diámetro), que se disponen en una matriz de láminas subparalelas de plagioclasa y granos intersticiales de augita anhedral. La magnetita está presente como mineral accesorio en frecuencia de hasta 5-7 %. Los granos de magnetita son cuhedral y varían en tamaño entre 0,05-1,0 mm. Los granos de plagioclasa son no zonados e inalterados, y tienen una composición de Ab 55 (andesina). Los piroxenos son también frescos e inalterados. Los fenocristales de olivina están típicamente rebordados con finos bordes de iddingsita naranja a rojo oscuro, la cual ha sido probablemente producida por alteración deutérica de la olivina original.

La falta de meteorización de esta roca extrusiva hace de ella un material excelente para la determinación de su edad radimétrica. Dos muestras fueron enviadas a la Australian National University, Canberra, donde uno de nosotros (P.Z.) efectuó dos fechados replicados para cada muestra. Las edades K/Ar obtenidas son:  $0,13 \pm 0,04$  Ma y  $0,167 \pm 0,01$  Ma para una muestra y  $0,207 \pm 0,023$  Ma y  $0,126 \pm 0,019$  Ma, para la restante (los errores indicados corresponden a 2 sigma). De estos fechados, aquél de  $207.000 \pm 23.000$  años es aceptado como el más correcto, basado en el contenido de Ar radiogénico.

Mediciones paleomagnéticas han sido llevadas a cabo sobre muestras orientadas, tomadas en la sección-tipo de estas rocas (Kodama *et al.*, 1984, 1985a, 1985b, 1986). La muestra estudiada tiene una intensidad muy fuerte de magnetismo remanente normal, de 21 Am-1, la cual decayó univectorialmente durante demagnetización AF desde 20 mT a 80 mT. La dirección de magnetización remanente estable es  $I = -48,4$  o,  $D = 333,9$  o, un valor de polaridad normal que es ligeramente más bajo que la dirección dipolar local esperada. La dirección remanente para esta muestra es diferente de aquélla correspondiente a las muestras tomadas en los basaltos de la base del Volcán Lanín, indicando en consecuencia una edad significativamente diferente de la de éstos, lo cual es consistente con las observaciones geomorfológicas. La polaridad normal de la muestra corresponde a una edad paleomagnética Brunhes ( $< 0,7$  Ma) para la erupción de la Andesita Pino Santo, lo cual es confirmado por las edades radimétricas obtenidas.

Esta andesita fue probablemente extruida a partir de un cono cinerítico, el cual forma una colina cómica, aislada, ubicada a 1100 m s.n.m., a 1 km al oeste de Pino Santo e inmediatamente al sur de la ruta principal a Paso Tromen, como fuera ya reconocido por Turner (1973: 50). Varias coladas fueron extruidas a partir de este centro eruptivo, las

cuales rellenaron un valle cortado por debajo del nivel del Drift San Huberto y sepultaron a los depósitos del Drift Criadero de Zorros. No se han hallado erráticos sobre la superficie superior de las coladas de la Andesita Pino Santo, excepto en el límite valle-arriba de esta unidad, donde gravas glaciafluviales del Drift Mamuil Malal suprayacen discordantemente a las coladas. Valle abajo, dichas gravas glaciafluviales forman terrazas apareadas en la garganta erosiva del río Malleo, cortada integralmente a través de esta andesita. De esta manera, la edad de la Andesita Pino Santo (0,2 Ma) provee una edad mínima para los drifts San Huberto y Criadero de Zorros y una edad máxima para el Drift Mamuil Malal.

#### DRIFT MAMUIL MALAL

El Drift Mamuil Malal incluye los depósitos formados durante el avance glacial del Pleistoceno tardío ( $< 0,12$  Ma) y aquéllos depósitos acumulados durante el retroceso glacial. El área-tipo para este drift se encuentra inmediatamente al este de Estancia Mamuil Malal (figura 2), por la cual esta unidad recibe su nombre, e incluye a depósitos que conforman morenas y terrazas glaciafluviales de esta edad. Virtualmente, todos los depósitos mapeados como Till y Gravas Glaciafluviales Mamuil Malal están cubiertos por varios metros de tefras holocénicas, en su mayor parte procedentes del Volcán Lanín o los volcanes chilenos cercanos, lo cual dificulta a veces su identificación. Las mejores exposiciones del Drift Mamuil Malal están ubicadas a 4 km al noreste de estancia Mamuil Malal, donde el río Malleo ha cortado a través de la morena terminal, exponiendo hasta 20 m de un diamictón con matrix arenosa, que incluye bloques graníticos de hasta varios m de diámetro, de indudable génesis glacial.

La morfología superficial de esta morena es mucho menos definida y reconocible que en otras morenas de edad correlacionable en valles cercanos, pero ello es debido a la gruesa capa de tefra, tan potente y continua que los bloques erráticos frecuentes en estas geoformas son raramente observados. Consecuentemente, la mayoría de los depósitos recesionales identificados en la figura 2 han sido mapeados solamente en base a su morfología y están sujetos a revisión en caso de poder hallarse exposiciones adecuadas.

Los depósitos recesionales están pobremente preservados a lo largo del valle del Malleo, debido a los movimientos de remoción en masa a lo largo de la pared sur del valle y el soterramiento de los depósitos a lo largo del fondo del valle por tefras, tefras retrabajadas y coladas basálticas, todas ellas de edad holocénica. Dos remanentes aislados de till

fueron mapeados a lo largo de la pared sur del valle, 3 km al oeste de Estancia Mamuil Malal (figura 2) separados por aproximadamente 100 m en elevación. Estos dos fragmentos de morenas laterales han sido correlacionados con la morena terminal correspondiente al máximo Mamuil Malal y con una posición morénica recesiva posterior, respectivamente. Las morenas de recesión son más comunes en dos valles tributarios al norte del valle del río Malleo, Cañadón Grande y Cañadón Chico, y varias posiciones recesionales han sido mapeadas en estos valles.

En la prominente morena terminal se inician terrazas glacifluviales proximales que se disponen unos 20 m por encima de la vaguada actual del río Malleo, en las cercanías de la morena, pero que descienden a sólo 10 m por encima de él, valle abajo. Esta terraza ha sido reconocida en forma continua desde la morena terminal hasta el límite del área mapeada, continuándose luego en terrazas equivalente en el valle del río Aluminé.

Las gravas glacifluviales aterrazadas Mamuil Malal suprayacen a la Andesita Pino Santo y están presentes en una cárcava erosiva dentro de la Andesita, y por lo tanto, postdatan a dicha unidad. Las distintas unidades Mamuil Malal están cubiertas de tefras holocenas, una de las cuales ha sido fechada en  $3000 \pm 110$  a. A.P. (SI-7036; Heusser *et al.*, 1987, 1988) en la base de un mallín a 10 km al este del Volcán Lanín. No disponemos de otros fechados radiométricos limitantes de la edad del Drift Mamuil Malal. Rabassa *et al.* (1987) utilizaron el fechado entonces disponible de  $29.740 \pm 555$  a. A.P. (SI-6389) proveniente de Criadero de Zorros, como una edad máxima para el Drift Mamuil Malal, pero la realización de nuevos fechados que indican una edad radiocarbónica infinita para los mismos materiales sugieren contaminación de la primera datación efectuada, por lo cual no puede ser utilizada en el sentido apuntado. A pesar de la carencia de dataciones al presente, se asigna una edad Pleistoceno tardío, Wisconsin de América del Norte, para el Drift Mamuil Malal, dado que es éste el último gran evento glacial reconocido en el valle. No es posible determinar, por el momento, si las dos subunidades Mamuil Malal I y II corresponden a dos estadios (i.e., los avances de los Estadios isotópicos 2 y 4) o bien a fases de retroceso de la última gran glaciación (*Late Wisconsin*; Estadio 2), comparables al *Late Glacial* de América del Norte.

#### UNIDADES ESTRATIGRAFICAS HOLOCENAS

Las unidades estratigráficas holocénicas son de variada composición y edad. La Formación río Pirreco (Laya, 1977) es una unidad piroclástica com-

pleja, que consiste en muchas tefras diferentes, en composición, edad y muy posiblemente, en su procedencia eruptiva. Una colada basáltica de envergadura se originó probablemente en un centro eruptivo en Potrero de Volcán y ha endicado el lago Tromen en su margen sudeste (Rolleri, 1975). También se incluyen aquí los basaltos de la Formación Lanín (Turner, 1973) que forman el cono superior del Volcán Lanín, y diversos depósitos aluviales y coluviales. Su litología y estratigrafía no serán discutidas en este trabajo. Detalles de la estratigrafía y cronología de un perfil obtenido en el clásico sitio del Mallín Malleo (Auer, 1957) han sido presentados por Heusser *et al.* (1987, 1988). Los datos radiocarbónicos o dendrocronológicos disponibles son demasiado jóvenes para proveer información acerca de la cronología de recesión del glaciar Mamuil Malal.

En las laderas del Volcán Lanín se encuentran morenas neoglaciales y glaciares activos. La naturaleza y cronología de estas morenas ha sido estudiada por Rabassa *et al.* (1985a; 1985b). La mayoría de estas morenas neoglaciales que rodean a los glaciares estudiados se han formado durante la "Pequeña Edad de Hielo", de los siglos XVIII y XIX. Sólo las morenas más externas son anteriores a este evento, pero aún permanecen sin datación absoluta.

#### CORRELACION Y CRONOLOGIA

El mapeo detallado del valle del río Malleo ha demostrado que cuatro eventos glaciales están presentes en este valle (cuadro III). El evento más antiguo está preservado solamente sobre superficies ubicadas a más de 250 m por encima del río actual (Drift Paso Tromen; Drift Puesto de Paja). Evidencias de un segundo evento han sido registradas sobre una superficie aterrazada, 65 m por encima del río (Drift San Huberto), y depósitos de dos eventos más jóvenes se han preservado en el piso del valle o cerca de él (Drift Criadero de Zorros y Drift Mamuil Malal). La Andesita Pino Santo, datada en  $0,207 \pm 0,023$  Ma, suprayace al Drift Criadero de Zorros y ha sido erosionada y es cubierta a su vez por las gravas glacifluviales del Drift Mamuil Malal.

La preservación de la morfología y la distribución altitudinal fueron utilizadas para definir la estratigrafía local y cronología relativa de las cuatro unidades de drift, y junto a los fechados absolutos obtenidos en la Andesita Pino Santo, forman la base para la correlación de las unidades estratigráficas locales a la estratigrafía regional establecida por Flint y Fidalgo (1964). Esta correlación está resumida en el cuadro IV, y es discutida en detalle más abajo. A causa de que los depósitos más jóvenes,

tanto en el valle del río Malleo como en la región de San Carlos de Bariloche, son los que mejor preservados se encuentran, esta correlación será discutida en primer lugar.

El Drift Mamuil Malal es correlacionado con el Drift Nahuel Huapi y la Glaciación Nahuel Huapi de Flint y Fidalgo (1964). Ambos drifts son los depósitos glaciales pleistocénicos más jóvenes en sus áreas-tipo respectivas y ambos se encuentran apenas elevados por encima del nivel del río actual. La morfología superficial del Drift Mamuil Malal está sustancialmente más oscurecida que aquéllas de las morenas de edad Nahuel Huapi en San Carlos de Bariloche, debido a la gruesa capa de tefra presente en las vecindades del Volcán Lanín y de los otros volcanes recientemente activos de Chile. Una edad Pleistoceno tardío (Wisconsin) se asigna al Drift Mamuil Malal, similar a la que ha sido asignada por Flint y Fidalgo (1964) al Drift Nahuel Huapi. El Drift Mamuil Malal es también correlacionado con el Drift Llanquihue del distrito lacustre meridional de Chile, tal como fuera descrito y datado por Porter (1981). Esta correlación está basada en criterios esencialmente geomorfológicos pues carecemos aún de fechados absolutos en el sector argentino de la Cordillera de los Andes a estas latitudes, que nos permiten establecer las edades del inicio, máximo glacial y comienzo de la deglaciación correspondientes a la última glaciación pleistocénica, y compararlos con los disponibles para el sector chileno (Porter, 1981, y otros trabajos allí citados).

El Drift Criadero de Zorros es correlacionado tentativamente con el Drift El Cóndor (Flint y Fidalgo (1964), sobre la base de la extensión valle abajo de los citados drifts en comparación con el Drift Mamuil Malal, la elevación de los respectivos depósitos glaciales con respecto al nivel del río y la preservación de los depósitos y geoformas. Dado que la Andesita Pino Santo fue extruida hace  $0,207 \pm 0,023$  Ma, hacia el fin del Pleistoceno medio (parte final de la Glaciación Illinois del Hemisferio Norte), se asigna una edad pre-Wisconsin (Illinois?) para el Drift Criadero de Zorros y, por correlación, al Drift El Cóndor (ver asimismo, Rabassa et al., 1987). Flint y Fidalgo (1964) asignaron una edad Wisconsin temprano para la Glaciación El Cóndor, por lo cual datos cronológicos adicionales son necesarios en el área-tipo y otros depósitos correlativos, antes que la edad de dicho drift pueda ser firmemente establecida.

El Drift El Cóndor, a la luz de nuestras observaciones y mapeo en el área-tipo, no publicadas aún, y el alto valle del río Limay (Schliedder et al., 1988), pudo haber sido depositado por una glaciación muy extensa en tiempo y superficie, pero posterior al inicio de la incisión de los sistemas geomorfológicos

fluviales existentes en la actualidad (Rabassa et al., 1987; Schliedder et al., 1988). Este aspecto fue también indirectamente mencionado ya por Fidalgo y Porro (1978). Basándonos en este criterio, proponemos tentativamente la correlación del Drift San Huberto con el Drift El Cóndor, en una fase temprana de la Glaciación homónima, si bien sería también posible su correlación con el Drift Pichileufú, en una fase final de la Glaciación de ese nombre (Flint y Fidalgo, 1964), o quizás, con una glaciación intermedia a ellas, aún innominada.

Los avances glaciales más antiguos registrados por los drifts Paso Tromen y Puesto de Paja son correlacionados con el Drift Pichileufú de Flint y Fidalgo (1964) y la glaciación así denominada. Se infiere para ellos una edad Pleistoceno temprano o aún pre-Pleistoceno. Esta es la más tenue y endeble de las correlaciones propuestas, pues al comparar con lo mencionado en el párrafo anterior con respecto al Drift San Huberto, se descuenta que los eventos mencionados dentro del valle del río Malleo están separados por un período de tiempo de considerable duración. Asimismo, tanto los depósitos del Drift San Huberto como los del Drift Puesto de Paja están ubicados claramente por fuera del límite oriental (exterior) de glaciación propuesto por Flint y Fidalgo (1964).

## CONCLUSIONES

Unidades aloestratigráficas correspondientes a cuatro eventos glaciales principales y unidades litoestratigráficas de origen volcánico han sido identificadas en el valle del río Malleo:

(1) Formación río Pireco, tefras; Formación Lanín, basaltos; Formación Potrero del Volcán, basaltos y aglomerados volcánicos; depósitos aluviales; depósitos neoglaciales. Holoceno.

(2) Drift Mamuil Malal: depósitos morénicos y glaci-fluviales de morfología muy fresca, aunque cubierta por tefras holocenas, que se disponen apenas por encima de la vaguada actual del río Malleo. Se reconocen dos subunidades, Mamuil Malal I y II, que corresponden a dos fases estadales de la última glaciación del Pleistoceno tardío o Glaciación Wisconsin del Hemisferio Norte. Se lo correlaciona con el Drift Nahuel Huapi de Flint y Fidalgo (1964).

(3) Andesita Pino Santo: andesita olivínica; colada procedente de un centro efusivo local, que rellena un valle excavado en el Drift Criadero de Zorros y el Drift San Huberto, siendo anterior al Drift Mamuil Malal. Tiene una edad radimétrica de 0,207 Ma, que corresponde a la parte final del Pleistoceno medio.

(4) Drift Criadero de Zorros: till, depósitos glaci-lacustres y glaci-fluviales de morfología poco con-

servada, de edad radiocarbónica infinita (mayor que 56000 a AP), que son cubiertos por la Andesita Pino Santo. Se la correlaciona con el Drift El Cóndor de Flint y Fidalgo (1964). Tiene una edad pre-Wisconsin, pre-Pleistoceno superior y correspondería a la Glaciación Illinois, Pleistoceno medio, del Hemisferio Norte.

(5) Drift San Huberto: gravas glacioluviales aterrazadas, ubicadas a más de 65 m por encima de la vaguada actual del río Malleo, que incluyen bloques estriadados en el extremo aguas arriba de sus afloramientos. No se ha conservado morfología glacial perteneciente a este drift. El Drift Criadero de Zorros y la Andesita Pino Santo rellena un valle excavado en estas gravas, por lo cual la edad del Drift San Huberto es también pre-Wisconsin, pudiendo corresponder al Illinois temprano o al pre-Illinois. Se lo correlaciona con un evento temprano en la depositación del Drift El Cóndor o bien con la parte final del Drift Pichileufu de Flint y Fidalgo (1964).

(6) Drifts Puesto de Paja y Paso Tromen: estos drifts están integrados por depósitos relictuales de till y bloques erráticos dispersos, que son correlacionados entre sí en base a su posición altitudinal, más de 250 m por encima de la vaguada actual del río Malleo. Estos depósitos representan la glaciación más antigua reconocida en este valle y se los correlaciona con el Drift Pichileufu de Flint y Fidalgo (1964). Corresponden al pre-Illinois, pudiendo haberse formado en el Pleistoceno inferior o aún en el Plioceno superior.

(7) La Formación Mallín de Turner (1973) está integrada por los basaltos que componen la base antigua del Volcán Lanín. Las muestras obtenidas en esta unidad no pudieron ser fechadas radiométricamente por su vesiculado y alteración. Esta unidad había sido asignada por Turner (1973) al Holoceno, pero su relación con los depósitos glaciarios y sus características paleomagnéticas demuestran que se trata de una unidad del Pleistoceno inferior o quizás del Plioceno.

Los estudios realizados y la estratigrafía propuesta demuestran que la secuencia glaciogénica de los Andes Patagónicos Septentrionales es compleja, integrada por no menos de cuatro eventos glaciales principales, que se extienden por la mayor parte del Pleistoceno y quizás hasta el Plioceno tardío.

Estudios regionales en el futuro podrían permitir considerar la subdivisión de las glaciaciones El Cóndor y Pichileufu en varios eventos, con su datación y correlación respectivas.

#### AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen profundamente al CONICET y la National Science Foundation (NSF, USA), instituciones que subsidiaron la realización

de este proyecto. Además, se ha recibido en diversas oportunidades la colaboración de: Gobierno de la provincia de Neuquén; Parques Nacionales; CADIC; Smithsonian Institution, University of Washington Radiocarbon Laboratory y LATYR-La Plata (fechados radiocarbónicos); Calvin J. Heusser (análisis polínicos); Kenneth Kodama (estudios paleomagnéticos) y Ricardo Villalba (estudios dendrológicos). Participaron en las distintas campañas entre 1984 y 1988, Andrés Meglioli, Luis Bertani, Carlos Abad, Suzanne Pierce, Suzanne Stephens, Kenneth Kodama, Dave Bufo, Jaap van der Meer, Curt Sorenson, Don Easterbrook, y John Sutter. El Dr. Edgardo Rolleri (Museo de La Plata) facilitó informes inéditos sobre la geología del Lago Tromen y adyacencias. Las observaciones de tres árbitros anónimos han permitido mejorar significativamente el texto original. A todos ellos nuestro profundo reconocimiento.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- AUER, V., 1956. *The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part I: The ice and interglacial ages.* An. Acad. Feniceae III, Geologica-Geographica, 45: 1-226.
- \_\_\_\_\_, 1958. *The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part II: The history of flora and vegetation.* An. Acad. Feniceae III, Geologica-Geographica, 50: 1-239.
- BIRKELAND, P. W., S. M. COLMAN, R. M. BURKE, R. R. SHROBA y T. C. MEIERDING, 1979. *Nomenclature of alpine glacial deposits - or what's in a name.* Geology, 7: 532-536.
- BRADLEY, R. S., 1985. *Quaternary Paleoclimatology: Methods of Paleoclimatic Reconstruction.* Allen & Unwin, London-Sydney-Boston, 1-472.
- DESSANTI, R. N., 1972. *Andes Patagónicas Septentrionales.* En: *Geología Regional Argentina.* A. F. Leanza (ed.). Acad. Nac. Cienc., 655-688, Córdoba.
- EVENSON, E. B., J. F. P. COTTER y J. M. CLINCH, 1982. *Glaciation of the Pioneer Mountains: a proposed model for Idaho.* En: *Cenozoic Geology of Idaho,* Bonnichsen, B. y Breckenridge, R. M. (eds.), Idaho Bureau of Mines and Geology, Bull. 26, 653-665.
- FERUGLIO, E., 1949-50. *Descripción geológica de la Patagonia.* YPF, I, II y III, Buenos Aires.
- FIDALGO, F. y N. PORRO, 1978. *Geología Glacial.* En: *Relatorio sobre geología y Recursos Naturales del Neuquén.* VIIº Congr. Geol. Arg., 129-136, Buenos Aires.
- FLINT, R. F. y F. FIDALGO, 1964. *Glacial geology of the flank of the Argentine Andes between lat 39°10'S and lat. 41°20'S.* Geol. Soc. Amer. Bull., 75 (4): 335-352.
- \_\_\_\_\_, y \_\_\_\_\_, 1969. *Glacial drift in the Eastern Argentine Andes between latitude 41°10'S and latitude 43°10'S.* Geol. Soc. Amer. Bull., 80: 1043-1052.
- GONZALEZ DIAZ, E. F. y F. NULLIO, 1980. *Cordillera Neuquina.* En: *Geología Regional Argentina.* Acad. Nac. Cienc., II: 1099-1147, Córdoba.
- GROEBER, P., 1929. *Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes.* Dir. Minas, Geol. e Hidrol., 58, Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1938. *Mapa geológico de la Gobernación del Neuquén, escala 1:1.000.000. Datos Geológicos.*

- En: *Aguas minerales de la República Argentina*. Min. Int., Com. Nac. Climat. y Aguas Minerales, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1947. *Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. II. Hojas Domuyo, Mari-Mahuida, Huarhar-Co y parte de Epu Lauken*. Asoc. Geol. Arg., Rev., 2 (4): 347-408.
- \_\_\_\_\_, 1949. *Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. Adiciones y correcciones*. Asoc. Geol. Arg., Rev., 4 (1): 37-40.
- HEUSSER, C. J., J. RABASSA, A. BRANDANI y R. STUCKENRATH, 1987. *Vegetación del Holoceno tardío de la región andina con Araucaria de la provincia del Neuquén, Argentina*. VIIº Simp. Arg. Paleobot. y Palinol., Actas, 115-118, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_ y \_\_\_\_\_, 1988. *Late-Holocene vegetation of the Andean Araucaria Region, province of Neuquén, Argentina*. Mountain Research and Development, 8 (1): 53-63.
- KODAMA, K. P., E. EVENSON, J. M. CLINCH y J. RABASSA, 1984. *Anomalous paleomagnetic directions from Pichileufu-age glaciolacustrine sediments, San Carlos de Bariloche, Argentina*. EOS, 65 (16): GP-21-10 (Abstract).
- \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_ y \_\_\_\_\_, 1985a. *Anomalous geomagnetic field behaviour recorded by glacial sediments from Northwestern Patagonia, Argentina*. Journ. of Geomag. and Geoelect., 37: 1035-1050.
- \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_, J. RABASSA y G. SCHLIEDER, 1985b. *New paleomagnetic results from Pichileufu-age glacial sediments, Northwest Patagonia, Argentina*. EOS, 66 (18): 259 (GP-42-05) (Abstract).
- \_\_\_\_\_, J. RABASSA, E. EVENSON y J. M. CLINCH, 1986a. *Paleomagnetismo y edad relativa del Drift Pichileufu en su área tipo, San Carlos de Bariloche, Río Negro*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XLI (1-2): 165-178, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, D. BUFO, E. EVENSON y J. RABASSA, 1987. *Detailed record of high amplitude secular variation in Patagonia, Argentina*. EOS, 68 (16): 293 - GP 31-04.
- LAYA, H. A., 1977. *Edafogénesis y paleosuelos de la formación téfrica Río Pireco (Holoceno), suroeste de la provincia del Neuquén, Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev., 32 (1): 3-23.
- NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE, 1983. *North American Stratigraphic Code*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 67 (5): 841-875.
- PORTER, S. C., 1981. *Pleistocene glaciation in the southern Lake District of Chile*. Quaternary Research, 16: 263-292.
- RABASSA, J., 1982. *Estratigrafía de los depósitos glaciogénicos en el sector norte de la Isla James Ross, Península Antártica, Argentina*. Vº Congr. Latinoamer. Geol., Actas, 4: 237-251, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1983. *Stratigraphy of the glaciogenic deposits in Northern James Ross Island, Antarctic Peninsula*. En: *Tills and Related Deposits*, E. Evenson, Ch. Schluechter y J. Rabassa, (eds.), A. A. Balkema Publishers, 329-340, Rotterdam.
- \_\_\_\_\_, A. BRANDANI, J. BONINSEGNA y D. COBOS, 1985a. *Glacier fluctuations during and since the Little Ice Age and forest colonization: Monte Tronador and Volcán Lanín, Northern Patagonian Andes, Argentina*. Intern. Symp. Glacier Mass-Balance, Fluctuations and Runoff, Abstracts, 85-86, Alma Ata, USSR, Setiembre 1985, Moscow, USSR, y Proceedings, En: *Data of Glaciological Studies*, Publ. 57, 1986, Moscow.
- \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_, G. POLTIS y M. SALEMME, 1985b. *La "Pequeña Edad de Hielo" (Siglos XVII a XIX) y su posible influencia en la aridización de áreas marginales de la Pampa Húmeda (provincia de Buenos Aires)*. 1º Jorn. Geol. Prov. Bs. As., Tandil, nov. 1985, Res., En prensa en: *Actas de las 1º Jorn.*, CIC, La Plata.
- \_\_\_\_\_, E. EVENSON, G. SCHLIEDER, J. M. CLINCH, G. STEPHENS y P. ZETTLER, 1987. *Edad pre-Pleistoceno superior de la Glaciación El Cóndor, valle del río Malleo, Neuquén*. Xº Congr. Geol. Arg., Actas, t.III, S. M. de Tucumán.
- ROLLERI, E. U., 1975. *Estudio geológico del área de embalse en las nacientes del río Malleo (Lago Tromen), provincia del Neuquén*. Fac. Cs. Nat. y Mus., Univ. Nac. La Plata, La Plata, Argentina e Hidronor S. A., Cipolletti, Río Negro, Argentina, (inéd.), 1-16.
- ROSE, J., 1989. *Stadial type sections in the British Quaternary*. En: *Quaternary type sections: Imagination or reality?*. J. Rose y C. Schluechter, (eds.), A. A. Balkema Publishers, 45-70, Rotterdam.
- SCHLIEDER, G., E. EVENSON, P. ZETTLER, G. STEPHENS y J. RABASSA, 1988. *K/Ar ages and evidence for at least four Plio-Pleistocene glaciations in the Northern Patagonian Andes, between lat. 39°S and 41°S*. Geol. Soc. Amer., Fall Meeting, Abstr., w. Progr., 1988.
- \_\_\_\_\_, *Glacial geology of the Northern Patagonian Andes between lakes Aluminé and Lacar, province of Neuquén, Argentina*. Lehigh University, Tesis Doctoral, (inéd.).
- TURNER, J. C. M., 1973. *Descripción geológica de la hoja 37 a,b, Junín de los Andes, provincia del Neuquén*. Serv. Nac. Minero-Geológico, Bol., 138: 1-86, Buenos Aires.

Recibido: 5 de julio, 1988

Aceptado: 5 de febrero, 1990

JORGE RABASSA

CADIC-CONICET

C.C. 92, 9410 Ushuaia

Tierra Del Fuego, Argentina

EDWARD B. EVENSON

J. MICHAEL CLINCH

GUNNAR SCHLIEDER

PETER SEITLER

Department of Geological Sciences,

Lehigh University, Bethlehem

Pennsylvania 18015, U.S.A.

GEORGE C. STEPHENS

Department of Geological Sciences

George Washington University

Washington, DC 20052, U.S.A.

## ESTRATIGRAFIA DE LAS SUCESIONES VOLCANO-SEDIMENTARIAS JURASICAS DEL CHUBUT CENTRAL, ENTRE PASO DE INDIOS Y EL SOMBRERO

José María Cortés

**RESUMEN:** Se da a conocer la estratigrafía de los terrenos volcánicos de edad jurásica que afloran en la región central del Chubut, entre Paso de Indios y El Sombrero. Se identificaron tres sucesiones volcano-sedimentarias discordantes, que constituyen los Grupos Oviedo, Lonco Trapial y Paso de Indios, cuyas edades respectivas son: Lías, Bajociano-Bathoniano y Calloviano-Oxfordiano. Estas sucesiones representan ciclos volcano-sedimentarios que se inician con depósitos clásticos gruesos, aluviales o de remoción en masa, seguidos por espesas acumulaciones lávicas y piroclásticas subordinadas. El Grupo Paso de Indios se apoya en discordancia angular sobre volcanitas del Dogger (Grupo Lonco Trapial); está constituido por la Formación Puesto Gilbert (inferior), basáltica y riolítica, en la cual se determinaron facies vinculadas a un probable centro de emisión. La Formación Cañadón Asfalto (superior), lacustre y fluvial, se apoya en concordancia sobre la anterior. Se correlacionan las sucesiones volcánicas y sedimentarias del Chubut extraandino.

**ABSTRACT:** Three unconformable volcanic and sedimentary sequences were located between El Sombrero and Paso de Indios villages, at the central region of Chubut province; they are the Oviedo, Lonco Trapial and Paso de Indios Groups which ages are Lias, Bajocian-Bathonian and Callovian-Oxfordian, respectively. The volcano-sedimentary cycles begin with coarse clastic deposits of alluvial and mass-wasting origin and continue with basic or andesitic lavas and pyroclastic subordinated facies. The lacustrine and alluvial sediments of Cañadón Asfalto Formation overlay by conformity basaltic and rhyolitic rocks of Puesto Gilbert Formation. Furthermore, a volcanic centre related with Puesto Gilbert Formation was interpreted from the breccia pipe and pyroclastic facies distribution. The Paso de Indios Group is integrated by the last two mentioned Formations. Extraandean volcanic sequences of Chubut province are correlated.

### INTRODUCCION

Las sucesiones volcano-sedimentarias jurásicas de la Patagonia septentrional extraandina cubren una gran extensión en todo el Macizo Norpatagónico y más al sur, desde la Precordillera del Chubut hasta la costa. En forma distintiva, las sucesiones del Chubut central se caracterizan por una composición esencialmente básica y mesosilícica y por la abundancia de intercalaciones volcánicas y sedimentarias, marinas y continentales. En dicha región central, la mayor parte de los estudios se realizaron en las sierras de Lonco Trapial, Cerro Negro y Pampa de Agnia (Sierras Centrales Patagónicas), mientras que la comarca que aquí se estudia, ubicada al este de esas sierras y hacia el borde oriental de la cuenca marina liásica, es comparativamente menos conocida. En este trabajo se reconstruye la estratigrafía de los terrenos jurásicos localizados entre Paso de Indios y El Sombrero, teniendo como objetivos principales, investigar las relaciones estratigráficas y la vinculación existente entre la Formación Cañadón Asfalto y el resto de las sucesiones volcánicas, así como también la constitución de estas últimas.

El carteo geológico se realizó sobre fotos aéreas a escala 1:60.000. Las unidades se describen sobre la base de perfiles columnares. Las edades ra-

dimétricas fueron corregidas según INGEIS (1977); las edades sin corregir figuran entre paréntesis. Se sigue la escala geocronológica adoptada en 1983 por la Geological Society of America, con el Mesozoico modificado según Haq *et al.* (1986). La descripción microscópica de muestras fue realizada por Lema (1982). Respecto de la nomenclatura utilizada se han respetado las prioridades establecidas por el Código de Nomenclatura Estratigráfica, conservando aquellos nombres de uso generalizado.

Agradezco a la Secretaría de Minería por el apoyo logístico y técnico brindado y a los Dres. R. Caminos y V. Ramos por el análisis crítico del mismo.

### UBICACION

Se han examinado los afloramientos que se encuentran entre las localidades de El Sombrero y Paso de Indios; la zona de mayor interés está ubicada inmediatamente al norte del paraje La Rueda (meseta del Canquel), entre los 43°55' y los 44°25' de latitud sur y los 68°20' y los 68°45' de longitud oeste.

### INVESTIGACIONES ANTERIORES

La comarca fue mapeada a escala 1:500.000 y 1:100.000 por Flores (1956, 1957) y Chebli (1973),

respectivamente. Para este último autor, la estratigrafía del Jurásico es como sigue: la totalidad de las volcanitas integran la Formación Cañadón Puelman, de edad bajociano-bathoniana; por debajo de esa unidad y mediando discordancia erosiva, diferenció una sucesión sedimentaria liásica que denominó Formación Puesto Lizarralde. Homologó a la Formación Cañadón Asfalto (Calloviano-Oxfordiano), los depósitos que en las proximidades del puesto La Potranca se disponen en discordancia angular por encima de la Formación Cañadón Puelman; estos afloramientos habían sido reconocidos inicialmente por Piatnitzky (1936, 1937), bajo la denominación de "Estratos con Estherias".

El hallazgo de un stock granítico alojado en volcanitas jurásicas fue comunicado por Cortés (1982). Posteriormente, Cortés y Baldoni (1984), describieron tafollos jurásicas y citaron nuevos afloramientos de la Formación Cañadón Asfalto en puesto La Vistosa y la presencia de volcanitas asignadas al Lías y al Dogger. Últimamente, Uliana *et al.* (1985), publicaron los resultados de análisis químicos de volcanitas jurásicas de la región e interpretaron las condiciones tectono-magmáticas de su generación.

### ESTRATIGRAFIA DEL JURASICO

Las unidades jurásicas se apoyan en discordancia angular sobre el basamento plutónico-metamórfico de la Formación Puesto La Potranca (Chebli *et al.*, 1976; Cortés, 1986), de edad precámbrica o copalcozoica. Soportan en igual relación más de 1000 m de cobertura cretácico-cenozoica constituida por sedimentitas continentales y marinas, piroclastitas y extensos mantos basálticos.

En la figura 1 se presenta el perfil columnar integrado de las unidades jurásicas diferenciadas en la comarca. Se han distinguido tres sucesiones volcano-sedimentarias separadas por discordancias. Son de edad liásica, bajociano-bathoniana y calloviano-oxfordiana y están representadas por los Grupos Oviedo, Lonco Trapial y Paso de Indios, respectivamente.

La Formación Puesto Lizarralde constituye la sección inferior del Grupo Oviedo; está formada por rocas piroclásticas e ignimbritas ácidas y por secuencias de rocas epiclásticas y tufíticas de ambiente fluvial meandriforme y de abanico aluvial; se asigna al Hettangiano. Soporta en concordancia a la Formación Los Tobianos, en la cual se reconocen un Miembro inferior compuesto por ignimbritas riolíticas y un Miembro superior, integrado por andesitas, dacitas, ignimbritas riolíticas, tobas, tufitas arenosas y cenoglomeraditas; sobre la base de sus relaciones estratigráficas y correlación se asigna al Liásico medio. Sobre esta última unidad se apoyan en discordancia erosiva los depósitos volcanoclásticos y sedimentarios de la base del Grupo Lonco Trapial, los

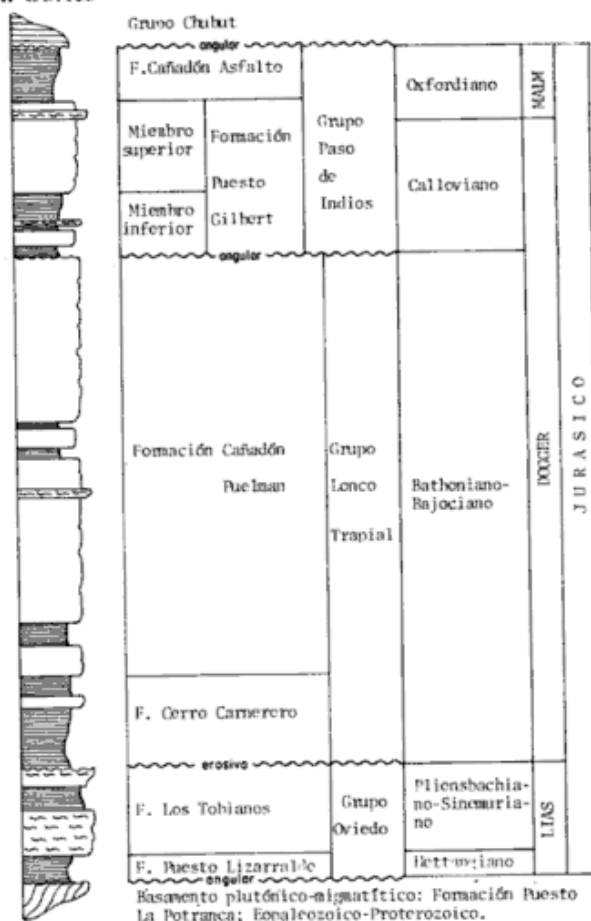


Figura 1: Perfil columnar integrado y cuadro estratigráfico de las sucesiones jurásicas de la comarca. Referencias: rayado horizontal: Secciones piroclástico-sedimentarias estratificadas; en blanco: Secciones lávicas básicas a mesosilíceas; con guión ondulado: Ignimbritas riolíticas.

cuales integran la Formación Cerro Carnerero; por encima se superponen más de 2000 m de mantos de basaltos y andesitas con escasas intercalaciones de ignimbritas riolíticas, brechas volcánicas y rocas piroclásticas y epiclásticas estratificadas integrantes de la Formación Cañadón Puelman; sobre las volcanitas del Grupo Lonco Trapial se dispone en neta discordancia angular el Grupo Paso de Indios; en su tramo inferior y medio se compone de basaltos, aglomerados volcánicos, ignimbritas y piroclastitas que presentan la intercalación de dos secciones piroclástico-sedimentarias de origen lacustre; integran la Formación Puesto Gilbert, sobre la que se apoyan en concordancia, piroclastitas y sedimentitas lacustres y fluviales, fosilíferas, de la Formación Cañadón Asfalto. Relacionado a las volcanitas de la Formación Puesto Gilbert se interpretó un probable centro de emisión riolítico.

### LIAS

#### Grupo Oviedo *nov. nom.*

Las unidades asignadas al liásico se han reunido en el Grupo Oviedo; está integrado por las Formaciones Puesto Lizarralde y Los Tobianos.



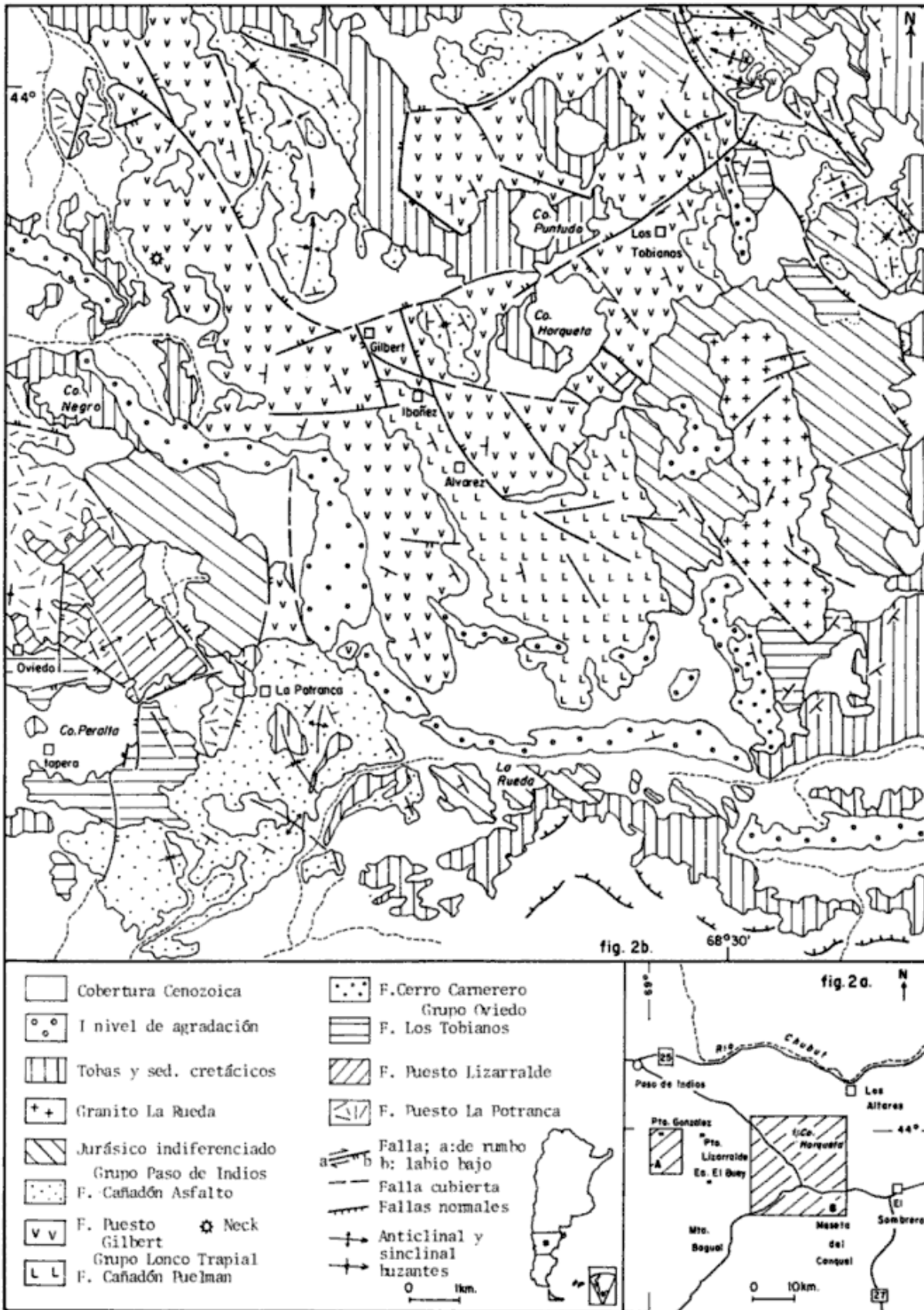


Figura 2. a: Mapa de ubicación; b: Mapa geológico de la región comprendida entre los 43°55' y los 44°25' de latitud sur y los 68°20' y los 68°45' de longitud oeste (B en el mapa de ubicación).

*Formación Puesto Lizarralde (Chebli et al., 1976)*

La unidad fue definida por Chebli (1973) y Chebli et al. (1976), para agrupar a las piroclastitas y sedimentitas continentales con tafloflora liásica aflorantes en puesto Lizarralde y puesto Oviedo.

En la comarca (figura 2b), aflora entre el puesto Oviedo y el puesto La Potranca, donde se apoya en fuerte discordancia angular sobre distintos componentes del basamento plutónico-migmatítico. Al norte del cerro Peralta, el contacto con la Formación Los Tobianos es mediante falla, pero al este del puesto Oviedo soporta, en aparente concordancia, a ignimbritas riolíticas de la base de la Formación Los Tobianos.

Al sur del puesto Lizarralde (figura 2a), la unidad está constituida hacia arriba por 50 a 100 m de areniscas arcóscicas y conglomerados y estratos gruesos de tufitas arenosas y tobas; los potentes depósitos clásticos de la base de la unidad, caracterizados por su granulometría gruesa, pobre selección y clastos angulosos a subangulosos de composición variada y proveniencia local (basamento infrayacente), se interpretan como depósitos de abanicos aluviales; expresan un incremento de relieve coincidente con la aparición de volcanismo en la región.

En el flanco sur del anticlinal que se encuentra al norte del cerro Peralta, las rocas epiclásticas son muy abundantes, mientras que hacia el norte, la unidad se compone casi exclusivamente de rocas piroclásticas riolíticas. El perfil más completo de la Formación fue localizado 2 km al este del puesto Oviedo, donde posee un espesor mínimo de 128 metros.

Próximo a la base se ha reconocido un manto de ignimbritas riolíticas de color gris rosado con piroclastos pumíceos aplastados. La mitad inferior del perfil de puesto Oviedo constituye una secuencia granodecreciente integrada en la parte inferior por depósitos psamo-psefíticos con base erosiva, inmaduros, con clastos guijosos de cuarzo, granito, migmatitas y tobas; presentan estratificación entrecruzada y restos de maderas silicificadas. Pasan hacia arriba a términos arenosos y finalmente a pelitas rosadas, con laminación y estratificación fina tabular, y restos mal conservados de una flora fósil; contienen intercalaciones delgadas de areniscas conglomerádicas y tobas ácidas grises y anaranjadas. Material piroclástico forma parte de la composición de todas estas rocas. La mitad superior del perfil está integrada por areniscas y areniscas conglomerádicas con lentes guijosos intercalados, que presentan estratificación entrecruzada en artesa y restos de troncos silicificados. La sucesión correspondería a un ambiente fluvial meandriforme.

Archangelsky y Menéndez (com. epist., en Chebli, 1973), determinaron la siguiente tafloflora ha-

llada en pelitas y areniscas tobáceas de la parte media inferior del perfil de puesto Oviedo: *Equisetites* sp., *Cladophlebis* sp., *Clathropteris* sp., *Nilssonia*? sp., *Otozamites* sp., *Dictyozamites* sp., *Brachyphyllum* sp., *Thaumatopteris*? sp., *Sagenopteris* sp., *Ptilophyllum*? sp. y *Neocalamites*? sp.

**Edad y correlaciones**

Según Archangelsky y Menéndez (Chebli, 1973), puede admitirse la edad liásica de la flora determinada.

La unidad subyace a ignimbritas de la Formación Los Tobianos; esta última contiene psefitas homologables a la Formación El Córdoba, de edad sincmuriana (Blasco et al., 1979), por lo cual la edad de la Formación Puesto Lizarralde sería hettangiana.

La Formación Puesto Lizarralde es correlacionable con la Formación Puntudo Alto (Herbst, 1968; sensu Nullo, 1983) aflorante en la sierra de Pampa de Agnia, con la Formación Las Leoneras (Nakayama, 1973) de la sierra de Taquetrén y con la Formación Velázquez (Turner, 1975) aflorante al sur y sureste de Languineo.

*Formación Los Tobianos nov. nom.*

Cortés (1982), y Cortés y Baldoni (1984), diferenciaron del Grupo Lonco Trapial a los depósitos de la unidad aflorante al este-noreste de La Rueda y al noreste del puesto Los Tobianos y los consideraron como "Vulcanitas liásicas".

La localidad tipo de la unidad se encuentra 2,5 km al noreste del puesto Los Tobianos. Aflora también al este-noreste de La Rueda y al sur del puesto Oviedo. Fuera de la comarca han sido localizados entre el puesto Lizarralde y la estancia El Buey.

La unidad se apoya en discordancia angular sobre el basamento plutónico-migmatítico. Al este del puesto Oviedo se apoya en aparente concordancia sobre la Formación Puesto Lizarralde. Al noreste del puesto Los Tobianos está cubierta en discordancia erosiva por sedimentitas de la base del Grupo Lonco Trapial; al este-noreste de La Rueda presenta igual relación y está intruida por el Granito La Rueda (Cortés, 1982).

La sucesión está constituida casi exclusivamente por rocas volcánicas; se compone de ignimbritas riolíticas, andesitas, tobas, tufitas arenosas y conglomeraditas. Se pueden diferenciar un miembro inferior, compuesto por ignimbritas riolíticas y un miembro superior, integrado por todos los tipos rocosos antes citados.

**Miembro inferior**

En la localidad tipo, el Miembro inferior posee un espesor de 220 metros. Los mantos inclinan 32°

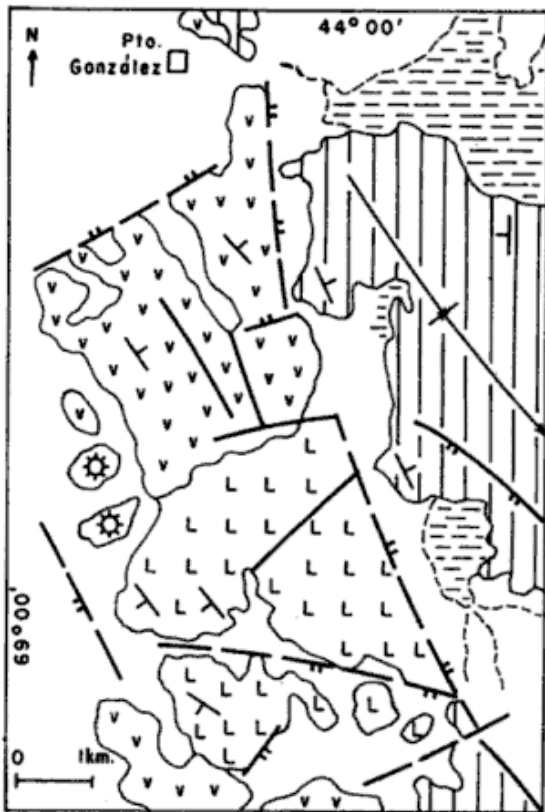


Figura 3: Mapa geológico de las inmediaciones del puesto González (corresponde al sector A del mapa de ubicación de la figura 2a).

al oeste; hacia el sur presentan mayor complicación tectónica y están en parte cubiertos por lo que no se han diferenciado en el mapa. Se compone de ignimbritas riolíticas de color gris castaño claro a rojo grisáceo, de textura porfírica, con cristales subhedrales finos de cuarzo, feldespato y muscovita; se destacan fragmentos lapillíticos aplastados formando flammes y folias; presentan nítidas estructuras fluidales y mantiformes. Al este-noreste de La Rueda están brechadas y silicificadas hacia el contacto con el granito. Al este del puesto Oviedo está constituido por ignimbritas riolíticas lamosas de color rojo pálido, porfíricas, con fenocristales finos a medianos de cuarzo y feldespato, fragmentos lapillíticos pumíceos alterados y numerosas folias.

#### Miembro superior

Su espesor al este del puesto Los Tobianos se calcula en unos 200 m, mientras que al este-noreste de La Rueda superaría los 300 metros. En su perfil tipo se compone hacia arriba de tobas de color castaño rojizo y rojo grisáceo, laminadas y silicificadas y andesitas de color gris castaño con fenocristales de plagioclasa alterada. Continúan acumulaciones de cenoglomeraditas con estratificación gruesa; son tufo-psefitas brechosas de color gris oliva a gris castaño; los elementos piroclásticos parti-

cipan en su composición ya sea en forma de lápilli y bloques pumíceos o en forma de ceniza volcánica en la matriz areno tobácea. La fracción epiclástica se compone de arena, guija y guijarros angulosos predominantemente andesíticos. Siguen andesitas y tobas moradas para rematar en la parte superior con ignimbritas riolíticas. Al este-noreste de La Rueda esta secuencia presenta una mayor participación sedimentaria, especialmente en los depósitos psefíticos. Fuera de la comarca (estancia El Buey, figura 2a), se intercalan areniscas y tufitas arenosas y conglomerádicas.

El volcanismo ignimbrítico y lávico de composición ácida a mesosilícica, alternó con fenómenos de remoción en masa de terrenos volcánicos representados por las facies de cenoglomeraditas.

#### Edad y correlación

Su relación concordante sobre la Formación Puesto Lizarralde y discordante debajo de una sucesión volcánica homologable al Grupo Lonco Trapial, de edad bajociano-bathoniana, indica una edad liásica para la Formación Los Tobianos. Estas relaciones son compatibles con la correlación estratigráfica, ya que los niveles de tufo-psefitas brechosas se corresponden ajustadamente con las típicas capas psefíticas de la Formación El Córdoba, de edad liásica media.

A ambos lados del río Chubut, al este del paraje Las Ruinas y en el área del cañadón Carbón, afloran respectivamente volcanitas riolíticas y andesíticas, las cuales fueron asignadas por Codignotto *et al.* (1979), al ciclo volcano-sedimentario liásico. En la segunda localidad, Panza (1979) reconoció una sucesión piroclástico-sedimentaria de 20 a 50 m de espesor, en discordancia erosiva sobre las volcanitas, con elementos palinológicos de probable edad liásica. Asimismo, volcanitas ácidas y mesosilícicas aflorantes en el tramo medio del arroyo Perdido, entre El Mirasol y el cerro Parva, fueron asignadas por Pesce (1979) y Proserpio (1987) al ciclo liásico, sobre la base de dos edades radiométricas. Tales edades corregidas:  $180 \pm 10$  Ma y  $176 \pm 10$  Ma se hallan próximas al límite Lías-Dogger.

La existencia de rocas lávicas asociadas a los niveles psefíticos de la Formación El Córdoba, en la zona de Pampa de Agnia, fue señalada por Franchi y Page (1980) y Nullo (1983).

#### DOGGER

##### Grupo Lonco Trapial (Lesta y Ferello, 1972)

La unidad fue creada por Lesta y Ferello (1972) para agrupar a los depósitos volcano-sedimentarios

jurásicos post-liásicos de la sierra del Cerro Negro, integrantes de las Formaciones Cerro Carnerero, Cañadón Puelman y Cajón de Ginebra.

*Formación Cerro Carnerero (Groeber et al., 1953; nom. subst. Herbst, 1966)*

Herbst (1964, 1966), llamó Formación Cerro Carnerero al conjunto de piroclastitas y psefitas con restos de *Estherias* y vertebrados aflorantes en el cerro homónimo. Estas rocas habían sido denominadas por Groeber et al. (1953) "Estratos del Cerro Carnerero".

La Formación Cerro Carnerero fue incluida en el Grupo Pampa de Agnia (Herbst, 1968; Musacchio y Riccardi, 1971) o en el Grupo Lonco Trapial, según se la asociara por sus relaciones estratigráficas o afinidad composicional, con los estratos liásicos infrayacentes o con las secuencias del Dogger que soporta. En la comarca, su relación con las volcanitas liásicas es erosiva, mientras que en la sierra del Cerro Negro se verifica un pasaje de condiciones marinas a continentales con notable incremento de la actividad volcánica, por lo que se la considera más estrechamente ligada a las volcanitas del Grupo Lonco Trapial.

Los afloramientos de la unidad fueron descritos por Chebli (1973) y Chebli et al. (1979) bajo la denominación de Formación Cañadón Puelman del Grupo Lonco Trapial. Cortés y Baldoni (1984) comunicaron el hallazgo de flora fósil en los estratos de la unidad, al este de La Rueda.

En la comarca, se asigna a la Formación Cerro Carnerero una sucesión volcanoclastica y sedimentaria que forma reducidos afloramientos, 2.5 km al noreste del puesto Los Tobianos y 6 km al este de La Rueda. Se apoya mediante una superficie de erosión sobre distintos términos de la Formación Los Tobianos y constituye los niveles inferiores del Grupo, con una progresiva interdigitación lateral y vertical con las volcanitas de la Formación Cañadón Puelman.

Al noreste del puesto Los Tobianos la sucesión inclina 50° al oeste-suroeste, con un espesor aproximado de 440 metros. El tercio inferior se compone de tufitas conglomerádicas a arcillosas y areniscas, mientras que los dos tercios restantes se componen de tufo-psefitas con una intercalación volcánica hacia el techo. La sección inferior presenta en su base depósitos areno-conglomerádicos brechosos de color castaño morado; contiene bloques de hasta 1 m de diámetro, compuestos principalmente de ignimbritas y andesitas, inmersos en una matriz arenotobácea friable. Hacia arriba siguen tufitas areno-arcillosas rojizas con lentes psefíticas intercalados y tufitas areno-conglomerádicas rojizas y castañas con intercalaciones de niveles resistentes de tobas de co-

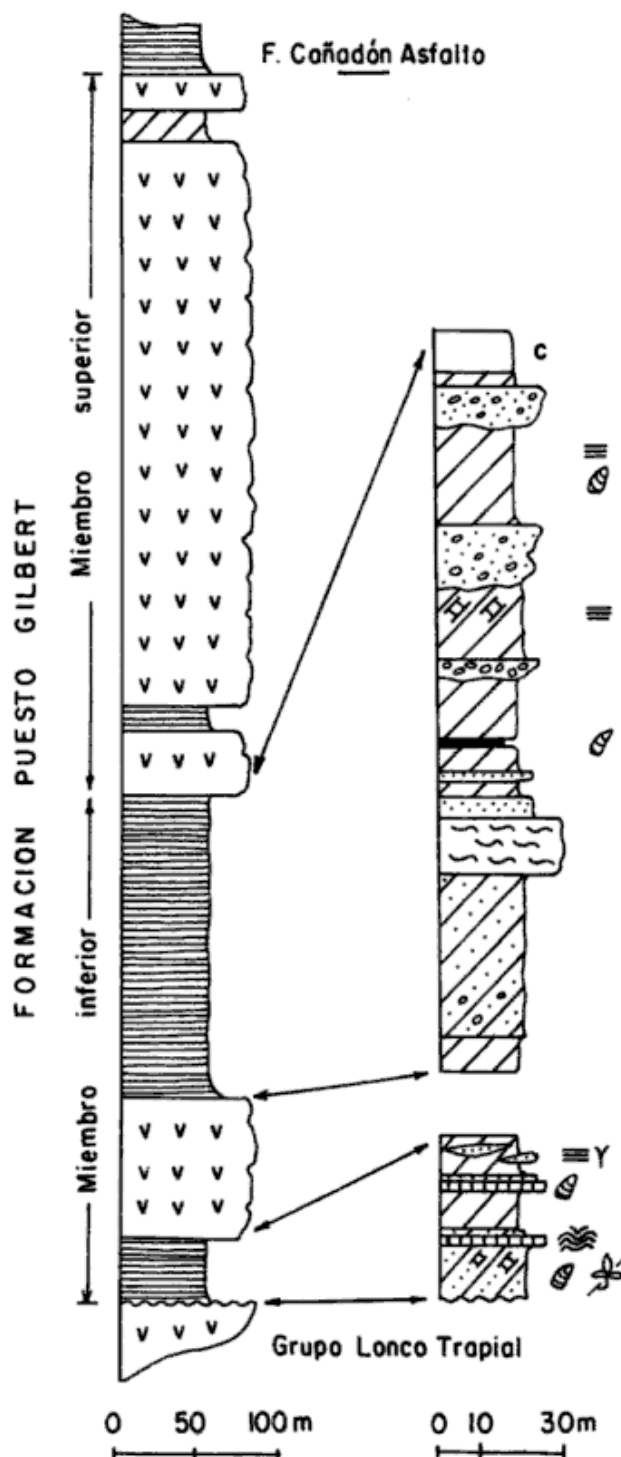


Figura 4. Perfil tipo de la Formación Puesto Gilbert (Calióviano-Oxfordiano). Está integrada por sucesiones lacustres con intercalaciones volcánicas (Miembro inferior) y lavas básicas e ignimbritas riolíticas (Miembro superior).

lor morado. La fracción epiclastica disminuye hacia arriba, culminando la sección con tobas moradas y rosadas y lapillitas abigarradas de composición principalmente mesosilfca.

La sección superior se compone en la base de bancos de tufitas conglomerádicas brechosas de color castaño y por encima, espesas acumulaciones de tufo-psefitas brechosas de coloración verdosa a

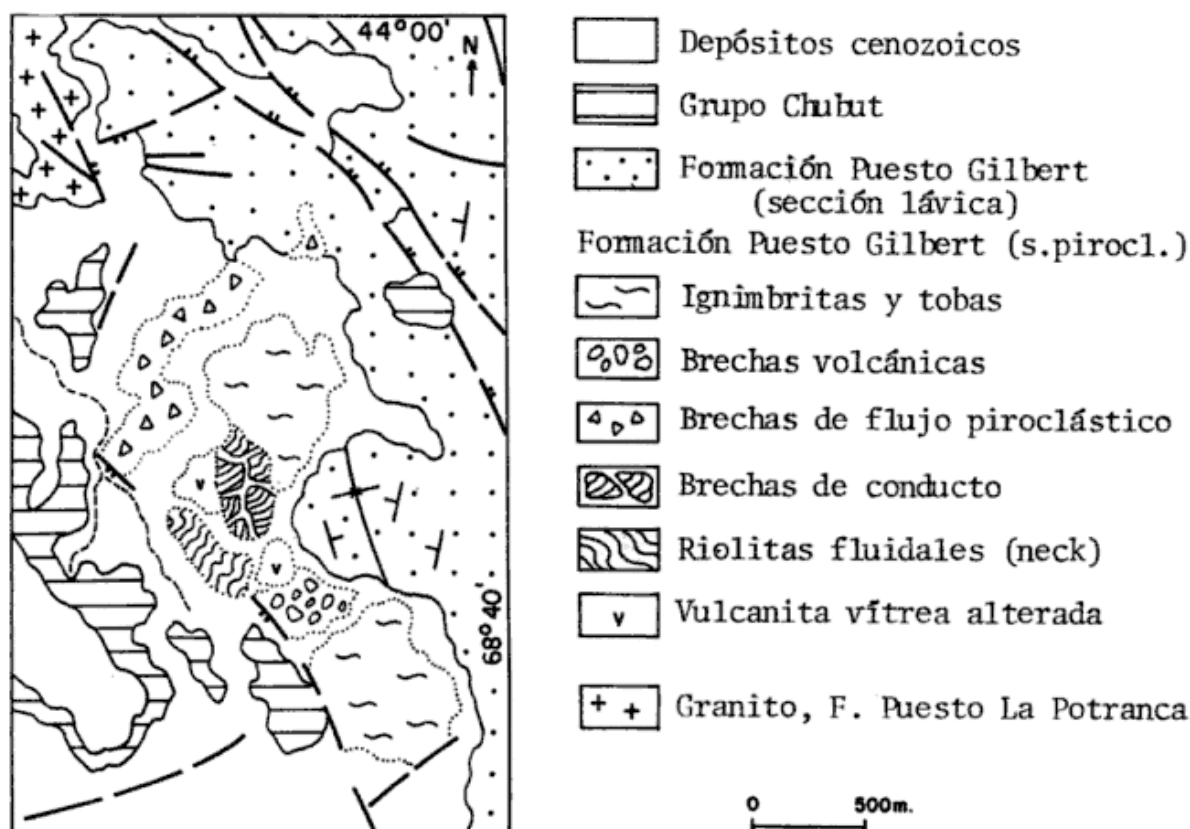


Figura 5. Bosquejo geológico que muestra la distribución, al noreste del cerro Negro, de las facies de neck (riolitas fluidales y brechas de conducto), piroclásticas de caída y de flujo, las cuales se interpretan como asociadas a un centro de emisión riolítico jurásico (Formación Puesto Gilbert, Miembro superior, sección piroclástica).

violácea o púrpura; la granulometría disminuye hacia arriba. La estratificación no es evidente. En la parte inferior son de composición principalmente andesítica y están alteradas, mientras que hacia arriba los fragmentos son de andesitas, sílice, tobas, pumicitas e ignimbritas ácidas.

Al este de La Rueda, los depósitos presentan la intercalación de 190 m de volcanitas de la Formación Cañadón Puelman. En la base se inicia por un conglomerado brechoso con restos de troncos silicificados, areniscas medianas a gruesas y tobas blanquecinas; en las pefitas, los clastos guijosos son de tobas, ignimbritas y cuarzo. La parte superior se compone de tufitas arenosas anaranjadas (con intercalaciones de pelitas silicificadas), lapillitas pumíceas y tobas varicolores laminadas muy consolidadas, las cuales contienen una tafloflora bien conservada y restos de invertebrados fósiles de agua dulce. La sección por encima de las volcanitas está en su mayor parte cubierta; en ella se han reconocido tobas laminadas y silicificadas.

En ambas localidades la Formación Cerro Carnerero se inicia con depósitos clásticos gruesos que indican una fuerte erosión del substrato liásico. Al volcanismo lávico y piroclástico sincrónico, se asocian fenómenos de remoción en masa de terrenos

volcánicos, representados por las tufo-psefitas brechosas (facies de cenoglomeradita).

Al este de La Rueda, se encontraron (Cortés y Baldoni, 1984) frondas (partes media y apical) de *Cladophlebis oblonga* y escasos restos de coníferas y equisetales. En el cerro Carnerero, Piátnitzky (1936) recolectó *Estherias* y el saurópodo *Amigdalodon patagonicus* (Cabrera, 1947). Para la sierra del Cerro Negro, Robbiano (1971) citó troncos y restos de vegetales carbonizados indeterminables, mientras que Nullo (1983) determinó *Otozamites sp.*

*Formación Cañadón Puelman* (Herbst, 1966; nom. subst., Robbiano, 1971)

Herbst (1966) denominó Formación Puelman a las volcanitas post-liásicas de la sierra de Pampa de Agnia. Las volcanitas del Dogger del Chubut extraandino fueron incluidas por Stipanovic *et al.* (1968) en el Complejo de la Sierra de Olte, bajo la denominación de Formación Pampa de Agnia; este nombre habría sido empleado por Herbst (1966) para designar a un Grupo de unidades liásicas, por lo que cabe abandonar su uso. Robbiano (1971) describió la sección tipo de la Formación Cañadón

Puelman en la localidad homónima; está formada por andesitas, mantos de pórfiros cuarcíferos, tobas, aglomerados y conglomerados.

En la comarca, Chebli (1973) reconoció términos mesosilíceos y ácidos cuya interdigitación según ese autor se hace más notable hacia el bajo de Las Plumas. Al oeste de Las Plumas, Panza (1979) observó intercalaciones lácticas y riódacíticas subordinadas.

La unidad aflora entre el puesto Los Tobianos y el paraje La Rueda (figura 2) y al sur del puesto González (figura 3). Se apoya en concordancia y mediante interdigitaciones sobre la Formación Cerro Carnerero y soporta en discordancia angular a la Formación Puesto Gilbert; al noreste del puesto Los Tobianos, el contacto con la Formación Cañadón Asfalto es por falla, mientras que al sureste ha sido intruida por el Granito La Rueda.

La disposición estructural de los estratos y unidades de flujo de la unidad es similar en toda la comarca; su rumbo general es nor-noroeste, con una inclinación de 30° a 55° al suroeste. Al noreste del puesto Los Tobianos el espesor aflorante es de 490 m mientras que al sur del cerro Horqueta alcanza los 2000 metros. La sucesión se compone término medio, por un 90% de rocas lávicas y un 10% de rocas piroclásticas y epiclásticas estratificadas distribuidas principalmente en la mitad inferior de la columna. Estas últimas, constituyen secciones de 30 a 100 m de potencia, que se acunian o desaparecen en tramos de 2 a 5 km; separan acumulaciones lávicas de 100 a 300 metros.

Las rocas lávicas son de composición básica a mesosilíceas; forman mantos bien definidos de 4 a 5 m de espesor. En la quebrada al noreste del puesto Los Tobianos son basaltos amigdaloides de color gris rojizo que presentan drusas y venillas de sílice blanquecina. Son rocas porfíricas; bajo el microscopio muestran fenocristales de máficos reemplazados por opacos y biotita dispuestos en una pasta hialofítica de microlitas de labradorita, con una mesostasis de opacos y piroxenos (?) alterados.

Al sur del cerro Horqueta, se destacan coladas de volcanitas porfíricas de coloración violácea y composición andesítica (?) compuestas por fenocristales de plagioclasa, anfíbol y/o piroxeno reemplazados, en una pasta compuesta por microlitas de plagioclasa. Los basaltos intercalados son de color negro a gris y gris castaño; la textura es porfírica a glomeroporfírica, con fenocristales pequeños (décimas de mm) de plagioclasa (labradorita o andesina) acompañados por piroxeno, olivina o anfíbol, comúnmente alterados; la pasta es generalmente intergranular o hipocristalina.

Al este de La Rueda, en la parte inferior de la unidad, se intercalan mantos delgados de ignimbritas riolíticas, asociadas a tobas; al noreste de Los

Tobianos en cambio, se interponen brechas de flujo piroclástico de color púrpura rojizo pálido, con fragmentos de volcanitas porfíricas, pumicitas y sílice rojiza; la fracción lapillítica se compone en su mayor parte de volcanitas ácidas.

En las secciones estratificadas predominan las tobas, lapillitas y tipos intermedios, de colores rosado grisáceo, rosa anaranjado y rojizo; están comúnmente laminadas o finamente estratificadas y silicificadas. Se asocian también a lentes o niveles delgados de conglomerados, areniscas conglomerádicas y pelitas silicificadas con variable participación tobácea.

Chebli (1973), citó restos de *Brachiphyllum* sp. asociados a volcanitas. En la sierra del Cerro Negro, la Formación Cajón de Ginebra posee restos de *Otozamites* sp. (Robbiano, 1971) y *Otozamites chubutensis* Herbst y *Otozamites sueroi* Herbst, determinadas por Herbst (1966).

### Edad del Grupo Lonco Trapial

En la comarca, el Grupo Lonco Trapial se apoya en discordancia sobre volcanitas asignadas al liásico y soporta en discordancia angular a la Formación Puesto Gilbert de edad calloviana, por lo cual su edad queda restringida al Bajociano-Bathoniano. En su localidad tipo, la Formación Cerro Carnerero, se apoya en concordancia sobre depósitos marinos del Aaleniano cuspidal o de la base del Mesobayociano (Stipanovic *et al.*, 1968). Por otra parte, la datación radiométrica (K-Ar, R.T.) de un basalto del cañadón Puelman dio un valor de  $161 \pm 6$  Ma ( $158 \pm 6$  Ma) (Stipanovic y Bonetti, 1970) y otra de un basalto de Manantial Pelado (YPFCh MPer-1) arrojó  $171 \pm 5$  Ma ( $167 \pm 5$  Ma), (Lesta *et al.*, 1980).

### DOGGER - MALM

#### Grupo Paso de Indios nov. nom.

Se denomina Grupo Paso de Indios a una sucesión integrada por lavas básicas e ignimbritas riolíticas, con intercalaciones piroclástico-sedimentarias fosilíferas, que se apoya en discordancia angular sobre el Grupo Lonco Trapial. Los términos superiores corresponden a la Formación Cañadón Asfalto, y la parte inferior a la Formación Puesto Gilbert. La edad corresponde al Calloviano-Oxfordiano.

Las "Capas con Estherias" o "Serie esquistosa" (Piatnitzky, 1936, 1946), fueron incluidas por Feruglio (1949) en el Complejo de la Sierra de Olte, que aflora típicamente en el valle medio del río Chubut; en él reconoce una "Sección inferior" constituida por tobas, aglomerados y mantos de porfiritas, una

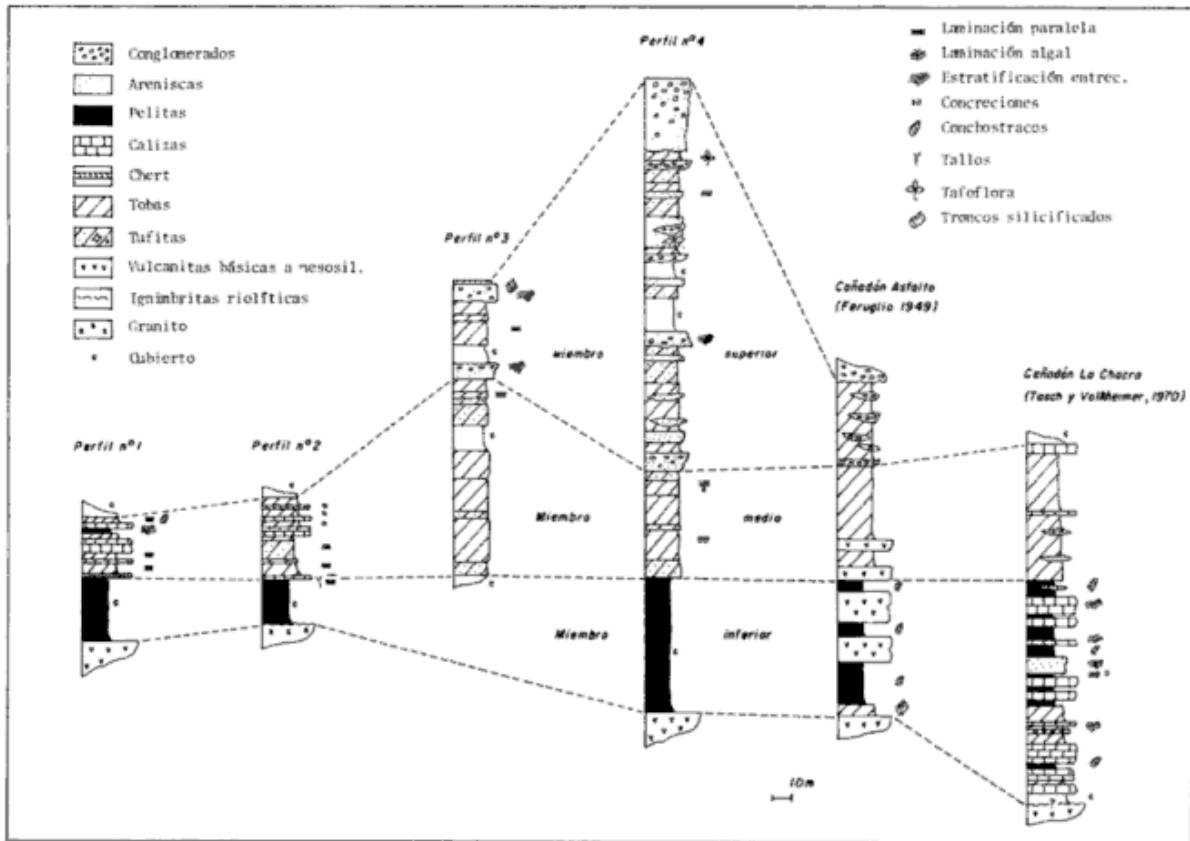


Figura 6. Perfiles columnares estratigráficos de la Formación Cañadón Asfalto aflorante en la comarca y en el área tipo y su correlación.

"Sección superior" compuesta por esquistos bituminosos con *Estheria*, tobas y brechas, con la intercalación de mantos de basalto. La Sección superior corresponde a la Serie esquistosa (Flores, 1948) la cual contiene una flora que fue clasificada por Frenquelli (1949).

Stipanovic *et al.* (1968) integraron un perfil de los depósitos jurásicos ubicados en el curso medio del río Chubut, en donde distinguieron 700 a 900 m de mantos porfíricos oscuros, con intercalaciones tobáceas que se apoyan en discordancia neta sobre los conglomerados del cerro Carnerero y que denominaron Formación Pampa de Agnia. Sobre las volcanitas se disponen 276 m de lutitas y tobas que designaron como Formación Cañadón Asfalto o Formación Puelman, de edad oxfordiana, al admitir la existencia de una probable discordancia con las volcanitas bathoniano-callovianas infrayacentes. Con posterioridad, Stipanovic y Rodrigo (1969) le asignaron una edad co a mesocalloviana. Stipanovic y Bonetti (1970) dieron a conocer una datación de basalto ( $173 \pm 4$  Ma) de la Formación Pampa de Agnia.

Tasch y Volkheimer (1970) publicaron un detallado perfil de la Formación Cañadón Asfalto de cañadón La Chacra. Volkheimer (1972) determinó una microflora que consideró oxfordiana. Nullo y Proserpio (1975) aceptaron una relación discordante entre la Formación Cañadón Asfalto y las volca-

niticas básicas infrayacentes, que agruparon en la Formación Lonco Trapial y dieron a conocer determinaciones microflorísticas realizadas por Pothe de Baldi (1974). Stipanovic y Methol (1972) consideraron a la Formación Cañadón Asfalto de edad calloviana dada su intercalación con volcanitas y la inexistencia de discordancia en su base.

Para Lesta *et al.* (1980) la Formación Cañadón Asfalto rellena depresiones elaboradas en las volcanitas del Grupo Lonco Trapial, mediante discordancia erosiva; señalan que la actividad volcánica relacionada con la unidad se expresa en los niveles tobáceos y en los filones de basalto que atraviesan las lutitas.

En la región de Languineo y Tecka, la Formación Cañadón Asfalto se apoya en discordancia angular sobre volcanitas del Grupo Lonco Trapial (Turner, 1975, 1979).

Para su área tipo, Nullo (1983) incluyó en la Formación Cañadón Asfalto un espesor no definido de mantos basálticos en la base de la misma, con intercalaciones y engranaje lateral entre los términos volcánicos y sedimentarios.

*Formación Puesto Gilbert nov. nom.*

En la comarca, los depósitos asignados a la unidad fueron mapeados por Chebli (1973), Chebli y Serraiotto (1974) y Chebli *et al.* (1979) como Gru-

po Lonco Trapial. Cortés (1982) y Cortés y Baldoni (1984), reconocieron volcanitas asociadas a la Formación Cañadón Asfalto, separadas por discordancia de los depósitos del Dogger.

La unidad aflora al este y sureste del puesto Gilbert, en los alrededores del cerro Horqueta, al norte del cerro Puntudo y a ambos lados de la quebrada que se encuentra al noreste del puesto Los Tobianos. Al oeste del puesto Gilbert aflora en una franja de rumbo nornoroeste. Asoma también en las inmediaciones y al sur del puesto González (figura 3).

Se apoya en neta discordancia angular sobre volcanitas del Grupo Lonco Trapial; esta relación se aprecia con claridad al sur del cerro Horqueta, al oeste del puesto Alvarez y al sur del puesto González. Al noreste del cerro Negro se apoya sobre migmatitas de la Formación Puesto La Potranca. La Formación Puesto Gilbert soporta en concordancia a la Formación Cañadón Asfalto, relación observable entre el puesto Gilbert y el cerro Horqueta; generalmente presentan un contacto por falla.

En el perfil tipo de la Formación (figura 4), el espesor medido es de 726 m. Se distinguen dos miembros; el Miembro inferior, de 300 m de espesor, está integrado por rocas sedimentarias y piroclásticas estratificadas, con una intercalación de mantos basálticos. El Miembro superior está representado por los 428 m superiores del perfil y se compone de una sucesión de mantos lávicos básicos, con la intercalación de ignimbritas, brechas y tobas riolíticas.

#### Miembro inferior

Sus depósitos bordean por el sur, este y noreste al cerro Horqueta. Se distinguen dos secciones piroclástico-sedimentarias separadas por una sección volcánica. La **sección inferior** se compone de tufitas arenosas y tufitas pelíticas laminadas, con lentes conglomerádicos intercalados hacia el techo; son de colores rojizos y rosados. Presentan niveles delgados de calizas macizas de color gris oscuro o rojizo, con laminación algal. Las tufitas son en parte calcáreas y contienen restos de conchostracos, pequeños gastrópodos y tallos y hojas de una tafoflora mal conservada.

La **sección superior** se compone en la parte inferior de tobas y tufitas areno-conglomerádicas y un manto de ignimbritas riolíticas superpuesto; hacia la parte superior sigue una secuencia granocreciente formada por tobas que intercalan periódicamente depósitos arenosos, areno-conglomerádicos y conglomerádicos; están laminadas y contienen numerosos conchostracos. Comparativamente, la sección superior posee una mayor participación

epiclástica y menor proporción de niveles carbonáticos y laminación.

Las secciones estratificadas del Miembro inferior poseen un espesor máximo en la zona de puesto Gilbert-puesto Alvarez (300 m); allí, en la sucesión parcialmente expuesta, predominan las tufitas arenosas y conglomerádicas con clastos subangulosos en su mayor parte provenientes del basamento. El espesor disminuye progresivamente hacia el puesto Los Tobianos (40 a 50 m) donde el Miembro es esencialmente piroclástico y está compuesto por brechas, lapillitas y tobas de colores claros y 10 m de ignimbritas (?) muy consolidadas. En el puesto González, al oeste, el Miembro superior se apoya directamente sobre el Grupo Lonco Trapial. Las sedimentitas de la parte inferior de la unidad rellenaron un relieve de origen tectónico elaborado por los movimientos Patagónicos en las volcanitas del Dogger; la existencia de mayores espesores en esas sucesiones en coincidencia con las zonas fracturadas entre grandes bloques avala esa interpretación.

Las lavas de composición basáltica intercaladas en la parte media del Miembro inferior, varían también su espesor desde 85 m al este de puesto Alvarez, 20 a 30 m al oeste del mismo y espesores algo menores al noreste del cerro Horqueta.

Las secciones sedimentarias se depositaron en un medio continental subácuo de tipo lacustre; la sedimentación en aguas tranquilas está indicada por la existencia de laminación y restos de briznas y fronda no transportada. La existencia de ciclos de sedimentación lacustre se deduce de la alternancia de depósitos de tufitas pelíticas y arenosas y tufitas calcáreas y calizas oscuras. La presencia de algas indica cierta profundidad de las aguas. Evidencias de clima templado están dadas por la presencia de *Euestherias*. La disminución del espesor de estas secciones, coincidente con el aumento de material piroclástico y clástico grueso indica un pasaje a condiciones de depositación subaérea volcánica y fluvial.

#### Miembro superior

En el perfil, se distinguen una sección lávica y otra piroclástica hacia el techo. En la **sección lávica** se reconoce su disposición en mantos superpuestos que inclinan entre 15° y 30° hacia el cuadrante noroeste. Son rocas bastante alteradas; la observación microscópica de distintos niveles del perfil revela una composición basáltica. Predomina la textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa (labradorita), olivina y piroxeno augítico (cuando los mafitos se pueden identificar); la pasta es intergranular a intersertal o subofítica, con labradorita, feldespatos alcalinos, augita titanífera, olivina y cuarzo intersticial. Por su mineralogía pertenecen a la



**Cuadro I. Cuadro de correlación cronoestratigráfica de las sucesiones volcano-sedimentarias jurásicas del Chubut extraandino**

EPOCA (m. a.)	EDAD	Región de Pampa de Agnia y rfo Chubut medio	Región extraandina central (entre Paso de Indios y El Sombrero)	Región oriental del Chubut
MAIM	Purbeckiano			
	Portlandiano			
	Kimmeridgiano			
153	Oxfordiano	F. Cañadón Asfalto	F. Cdón. Asfalto	
	Calloviano	Vulcanitas asociadas	F. Pto. Gilbert	
DOGGER	Bathoniano	Grupo Lonco Trapial	Grupo Lonco Trapial	Vulcanitas ácidas del Chubut oriental
	Bajociano			F. La Porffa
179	Toarciano	F. Osta Arena		Riolitas de S. Grande
	Pliensbachiano	F. El Córdoba	F. Los Tobianos	F. Puesto Piris
	Sinemuriano		F. Puesto Lizarralde	Efusivas del Co. Pichalao y salina Zeballos
	Hettangiano	F. Puntado Alto		Riolitas D. Ameghino
210	TRIÁSICO superior	Retiano		

serie alcalina. Hacia la base se alternan con aglomerados volcánicos. Al sur del puesto González, la sección lávica se dispone en mantos debajo de ignimbritas ácidas.

La sección piroclástica, intercalada en la parte superior del Miembro superior, está constituida por tobas, lapillitas, aglomerados y brechas volcánicas de colores rojizos, anaranjados y rosados, asociadas a ignimbritas riolíticas. Esta sección aflora al noreste del cerro Negro, al sur del puesto González y al suroeste del puesto Los Tobianos.

**Remanentes de un probable centro de emisión y sus depósitos**

Si bien el objetivo del trabajo fue el levantamiento de unidades litoestratigráficas regionales, resulta de interés dar a conocer la identificación expeditiva y distribución de facies que en un reducido sector al noreste del cerro Negro se interpretan como relacionadas a un posible centro de emisión volcánica.

Tres kilómetros y medio al noreste del cerro Negro, en un área de 8 km cuadrados, aflora una asociación de tipos litológicos cuya naturaleza y distribución general se consignan en el bosquejo geológico de la figura 5. Se reconocieron las siguientes facies:

**a. Facies de riolitas fluidales (neck).** Son rocas de composición riolítica, muy fluidales, de color castaño y rosado; junto con la facies de brechas intrusivas conforman la mayor elevación del sector. Poseen una intensa fluidalidad vertical y subvertical dada por láminas claras y oscuras de menos de 1 mm de espesor, paralelas y subparalelas, que forman pliegues disarmónicos de variable longitud de onda; estas láminas conforman filetes de flujo mayores (de 1 a 3 cm). Estas rocas se interpretan como los remanentes de un neck volcánico erosionado y disectado.

**b. Facies de brechas intrusivas.** Son de coloración rojiza y están constituidas por fragmentos angulosos de la facies de riolita fluidal; su diámetro varía de 5 a 10 cm hasta varios metros. Los fragmentos están aglutinados por material riolítico fluidal. El ensamble "en mosaico" de la mayor parte de los bloques indica la ausencia de transporte luego de la fragmentación. Se interpretan como brechas de conducto, producidas por la fragmentación del material que rellenaba la chimenea debido a la actividad volcánica y su posterior aglutinamiento por material ígneo ascendente.

**c. Facies de brechas volcánicas.** En la periferia, al noreste y sureste de los afloramientos de las facies anteriores, se han reconocido estratos gruesos y groseros de brechas volcánicas rojizas que incli-

nan al noreste y sureste, respectivamente. Los fragmentos mayores superan los 50 cm de diámetro; se componen de rocas volcánicas riolíticas y riolitas fluidales.

**d. Facies de brechas de flujo piroclástico.** Al noroeste de las facies de neck afloran brechas lapillíficas cuyos fragmentos angulosos mayores varían de 0,5 a más de 50 cm de diámetro. La granulometría de estas rocas disminuye hacia el noreste donde son lapillitas brechosas. Los fragmentos, dispuestos en forma caótica, se componen de volcanitas aféricas alteradas. El material cementante tiene un alto contenido de óxidos e hidróxidos de hierro. Son rocas muy consolidadas y densas.

**e. Facies de ignimbritas y tobas.** Constituye los depósitos de mayor extensión areal; afloran al sureste y noreste de las facies de neck. Las ignimbritas son de color rojo pálido a púrpura rojizo, densas y de composición riolítica; están constituidas por fragmentos de cuarzo (2 mm) y fragmentos mayores (10 cm) de rocas riolíticas fluidales, pastas afaníticas rojizas y fragmentos pumíceos con distinto grado de aplastamiento, englobados por material tobáceo.

**f. Facies de volcanita vítrea alterada.** Constituye afloramientos pequeños (figura 5) próximos a las facies de neck. Es una roca volcánica muy alterada, de color rosado, afanítica, desvitrificada, con alteración arcillo-ferruginosa y cuarzo intersticial; presenta estructura en mantos. Su naturaleza es dudosa.

Cinco kilómetros al sur del puesto González (figura 3), se han reconocido dos elevaciones contiguas cuya composición y estructura permite incluirlas en la facies de riolitas fluidales de neck antes descriptas.

### Edad y correlación

La unidad se apoya en discordancia angular sobre una sucesión bajociano-bathoniana y soporta en concordancia a la Formación Cañadón Asfalto asignada al Calloviano-Oxfordiano. La datación radiométrica (K-Ar, R.T.) de una toba de la unidad proveniente de las inmediaciones del puesto González, dio una edad de  $155 \pm 5$  Ma ( $152 \pm 5$  Ma), (Linares, 1977), que corresponde al Calloviano. Según estos datos, la edad de la unidad estaría comprendida por el Calloviano superior-Oxfordiano inferior.

La unidad es correlacionable con la serie volcánica asociada a la Formación Asfalto en el río Chubut medio; podría equipararse con la parte superior de la Sección inferior del Complejo de la Sierra de Olte (Feruglio, 1949; Formación Pampa de Agnia, sensu Stipanovic *et al.*, 1968). La edad  $177 \pm 4$  Ma ( $173 \pm 4$  Ma) determinada (Stipanovic y Bonetti, 1970) en las volcanitas basales de ese Complejo, 700 m por debajo de la Formación Cañadón Asfal-

to, debe desestimarse, ya que implicaría la existencia de un volcanismo de edad liásica superior que suprayace a sedimentitas de edad bajociana. La unidad es equivalente en tiempo con las andesitas de Pocitos de Quichaura,  $147 \pm 5$  Ma, (Page, 1980), en la Precordillera del Chubut.

### Formación Cañadón Asfalto (Stipanovic *et al.*, 1968)

Los afloramientos ubicados entre el puesto La Potranca y La Rueda, fueron reconocidos inicialmente por Piatnitzky (1936) y luego incluidos en la Formación Cañadón Asfalto por Chebli (1973) y Chebli y Serraiotto (1974). El resto de los afloramientos asignados en este trabajo a la Formación Cañadón Asfalto fueron incluidos en el Grupo Chubut o en la Formación Cañadón Puelman por Chebli *et al.* (1976, 1979). Los afloramientos al noreste del puesto Los Tobianos fueron descriptos por Cortés y Baldoni (1984).

Los afloramientos de la unidad coinciden en su mayor parte con depresiones estructurales o son remanentes reducidos sobre la Formación Puesto Gilbert. Aflora al norte y este del puesto Gilbert, en los alrededores y al sur del puesto La Potranca y al noreste del puesto Los Tobianos.

Se apoya en concordancia sobre la Formación Puesto Gilbert, relación observable 1,5 km al este del puesto Gilbert. En la mayor parte de los afloramientos se pone en contacto mediante fallas y pliegues de arrastre con las volcanitas jurásicas más antiguas. Frente a los esfuerzos compresivos, la distinta competencia entre sus estratos y las volcanitas infrayacentes modifica la disposición primaria entre estas rocas, dando lugar a la formación de fallas y despegues menores que pueden confundirse con una superficie discordante. Al este y noroeste del puesto La Potranca soporta en discordancia angular al Grupo Chubut.

Se realizaron cuatro perfiles litológicos en los afloramientos más importantes que se correlacionaron con los de su área tipo (figura 6). Las capas están plegadas con inclinaciones de  $0^\circ$  a  $27^\circ$ ; el mayor espesor (270 m) se midió en puesto La Vistosa (perfil n° 4), registrándose 153 m al norte del puesto Gilbert (perfil n° 3), 66 m en puesto La Potranca (perfil n° 2) y 63 m al este del puesto Alvarez (perfil n° 1). El análisis de los mismos permite diferenciar un **Miembro inferior** pelítico, un **Miembro medio** tobáceo y tufítico y un **Miembro superior** con importante participación epiclástica.

### Miembro inferior

En todos los perfiles se encuentra parcialmente cubierto, conformando suaves lomadas. En puesto

La Potranca, son arcilitas laminadas, de color gris claro con briznas y restos carbonosos; hacia arriba presentan aporte tobáceo y son de color rosado o anaranjado. Al (este-noreste del puesto Los Tobianos se componen de fangolitas arcillosas de color rojo pálido que presentan hacia la base una fracción psamo-psefítica diseminada con clastos angulosos de volcanitas. En el cañadón Asfalto este Miembro está representado por los 70 m basales integrados por lutitas oscuras, laminadas, bituminosas que intercalan mantos basálticos; puede correlacionarse con la mitad inferior (110 m basales) del perfil de cañadón La Chacra integrado por pelitas alternantes con tobas y calizas (Tasch y Volkheimer, 1970).

#### Miembro medio

Es la porción más conspicua de la unidad. Se compone de tobas, tufitas arenosas y pelíticas de colores rosados, anaranjados y rojo pálido; presentan comúnmente laminación, nódulos calcáreos y silíceos y numerosos restos de conchostracos y plantas fósiles. Son característicos los bancos resistentes de tobas de color rosa anaranjado, decoloradas por alteración. Se reconocen además bancos oscuros de tufitas calcáreas, pelitas calcáreas, pelitas silicificadas con laminación algal y niveles de chert. En cañadón Asfalto contiene hacia la base mantos basálticos.

#### Miembro superior

Se ha reconocido en dos de los perfiles levantados y en el perfil tipo de la unidad. Queda definido por una notable y creciente intercalación de bancos gruesos de areniscas y conglomerados en la sucesión piroclástica. Son areniscas medianas a gruesas que intercalan lentes psefíticas, areniscas conglomerádicas y conglomerados, en estratos medianos a muy gruesos, con estratificación entrecruzada y restos de grandes troncos silicificados. En el cañadón Asfalto está representado por los 40 m superiores del perfil, compuestos por tobas con intercalaciones de lentes de areniscas y conglomerados.

En la comarca, la unidad contiene *Equisetites sp.*, *Gleichenites cf. taquetrensis*, y *Araucarites sp.* (Cortés y Baldoni, 1984) y restos de conchostracos y gastrópodos de agua dulce. En el río Chubut medio, contiene macroflora (Frenguelli, 1949), microflora (Volkheimer, 1972; Pothe de Baldis, 1974), restos de peces (Cabrera de Piatnitzky, 1936; Bordas, 1942; Bochino, 1967, 1978), fauna de conchostracos (Tasch y Volkheimer, 1970) y restos de dinosaurios (Bonaparte, 1979).

La secuencia pelítico-tobácea, laminada y fosilífera de los Miembros inferior y medio se habría

depositado en un medio lacustre; las margas lacustres del río Chubut medio indican clima semiárido (Volkheimer, 1972) en coincidencia con los indicadores paleozoológicos (vertebrados poikilotérmicos y conchostracos). El proceso de relleno de la cuenca, acentuado por la actividad volcánica explosiva, culmina con la facies fanglomerádica del Miembro superior depositada como abanicos aluviales.

#### Edad y correlaciones

La flora señala una edad asignable al Jurásico superior (Archangelsky com. verb., en Bochino, 1967). La microflora de cerro Cóndor indica según Volkheimer (1972) una edad postcalloviana. Pothe de Baldis (1974, en Nullo y Proserpio, 1975) determinó una asociación palinológica de extenso biocrón que por su similitud con la de Charahuilla podría tener una edad calloviana, sin excluir la edad oxfordiana. Los datos paleontológicos le otorgan una edad calloviana-oxfordiana. Por otra parte, la unidad se apoya en concordancia sobre la Formación Puesto Gilbert, cuyas relaciones estratigráficas y edad radimétrica de  $155 \pm 5$  Ma le confieren una edad calloviana superior-oxfordiana; sobre estas bases, la unidad se asigna al Oxfordiano.

Los Miembros inferior y medio de la unidad pueden equipararse a la Formación Manantial Pelado y el Miembro superior a la Formación El Cardenal de Fernández Garrasino (1977). Es equiparable también a la Formación Cotidiano (Ramos, 1976) que aflora entre el lago La Plata y lago Fontana.

### CORRELACION DE SUCESIONES JURASICAS DEL CHUBUT EXTRAANDINO

Los nexos cronoestratigráficos entre las sucesiones volcano-sedimentarias de la comarca y las de las Sierras Centrales Patagónicas y región oriental del Chubut extraandino pueden apreciarse en el cuadro I.

En la comarca y en las Sierras Centrales Patagónicas, se reconocen tres ciclos volcano-sedimentarios. Las sucesiones continentales liásicas de la comarca pasan hacia el oeste a depósitos de transición (Formación Puntudo Alto) volcánicos y fanglomerádicos con intercalaciones marinas (Formación El Córdoba) y netamente marinos de poca profundidad (Formación Osta Arena), (Gabaldón y Lizaola, 1982), depositados en sincronía con intrusiones básicas de filones capa y diques del Complejo Cresta de los Bosques (Franchi y Page, 1980).

En las Sierras Centrales la época del Dogger coincide con un neto cambio de condiciones marinas a continentales y la generación de potentes depósitos volcánico-lávicos subordinados.

Hacia el este, en cambio, es mayor la relación rocas lávicas versus rocas epiclásticas y piroclásticas.

En el río Chubut medio, el ciclo calloviano-oxfordiano está representado por la Formación Cañadón Asfalto y la sucesión volcano-sedimentaria asociada, de buen desarrollo en la margen izquierda del río (parte superior de la Formación Pampa de Agnia, sensu Stipanovic *et al.*, 1968 y de la Sección inferior del Complejo de la Sierra de Olte, Feruglio, 1950).

En la región oriental del Chubut, el volcanismo es de composición ácida y está representado por el Complejo Marifil (Malvicini y Lambías, 1974; nom. subst. Cortés, 1981). Allí las acumulaciones liásicas equivalentes en tiempo con el Grupo Oviedo son, según la escala cronológica utilizada, las Riolitas del Dique Ameghino, efusivas del cerro Pichalao y de la salina Zeballos, Formación Puesto Pirisy Riolitas de Sierra Grande; en discordancia se apoyan las acumulaciones del Dogger representadas por la Formación La Porfía,  $177 \pm 5$  Ma, y otras volcanitas del sector costero (Cortés, 1981, 1987).

### CONCLUSIONES

En los terrenos jurásicos de la comarca se han distinguido tres sucesiones volcano-sedimentarias discordantes, correspondientes a los Grupos Oviedo, Lonco Trapial y Paso de Indios, de edades liásica, bajociano-bathoniana y calloviano-oxfordiana, respectivamente. Cada ciclo se inicia con depósitos clásticos gruesos y piroclásticos y prosigue con acumulaciones lávicas e ignimbríticas y secciones piroclásticas subordinadas. Las rocas riolíticas ocurren en todas las sucesiones pero presentan su mejor desarrollo en las sucesiones liásicas.

Se ha incluido en el Grupo Oviedo a la Formación Puesto Lizarralde (aluvial) y a la Formación Los Tobianos suprayacente (volcánica).

Interdigitados con volcanitas de la Formación Cañadón Puelman, se han localizado en la parte inferior del Grupo Lonco Trapial, depósitos clásticos fluviales y de remoción en masa homologados a la Formación Cerro Carnerero. Esta se apoya en discordancia erosiva sobre las volcanitas liásicas.

Se define el Grupo Paso de Indios, integrado por una sección volcano-sedimentaria inferior: Formación Puesto Gilbert y una sección piroclástica-sedimentaria superior: Formación Cañadón Asfalto. La Formación Puesto Gilbert se apoya en discordancia angular sobre el Grupo Lonco Trapial; está integrada por basaltos e ignimbríticas riolíticas y hacia la base intercalaciones sedimentarias de origen lacustre, que rellenan un relieve tectónico. En las vol-

canitas se determinó una probable área de emisión volcánica.

Se han localizado nuevos afloramientos de la Formación Cañadón Asfalto; su correlación mutua y con los del área tipo permitió diferenciar los Miembros inferior y medio (lacustre) y superior (aluvial). La Formación Cañadón Asfalto se apoya en concordancia sobre basaltos de la Formación Puesto Gilbert; las depresiones tectónicas coincidentes con la mayor parte de sus afloramientos son posteriores o al menos reactivadas con posterioridad a su depositación.

La Formación Puesto Gilbert se apoya en discordancia angular sobre el Grupo Lonco Trapial; está integrada por basaltos e ignimbríticas riolíticas y hacia la base intercalaciones sedimentarias de origen lacustre. En las volcanitas se interpretó un probable centro de emisión jurásico.

### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- BLASCO, G., R. LEVY y F. NULLO, 1979. *Los amonites de la Formación Osta Arena (Liásico) y su posición estratigráfica, Pampa de Agnia (prov. del Chubut)*. VII Congr. Geol. Arg., Actas II: 407-429. Buenos Aires.
- BOCCHINO, A., 1967. *Luisiella inexcitata gen. et sp. nov. (Pisces. Clupeiformes. Dussumierridae) del Jurásico superior de la provincia del Chubut, Argentina*. Ameghiniana IV (2): 91-100. Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1978. *Revisión de los Osteichthyes fósiles de la República Argentina. I. Identidad de Tharrias feruglioi, Bordas 1943 y Oligopleurus groeberi, Bordas 1943*. Ameghiniana XV (3-4): 301-320. Buenos Aires.
- BONAPARTE, J. F., 1979. *Faunas y paleobiogeografía de los tetrápodos mesozoicos de América del Sur*. Ameghiniana XVI (3-4): 217-238. Buenos Aires.
- BORDAS, A. F., 1942. *Peces del Cretácico del río Chubut*. Physis XIX, 53. Buenos Aires.
- CABRERA, A., 1947. *Un saurópodo nuevo del Jurásico de Patagonia*. Nota del Musco de La Plata, n° 95, La Plata.
- CODIGNOTTO, J., F. NULLO, J. PANZA y C. PROSERPIO, 1979. *Estratigrafía del Grupo Chubut entre Paso de Indios y Las Plumas, provincia del Chubut, Argentina*. VII Congr. Geol. Arg., Actas I: 471-480. Buenos Aires.
- CORTÉS, J. M., 1981. *El sustrato precretácico del extremo noreste de la provincia del Chubut*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXVI (3): 217-235. Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1982. *Intrusivo granítico en vulcanitas jurásicas del Chubut central*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXVII (2): 252-255. Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1986. *Estratigrafía y tectónica en la región central de la provincia del Chubut, República Argentina*. Univ. de Bs. As., tesis doctoral, inédito. Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1987. *Descripción geológica de la Hoja 42h, "Puerto Lobos", provincia del Chubut*. Dir. Nac. de Geol. y Min., Bol. n° 202. Buenos Aires.

- \_\_\_\_\_ y BALDONI, 1984. *Plantas fósiles jurásicas al sur del río Chubut medio*. IX Congr. Geol. Arg., Actas IV: 432-443. Buenos Aires.
- CHIEBLI, G., 1973. *Geología y estratigrafía de la región central del Chubut, al sur del río homónimo, entre Sa. de Cañadón Grande, Sa. Cuadrada, Sa. del Guanaco e inmediaciones de la Sa. Negra, Dpto. de Paso de Indios, prov. del Chubut*. Univ. de Bs. As., tesis doctoral, inédito. Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_ y A. A. SERRAIOTTO, 1974. *Nuevas localidades del Paleoceno marino en la región central de la provincia del Chubut*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIX (3): 311-318. Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, C. NAKAYAMA y J. C. SCIUTTO, 1979. *Mapa geológico de la provincia del Chubut*. VII Congr. Geol. Arg., Actas I: 639-656. Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_ y A. A. SERRAIOTTO, 1976. *Estratigrafía del Grupo Chubut en la región central de la provincia homónima*. VI Congr. Geol. Arg., Actas I: 375-392. Buenos Aires.
- FERNANDEZ GARRASINO, C. A., 1977. *Contribución a la estratigrafía de la zona comprendida entre estancia Ferrarotti, cerro Colorado y cerrito Negro, Dpto. Tehuelches, prov. del Chubut, Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXII (2): 130-144. Buenos Aires.
- FERUGLIO, E., 1949-1950. *Descripción geológica de la Patagonia*. Dir. Gral. de Y.P.F., tomos I, II y III. Buenos Aires.
- FLORES, M. A., 1948. *Investigaciones geológicas en el valle del río Chubut medio, entre los cerros Cóndor y Pavada (Terr. Nac. del Chubut)*. Y.P.F. inf. inéd. Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1956-1957. *Perfiles en el Chubutiano y observaciones geológicas en la parte central y norte del Chubut*. Y.P.F., inf. inéd. (en dos partes). Buenos Aires.
- FRANCHI, M. R. y R. F. N. PAGE, 1980. *Los basaltos cretácicos y la evolución magmática del Chubut occidental*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXV (2): 208-229. Buenos Aires.
- FRENGUELLI, J., 1949. *Los estratos con Estheria en el Chubut (Patagonia)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. IV (1): 11-24. Buenos Aires.
- GABALDON, V. y A. LIZUAIN, 1982. *Estratigrafía y sedimentología de noroeste del Chubut, Argentina*. V Congr. Latinoam. de Geol., Actas II: 509-528. Buenos Aires.
- GROEBER, P., P. N. STIPANICIC y A. R. G. MINGRAMM, 1953. *Jurásico; en Geografía de la República Argentina*. GAEA II (a): 143-347. Buenos Aires.
- HAQ, B. V., J. HARDENBOL y P. R. VAIL, 1986. *Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 millions years ago to the present)*. Science (en prensa).
- HERBST, R., 1964. *La flora liásica de P. Meschio, prov. del Chubut, Patagonia*. Ameghiniana II (4): 55-60. Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1966. *La flora del Grupo Pampa de Agnia, Chubut, Patagonia*. Ameghiniana II (9): 337-349. Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1968. *Las floras liásicas argentinas con consideraciones estratigráficas*. III Jorn. Geol. Arg., Actas I: 145-162. Buenos Aires.
- INGEIS, 1977. *Nuevas constantes a utilizar en los métodos de datación radimétrica*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXII (3): 239-240. Buenos Aires.
- LEMA, H., 1982. *Estudio petrográfico de 37 muestras de la Hoja 46d "Meseta del Canquel", prov. del Chubut*. Serv. Geol. Nac., inf. inéd., Buenos Aires.
- LESTA, P. J. y R. FERELLO, 1972. *Región extraandina del Chubut y norte de Santa Cruz*. En Geología Regional Argentina (A. F. Leanza ed.). Acad. Nac. Cs. de Córdoba: 601-653. Córdoba.
- \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_ y CHIEBLI, 1980. *Chubut extraandino*. En Geología Regional Argentina (Segundo Simposio). Acad. Nac. de Cs. de Córdoba II: 1307-1387. Buenos Aires.
- LINARES, E., 1977. *Catálogo de edades radimétricas determinadas para la República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Publ. Esp., Serie B, n° 4, Buenos Aires.
- MALVICINI, L. Y E. J. LLAMBIAS, 1974. *Geología y génesis del depósito de manganeso Arroyo Verde, prov. del Chubut, Rep. Argentina*. V. Congr. Geol. Arg., Actas II: 185-202. Buenos Aires.
- MUSACCHIO, E. A. y A. C. RICCARDI, 1971. *Estratigrafía principalmente del Jurásico en la sierra de Agnia, prov. del Chubut, Rep. Argentina (nota breve)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVI (2): 272-273. Buenos Aires.
- NAKAYAMA, C., 1973. *Sedimentitas prebajocianas en el extremo austral de la sierra de Taquetrén, Chubut, Argentina*. V Congr. Geol. Arg., Actas I: 268-278. Buenos Aires.
- NULLO, E. F., 1974. *Reubicación estratigráfica de la Formación El Córdoba, Pampa de Agnia, prov. del Chubut, Rep. Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXII (3): 337. Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1983. *Descripción geológica de la Hoja 45c "Pampa de Agnia", prov. del Chubut*. Serv. Geol. Nac., Boletín N° 199. Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, y C. PROSERPIO, 1975. *La Formación Taquetrén del cañadón del Zaino y sus relaciones estratigráficas en el ámbito de la Patagonia, de acuerdo a la flora, Rep. Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXX (2): 133-150. Buenos Aires.
- PANZA, J. L., 1979. *Descripción geológica de la Hoja 45e "Las Plumas" provincia del Chubut*. Serv. Geol. Nac., inf. inéd. Buenos Aires.
- PIATNITZKY, A., 1936. *Informe preliminar sobre el estudio geológico de la región situada al norte de los lagos Colhue Huapi y Musters*. Y.P.F., inf. inéd. Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1937. *Estudio geológico de la región del río Chubut y del río Genua (Patagonia central)*. Bol. Inf. Petrol. XIII (137): 83-118. Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1946. *Relaciones estratigráficas de la región del río Chubut*. Bol. Inf. Petrol. XXIII (259): 173-185. Buenos Aires.
- POTHE DE BALDIS, E. D., 1974. *Informe palinológico sobre unas muestras de cañadón Asfalto*. Serv. Nac. Min. Geol., inf. inéd. paleont. Buenos Aires.
- RAMOS, V. A., 1976. *Estratigrafía de los lagos La Plata y Fontana, prov. del Chubut, Rep. Argentina*. I Congr. Geol. Chileno (Santiago), A43-A64, Chile.
- ROBBIANO, J. A., 1971. *Contribución al conocimiento estratigráfico de la sierra del Cerro Negro, Pampa de Agnia, prov. del Chubut, Rep. Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVI (1): 41-56. Buenos Aires.
- STIPANICIC, P. N., F. RODRIGO, O. BAULIES y C. MARTINEZ, 1968. *Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Norpatagónico y regiones adyacentes*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIII (2): 67-98. Buenos Aires.

- \_\_\_\_\_ y F. RODRIGO, 1969. *El diastrofismo jurásico en Argentina y Chile*. IV Jorn. Geol. Arg., Actas II: 353-369. Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_ y M. I. R. BONETTI, 1970. *Posiciones estratigráficas y edades de las principales floras jurásicas argentinas (II)*. Ameghiniana VII (2): 101-116. Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_ y E. J. METHOI, 1972. *Macizo de Somuncurá*, en *Geología Regional Argentina*. (A. F. Leanza ed.). Acad. Nac. Cs. Córdoba: 581-599. Córdoba.
- TASCH, P. y W. VOLKHEIMER, 1970. *Jurassic Conchostacans from Patagonia*. Univ. Kansas. Paleont. Contr. 50.
- TURNER, J. C. M., 1975. *Descripción geológica de la Hoja 44d "Languiñeo" (provincia del Chubut)*. Serv. Geol. Nac. Inf. inéd. Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1979. *Perfil geológico entre los ríos Chubut y Tecka (provincia del Chubut)*. Mus. Arg. de Cs. Nat. B. Rivadavia. Rev. VIII (3): 71-93. Buenos Aires.
- ULIANA, M., K. BIDDLE, D. W. PHELPS y D. A. GUST, 1985. *Significado del vulcanismo y extensión meso-jurásica en el extremo meridional de Sudamérica*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XL (3-4): 231-253. Buenos Aires.
- VOLKHEIMER, W., 1972. *Estudio palinológico de un carbón calloviano del Neuquén y consideraciones sobre los paleoclimas jurásicos de la Argentina*. Mus. La Plata, Rev. (n.s.), Sección Paleont. VI: 101-157. La Plata.

Recibido: 8 de julio, 1988

Aceptado: 20 de setiembre, 1989

#### JOSE MARIA CORTES

Servicio Geológico Nacional  
Av. Santa Fe 1548, piso 13  
1060 - Buenos Aires  
CONICET

## AMBIENTES, PROCESOS Y FORMAS PERIGLACIALES O GEOCRIOGENICAS EN QUEBRADA BENJAMIN MATIENZO, CORDILLERA PRINCIPAL, MENDOZA

Ana Lía Ahumada

**RESUMEN:** Se estudia la distribución altitudinal y los efectos de la exposición en las formas periglaciales o geocriogénicas a lo largo de la quebrada Benjamín Matienzo, desde Las Cuevas hasta las nacientes del río Cuevas, Cajón del Rubio, Cordillera Principal, Mendoza.

Las asociaciones morfológicas y el análisis climático permiten definir dos pisos altitudinales de acción geocriogénica: 1 - Zona parageocriogénica, por debajo de los 3500 m, con asociaciones de formas periglaciales con vegetación, características de una dinámica criogénica suave, con temperaturas medias anuales del aire entre  $-1^{\circ}\text{C}$  y  $3^{\circ}\text{C}$ ; 2 - Zona geocriogénica, por sobre los 3500 m, con predominio de criofragmentación, vegetación esporádica y desarrollo de glaciares de escombros, geliflucción y taludes detríticos. Los glaciares de escombros indican el límite inferior del permafrost discontinuo, producto de una temperatura media anual del aire inferior a  $-1^{\circ}\text{C}$  y para este nivel (3500 m), la temperatura media anual del aire es aproximadamente de  $-4^{\circ}\text{C}$ .

**ABSTRACT:** This paper deals with the altitudinal distribution and exposition effects in the periglacial or geocryogenic forms along Quebrada Benjamín Matienzo, Cordillera Principal, Mendoza, Argentina.

Two altitudinal zones were determined based on morphologic associations and climatic analysis: 1- Parageocryogenic zone, below 3500 m a.s.l., with periglacial forms (solifluction needle ice, etc.) associated with vegetation characteristics of moderate cryogenic dynamic, with mean annual air temperature from  $-1^{\circ}$  to  $+3^{\circ}\text{C}$ ; 2 - Geocryogenic zone, above 3500 m a.s.l., with prevailing cryofragmentation, sporadic vegetation, rock glaciers, gelifluction and talus. The active rock glaciers may be used as indicators of high mountain permafrost because they are developed with mean annual air temperature less than  $-1^{\circ}\text{C}$ . In the geocryogenic zone, the mean annual air temperature is nearly  $-4^{\circ}\text{C}$ .

### INTRODUCCION

Los objetivos de investigaciones geocriogénicas en general son: 1) Establecer los mecanismos de los procesos que se manifiestan en el ambiente geocriogénico; 2) Determinar el significado ambiental de estos procesos; 3) Aplicar la información en la reconstrucción de paleoclimas y paleoambientes del Cuaternario (Corte 1982, 1985); 4) En el caso particular de este trabajo, definir su presencia altitudinal en una región de los Andes Centrales, Cordillera Principal, Mendoza, Argentina.

El fenómeno de congelamiento de la corteza terrestre no sólo se encuentra en las regiones cercanas a los polos, sino también en las zonas templadas y tropicales por debajo o por encima de la nieve permanente (Gorbunov, 1978), como consecuencia de la zonación vertical de intercambio de calor que se da entre el suelo y la atmósfera.

En alta montaña el ambiente geocriogénico se encuentra distribuido zonalmente a medida que se asciende. Los valores de altura en los que se encuentran estas zonas varían transicionalmente con la latitud: a medida que nos acercamos al Ecuador

la zona de permafrost de montaña se encuentra en los niveles más elevados.

El permafrost de alta montaña o permafrost alpino ha sido reconocido en varios lugares del hemisferio norte, donde constituye un área de  $323,6 \times 10^4 \text{ km}^2$  (Fujii and Higuchi, 1978), el 80,4 % se encuentra en Asia, el 19,4 % en América del Norte y sólo el 0,2 % en Europa.

### Ubicación del área de estudio y vías de acceso

La quebrada Benjamín Matienzo se encuentra ubicada en los  $32^{\circ}14'$  y  $32^{\circ}50'$  de latitud sur y aproximadamente  $70^{\circ}2'$  a  $70^{\circ}10'$  de longitud oeste en la provincia de Mendoza, Andes Centrales o Cordillera del Límite. Abarca un área de 30 km de largo por 4 km de ancho, correspondiendo a la ya mencionada unidad morfoestructural de Cordillera Principal.

La quebrada Matienzo es un valle longitudinal, de sentido norte-sur que corre paralelo al Cordón del Límite. En él se encuentra el curso alto del río Cuevas. Las cabeceras del valle se hallan aproximadamente a 5000 m, mientras que 30 km mas abajo,

**Cuadro I. Cálculo por gradiente de temperatura media anual, máxima y mínima en Cajón del Rubio o Nacientes del Río Cuevas**

	ENE.	FEB.	MAR.	ABR.	MAY.	JUN.	JUL.	AGO.	SET.	OCT.	NOV.	DIC.	Δh
Temp. media (41/70) CRISTO REDENTOR	3,9	3,6	2,0	-0,3	-3,3	-6,6	-6,8	-6,5	-5,0	-3,3	-0,4	2,5	-1,7
Temp. media (41/70) PUENTE DEL INCA	14,1	13,8	11,7	8,5	4,7	0,7	0,1	1,4	4,0	6,7	10,2	13,0	7,4
$G_t = \Delta t / \Delta z \cdot 10^{-4}$	96	92	87	79	72	66	62	71	81	90	96	95	82
$G_t \cdot \Delta z$	3,6	3,4	3,2	2,93	2,67	2,44	2,3	2,6	3,0	3,3	3,56	3,52	3,04
Temperatura media CAJON DEL RUBIO	0,3	0,2	-1,2	-4,4	-5,9	-9,04	-9,1	-9,1	-8,0	-6,6	-3,9	-1,0	-4,7
Temp. máx. media (41/70) C. REDENTOR	9,9	9,6	7,3	3,8	0,2	-3,3	-3,2	-2,8	-1,0	2,0	4,5	8,1	0,9
Temp. máx. media (41/70) P. del INCA	20,6	20,5	18,6	15,5	10,4	6,0	5,5	7,3	10,1	12,1	15,9	18,7	18,3
$G_t = \Delta t / \Delta z \cdot 10^{-4}$	96	98	102	106	92	84	74	91	100	91	103	96	112
$G_t \cdot \Delta z$	3,6	3,6	3,8	3,9	3,4	3,1	2,7	3,3	3,7	3,3	3,8	3,5	4,1
Temp. máx. media CAJON DEL RUBIO	6,3	6,0	3,5	-0,1	-3,2	-6,4	-5,9	-6,2	-4,7	-1,4	0,7	4,5	-0,5
Temp. mín. media (41/70) C. REDENTOR	-0,3	-0,5	-1,9	-3,8	-6,4	-9,9	-10,5	-10,1	-8,8	-6,8	-4,0	-1,8	-5,4
Temp. mín. media (41/70) P. del INCA	6,0	5,6	4,0	1,4	-1,3	-4,9	-5,2	-4,0	-2,3	-0,2	3,0	5,0	0,5
$G_t = \Delta t / \Delta z \cdot 10^{-4}$	57	55	53	47	69	45	48	55	59	60	63	61	53
$G_t \cdot \Delta z$	2,11	2,04	2,0	1,7	2,5	1,6	1,7	2,0	2,18	2,2	2,3	2,2	1,9
Temp. mín. media CAJON DEL RUBIO	-2,4	-2,5	-3,9	-5,5	-8,9	-11,6	-12,3	-12,1	-11,0	-9,0	-6,3	-4,0	-7,4

REF.:  $G_t$ : gradiente de temperatura -  $\Delta t$ : diferencia de temperatura entre C. Redentor y C. del Rubio  
 $\Delta z$ : diferencia de altura entre C. Redentor y C. del Rubio.

en la localidad de Las Cuevas la altura es de 3100 m. El ancho medio es de 4 km. La pared oeste del valle está constituida por la Cordillera del Límite, que promedia los 4500 m de altura separándonos naturalmente de Chile.

El este de la quebrada se encuentra limitado por una secuencia discontinua de cordones: Cordón de los Dedos, Catedral y Pan de Azúcar, que en líneas generales presentan mayores alturas que el cordón occidental con picos que superan los 5000 m (cerro Tolosa, 5432 m, cerro de los Dedos, 5018 m, cerro México, 5083 m, cerro Catedral, 5335 m, cerro Pan de Azúcar, 5220 m).

Las nacientes del río Cuevas se encuentran a una altura media de 4000 m, en pequeños cuerpos de hielo, los glaciares descubiertos Cajón del Rubio y Alma Blanca y glaciares de escombros secundarios. El río Cuevas va incrementando su caudal pendiente abajo mediante el aporte de glaciares de escombros y flujos nivales producto del descongelamiento estival.

En cuanto al acceso, se llega a la villa de Las Cuevas a través de la ruta internacional N°7 después de un trayecto de 200 km desde la ciudad de Mendoza. Desde Las Cuevas hasta las nacientes del

río Cuevas el recorrido se hace con mulares que deben ser traídos desde Uspallata.

### Clima de la región

La mayoría de los ambientes periglaciales o geocriogénicos experimentan algún tipo de cambio estacional de temperatura. A lo largo del año es posible reconocer un período de descongelamiento de duración limitada y un período de invierno prolongado durante el cual la temperatura del aire se mantiene bajo 0°C.

Las condiciones límites de campo entre ambientes geocriogénicos y no geocriogénicos en su mayoría son arbitrarias, y ellas varían considerablemente según los criterios usados.

Para nuestros propósitos y en armonía con una definición simple del ambiente que nos ocupa, podemos adoptar una definición empírica del límite del mismo. Esto es, definirlo en todas las áreas donde la temperatura media anual del aire es inferior a +3°C, ajustándonos a los límites propuestos por Williams (1961) para el desarrollo de soligeliflución y estructuras criogénicas del suelo, ya que esto incluye las áreas donde las condiciones de con-



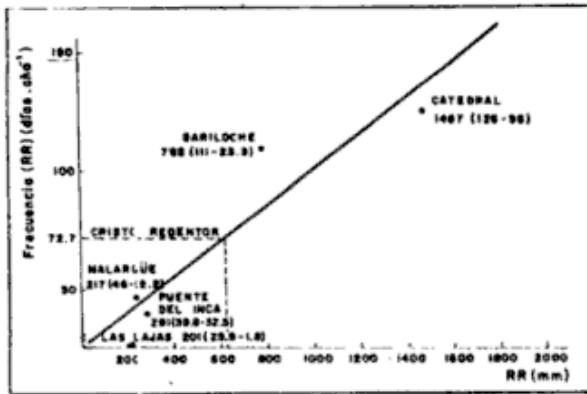


Figura 1: Régimen de precipitación sólida. (Minetti, 1984).

gelamiento y descongelamiento dominan junto con las que son de carácter marginalmente periglacial, pudiendo subdividir este rango en dos áreas: 1) las que se encuentran por debajo de una temperatura media anual del aire inferior a  $-1^{\circ}\text{C}$  y 2) las que se hallan por encima de  $-1^{\circ}\text{C}$  hasta  $+3^{\circ}\text{C}$  de temperatura media anual del aire.

De esto surge que el ambiente periglacial no se comporta como un fenómeno estático y sus variables climáticas (temperatura, precipitación, humedad, etc.) tienen un amplio rango puesto que las influencias continentales y marítimas definen variaciones significativas. La elaboración de datos climáticos que permitieron definir las condiciones ambientales de Quebrada Benjamín Matienzo serán objeto de otro trabajo en razón de las limitaciones de espacio, por lo cual aquí sólo expondremos los resultados del mismo.

La temperatura media anual calculada por interpolación con otras estaciones para la naciente del río Cuevas a 4200 m, es de  $-4,7^{\circ}\text{C}$ , la temperatura máxima media  $-0,5^{\circ}\text{C}$  y la mínima media anual es de  $-7,4^{\circ}\text{C}$  (cuadro 1).

La temperatura media anual, las oscilaciones térmicas, las amplitudes térmicas y sus condiciones por debajo o por encima de  $0^{\circ}\text{C}$  son factores que delimitan el campo de acción de algunos procesos y configuran morfologías diferentes, ya sea un parámetro más fuerte o más débil que otro.

Las condiciones de temperatura máximas medias mensuales de la región muestran un cuadro de siete meses, abril a octubre con condiciones por debajo de  $0^{\circ}\text{C}$ , quedando sólo 5 meses del año, desde noviembre cuando comienza la ablación, hasta marzo, con temperaturas por encima de  $0^{\circ}\text{C}$ . La amplitud térmica anual que consiste en la diferencia de temperatura media entre el mes más caluroso del año (enero) y el más frío (julio), es de  $9,4^{\circ}\text{C}$ .

La precipitación media anual promedio es de 500 a 600 mm anuales (Minetti *et al.*, 1984) en forma de nieve o graupel en el verano (figura 1).

El incremento de la amplitud térmica a medida que ingresamos al continente es quizás, el más conspicuo efecto de la superficie continental sobre el clima; recíprocamente, la relación amplitud térmica anual-latitud es el valor usado por los climatólogos para determinar numéricamente rangos de continentalidad, factor que tiene influencia en los marcos climáticos de un ambiente geocriogénico o periglacial.

Existen varios métodos para calcular continentalidad. El más usado es el definido por Gorczinski (1920) modificado por Conrad (1946) para ampliar los rangos latitudinales de utilización, con algunas precauciones para las latitudes que superan los  $80^{\circ}$ . Los valores obtenidos en la zona (9,7) permiten definirla como subcontinental.

### Permafrost de alta montaña en América del Sur y Argentina

La Cordillera Real de Bolivia y su extensión hacia el Perú fue estudiada por Troll en 1948. Dicho autor describe suelos estructurales provocados por congelamiento y descongelamiento a 4700 m. Años más tarde Graf (1976) describe y compara en su tesis doctoral los procesos de soliflucción y suelos estructurados de los Andes boliviano-peruanos con los encontrados en los Alpes.

En los Andes de Venezuela (Schubert, 1973), define el límite inferior del permafrost en 4765 m en el Pico Espejo. Hastenrath lo encuentra alrededor de 5000 m en el Ecuador (1977).

Keidel (1922) describió las pendientes detríticas de la Puna considerándolas como ejemplo de morfología de desiertos fríos. Catalano (1926) fue el primero en estudiar condiciones de permafrost en Puna argentina mencionando lito-glaciares que se encuentran por encima de 4000 m. Igarzábal (1983) indica para la ladera este que limita esta región glaciares de escombros en 4500 m. Corte (1955) había descrito en el Tucle, 5480 m, grandes suelos estructurados.

En la laguna del Diamante, Cordillera Principal, Corte (1953) realiza una descripción de la morfología periglacial definiendo un límite inferior de los procesos criopedológicos a 3700 m, con una temperatura media anual del aire inferior a  $-1^{\circ}\text{C}$ . Este autor realiza una evaluación de los procesos geocriogénicos actuales a lo largo de los Andes y Antártida (Corte 1955 a-b, 1957, 1968, 1980, 1982). Para la misma latitud, pero del lado chileno, existen descripciones de aspectos periglaciales sobre todo mencionando glaciares de escombros, realizadas por Lliboutry (1956, 1961) quien encuentra el límite más bajo de los procesos geocriogénicos aproximadamente en 4000 m. Maran-

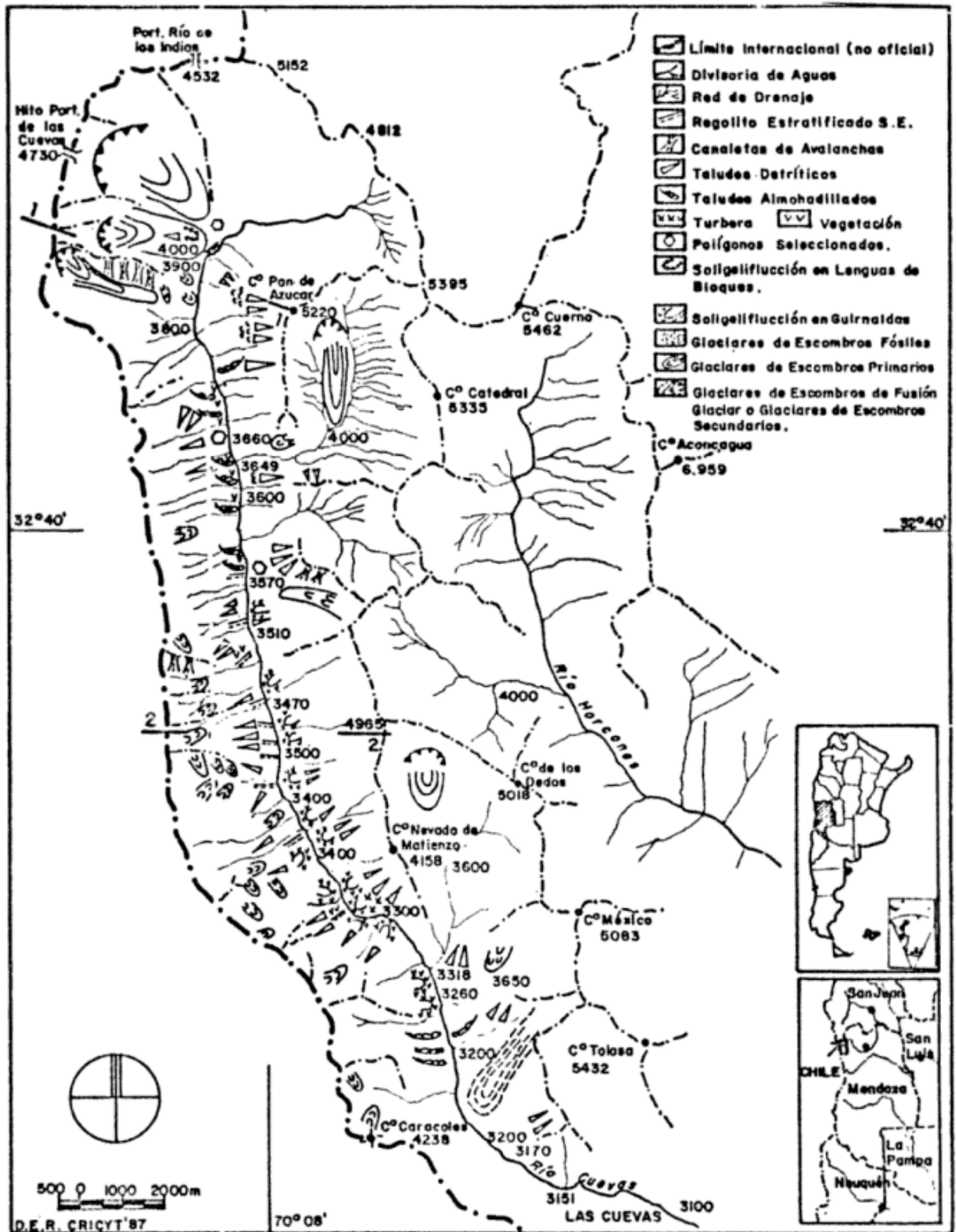


Figura 2: Mapa del inventario geocriogénico en Quebrada Benjamín Matienzo, Cordillera Principal, Mendoza.

gunic describe el glaciar de escombros El Pedregoso a 3700 m en Chile (1976).

En Cordillera Frontal, Cordón del Plata, Buk (1983) define en base a la lengua del glaciar de escombros del Salto, el límite inferior del permafrost en 3200 m. Trombotto *et al.* (1984), Ahumada y Trombotto (1984) estudian la dinámica y ubicación del permafrost de alta montaña en el Cordón del Plata a 4000 m.

Garleff (1975 a-b; 1977) y Stingl y Garleff (1983 a-b) realizan una interpretación regional de los procesos criodinámicos en latitudes desde los 27° a los 50°S.

### Zonación altitudinal del permafrost de alta montaña

Barsch (1978) define la zonación del permafrost en función de la distribución de glaciares de escombros en los Alpes suizos y los valores altitudinales de los mismos, como sigue:

- Permafrost alpino esporádico: situado por debajo de la zona de glaciares de escombros activos, en alturas con una temperatura media anual del aire entre 0°C y -5°C/-2°C.

- Permafrost alpino discontinuo: el límite inferior de los glaciares de escombros que se encuentra en alturas con temperaturas medias anuales del aire por debajo de -2°C, línea por encima de la cual se encuentra permafrost discontinuo.

Haerberli (1978) indica la zonación del permafrost en los Alpes mediante la detección de un método geotérmico simple que consiste en medir la temperatura en la base de la cobertura de nieve en invierno. Los valores en zonas con permafrost son marcadamente más bajos que en las áreas libres de permafrost. Los glaciares de escombros han sido definidos como los indicadores geomorfológicos más importantes de permafrost en los Alpes y pueden ser usados para determinar la distribución del permafrost discontinuo en regiones montañosas.

Fujii *et al.* (1978) observan que el límite inferior del permafrost correspondería a la altura en la cual la temperatura media anual del aire es de -1°C a -3°C.

Cui Zhijiu (1982) describe tres tipos de permafrost en función de la continentalidad identificando permafrost esporádico, continuo y discontinuo en el plateau de Qinghai Xizang, debido a la variación de la continentalidad con la altura.

Garleff (1975a, 1975b, 1977) describe el piso criopedológico que corresponde a Cuyo, el cual provoca una intensa transformación en las formas glaciales de la última glaciación.

Corte (1983) define dos regiones en ambientes periglaciales de alta montaña andina: la región paraglaciocriogénica, por debajo del límite inferior del

permafrost, con congelamiento estacional sistemático y la región geocriogénica, que se encuentra por encima del límite inferior del permafrost determinado por el nivel inferior en el que se encuentran los glaciares de escombros, con permafrost discontinuo.

En la zona de estudio los datos climáticos, temperatura, precipitación y configuración geográfica delimitan un marco propicio para el desarrollo de micro y macro relieve geocriogénico, los cuales se describen en el siguiente párrafo.

### Inventario Geocriogénico

Se realizó el inventario geocriogénico mediante perfiles transversales, describiendo las micro y macro-formas que se presentan y tratando de determinar su génesis en función de las observaciones de campo de los procesos de congelamiento y descongelamiento diurnos y anuales (figura 2).

Del análisis de los perfiles de campo pudimos determinar dos zonas con asociaciones de procesos y formas geocriogénicas que denominamos Zona Inferior y Superior respectivamente.

### ZONA INFERIOR

#### Agujas de hielo

Las agujas de hielo, conocidas también como hielo acicular o filamentoso, son una acumulación de cristales de hielo alargados, creciendo inmediatamente arriba de la superficie del suelo. La elongación de las agujas tiende a ser perpendicular a la superficie congelada, produciendo una estructura cecreana a la vertical. Los ejes ópticos de las agujas tienden a ser paralelos a la superficie congelada anómalamente (Corte, 1969). Las agujas de hielo varían de pocos mm a 35-40 cm. En Quebrada Matienzo llegan a tener 2-3 centímetros. Por lo general se producen en la superficie a 3200-3400 m de altura en pendientes de 4° a 5°. El tamaño de las agujas de hielo que observamos es bastante frecuente en alta montaña. El material de suelo donde se forman es areno-limoso. El factor limo es importante (Pérez, 1984) porque no se forman en suelos muy gruesos ni con mucho material arcilloso.

La fusión de agujas de hielo genera suelos estriados (foto 1). En la zona, los mismos presentan una característica esponjosa, dispuestos en líneas discontinuas y su orientación no tiene relación con el sentido general de la pendiente (4° a 5°). Su característica fundamental es esa alineación que les da un aspecto de suelo rastrillado (foto 1).

Las líneas de suelos estriados superan los 6 cm continuos, son superficiales y se encuentran en lugares húmedos. Representan un ambiente de con-

gelamiento superficial, de poca penetración, con ciclos diarios de congelamiento y descongelamiento característicos de zonas andinas, donde la presencia de estos ciclos es importante y las temperaturas fluctúan cercanas al punto de congelamiento, características comunes a zonas templadas, de heladas frecuentes. Lliboutry (1961) adjudica la formación de suelos estriados a la radiación solar, comprobando Pérez (1984) dicha hipótesis con experiencias de campo.

Normalmente se ha desestimado bastante la acción de las agujas de hielo sobre el suelo: la aparición de suelos estriados está hablando de un agente de erosión superficial del suelo que en zonas de cultivo de alta montaña tienen una gran importancia con la frecuencia con la que se producen.

#### Soligeliflucción en guirnaldas

En este nivel (3200-3500 m) la soligeliflucción se encuentra asociada con vegetación, con pendientes de 10 a 12°, también en pendientes menores. Debido a este proceso la vegetación se ordena en círculos, guirnaldas (Corte, 1955; Graff, 1976) con su parte cóncava en dirección de la pendiente. Según Corte (1955) los centros muertos de las gramíneas son provocados por la formación de hielo acicular que levanta las raíces de las plantas.

La disposición en círculos denota un escalonamiento característico de dimensiones pequeñas, ya que los círculos de vegetación no superan los 60 cm de diámetro.

La asociación de procesos geocriogénicos genera este tipo de depósitos de génesis múltiple. En este caso, el descongelamiento estacional, la formación de las agujas de hielo y la disposición de la vegetación inducen a pensar en ciclos diarios de congelamiento y descongelamiento de poca penetración, pero originados por agentes criogénicos estrictos.

Asociados a estas formas de soligeliflucción es posible encontrar u observar espacios vacíos alrededor de los clastos de superficie, los que son originados por cercamiento de hielo acicular, que provoca el levantamiento de clastos mayores dejando espacios porosos en el suelo después del descongelamiento.

#### Régolito estratificado en pendientes

Los depósitos tradicionalmente conocidos como *grézes litée* (Guillien, 1951) son denominados en castellano como "regolito estratificado en pendiente" (Corte 1982, 1985).

En la región del río Cuevas, entre 3100-3500 m, se pueden observar distintos tipos de depósitos de regolito estratificado en pendiente. Dado que las

características de depositación no son las mismas en todos los casos, Corte (1983) define cuatro tipos diferentes según su génesis: 1) Coluvio de depositación supranival, 2) Coluvio de fusión nival, 3) Depósitos gravitacionales en cono de taludes, 4) Coluvio en pendiente con aporte cólico.

En los depósitos que se encuentran antes de llegar al túnel internacional, sobre la ruta, podemos observar coluvios de fusión nival de hasta 6 m de espesor, con estratificación laminar de clastos gruesos y finos, de 4 a 6 cm y hasta 2 cm de espesor, respectivamente y con una inclinación de 8°. En los sectores del interior de la quebrada B. Matienzo donde han sido mapeados se observan espesores menores de estratificación lineal de 1 a 2 cm y buzamientos de 15 a 20°.

El mejor ejemplo de estratificación en pendiente lo muestran los conos que descienden al cauce del Cuevas. Sus pendientes en superficie son de 25° promedio y aparentemente estarían condicionados por años de mayor o menor precipitación, sin denotar efectos de fusión en la parte superior de los taludes.

#### Suelos estructurados. Redes seleccionadas

Sobre la planicie fluvio-glacial, con una pendiente de 2°, característica para el desarrollo de estas formas, observamos redes de suelos estructurados de 15 a 20 cm de diámetro. De acuerdo con la clasificación de Washburn (1956) corresponden a redes seleccionadas. Se trata de pequeños polígonos bordeados por clastos de 3 a 5 cm de largo. El material del centro se selecciona lateralmente. Algunas zonas de esta planicie presentan suelos estructurados con extrusión de finos en el centro (*frost boils*).

Estas formas serían originadas por selección primaria de congelamiento y descongelamiento y por levantamiento diferencial por congelamiento (Corte, 1962; Washburn, 1979).

El agente o factor criogénico actuante en este caso es la formación de hielo lenticular generado por ciclos de congelamiento y descongelamiento suaves diarios (Troll, 1944; Kuhle, 1978). Dentro de estas redes encontramos grietas de desecación que serían parte de los complejos procesos que actúan en este ambiente que han sido observados por otros autores como acompañantes de los de congelamiento (Taber, 1929; Pissart, 1964; Corte e Higashi, 1964; Washburn, 1956b; Budel, 1982; Ballantyne *et al.*, 1983).

#### Turberas

En Quebrada Matienzo se observan sobre las laderas umbrías pequeñas turberas. La extensión más



**Foto 1:** Suelos estriados en la ladera este de la quebrada Benjamín Matinezo.



**Foto 2:** Niveles de procesos criogénicos. A. Zona Inferior. B. Zona Superior.

importante de turba se denomina Benjamín Matienzo y se encuentra a 3400 m de altura. La misma está siendo objeto de un estudio exhaustivo por parte de la licenciada M. Wingenroth como tema de su Tesis Doctoral. No constituye la clásica turbera de sphagnum, sino que se trata de las frecuentes vegas o mallines de Cordillera.

En la turbera B. Matienzo es frecuente la formación de *hummocks* (montículos de vegetación). Si bien es común la presencia de turberas en zonas de permafrost esporádico, en este caso no son indicadoras de éste, sino del último período glacial que afectó la región.

Han sido incluídas en el inventario debido a que son un importante reservorio de información paleoclimática y un elemento más de la región paraglaciar.

## ZONA SUPERIOR

### Suelos estructurados

Por encima de los 3500 m, hasta los 3750 m de altura también se encuentran suelos estructurados, con patrones morfológicos variados de diversa naturaleza, la mayoría en las áreas de baja pendiente, sobre la base de los taludes o en zonas terminales de las superficies de los glaciares de escombros.

En general, los suelos estructurados de esta región se caracterizan por la ausencia de la vegetación, diferenciándose de los de la región anterior, y por la presencia manifiesta de procesos de criofragmentación intensa debido a la angulosidad de los clastos que constituyen las redes.

A 3759 m, en la ladera oeste, con una pendiente que varía entre 8° y 5°, se forman redes seleccionadas de 60 cm a 40 cm de diámetro, con los bordes determinados por clastos de 12 a 15 cm del eje mayor y los centros con material fino.

Sobre los lóbulos de geliflucción inactivos de la ladera oeste, a 3850 m se observan campos de rocas de piedra. Estos suelos muestran alta homogeneidad en el material que los constituye: clastos de 10 a 20 cm de largo, laminares y también presentan selección vertical.

Sobre la ladera oeste, ubicados a 50 m del frente del glaciar descubierto, se forman redes estructurales seleccionadas, de 13 a 22 cm de diámetro en pendientes de 3° a 5°. Los bordes se caracterizan por ser gruesos y los centros finos.

En los bordes de la morena y en casi todos los sectores de pendiente elevada (11° a 21°) el suelo se encuentra ordenado en forma de líneas seleccionadas de 10 a 20 cm de espesor. Estas líneas son indicadoras de procesos de geliflucción activa de acuerdo con Benedict (1976); Mackay y Mathews

(1974), quienes comprobaron su movilidad en ambientes alpinos de permafrost.

### Geliflucción

En este nivel la geliflucción se desarrolla con profusión en lenguas de bloques o lóbulos de bloques de 1 a 2 m de largo en pendientes superficiales de 8° a 15°, en 3580 y 3900 m. El eje longitudinal de la lengua se encuentra paralelo al sentido de la pendiente. Los bloques delimitan los lóbulos y se distribuyen en superficie con algunas ondulaciones.

Para el desarrollo de estas formas de geliflucción la saturación por agua del suelo es uno de los agentes más importantes. La nivación provee de la cantidad de agua necesaria y la presencia de suelo congelado impide que se insuma totalmente ya que actúa como techo impermeable. Estos agentes contribuyen al desarrollo de lenguas de geliflucción en bloques de gran tamaño (Washburn, 1979).

### Taludes almohadillados

Cercanos al piso del valle y con una forma característica de abanicos, encontramos taludes almohadillados. Sus pendientes oscilan entre los 5° y 12° en una superficie ondulante cortada por numerosos surcos y pequeños cauces en su parte inferior.

Los taludes almohadillados son producto de la combinación de geliflucción y lavado de pendientes por flujos de fusión nival (Stromquist, 1983). Se puede decir que son la zona de transición entre el transporte por procesos geocriogénicos gravitacionales y ácuos, y el transporte fluvial. En sus cabezas se identifican lóbulos de geliflucción deformados por arroyos y cauces de fusión nival, hasta abrirse en forma de abanico fluvial, con la sedimentación y morfología característica de éstos, con un incremento evidente de los procesos fluviales al llegar a la base del valle del río Cuevas.

### Canaletas de avalancha

En la cumbre, la roca se encuentra criofragmentada desarrollando canales, por los cuales se deslizan o caen gravitacionalmente los gelifractos (material rocoso producto de criofragmentación). Estos canales son muy abruptos, superando el ángulo de estabilidad de los taludes. En su base hay un quiebre de pendiente originado por la formación de taludes. Estas formas son denominadas canaletas de avalancha y son las iniciadoras, mediante criofragmentación, de la suavización de las pendientes en ambientes geocriogénicos activos y el área de aporte de material de glaciares de escombros. En Quebrada Matienzo son frecuentes en ambas laderas.

### Manchones de nieve

Los manchones de nieve en Quebrada B. Matienzo se encuentran por encima del límite superior de la nieve. Cuando permanecen por más de dos veranos son considerados manchones de nieve permanentes y configuran otro agente modelador del paisaje criogénico (Gardner, 1969). Los manchones de nieve favorecen la gelificación debido a que aportan agua de fusión y generan por lavado la migración de bloques y materiales finos.

### Glaciares de escombros

Los glaciares de escombros en sentido general son lenguas o lóbulos detríticos de material bloco-so, con un borde frontal definido por una abrupta ruptura de pendiente y que presentan longitudinalmente líneas o formas de movimiento (grietas, crestas, canales) fuera del área de aporte detrítico, contienen hielo intersticial o masivo, según sea su origen, por lo que son formas típicas de permafrost.

Los factores que condicionan la distribución de glaciares de escombros en zonas definidas como por ejemplo, los Andes Centrales, son el clima y la litología.

Climáticamente se forman en ambientes semi-secos, con temperatura media anual inferior a  $-1^{\circ}\text{C}$  a  $-2^{\circ}\text{C}$  (Corte, 1976; Barsch, 1978; Haeberli, 1975, 1978, 1985; Cheng, 1983) con precipitaciones inferiores a 2500 mm (Haeberli, 1983).

Los granitos, basaltos, cuarcitas y areniscas son las rocas favorables para la construcción de glaciares de escombros (Warhaftig y Cox, 1959). En los Andes Centrales, las rocas formadoras son andesitas y porfiritas (Corte, 1976). Y para el caso particular de la zona de estudio, areniscas y rocas volcánicas del Jurásico y Cretácico, respectivamente.

Corte (1976, 1980) define dos tipos de glaciares de escombros: primarios y secundarios. Los glaciares de escombros primarios se originan por la acumulación de bloques en taludes provenientes desde canaletas de avalancha y las sucesivas capas de nieve que se acumulan y forman hielo intersticial en el interior de los taludes constituyen los denominados protalus (Barsch, 1978; Haeberli, 1985), los que serían glaciares de escombros embrionarios debido a sus pequeñas dimensiones. En Quebrada Matienzo los mismos, evolucionan a glaciares de escombros primarios o de talud avalancha (Corte *et al.*, 1981). Aparecen a 3500 m de altura y han sido observados por lo general en la pared de exposición al este.

Los glaciares de escombros primarios presentan un frente de  $35^{\circ}$  a  $10^{\circ}$  de pendiente y la superficie varía entre los  $8^{\circ}$  y  $12^{\circ}$ . La capa activa sobre ellos en la zona tiene una profundidad promedio de 1 m,

con selección vertical y textura abierta. La selección vertical se produce por el continuo ciclo estacional de congelamiento y descongelamiento asociado a los ciclos diarios de congelamiento y descongelamiento estival. La textura abierta de la capa activa es producida por la formación de hielo intersticial que al descongelarse deja espacios porosos. La temperatura de la capa activa es de  $1^{\circ}$  a  $2^{\circ}\text{C}$  en el verano y su base tiene  $0^{\circ}\text{C}$  o menos. Estos glaciares de escombros llegan a tener un 50 % a un 60 % de hielo intersticial (Barsch, 1978).

Recientemente Corte (1987), clasifica a los glaciares de escombros en primarios o criogénicos y secundarios o glaciogénicos, en función de su génesis.

Los glaciares de escombros son indicadores de permafrost discontinuo (Corte, 1983; Barsch, 1978; Haeberli, 1978, 1985; Cheng, 1983; Cui Zhi-jiu, 1981; Karte *et al.*, 1981; Pewé, 1983). El nivel altitudinal en el que se encuentran sus frentes activos indica el límite inferior del permafrost discontinuo. En Quebrada B. Matienzo el primer glaciar de escombros primario activo se encuentra en 3500 metros.

Los glaciares de escombros secundarios o glaciogénicos (Corte, 1976, 1987; Liboutry, 1955, 1956; Barsch, 1969) son producidos por la acumulación de detrito en glaciares con balance negativo o bien, por glaciares en creciente (*surging*).

En Quebrada B. Matienzo hay tres glaciares de escombros secundarios o glaciogénicos muy importantes arealmente: Pan de Azúcar,  $1,7\text{ km}^2$ , Tres Dedos,  $1,9\text{ km}^2$  y Cajón del Rubio,  $4,5\text{ km}^2$ .

El origen aparente del glaciar cubierto Cajón del Rubio proviene de sucesivas y múltiples avalanchas que comenzaron a fluir y deformarse longitudinalmente cubriéndolo en su totalidad. El glaciar Pan de Azúcar y el Tres Dedos, tienen grandes áreas de termocarst, lo cual indicaría la presencia actual de hielo cubierto.

Los distintos procesos que se generan en las diferentes zonas que configuran la superficie del glaciar de escombros secundario constituyen formas menores como por ejemplo, domos de hielo masivo, muy semejantes a pingos, pero de menor tamaño, de 1,5 m de diámetro y 50 a 60 cm de altura. También es notable el número de fracturas que surcan sobre todo, la región del detrito estructurado.

En el frente del glaciar de escombros secundario de Cajón del Rubio sobre la superficie y en la zona activa (la pendiente de la lengua frontal tiene  $39^{\circ}$ ) hemos observado *frost boils*, montículos de barro, producto de extrusión por selección vertical de la capa activa. Sus dimensiones son, en diámetro, de 10 a 18 cm y la altura de los montículos, 8 cm promedio. La pendiente de la superficie donde se desarrollan es de  $5^{\circ}$  a  $7^{\circ}$ .

En los bordes laterales de las lenguas, especialmente en aquellas de exposición sur-sureste, es frecuente encontrar manchones de nieve que protegidos de la radiación solar estival, permanecen casi intactos hasta abril.

La zona de termocarst presenta lagos pequeños, hoyos, cavernas y túneles. Estas depresiones muestran, a veces, perfiles de hielo, el cual se encuentra en franco proceso de retracción. En esos perfiles es posible distinguir distintos tipos de hielo: estratificado, transparente y con grandes cristales, hielo con burbujas, las que están orientadas en la dirección del flujo y otros no determinados aún.

Hidrológicamente los glaciares de escombros serían el reservorio más importante en regiones secas y de bajas precipitaciones. En el valle del Cuevas, Corte (1981) indica que los glaciares de escombros aportarían el 56 % del caudal y el área cubierta por los mismos en la zona es de 4,5 km<sup>2</sup>. Para un estudio más detallado del comportamiento de los glaciares de escombros es necesario realizar diversas exploraciones mediante métodos geofísicos, fotogramétricos, los cuales muestran un marcado adelanto en Europa. En Argentina, Buk (1983), Leiva (1985) y Trombotto (1984) realizan investigaciones conducentes a desentrañar el comportamiento hidrológico en los glaciares de escombros de los Andes Centrales y Cordillera Frontal.

El inventario geocriogénico fue plasmado en el mapa de la figura 2 (Ahumada, 1984).

## CONCLUSIONES

La evaluación de las formas geocriogénicas como parámetros de niveles de detriminación de permafrost en montaña ha permitido definir en Quebrada Matienzo, dos asociaciones morfológicas que constituyen áreas altitudinales de acción geocriogénica (foto 2).

1 - Zona Inferior o Parageocriogénica (Corte, 1983). Se encuentra entre los 3.100 m y 3500 m (Ahumada, 1985). Tiene asociaciones de formas periglaciales con vegetación, suelos estructurados, hummocks (domos pequeños de congelamiento) soligeliflucción y suelos estriados, regolito estratificado en pendiente, producto de procesos de congelamiento y descongelamiento de penetración superficial como agujas de hielo, congelamiento y descongelamiento diarios, agua de fusión nival, que asociados constituyen procesos leves, propios de temperaturas medias anuales del aire que oscilan entre -1° y 3°C y que corresponderían en la secuencia de pisos de la región cuyana definidos por Garleff (1977) al Piso de Dislocación Superficial de material por procesos criodinámicos, en la zona de semidesiertos de alta montaña y en la zona límite de pastos secos, con una extensión vertical, para el ca-

so, de 400 metros. Según Karte *et al.* (1981) las regiones de alta montaña con precipitaciones invernales y veranos secos, definen una región inferior de congelamiento esporádico cuyas agrupaciones morfológicas corresponden a las observadas en este nivel. Las pendientes en esta zona, son suavizadas, en general, presentan vegetación, la cual se encuentra afectada por ciclos de congelamiento.

2 - Zona superior o Geocriogénica (Corte, 1983). Es la región en Quebrada Matienzo que se encuentra por sobre los 3500 m hasta los 4500 m o más. En ella imperan los procesos de criofragmentación, desaparece la vegetación, se incrementa la geliflucción favoreciendo la generación de macroformas, glaciares de escombros y grandes estructuras de selección y domos, los que son indicadores del límite inferior del permafrost discontinuo en alta montaña (Barsch, 1978; Corte, 1983; Haerberli, 1978, 1985; Cheng, 1983; Cui Zhijiu, 1982; Buk, 1983) en un ambiente de temperatura media anual del aire inferior a -1°C (Barsch, 1978; Trombotto, 1984; Fujii *et al.*, 1978; Ives *et al.*, 1971; Ives, 1973; Ahumada y Trombotto, 1984). Las asociaciones morfológicas de este piso altitudinal corresponderían a aquellas determinadas por Karte *et al.*, *op. cit.* en relación o conexión con permafrost discontinuo o esporádico con precipitaciones inferiores a 1200 mm, en climas continentales con alta radiación entrante, sublimación, evaporación y pocas nevadas.

Garleff (1977) denomina a esta región altitudinal Piso Periglacial Semiárido, con marcado dominio de pendientes lisas, abruptas, sin vegetación, con numerosos ciclos de congelamiento y descongelamiento, congelifración intensa, crioflucción y escurrimiento, lo que genera una considerable transformación de las formas glaciales de la última glaciación.

Desde la presencia altitudinal de los glaciares de escombros (3500 m) el paisaje comienza a transformarse en un ambiente de criofragmentación generalizada y en los perfiles realizados en las distintas geoformas, se observa actividad cíclica de congelamiento en los niveles de capa activa (1 m de profundidad promedio, Ahumada, 1987 a,b) donde se evidencia selección vertical, crioturbación y la típica textura abierta.

La cobertura superficial es blocosa y angular. La fuerza de la criodinámica, su capacidad erosiva y de transporte son las características notables de este nivel.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es un resumen de un capítulo más extenso de la tesis doctoral de la autora por lo cual expreso mi especial agradecimiento a mi director Dr. Arturo Corte. A mis colegas Darío Trombotto



reconocimiento por la  
y sus valiosos aportes.

mi gratitud por sus sugere-  
to Ripalta mi agradeci-  
sus tareas de campo.

Estado durante el desarrollo  
onamiento de CONICET  
período 1983-1985.

ADOS EN EL TEXTO

84. Símbolos para un inventa-  
Reun. Grupo Periglacial Ar-  
A-CONICET, An., 84: 12-18,

Zonación altitudinal geocriológica  
ada Benjamín Matienzo. IXº Jorn. In-  
Univ. Nac. Cuyo, 258.

1987. Procesos criogénicos y mineralógi-  
cos en Quebrada Benjamín Matienzo, Cordillera  
Principal, Mendoza. Univ. Nac. Tucumán, Fac.  
Cienc. Nat., Tesis Doct., 1-208, (Inéd.).

1987. *Minero-Cryogenic Processes*. Vº In-  
ternat. Conf. on Permafrost, Trondheim, Norway.

y D. TROMBOTTO, 1984. *Estudios peri-  
glaciales en la lagunita del Plata, provincia de  
Mendoza*. IXº Congr. Geol. Arg., Actas, IV: 22-34.

BALLANTYNE, C. y J. MATHEWS, 1983. *Dessica-  
tion crackin and sorted polygon development*. Jo-  
tunheimen, Norway, Arctic and Alpine Research,  
15 (3): 339-349.

BARSCH, D., 1969. *Permafrost in der oberen subniva-  
len Stufe del Alpen*. Geog. Helvética, 24: 10-12.

1978. *Active rock glaciers as indicators  
for discontinuous alpine permafrost. An example  
from the Swiss Alps*. Third Internat. Conf. on Per-  
mafrost., Ottawa, Canada Natl. Research Council,  
I: 348-353.

BENEDICT, J. B., 1976. *Frost creep and gelifluction*.  
A review. Quaternary Research, 6: 55-76.

BUDEL, J., 1982. *Climatic Geomorphology*. Transl.  
by Fischer L. and Busche, D. Princeton Univ.  
Press, 1-443.

BUK, E., 1983. *Glaciares de escombros y su significa-  
ción hidrológica*. Iº Reun. Grupo Periglac. Arg.,  
IANIGLA-CONICET, An., 83: 22-38, Mendoza.

CATALANO, L. R., 1926. *Contribución al conoci-  
miento de los fenómenos geofísicos atmosféricos*.  
Dir. Gral. Minas, Geol. e Hidrol., 24: 1-78, Bue-  
nos Aires.

CHENG, G., 1983. *Vertical and horizontal zonation of  
high altitude Permafrost*. Fourth Internat. Conf.  
on Permafrost. Proceedings Nat. Acad. Press,  
136-141, Washington D.C.

CONRAD, V., 1946. *Usuals formuls of continentality  
and their limits of validity*. Trans. A, Geophys.  
Union, 27: 663.

CORTE, A. E., 1953. *Contribución a la morfología  
periglacial de Alta Cordillera con especial men-*

*ción del aspecto criopedológico*. An. Dpto. de Inv.  
Cient., Univ. Nac. Cuyo, V. I (2): 1-54.

1955. *El congelamiento del suelo*. Rev.  
Arg. Agronom., 22 (3): 121-133, Buenos Aires.

1955a. *Contribución a la morfología peri-  
glacial, especialmente criopedología de la Repúbli-  
ca Argentina*. Acta Fenniae, 14: 83-102.

1962. *Vertical migration of particles in  
front of a moving freezing plane*. J. Geophys. Re-  
search, 67 (3): 1085-1090.

1968. *Informe preliminar del progreso  
efectuado en el estudio de estructuras de crioturba-  
ción pleistocénicas fósiles en la provincia de Santa  
Cruz*. IIIº Jorn. Geol. Arg., Actas, 2: 9-19.

1969. *Geocryology and engineering*. In: Re-  
views in engineering geology. Varnes D. J. and  
Kiersck, G. (Eds.), Boulder Crdo. Geol. Soc. of  
America, 1-350.

1976. *The hidrologyc significance of rock  
glaciers*. Journ. of Glaciology, 17 (75): 157-158.

1980. *Glaciers and glaciolithic systems of  
the Central Andes*. World Glac. Inv. Proc. Reide-  
ralp, Workshop sep. 1978, IASM, Nº 126: 11-24.

1982. *Geocriología Argentina General y  
Aplicada*. Rev. Inst. Cienc. Geol., Univ. Nac. Ju-  
juy, 5: 1-33, San Salvador de Jujuy.

1983. *Los conceptos: geocriogénico-para-  
geocriogénico y glacial-paraglacial en los Andes  
Centrales de Argentina, latitud 30º*. IANIGLA-  
CONICET, An., 83: 43-63, Mendoza.

1985. *Geocriología general y aplicada Ar-  
gentina*. En prensa, 1-450.

1987. *Rock glacier taxonomy*. In: Rock  
Glaciers, Giardino, J. R., Shroder, J. f. and Vitek,  
(Ed.), allen & Unwin, Inc., 1-355.

y L. ESPIZUA, 1981. *Inventario de gla-  
ciars de la cuenca del río Mendoza*. IANIGLA-  
CONICET, 1-64, Argentina.

y A. L. SOMOZA, 1957. *Observaciones  
criopedológicas y glaciológicas en Antártida, en  
las Islas Decepción, Media Luna y Melchior*. Inst.  
Antart. Arg., 4: 65-131, Buenos Aires.

y A. HIGASHI, 1964. *Experimental re-  
search on dessication cracks in soil*. U. S. Army  
Cold Regions Research and Engineering Lab. Re-  
search rept., 66: 1-72.

CUI ZHIJIU, 1982. *Periglacial Landforms and their  
regional characteristics on Qinghai-Xizang Pla-  
teau*. In: Proceedings of Symposium on Qinghai  
Xizang (Tibet) Plateau (Beijing, China). Gordon  
and Breach, Sci. Publ., II: 1777-1788, New York.

FUJII, Y. y K. HIGUCHI, 1978. *Distribution of alpine  
permafrost in the northern hemisphere and its re-  
lation to air temperature*. Third Internat. Conf. on  
Permafrost., i: 366-371, Ottawa, Nat. Res. Coun-  
cil., Canada.

GARDNER, J. S., 1969. *Snowpatches: their influence  
on mountain wall temperatures and the geomorp-  
hic implications*. Geografiska Ann., 51A: 114-120.

y Miguel Angel G...  
lectura crítica,  
Al doctor G...  
rencia,  
miv

de los  
Glacio-  
1-256.

- GARLEFF, K., 1975a. *Formungsregionen in Cuyo un Patagonien*. A. Geomorph. N. F. Suppl., Bd 23: 137-145.
- \_\_\_\_\_, 1975b. *Formenschatz, vegetation un klima der periglazialstufe in den Argentinischen Anden sudlich 30° sudlicher breite. Geocological relations between the southern temperate zone and the tropical mountains*. Franz Steiner Verlag GMBH: 344-368, Wiesbaden.
- \_\_\_\_\_, 1977. *Hohenstufen der argentinischen Anden in Cuyo, Patagoien und Fuerland*. Gottinger Geographische Abhandlungen. Heft 68, Verlag Erich Goltze KG, 1-150, Gottingen.
- GORBUNOV, A. P., 1978. *Permafrost investigations in high mountain regions*. Arctic and Alpine Research, 10: 283-294.
- GORCZYNSKI, W., 1920. *Sur le calcul de degré du continentalisme et son application dans la climatologie*. Geografiska Ann., 1-324.
- GRAF, K., 1976. *Zur mechanik von Frostmusterung prozessen in Bolivien und Ecuador*. Zeitschr. Geomorphologie N. F., 20: 417-447.
- GUILLIEN, Y., 1951. *Les grazés litéés de Charente*. Rev. Geog. Pyrénées Sud-ouest, 1: 154-162.
- HAEBERLI, W., 1975. *Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost Zwischen Fluela pass und Piz Grialetsch (Graubunden) Mitteilun der Versuchsanstalt fur Wassebau*. Hydrologie und Glaziologie, ETH, 17: 1-221, Zurich.
- \_\_\_\_\_, 1978. *Special aspects of high mountain permafrost methodology and zonation in the Alps*. Third Internat. Conf. on Permafrost., 1: 378-384, Canada Nat. Res. Council, Ottawa.
- \_\_\_\_\_, 1983. *Permafrost glaciers relationships in the Swiss Alps- today and in the past*. Fourth Internat. Conf. on Permafrost, 415-420.
- \_\_\_\_\_, 1985. *Creep of mountain permafrost: Internal structure and flow of alpine rock glaciers*. Mitteilungen de Versuchsanstalt fur Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie Eidgenossische Technische Hochschule, 1-142, Zurich.
- HASTENRATH, S., 1977. *Observations on soil frost phenomena in the Peruvian Andes*. Zeitschr. Geomorphologie, N.F., 21: 357-367.
- IGARZABAL, A., 1983. *Aspecto geocriogénico de Puna y Cordillera Oriental*. Iº Reun. Grupo Periglac. Arg., Actas, IANIGLA-CONICET, An., 83: 133-140, Mendoza.
- IVES, J. D., 1973. *Permafrost and its relationship to other environmental parameters in a midlatitude, high-altitude setting, Front Range, Colorado Rocky Mountains*. North American Contr. on Hind. Internat. Conf. on Permafrost., Nat. Acad. Sci.: 121-125, Washington D.C.
- IVES, J. D. y B. D. FAHEY, 1971. *Permafrost ocurrence in the front Range Colorado Rocky Mountains, USA*. J. Glaciology, 10: 105-111.
- KARTE y LIEDTKE, 1981. *The theoretical and practical definition of the term "Periglacial" in this geographical and geological meaning*. Biuletyn Periglacialny, 28: 123-135.
- KEIDEL, J., 1922. *Sobre la in. climáticos cuaternarios en , seca de los Andes Centrales Argentina*. Dir. Gral. Minas, G 5 S.F., 1-19.
- KUHLE, M., 1978. *Über solifluktion , den in S.E. Iranischen Mochgebirgen*. riglacialny, 27: 117-131.
- LEIVA, J. C. y L. E. LENZANO, 1985. *El . modelos digitales del terreno (DTM) en , logía*. IXº Jorn. Invest. Univ. Nac. Cuyo, Mendoza.
- LLIBOUTRY, L., 1955. *L'origine des sols striés , polygonaux des Andes de Santiago (Chili)*. Acad. Sci. Paris Comptes Rendus, 240: 1793-1794.
- LLIBOUTRY, L., 1956. *Nieves y glaciares de Chile: Fundamentos de Glaciología*. Univ. de Chile, 1-417, Santiago.
- \_\_\_\_\_, 1961. *Phenomenes cryonivaux dans les Andes de Santiago (Chili)*. Biuletyn Priglacialny, 10: 209-224.
- MACKAY, J. R. y W. H. MATHEWS, 1974. *Needle ice striped ground*. Arctic and Alpine Research, 6: 79-84.
- MARANGUNIC, C., 1976. *El glaciar de roca Pedregoso, Río Colorado*. V región. Iº Congr. Geol. Chil., 71-80.
- MINETTI, J. L. y A. E. CORTE, 1984. *Zonificación latitudinal del clima en la zona andina y su relación con el límite inferior del hielo perenne y del límite inferior geocriogénico*. IIº Reun. Grupo Periglacial Arg., IANIGLA-CONICET, Actas, An., 84: 129-144, Mendoza.
- PEREZ, F., 1984. *Straited soil in an Andean Páramo of Venezuela: its origin and orientation*. Actic and Alpine Res., 16 (3): 277-289.
- PEWE, T. L., 1983. *Alpine permafrost in the contiguous United States: A review*. Alpine and Arctic Res., 15: 145-156.
- PISSART, A., 1964. *Vitesse des mouvements du sol au Chambeyron (Basses Alpes)*. Biul. Perigl., 14: 303-309.
- SCHUBERT, C., 1973. *Striated ground in the Venezuela Andes*. J. Glaciology, 12: 461-468.
- STINGL, M. y K. GARLEFF, 1983a. *Beobachtungen zur Hang-und Wandent wicklung in der Periglazialstufe der subtropischsemiariden Hochanden Argentinens. Mesoformen des Reliefs im heutigen Periglazialraum*. Symposium: 199-213, Vandenhoeck & Ruprecht, Gottingen.
- \_\_\_\_\_, y K. GARLEFF, 1983b. *Hangformen und Hangformung in der periglazialen Hohenstufe der argentinischen Anden zwischen 27° und 55° sudlicher Breite. Mesoformen des Reliefs im heutigen Periglazialraum*. Symposium: 425-434, Vandenhoeck & Ruprecht, Gottingen.
- STROMQUIST, L., 1983. *Gelifluktion and surface wash, their importance and interaction on a periglacial slope*. Geografiska Ann., 65A: 245-254.

- TABER, S., 1929. *Frost heaving*. J. Geol., 37: 177-215.
- \_\_\_\_\_, 1930. *The mechanics of frost heaving*. J. Geol., 38: 303-317.
- TROLL, C., 1944. *Sturkturboden, Solifluktion und Frost klimate der Erde*. Geologie Rundschau, 34: 545-694.
- TROLL, C., 1948. *Die formen der solifluktion un die periglazialer Bodenabtragung*. Erdkunde, 1: 162-175.
- TROMBOTTO, D., L. LENZANO y R. BRUCE, 1984. *Estudios periglaciales en la Lagunita del Plata*. IIº Reun. Grupo Periglacial Arg., IANIGLA-CONICET, Actas, An. 84: 232-245.
- WARRHAFTING, C. y A. COX, 1959. *Rock glaciers in the Alaska Range*. Geol. Soc. America Bull., 70: 383-436.
- WASHBURN, I., 1956. *Inusual patterned ground in Greenland*. Geol. Soc. Amer. Bull., 67: 807-810.
- \_\_\_\_\_, 1956b. *Classification of patterned ground and review of suggested origins*. Geol. Soc. Amer. Bull., 67: 823-865.
- WASHBURN, A. L., 1979. *Geocryology: A survey of periglacial processes and environments*. IInd ed., Edward Arnold (Publ.) Ltd., 1-406, London.
- WILLIAMS, P. J., 1961. *Climate factors controlling the distribution of certain frozen groun phenomena*. Geografiska Ann., 43: 339-347.

Recibido: 11 de julio, 1988

Aceptado: 23 de julio, 1990

ANA LIA AHUMADA

Univ. de Ca.  
Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas  
Laboratorio Geocriológico,  
CRICYTME-CONICET  
CC 330 - 5500 Mendoza

## DIQUES EOCARBONICOS EN LA PRECORDILLERA OCCIDENTAL, MARGEN OESTE DE LAS SIERRAS DEL TIGRE, PROVINCIA DE SAN JUAN

H. L. Sessarego, A. J. Amos, W. Teixeira, K. Kawashinta y M. B. Remesal

**RESUMEN:** El magmatismo eocarbonífero conocido hasta el presente en la Precordillera y Cordillera Frontal, está representado por cuerpos plutónicos principalmente graníticos, granodioríticos y tonalíticos. Algunos autores interpretan que estos plutones fueron intruidos a continuación de los movimientos diastrosóficos de la Fase Chánica (360-350 Ma).

El objeto de este trabajo es dar a conocer un magmatismo eocarbónico de tipo hipabisal, presente en la Precordillera Occidental Sanjuanina. Los diques afloran 15 km al este de las localidades de Puchuzún y Villa Nueva (provincia de San Juan), más precisamente en el cerro Colorado, en el curso medio de la quebrada del Tigre (figura 1) y al norte del cerro Puntudo. Los afloramientos están ubicados inmediatamente al oeste de las sierras del Tigre.

Los estudios petrográficos permitieron identificar siete variedades litológicas de diques: aplitas granodioríticas, dioríticas, monzonitas cuarzosas, traquitas, basaltos, andesitas y riolitas (figura 2).

Las relaciones estratigráficas sugieren que el magmatismo que dio origen a estos diques es posterior al Devónico y anterior al Permo-Triásico. En efecto, los diques intruyen a las sedimentitas devónicas de la Formación Codo y son cortados por la discordancia angular que separa a esta unidad de las volcanitas de la Formación Choyoi (figura 1).

Para dataciones radimétricas fueron seleccionadas tres muestras procedentes del cerro Colorado: aplita granodiorítica, traquita y riolita. Los estudios fueron realizados en el Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) del Instituto de Geociências de Sao Paulo (Brasil). Los resultados complementarios de los análisis aparecen en el cuadro I. Las edades convencionales Rb/Sr obtenidas, calculadas con R.I. = 0,705; corresponden al Serpukhoviano-Viscano. Asimismo, se obtuvo un diagrama isocrónico (figura 3) y la edad determinada para los diques fue de  $337 \pm 10$  Ma con Razón inicial  $Sr^{87}/Sr^{86}$  de 0,7044. Por lo tanto, teniendo en consideración esta edad y su error, los diques de la sierra del Tigre son Viseanos (352-333 Ma) y consecuentemente son referidos al Ciclo Magmático Eocarbónico.

Se destaca que la edad aquí determinada para los diques de las sierras del Tigre, así como también la edad establecida para el magmatismo plutónico, es penecontemporánea con el Ciclo Sedimentario Eocarbónico. En efecto, en el área de estudio (figura 1) afloran sedimentitas continentales de la Formación del Ratón con abundante megaflores y microflora del Carbónico inferior. De acuerdo con estos autores, la Formación del Ratón es el equivalente estratigráfico de la Formación Malimán aflorante en la Precordillera Septentrional, la cual contiene además una fauna marina eocarbonífera.

La Formación del Ratón contiene potentes capas de conglomerados con fenoclastos ígneos (hasta 60%). Las variedades litológicas identificadas en los fenoclastos ígneos son: aplitas granodioríticas, riolíticas, riolacíticas, monzonitas cuarzosas, sienitas y sienitas cuarzosas. El estudio petrográfico comparativo realizado entre los fenoclastos ígneos y los diques, revela afinidades composicionales y texturales que sugieren que los diques fueron emplazados con anterioridad al inicio del ciclo sedimentario eocarbónico o bien en forma penecontemporánea. En apoyo de esta hipótesis, en la quebrada de la Cortadera (localidad de Malimán) las sedimentitas de la Formación Malimán se encuentran intruidas por diques dacíticos, traquíticos y andesíticos, que no afectan a la sobreyacente Formación Cortadera (Carbónico medio). Asimismo, clastos de esta composición aparecen en los conglomerados de la Formación Malimán.

Se concluye que el magmatismo eocarbónico que dio origen a los diques, como probablemente a los plutones, fue originado por una única fase magmática (Somuncúrica) pero cíclica. Cada subciclo podría corresponder con los movimientos de la fase diastrosófica Chánica (360-350 Ma), Malimánica (330 Ma) o con movimientos de menor intensidad producidos entre ellos. Esta interpretación permitiría explicar la penecontemporaneidad existente entre el ciclo sedimentario y magmático eocarbónico en el ámbito de la Precordillera Occidental.

**ABSTRACT:** The Early Carboniferous magmatism in the Precordillera and Cordillera Frontal is represented by plutonic bodies mainly granitic, granodioritic and tonalitic. Some authors interpreted that the plutons were intruded after the diastrophic movements of the Chánica Phase (360-350 My).

In this paper we describe an Early Carboniferous hypabysal magmatism which is present in the Sanjuanina Western Precordillera. The dykes crop-out 15 km to the east of Puchuzum and Villa Nueva (San Juan province), more precisely in the Cerro Colorado, in the Quebrada del Tigre (figure 1), and to the north of the Cerro Puntudo. The exposures are located to the west of the Sierra del Tigre.

Petrographic studies show that seven lithological varieties of dykes were identified: dioritic and granodioritic aplite, quartz monzonite, trachyte and basaltic, andesitic and rhyolitic rocks (figure 2). The stratigraphic relationships suggest that the magmatism that caused these dykes occurred after the Devonian and prior to the Permian Triassic. In fact, these dykes intrude the Devonian sedimentites of the Codo Formation and they are cut by the angular unconformity that separates this unit from the vulcanites of the Choiyoi Formation (figure 1).

For radiometric dating three samples from the Cerro Colorado were chosen: granodioritic aplite, trachyte and rhyolite. These studies were done at the Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) of the Instituto de Geociências in Sao Paulo (Brazil). The complementary results of the analysis are listed in table I. The Rb/Sr ages obtained, calculated with  $R.I. = 0,705$ , correspond to the Serpukhovian-Viscan. Besides, an isochronic diagram (figure 3) was made and the age of the dykes was determined in  $337 \pm 10$  My with  $R.I. Sr^{87}/Sr^{86} = 0.7044$ . Therefore taking into consideration this age and error, the dykes of the Sierra del Tigre are Viscan (352-333 My) and consequently they are referred to the Early Carboniferous magmatic cycle.

We must point out that the age determined for the dykes of the Sierra del Tigre in this paper as well as the age established for the plutonic magmatism is penecontemporaneous with the Early Carboniferous sedimentary cycle. In fact, in the area dealt with (figure 1) the continental rocks of the Del Ratón Formation crop-out with abundant megafloora and microfloora of Early Carboniferous age. According to these authors the Del Ratón Formation correlates to the Malimán Formation (Northern Precordillera) which also contains an Early Carboniferous marine fauna.

The Del Ratón Formation contains thick beds of conglomerates with igneous boulders (up to 60 %). The lithological varieties identified in these igneous phenoclasts are: granodioritic, rhyolitic and riódacitic aplites, quartz monzonites, syenites and quartz syenites. Petrographic comparative studies between these igneous phenoclasts and the dykes show composition and textural affinity which suggest that the dykes were intruded before the beginning of the Early Carboniferous sedimentary cycle or penecontemporaneously. In addition, in the Quebrada Cortadera (Malimán Village), the rocks of the Malimán Formation are intruded by dacitic, trachytic and andesitic dykes which do not affect the overlying Cortadera Formation (Middle Carboniferous). Besides, clasts of this composition appear in the conglomerates of the Malimán Formation.

We conclude that the Early Carboniferous magmatism which formed the dykes and probably the plutons as well, was originated by an unique magmatic phase (Somuncúrica) but cyclical. Each subcycle may correspond to the movement of the Chánica diastrophic phase (360-350 My), Malimánica (330 My) or to lower intensity movements that occurred between them. This interpretation may explain the penecontemporaneous relationship between the sedimentary cycle and the Early Carboniferous magmatic cycle in the Western Precordillera.

## INTRODUCCION

No se conoce en la Precordillera ni en la Cordillera Frontal un magmatismo eocarbónico manifestado por la presencia de cuerpos hipabisales como los hallados en el cerro Colorado, en ambas márgenes del curso medio de la quebrada del Tigre y del río Seco (figura 1) y en el cerro Puntudo. Estos diques se encuentran próximos al faldeo oeste de las sierras del Tigre, en el ámbito de la Precordillera Occidental Sanjuanina.

Las relaciones estratigráficas de los diques indican que el ciclo eruptivo al que pertenecen es más antiguo que el Permo-Triásico y posterior al Devónico. Por otra parte, en las proximidades del área mencionada afloran potentes capas de conglomerados de la Formación del Ratón (Carbónico inferior) con altos porcentajes de fenoclastos de rocas ígneas. El estudio petrográfico comparativo realizado entre los cuerpos porfíricos mencionados y los clastos de los conglomerados, revela afinidades composicionales y texturales que sugieren que los diques fueron emplazados con anterioridad al inicio del ciclo sedimentario eocarbónico o bien en forma penecontemporánea. Las edades radiométricas obtenidas para los diques apoyan esta última hipótesis.

Se han descrito cuerpos plutónicos eocarbónicos en el ámbito de la Precordillera Riojana, como el stock granítico del cerro de las Tunas de 330 Ma (Caminos, 1972) y el granodiorítico del río Bonete de 313 Ma (Llambías y Caminos, 1987). La intrusión tonalítica de Cacheuta, en la Precordillera Mendocina, es la más antigua conocida con 397 Ma (Caminos *et al.*, 1979). El magmatismo eocarbónico también se registra en la Cordillera Frontal. Un ejemplo es el plutón tonalítico del cordón del Carrizalito de 334 Ma (Dessanti y Caminos, 1967) y el granodiorítico del cerro Punta Blanca de 348 Ma (Caminos *et al.*, 1979). Se ha interpretado que estos plutones fueron intruidos a continuación de los movimientos de la fase Chánica (Llambías y Caminos, 1987).

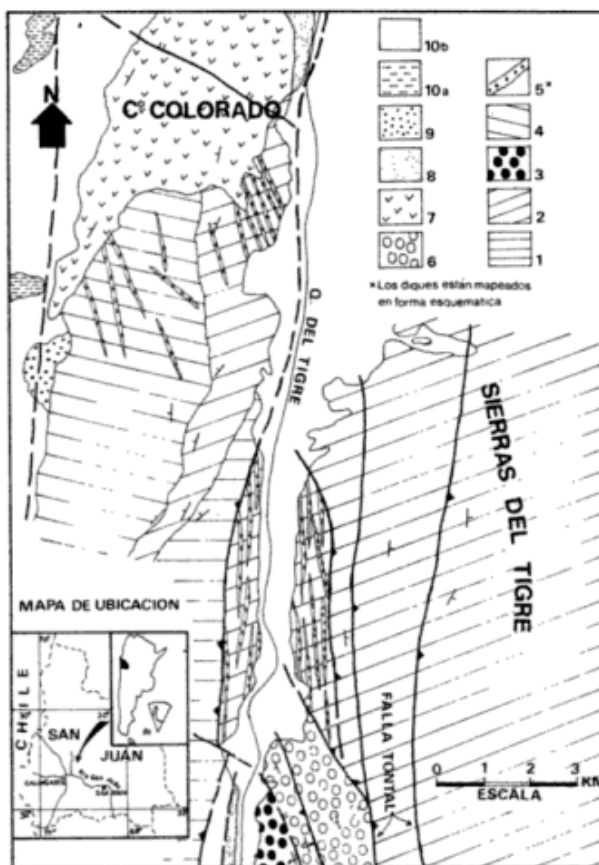
## EVIDENCIAS DE UN CICLO MAGMATICO NEODEVONICO-EOCARBONICO EN LA PRECORDILLERA OCCIDENTAL SANJUANINA

Los siguientes hechos sugieren la existencia de un complejo intrusivo ácido en la Precordillera Occidental Sanjuanina de edad neodevónico-eocarbónico.

Por un lado, clastos de rocas eruptivas ácidas se presentan con altos porcentajes en secuencias sedimentarias carbónicas de la Cuenca Calingasta-Uspallata (Amos y Roller, 1965). Así por ejemplo, Csaky (1963) cita grandes bloques de sienitas en los conglomerados de la Formación Ansilta (Carbónico medio-superior), aflorante en la zona de la Ciénaga del Medio (sureste de Barreal, San Juan). Quartino y Zardini (1964) señalan que el contacto por falla de esta unidad con el Paleozoico inferior explica la ausencia del afloramiento primario de sienita, y consideran que puede ser parte de un cuerpo intruido en el Devónico. También se citan clastos graníticos en conglomerados de unidades equivalentes: Formaciones Hoyada Verde, Majaditas y Leoncito (Frakes y Crowell, 1969; López Gamundi y Alonso, 1982; entre otros) del área de Barreal (San Juan). Estos autores interpretan que los clastos graníticos provienen de áreas cratónicas situadas al este de la faja de afloramientos y que corresponden al ambiente de Sierras Pampeanas.

La Formación del Ratón (Quartino *et al.*, 1971) es la unidad carbónica más antigua de la Cuenca Calingasta-Uspallata (Carbónico inferior), documentada por los elementos megafloresticos de la denominada Zona *Archaeosigillaria-Lepidodendropsis* (Sessarego y Césari, 1986 y 1989). En sus tres perfiles conocidos, en ambas márgenes del curso superior del río San Juan y al pie occidental de las sierras del Tigre, se reconocen tres megasecuencias grano-estratodecrecientes de 100 a 690 m de espesor. Estas secuencias comienzan con depósitos de abanicos aluviales y en ciertos casos culminan con facies de planicies de ríos meandri-formes o depósitos de transición de abanicos (Sessarego, 1988). Por la gran escala de estas megasecuencias y el cambio en la energía ambiental que se registra entre ellas, ocasionalmente mediando discordancias erosivas, Sessarego (1988) las interpreta como provocadas por procesos alocíclicos; en este caso, movimientos tectónicos posiblemente asignables a prefases de la Fase Malimán. Estas secuencias grano-estratodecrecientes de gran escala fueron diferenciadas de aquellas de escala menor, donde se asocian facies de abanicos aluviales medio-distal y ríos entrelazados gravosos, atribuidas a procesos autocíclicos.

Un hecho que despertó el interés de numerosos investigadores, es la presencia de numerosos fenoclastos de rocas ígneas ácidas en los conglomerados de la Formación del Ratón, cuya proveniencia se desconocía hasta el presente (Quartino *et al.*, 1971; De Rosa, 1983 y Tófaló *et al.*, 1985). Quartino *et al.* (1971) señalan que la composición de estos clastos indica claramente la existencia de un magmatismo pre-carbónico, al que De Rosa (1983) infiere emplazado en la misma Precordillera. Tófaló *et al.*



**Figura 1:** Mapa geológico del área del Cerro Colorado (provincia de San Juan). 1) Formación Don Polo (Cámbrico u Ordovícico); 2) Formación Alcaparrosa (Ordovícico); 3) Formación El Planchón (Devónico inferior a medio); 4) Formación Codo (Devónico medio superior?); 5) Diques Eocarbónicos; 6) Formación del Ratón (Carbónico inferior); 7) Formación Choiyoi (Permo-Triásico); 8) Grupo Uspallata (Triásico medio-superior); 9) Terciario y 10) Cuaternario; 10a. limos y areniscas; 10b. depósitos aterrazados, abanicos aluviales y acarreo.

(1985) basándose en datos de paleocorrientes obtenidos en el perfil del kilómetro 117 de la ruta San Juan-Calingasta, añade que el complejo intrusivo ácido se encontraría en áreas al sur del río San Juan.

La edad máxima del complejo intrusivo del que derivan los fenoclastos de la Formación del Ratón puede inferirse, ya que los conglomerados de la infrayacente Formación El Planchón (Devónico inferior-medio; Quartino *et al.*, 1971; Sessarego, 1988) carecen de clastos de rocas eruptivas ácidas (Sessarego, 1983). Asimismo, tampoco presenta litoclastos de esa composición la fracción limo grueso-arena de las psamitas (Sessarego, 1988).

## LOS DIQUES DE LAS SIERRAS DEL TIGRE

### Trabajos anteriores

Xicoy (1962) menciona la presencia de diques ácidos en el cerro Puntudo y en el curso medio de

la quebrada del Tigre e interpreta que pertenecen a la "Serie Porfírica Supratriásica (Choiyoliten-se)". Por su parte, Baldi (1970), en su estudio sobre el Devónico de la Precordillera, también se refiere a los diques, del cerro Puntudo, sin agregar nuevos datos a los dados por Xicoy. Mombrú (1974) considera que estos cuerpos porfíricos son precarbónicos, por cuanto no afectan a las volcanitas de la Formación Choiyoi aflorante en la zona y, además, se presentan clastos de composición similar en los conglomerados de la "Formación del Salto", carbónica según este autor. Según fuera señalado anteriormente por Sessarego (1984), los afloramientos de la quebrada del Tigre atribuidos por Mombrú (1974) a la Formación del Salto (Pérmico), corresponden en realidad a la Formación del Ratón.

Otros afloramientos de diques ácidos son mencionados por Sessarego (1985) para el área al sur del cerro Colorado, a los que interpreta neodevónicos-eocarbónicos en base a criterios de campo.

Cuerpos porfíricos similares a los considerados y que afloran en las inmediaciones del área relevada, son citados por Malagrino (1981), Sellés Martínez y Valenti (1985) y Cingolani *et al.* (1987), sin efectuar precisiones sobre la edad de los mismos.

### Distribución

Como fuera adelantado los diques analizados en este trabajo afloran en tres zonas: en ambas márgenes del curso medio de la quebrada del Tigre o del río Seco, al sur y al este del cerro Colorado (figura 1) y al norte del cerro Puntudo, ubicado unos 12 km al norte del área mapeada sobre el camino que une Villanueva con Gualilán. Es importante aclarar que en esta figura los diques están mapeados en forma esquemática, debido a que la escala no permite su representación real.

### Relaciones estratigráficas

Las rocas más jóvenes que intruyen los diques son las correspondientes a la Formación Codo (Sessarego, 1988). Según este autor la unidad está representada por secuencias bitemáticas psamopelíticas y contiene Quitinozoarios, Acritarcas y esporas devónicas. Por correlación con otras unidades devónicas de la Precordillera, Sessarego (1988) refiere la Formación Codo al Devónico medio-superior.

Corroborando las observaciones de Mombrú (1974), se comprobó que las volcanitas de la Formación Choiyoi (Permo-Triásico) sobreyacen en discordancia angular tanto a los diques como también a las sedimentitas de las Formaciones Codo y

Alcaparrosa (figura 1). Asimismo, se pudo comprobar que los aglomerados y brechas de la Formación Choiyoi contienen fenoclastos de los diques analizados. Estas observaciones de campo sugieren claramente que el ciclo magmático que originó a los intrusivos es anterior que aquel de la Formación Choiyoi, y posterior al Devónico. Es oportuno aclarar que se desconocen las relaciones estratigráficas entre los asomos carbónicos (Formación del Ratón) o pérmicos (Formación del Salto) expuestos en el área y los diques, dado que aparecen desvinculados entre sí.

Por otra parte, es importante mencionar que en el extremo sur del cerro del Puestito, ubicado unos 8 km al sureste del área mapeada, y en su faldeo oriental, aparece un dique riolítico que intruye sedimentitas pérmicas de la Formación del Salto. Se trata de una roca rojiza con abundantes megacrístales de hasta 8 mm de cuarzo y feldespatos muy alterados, inmersos en pasta afanítica. En el cerro Colorado y Puntudo se presentan coladas riolíticas con características similares a este dique, y forman parte del conjunto volcánico-sedimentario de la Formación Choiyoi. Debido a ello y a que los diques analizados en este trabajo poseen otras características composicionales y texturales, se interpreta que el dique del cerro del Puestito representa una fase hipabisal diferente y muy probablemente asignable al Ciclo Mágmatco Permo-Triásico.

Al sur del cerro Colorado los diques son de composición predominantemente diorítica, basáltica, monzonítica y andesítica. La roca de caja está integrada por areniscas y pelitas de tonalidades verdosas de la Formación Codo. Los cuerpos porfíricos poseen rumbo variable entre N10°O y N70°O e inclinan hasta 50° al noreste o al suroeste; cortan la estructura de la roca de caja plegada en sinclinales y anticlinales con ejes orientados norte-sur. El espesor de los diques es variable entre 0,5 y 6,5 m y se comprobó que las sedimentitas de la Formación Codo aparecen muy poco alteradas en la zona de contacto.

Al este del cerro Colorado se identifican numerosos cuerpos porfíricos de composición riolítica, traquítica y granodiorítica (granitos 3b de la clasificación de Teruggi, 1980). En esta zona los diques intruyen a areniscas, pelitas y rocas basálticas pertenecientes a la Formación Alcaparrosa (Ordovícico). El rumbo de los diques es norte-sur a N30°O e inclinan hasta 70° tanto al este como al oeste; su espesor oscila entre 0,40 y 7 metros.

En el curso medio de la quebrada del Tigre se presentan solamente diques riolíticos de 1 a 6 m de espesor, muy alterados y con rumbo general norte-sur e inclinan al este con alto ángulo. La roca de caja se compone de areniscas y pelitas o bien lavas almohadilladas de la Formación Alcaparrosa.

Al norte del cerro Puntudo, aparecen diques de composición riolítica con rumbo norte-sur y disposición subvertical, cortando la roca de caja que en este caso es la Formación Codo.

**Petrografía de los cuerpos intrusivos**

Se seleccionaron para analizar microscópicamente 14 muestras representativas de diques, tomadas de los distintos lugares donde afloran. Se comprobó que la variación composicional es marcada de rocas basálticas a graníticas, pasando por andesitas, y la textural es muy evidente, sugiriendo condiciones de emplazamiento relativamente someras (epizona).

Se reconocieron siete variedades litológicas representadas por aplitas dioríticas, graníticas (granitos 3b de Teruggi, 1980), monzonitas cuarzosas, traquitas y rocas basálticas, andesíticas y riolíticas (figura 2).

Las **dioritas** están compuestas por An<sub>32-38</sub>, con pátina arcillosa y alteración sericitica, destacándose rebordes lípidos de composición albitica que representan menos del 10 % de la roca. Los máficos (biotita) aparecen reemplazados por clorita, óxidos secundarios (ilmenita, leucoxeno y hematita) y carbonatos. Los minerales accesorios son apatita, ilmenita y casiterita. Texturalmente son hipidiomorfos y se reconocieron variedades pobremente porfíricas (relaciones megacristales/ pasta 10/90) según cristales de An<sub>46</sub>, en las zonas marginales de los cuerpos mayores.

Las **rocas basálticas** tienen textura porfírica y pasta con distinto grado de cristalinidad. Se reconocen fenocristales de plagioclasas reemplazadas por sericita y arcilla, y un máfico alterado en clorita y carbonato. La composición del feldespato pasa de An<sub>52-54</sub> en los fenocristales a An<sub>46-48</sub> en la pasta. La textura de la trama principal de la roca es intersertal (con distinto tamaño de grano) y la alteración de los minerales máficos (clorita, carbonatos y óxidos) se generaliza rellenando intersticios y/o reemplazando al vidrio. Este último se reconoce como parches relicticos en las variedades de grano más fino. Los minerales accesorios son apatita y magnetita.

Las características petrográficas de estas rocas permiten establecer una vinculación genética directa con las dioritas del mismo grupo.

Las **rocas andesíticas** tienen textura porfírica o glomérulo-porfírica. La primera generación de cristales corresponde a plagioclasa (An<sub>30-32</sub>), en general argilitizada y sericitizada, y con importantes fenómenos de exsolución, y a máficos reemplazados por óxidos, carbonatos y arcillas que corresponden a formas relicticas de micas y posiblemente anfíboles. La pasta de estas rocas es de textura mi-

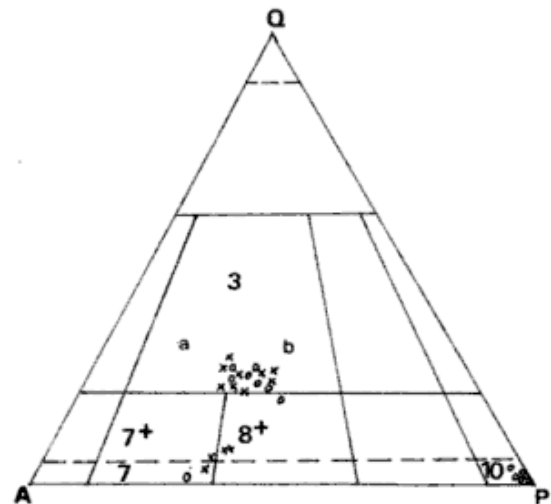


Figura 2: Clasificación modal (según Teruggi, 1980) de los cuerpos intrusivos (o) y de los clastos ígneos de los conglomerados de la Formación Del Ratón (x). 3: Granito/Riolita; 7+: Sienita/Traquita cuarzosa; 7: Sienita/Traquita; 8+: Monzonita/Lacita cuarzosa; 10: Diorita-Gabro/Andesita-Basalto.

crogranosa, compuesta por plagioclasa euhedral, cuarzo y feldespato alcalino anhedral; estos últimos pueden desarrollar parches destacados en la trama de la roca. Los minerales accesorios determinados son apatita y minerales opacos. Las evidencias petrográficas indican la probable incorporación de xenolitos sobre los cuales se desarrollan fenómenos de reacción que enmascaran la mineralogía original.

Las variedades **graníticas**, de textura alotriomorfa, están compuestas por feldespato peráltico, An<sub>26-34</sub>, cuarzo y un máfico alterado en clorita, óxidos y epidoto cuyo hábito relictico es el de una mica. Los minerales accesorios son apatita y circón. En los cortes petrográficos analizados se pone de manifiesto una incipiente cataclasis, acompañada de fracturas con relleno de óxidos y carbonatos. Algunas variedades muestran una disminución relativa en la proporción de cuarzo lo cual lleva la clasificación al campo de las **monzonitas cuarzosas**.

Las **rocas riolíticas** corresponden a cuerpos de muy poca profundidad, caracterizadas por textura porfírica cuya proporción y tamaño de fenocristales (cuarzo, plagioclasa y feldespato alcalino) es variable según la muestra analizada. La pasta desvitrificada muestra crecimiento esferulítico, granofírico y microgranoso. La misma está compuesta especialmente por cuarzo, feldespato alcalino anhedral y en menor proporción por plagioclasa subhedral o euhedral. La desvitrificación en general se apoya en los contornos de los fenocristales. Excepto el cuarzo, el resto de la mineralogía se encuen-



**Cuadro I. Constantes:  $\lambda$  Rb:  $1,42 \times 10^{-11}$  años<sup>-1</sup>; + Valores de  $Sr^{87}/Sr^{86}$  normalizados para  $Sr^{86}/Sr^{88} = 0,1194$ ;  $(Sr^{87}/Sr^{86})_i = 0,705$  (para las edades convencionales;  $(Rb^{85}/Rb^{87}) = 2,59265$**

N° Lab.	N° Campo	Roca	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb87/Sr86	Sr87/Sr86+	T (Ma)
9042	"D7"	Aplita	123,9	393,9	0,910 $\pm$ 0,026	0,70876 $\pm$ 0,00008	-
9043	"D12"	Traquita	90,5	100,7	2,603 $\pm$ 0,074	0,71706 $\pm$ 0,00008	325 $\pm$ 55
9044	" B"	Riolita	92,8	47,9	5,620 $\pm$ 0,159	0,73113 $\pm$ 0,00008	327 $\pm$ 27

tra teñida por una pátina de oxidación rojiza que colorea las muestras. En ocasiones se puede determinar microfracturas rellenas de carbonato secundario.

Las traquitas son de textura afírica y están compuestas principalmente por feldespato alcalino y plagioclasa subordinada. Ambos feldespatos muestran una incipiente alteración sericitico-arcillosa y en ocasiones se reconocen microfracturas rellenas por sílice secundaria.

#### Petrografía de los fenoclastos de rocas ígneas de la Formación del Ratón

Los conglomerados de la Formación del Ratón contienen altos porcentajes (hasta 60 %) de fenoclastos de rocas ígneas cuya proveniencia se desconocía hasta el presente. El examen petrográfico de los clastos de esta naturaleza tuvo por objeto determinar si corresponden a una asociación similar a la de los diques.

A continuación se presentan los resultados del análisis microscópico de 13 clastos de rocas ígneas de la Formación del Ratón, procedentes de sus tres miembros (Sessarego, 1988) y de los tres perfiles donde estos afloran; estos son: quebrada del kilómetro 117, al sur del río San Juan, quebrada del kilómetro 116 y al este de la quebrada del Tigre, ambos ubicados al norte del río San Juan. Se seleccionaron las muestras de mano más representativas, aunque estudios más detallados permitirán identificar otras variedades de rocas ígneas.

Las variedades litológicas identificadas fueron las siguientes: granitos, riolitas, riodacitas, monzonitas cuarzosas, sienitas y sienitas cuarzosas (figura 2). Las tres primeras variedades son las que aparecen en porcentajes más altos, siendo destacable también la presencia de fenoclastos de rocas basálticas que no fueron objeto de estudio.

Las variedades graníticas son de textura aplítica y contienen plagioclasa, feldespato alcalino y cuarzo como minerales principales. Entre los accesorios se identifican mica cloritizada y titanita. El desarrollo de cuarzo y feldespato en textura gráfica intersticial parece indicar un más rápido descen-

so de la temperatura (zonas de borde o emplazamiento más somero).

Las riolitas y riodacitas son muy semejantes a las descritas como cuerpos intrusivos y sólo muestran ligeras diferencias en la proporción y composición de los fenocristales y/o pasta, o bien en el grado de oxidación.

Las monzonitas cuarzosas representan variedades donde el cuarzo es menos abundante, mientras que la plagioclasa (An<sub>22-32</sub>) tiene una mayor participación, respecto de las rocas del grupo de los granitos.

Las sienitas y sienitas cuarzosas muestran textura hipidiomorfa, dominadas por una trama original de cristales de plagioclasa (An<sub>38</sub>) donde las exsoluciones antipertíticas y los rebordes alcalinos producen un cambio composicional significativo. El cuarzo es muy escaso y siempre es intersticial. Los máficos están representados por piroxenos cálcicos (augita diopsídica) alrededor del cual se desarrollan coronas de reacción con formación de anfíboles sódicos y micas (los clivajes abiertos están rellenos con sílice, que parece ser el producto de exsolución durante el pasaje de anfíbol a mica). También se reconoce como producto de alteración epidoto y allanita. Asociado a los máficos hay accesorios como apatita, titanita y opacos (ilmenita), con rebordes de minerales secundarios de titanio. Además, se reconocieron ceolitas fibrosas intersticiales.

Las variedades petrográficas descritas muestran un espectro composicional que en términos generales encuentran correspondencia con los cuerpos porfíricos descriptos (figura 2). Asimismo, el análisis petrográfico de algunas areniscas de la Formación del Ratón permitió determinar que son muy ricas en feldespatos. De Rosa (1983) sugiere que derivan de una roca madre de tipo sienítico, lo que se corresponde con algunas de las variedades de intrusivos descriptos en este trabajo.

#### Edades radimétricas obtenidas para los diques

Se seleccionaron para datación las siguientes muestras: aplita granodiorítica "D 7" (Granito 3b

de la clasificación de Teruggi, 1980), traquita "D 12" y riolita "B", procedentes del faldeo este del cerro Colorado. Las dataciones fueron efectuadas en el Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) del Instituto de Geociências (Sao Paulo). Los resultados analíticos complementarios de los análisis se detallan en el cuadro I.

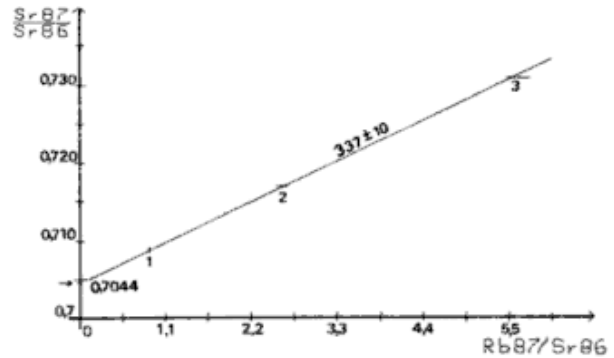
Se desea destacar que, en términos de edades convencionales Rb/Sr, las dataciones más confiables en función de los tenores de Rb y Sr son la riolita y traquita, en ese orden. La edad convencional de la aplita no se colocó porque es fuertemente dependiente de la relación inicial asumida en el cálculo. Las edades convencionales obtenidas (calculadas tentativamente con R.I. de 0,705) se sitúan en el Serpukhoviano-Visceno. De tal modo puede afirmarse que los diques analizados son posteriores al Devónico, como indican las relaciones estratigráficas mencionadas.

En una interpretación alternativa, se ha considerado a las tres muestras de diques como de un mismo conjunto ígneo y los datos analíticos fueron representados en un diagrama isocrónico (figura 3), verificándose un alineamiento perfecto. En esta hipótesis las muestras son consideradas congénicas, obteniéndose así una edad de  $337 \pm 10$  Ma, con razón inicial  $Sr^{87}/Sr^{86}$  de 0,7044. Esta edad y su error la incluyen en el Visiano (333-352 Ma), siendo por lo tanto contemporánea con la Formación del Ratón de acuerdo con la edad determinada por su flora (Quartino *et al.*, 1971 y Sessarego y Césari, 1986-1989).

#### DISCUSION DE LOS RESULTADOS Y CONCLUSIONES

La edad calculada de  $337 \pm 10$  Ma para los diques del cerro Colorado es la primera mención para el ámbito de la Precordillera Sanjuanina. Esta edad es comparable con la obtenida, entre otros, por Dessanti y Caminos (1967), Caminos (1972) y Caminos *et al.* (1979) para plutones de otros sectores de la Precordillera y Cordillera Frontal, referidos al Ciclo Magmático Eocarbónico por Llambías y Caminos (1987). De tal modo, los diques dados a conocer se adscriben a dicho episodio eruptivo, denominado por Ramos y Ramos (1979) Fase Magmática Somuncúrica, y constituyen la primera mención de una fase de tipo hipabisal.

La actividad magmática eocarbónica se sitúa entre los 350-330 Ma (Llambías y Caminos, 1987). Estos autores interpretan que los plutones fueron intruidos a continuación de la fase diastrófica Chánica, que habría actuado entre los 360-350 Ma (Azcuay y Caminos, 1987). Dichos movimientos se registran en el ambiente precordillerano por la discor-



**Figura 3:** Diagrama isocrónico. Análisis con espectrómetro VG-354 (CPGeo-Ig/USP) (Todos los errores  $1\sigma$ ). Los cálculos isocrónicos fueron hechos según el modelo Williamson (1968). Las constantes utilizadas son las propuestas por Steiger y Jaeger (1977).

Resultados: Razón inicial =  $0,70441 \pm 0,00023$  (0,03 %); Inclinación =  $0,00480 \pm 0,00014$  (2,92 %); Edad para 1.42 E-5 =  $337 \pm 9,8$  Ma (2,92 %); MSWD = 0,308162 Coef. Correlación = 0,9999; Nivel de Corte ( $2\sigma$ ) = 3,92; Centroide = (1,289; 0,71060), No Puntos = 3.

dancia angular interpuesta entre las Formaciones Chigua-Malimán (área de Malimán, San Juan; Scalabrini Ortiz, 1972) y las Formaciones Codo-del Ratón (área de Calingasta; Quartino *et al.*, 1971 y Sessarego, 1988).

Por lo expuesto, el episodio eruptivo es contemporáneo con el Ciclo Sedimentario Eocarbónico, representado en la Precordillera por las Formaciones del Ratón, Malimán y Jagüel, ya que su edad es Visceno según su flora (Quartino *et al.*, 1971 y Sessarego y Césari, 1989) o Tournaisiano-Visceno de acuerdo con su fauna (Amos, 1964; González, 1985, entre otros).

Es importante destacar lo señalado por Sessarego y Césari (1989: 259) que en el área de Malimán (quebrada de la Cortadera), algunos diques dacíticos, andesíticos y traquíticos asignados a la fase magmática Somuncúrica (Azcuay y Caminos, 1987) intruyen a la Formación Malimán y son cortados por la discordancia que separa a ésta de la Formación Cortadera. Sin embargo, clastos de composición similar aparecen en los conglomerados de la Formación Malimán. Del mismo modo, la composición de los fenoclastos ígneos de los conglomerados de la Formación del Ratón, indican una roca madre de composición feldespática y cuarzo-feldespática similar a la de los diques de la Sierra del Tigre.

Interpretamos que este magmatismo hipabisal, como probablemente también los plutones eocarbónicos, fueron originados por una única fase magmática (Somuncúrica) pero cíclica. Cada subciclo magmático eocarbónico podría corresponderse con los movimientos de la fase Chañica (según lo postulado por Llambías y Caminos, 1987), Malimánica o con movimientos menores producidos entre ellos. Los movimientos de la Fase Malimán,

que ocurrieron a los 330 Ma (Azcu y Caminos, 1987), se registran en la Precordillera por la discordancia interpuesta entre las Formaciones Malimán-Cortadera (Scalabrini Ortiz, 1972) y en el área de Jagüel (La Rioja) entre las Formaciones Jagüel-Punta del Agua (González y Bossi, 1986). Las Formaciones Cortadera y Punta del Agua son de edad Carbónico medio (Namuriano) según los autores citados. Las prefases de los movimientos malimánicos podrían estar evidenciados, como se adelantó, por las variaciones faciales observadas entre las tres megasecuencias que componen la Formación del Ratón.

La interpretación planteada en este trabajo permitiría explicar la penecontemporaneidad que existe, para el intervalo de tiempo considerado, entre el ciclo sedimentario y el ciclo magmático eocarbónico. Asimismo, que los diques analizados fueran roca madre de las sedimentitas de la Formación del Ratón.

#### AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento a Roberto Caminos y Oscar López Gamundi por la lectura crítica del manuscrito.

Este trabajo es una contribución al Proyecto N° 211 (Paleozoico superior de Sud América), IUGS-UNESCO.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- AMOS, A. J., 1964. *A review of the marine Carboniferous Stratigraphy of Argentina*. Proc., XXII<sup>o</sup> Internat. Geol. Congress, India, Part. 9 sect. 9, 53-72, N. Delhi.
- \_\_\_\_\_, y E. O. ROLLERI, 1965. *El Carbónico marino en el valle Calingasta-Uspallata (San Juan-Mendoza)*. Bol. Inf. Petrol., 368, Buenos Aires.
- AZCUY, C. L. y R. CAMINOS, 1987. *Diastrofismo*. En: *El Sistema Carbonífero en la República Argentina*. Subcom. Internat. Carbonífero, Proy. 211, IGCP, Acad. Nac. Cienc., Cap. XI: 239-251, Córdoba.
- BALDIS, B., 1970. *Estratigrafía del Devónico de la Precordillera Sanjuanina entre los paralelos 30° y 32°*. Univ. Buenos Aires, Fac. Cienc. Exact. y Nat., Tesis Doctoral, (inéd.).
- CAMINOS, R., 1972. *El perfil geológico de la Cordillera entre los 28°00' y 28°30' de latitud sur, provincia de La Rioja, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXVII (1): 71-83, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, V. G. CORDANI y E. LINARES, 1979. *Geocronología y geología de las rocas metamórficas y eruptivas de la Precordillera y Cordillera Frontal de Mendoza*. II<sup>o</sup> Congr. Geol. Chile, Actas, I: 43-61, Santiago.
- CINGOLANI, C., R. VARELA, A. CUERDA y O. SCHAUER, 1987. *Estratigrafía y Estructura de la sierra del Tontal*. X<sup>o</sup> Congr. Geol. Arg., Actas, III: 95-98, Tucumán.
- CSAKY, A., 1963. *Geología de la zona situada en el norte del Cordón del Naranjo y sur del cerro Cabeceras, departamento de Calingasta, San Juan*. Univ. Buenos Aires, Fac. Cienc. Exact. y Nat., Trab. Final de Licenciatur., (inéd.).
- DE ROSA, L., 1983. *Sedimentitas continentales del Carbonífero inferior en el flanco occidental de la Precordillera, departamento Calingasta, provincia de San Juan*. Asoc. Arg. Min. Petrol. Sedim., Rev., 14 (3-4): 51-69, Buenos Aires.
- DESSANTI, N. R. y R. CAMINOS, 1967. *Edades Potasio-Argón y posición estratigráfica de algunas rocas ígneas y metamórficas de la Precordillera, Cordillera Frontal y Sierras de San Rafael, provincia de Mendoza*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXII (2): 135-162, Buenos Aires.
- FRAKES, R. A. y J. C. CROWELL, 1969. *Late Paleozoic Glaciation: I South America*. Geol. Soc. Am. Bull., 80: 1007-1042.
- GONZALEZ, C. R., 1985. *Esquema bioestratigráfico del Paleozoico superior marino de la Cuenca Uspallata-Iglesia, República Argentina*. Act. Geol. Lilloana, XVI (2): 231-244, Tucumán.
- GONZALEZ, C. R. y C. BOSSI, 1986. *Los depósitos carbónicos al oeste de Jagüel, La Rioja*. IV<sup>o</sup> Congr. Arg. Paleont. y Bioestrat., Actas, I: 231-236, Mendoza.
- LLAMBIAS, E. J. y R. CAMINOS, 1987. *El magmatismo Neopaleozoico de Argentina*. En: *El Sistema Carbonífero en la República Argentina*. Subcomisión Internat. Carbonífero, Proy. 211, IGCP, Acad. Nac. Cienc., Cap. XII: 253-271, Córdoba.
- LOPEZ GAMUNDI, O. R. y M. S. ALONSO, 1982. *Áreas de proveniencia de las sedimentitas Carbónicas (F. Majaditas, F. Leoncito y F. Hoyada Verde), Barreal, provincia de San Juan, Argentina*. V<sup>o</sup> Congr. Latinoamer. Geol., Actas, 2: 481-490, Buenos Aires.
- MAIAGRINO, A., 1981. *La Falla Tontal al norte del río San Juan entre los kilómetros 114-117 de la ruta Nacional N° 20, provincia de San Juan*. Univ. Buenos Aires, Fac. Cienc. Exact. y Nat., Trabajo Final de Licenciatur., (inéd.).
- MOMBRU, C., 1974. *Observaciones geológicas en el valle Calingasta-Tocota, provincia de San Juan*. YPF, (inéd.), Buenos Aires.
- QUARTINO, B. J. y R. A. ZARDINI, 1964. *Significado geológico del conglomerado del Rincón de la Aguadita (zona del Cordón del Naranjo), San Juan*. II<sup>o</sup> Jorn. Geol. Arg., Actas, II Bol. Inf. Petrol., 365: 21-27, Salta.
- \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_ y A. J. AMOS, 1971. *Estudio y exploración geológica de la región de Barreal-Calingasta, provincia de San Juan, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Monogr. 1: 1-146, Buenos Aires.
- RAMOS, E. D. y V. A. RAMOS, 1979. *Los ciclos magmáticos de la República Argentina*. VII<sup>o</sup> Congr. Geol. Arg., Actas, I: 771-786, Neuquén.
- SCALABRINI ORTIZ, J., 1972. *El Carbónico en el sector septentrional de la Precordillera Sanjuanina*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXVII (4): 351-377, Buenos Aires.
- SELLES MARTINEZ, J. y J. VALENTI, 1985. *Nuevos afloramientos de rocas intrusivas en el área al norte del río San Juan, borde occidental de la precordillera*. I<sup>o</sup>

- Jorn. Geol. de Precordillera, Resúmenes: 43, San Juan.
- SESSAREGO, H. L., 1983. *La posición estratigráfica y edad del conglomerado atribuido a la Formación del Salto, río San Juan, provincia de San Juan*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVIII (3-4): 494-497, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1984. *Consideraciones estratigráficas del Neopaleozoico aflorante al norte del río San Juan entre las Sierras del Tigre y el río Castaño, provincia de San Juan*. An. Meet. Proj. 211, IGCP, Abstr., 34-36, San Carlos de Bariloche.
- \_\_\_\_\_, 1985. *Magmatismo Neodevónico-Eocarbónico en la Precordillera Occidental Sanjuanina, provincia de San Juan*. 1º Jorn. Geol. Precordillera, Resúmenes, 43, San Juan.
- \_\_\_\_\_, 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*. Univ. Buenos Aires, Fac. Cienc. Exact. y Nat., Tesis Doctoral, 1-330 p. Ejemplar N° 2126, (inéd.).
- \_\_\_\_\_, 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.
- \_\_\_\_\_, y \_\_\_\_\_, 1989. *An early Carboniferous flora from Argentina. Biostratigraphic implications*. Rev. Paleob. Palinol., 57: 247-264, Amsterdam.
- STEIGER, R. H. y E. JAEGER, 1977. *Subcommission on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geochronology and cosmochronology*. A.A.P.G. Studies in Geology, 8: 67-71.
- TERUGGI, M. E., 1980. *Clasificación de las rocas ígneas*. Librart, 1-34, Buenos Aires.
- TOFALO, O. R., L. DE ROSA, E. TURCO GRECO, M. E. FORZINETTI y M. ASARO, 1985. *Análisis estadístico de los rodados de la Formación del Ratón (Carbónico), en Calingasta, San Juan*. Bol. Sedimentológico, II (2-3): 49-65, San Miguel de Tucumán.
- WILLIAMSON, J. H., 1968. *Least-Squares fitting of a straight line*. Canadian Journ. Physics, 46: 1845-1847.
- XICOY, A. N., 1962. *Levantamiento geológico expeditivo en la zona de Iglesia Calingasta (San Juan)*. YCF, 881, (inéd.), Buenos Aires.

Recibido: 26 de julio, 1988

Aceptado: 15 de mayo, 1990

H. L. SESSAREGO

A. J. AMOS

M. B. REMESAL

Universidad de Buenos Aires  
Facultado de Ciencias Exactas y Naturales  
Departamento de Ciencias Geológicas  
Ciudad Universitaria, Pabellón II  
1428, Buenos Aires, Argentina

W. TEIXEIRA

K. KAWASHITA

Universidad de Sao Paulo  
Instituto de Geociencias  
Ciudad Universitaria  
Caixa Postal 20899  
CEP 01498, Sao Paulo, Brasil

## PARAGENESIS MINERAL DEL METAMORFISMO DEL AREA DE ALUMINE, CORDILLERA NEUQUINA

María E. Vattuone de Ponti

**RESUMEN:** Las metamorfitas del basamento en la región de Aluminé, son metapelitas y metabasitas que provienen de arcillas y rocas ígneas básicas y mesosilíceas respectivamente. Fueron estudiados minerales de las mismas que sirven para caracterizar el metamorfismo o que son novedad en el área.

Algunos de ellos se presentan exclusivamente en unas zonas y faltan en otras debido principalmente al factor presión. Los minerales de importancia petrogenética son: andalusita, sillimanita, cordierita, granate, estauroлита, hornblenda pargasítica, cummingtonita, ortopiroxeno y zafirina; se analiza su génesis.

En base a los análisis químicos de las metamorfitas, se realizaron diagramas paragenéticos AFM y ACF.

**ABSTRACT:** Metamorphic rocks of Aluminé are metapelites and metabasites, which seem to have been originally argillites and basic or mesosilicic igneous rocks.

Diagnostic metamorphic minerals with particular characteristics were studied. Some of these minerals are present only in certain zones and are absent in others as a consequence of the pressure. The principal petrogenetic minerals which were studied are: andalusite, sillimanite, cordierite, garnet, staurolite, pargasitic hornblende, cummingtonite, orthopyroxene, and sapphirine; their genesis is analyzed.

AFM and ACF paragenetic diagrams were based on the chemical analysis of the metamorphites.

### INTRODUCCION

El basamento de la Cordillera Neuquina en el área de Aluminé, fue caracterizado en forma regional por Turner (1963, 1976) quien distingue metamorfitas de bajo grado que denomina Formación Colohuincul a las que atribuye edad precámbrica, y rocas migmatíticas y graníticas a las que llama Formación Huechulafquen y que según el mismo autor tendrían edad precámbrica y/o paleozoica.

Párica (1986) realizó dataciones radimétricas sobre las metamorfitas en la comarca de Junín de los Andes, obteniendo edades de  $714 \pm 10$  Ma y edades de  $116 \pm 12$  Ma para granodioritas hornblendíferas ubicadas en la margen norte del Lago Huechulafquen. El autor no descarta que en Píllil, donde esta formación estaría cubierta por volcánicas datadas en  $201 \pm 10$  Ma por Rapela *et al.* (1983), pudiera pertenecer al Paleozoico.

Algo más al sur, entre los  $40^\circ$  y  $42^\circ$  L.S., trabajos de González Díaz (1978, 1982) y González Díaz y Valvano (1978) dan edades cretácicas para granitoides que agrupa bajo el nombre de Formación Los Machis, y edad miocena para los que denomina Formación Coluco. En 1980, González Díaz y Nullo, indican que numerosos asomos graníticos de la Cordillera Neuquina corresponderían al Cretácico, basados, además, en dataciones radimétricas realizadas por Levy *et al.* (1963) sobre granitoides chi-

lenos muy cercanos al límite en la región de Lago Aluminé. Esta suposición es avalada por Vattuone de Ponti y Latorre (1987) y Latorre y Vattuone de Ponti (1988) al estudiar los granitoides del lado argentino a esa latitud. Sin embargo, algunas rocas graníticas *sensu lato* de la comarca de Aluminé, de acuerdo a su relación con las rocas metamórficas, la autora cree que son más antiguas, probablemente paleozoicas, Vattuone de Ponti (1987) y Latorre y Vattuone de Ponti, *op. cit.*

Un estudio detallado del metamorfismo en el área de Aluminé, fue llevado a cabo por la autora en 1987a y 1988 donde se estableció que el metamorfismo que afectó el área es de tipo andalusita-sillimanita o llamado también de baja presión. Las paragénesis minerales en esa oportunidad permitieron determinar una zonación del metamorfismo con aumento de grado de este a oeste, abarcando desde la facies de esquistos verdes a la facies granulita. En algunos sectores, de acuerdo a las observaciones realizadas que constan en los trabajos mencionados anteriormente, las metamorfitas habrían sufrido además, metamorfismo de contacto sobreimpuesto. Como un breve resumen del metamorfismo mencionado, se presenta la figura 1 y los cuadros I, II, III y IV.

En el trabajo que se presenta en esta oportunidad, se analiza en detalle la paragénesis mineral de las rocas metamórficas en base a los estudios textu-

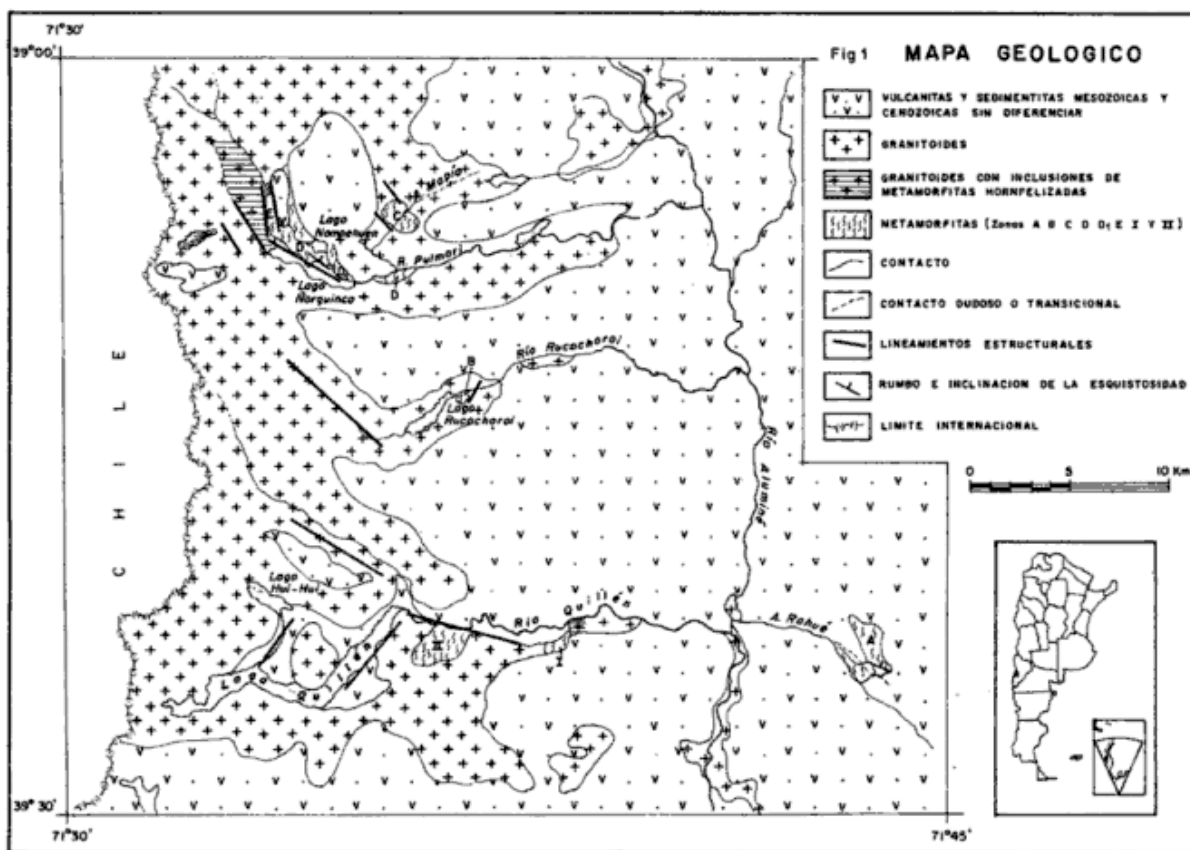


Figura 1: Mapa geológico y de ubicación de las metamorfitas.

rales y a conclusiones extraídas de los análisis químicos de las rocas portadoras.

### CARACTERISTICAS DE LOS MINERALES DE METAPELITAS

#### Plagioclasa

Se presenta sin maclar en las Zonas A y B y con macla polisintética según Ley de Albita en las zonas de mayor temperatura. El porcentaje de anortita aumenta bruscamente de la Zona A a la Zona B pasando de 10 % de anortita (albita-oligoclasa) a 25 % de anortita (oligoclasa) sin verificarse la presencia de peristerita. El incremento de anortita con el aumento de grado de metamorfismo llega hasta un porcentaje de An 40 % (andesina) en la facies granulita. Suk (1983) cita valores semejantes para metapelitas que presentan la misma paragénesis.

#### Clorita y moscovita

Son escasas salvo en la Zona A, donde predomina netamente la moscovita sobre la clorita.

En las otras zonas, de acuerdo a las relaciones texturales se interpreta que ambos minerales son secundarios, casi siempre a partir de biotita, aun-

que en el caso de la clorita también es secundaria a partir de granate.

Por esta causa no fueron incluidas en la paragénesis salvo en la Zona C donde en pequeña parte son primarias.

#### Biotita

Es un mineral estable y abundante en todas las asociaciones encontradas. Mientras que en la Zona A presenta coloraciones verdosas, en las otras zonas en general es de color castaño rojizo evidenciando riqueza en titanio confirmado por las numerosas agujas de rutilo incluidas formando textura sagenítica, presentándose además asociada a ilmenomagnetita.

Una alteración hidrotermal posterior a la facies granulita la lleva a ser reemplazada por moscovita y en mucha menor escala por clorita férrica.

#### Granate

Se encuentra en las Zonas B, C y D disminuyendo progresivamente en ese orden. Se presenta en individuos muy pequeños que llegan como máximo a 0,5 mm de diámetro y son de color rosado al microscopio. En uno de los sectores en que las meta-

Cuadro I: Zonación mineral en la Serie de Rahue-Rucachoroi-Norquínco.

	Facies	Esquistos Verdes	Anfibolita		Transicional Anfibolita-Granulita		Granulita
	Zonación	A	B	C	D	D <sub>1</sub>	E
Metapelitas	Clorita			-----			
	Muscovita			-----			
	Almandino	?			-----		
	Biotita						-----
	Cuarzo						
	Plagioclasa (% An)	10	25	28	35	35	40
	Estaurulita			-----			
	Andalucita						
	Cordierita						
	Sillimanita				-----		
	Feldespato K						
	Magnetita						
Ilmenita							
Metabasitas	Hb-verde-azulado						
	Hb-verde-pardusco						
	Hb-castano-anaran.					-----	
	Cunmingtonita						
	Antofilita						
	Tremolita						
	Biotita						
	Clinopiroxeno						
	Ortopiroxeno						
	Zafirina						
	Serpentita						
	Talco						
Plagioclasa (% An)		25		50	50	80	
Magnetita							
Epidoto							

morfitas de la Zona B fueron parcialmente afectadas por metamorfismo de contacto, el granate cobra mayores dimensiones alcanzando hasta un centímetro de diámetro. Un análisis químico del mismo en ese sector muestra una composición que, recalculada en porcentaje molecular, indicó la presencia de almandino 79,6 %, espesartina 14 % y muy bajas proporciones de grosularia y piropo.

**Feldespato potásico**

El feldespato potásico es casi siempre ortosa y aparece en los grados más altos (Zona D y E). A veces presenta inclusiones de sillimanita. En la Zona E, además, se encuentra microclino en venas. En casi todos los casos aparece asociado a cordierita.

Según Miyashiro (1973), se han encontrado casos de aparición de microclino en la zona de mayor temperatura de la facies granulita en gneises pelíticos que tenían como feldespato potásico ortosa, en Broken Hill, Australia, lo que se debería, según el autor mencionado, a distinta composición de feldespatos en rocas diferentes o a cambios retrógrados selectivos.

**Andalucita**

Es el silicato de aluminio de más amplia difusión. Aparece en las Zonas C, D y E. Su mayor grado de estabilidad lo presenta en la Zona D en la que muestra porfiroblastos que evidencian crecimiento sincinemático. Su tamaño llega a unos 5 mm como máximo; tiene color ligeramente rosado.

En la facies granulita coexiste con sillimanita pero no se verifica una interacción entre los dos minerales.

**Sillimanita**

Se presenta en forma de agregados fibrosos en la facies granulita (Zona E) y coexiste con andalucita.

A veces se encuentra como inclusión en forma de pequeñas agujas en cordierita y feldespato potásico en la Zona D. En ese caso no se consideró en la paragénesis por formar parte de un sistema bifásico.

En sectores de la Zona B con metamorfismo de contacto sobrecimpuesto al regional se presenta en

cristales euhedrales de hábito prismático y allí se forma a expensas de la andalucita.

### Estaurolita

Aparece en las Zonas C y D. Se halla en cristales de forma cuadrangular intensamente alterados a sericita, que presentan color rosado amarillento; a veces son esqueléticos y están reemplazados por cuarzo y jaspe (foto 1). Ya en la Zona D debido probablemente a la cercanía de áreas migmatíticas va paulatinamente desapareciendo.

### Cordierita

Aparece en alto grado de metamorfismo.

Cuando comienza a aparecer presenta textura en criba con numerosas inclusiones de circón y biotita relictica.

Sobre las metamorfitas de la Zona B en algunos sectores se verificó metamorfismo de contacto superpuesto que desarrolló porfiroblastos de cordierita con características formas pseudo-hexagonales con inclusiones de muy pequeño tamaño dispuestas en forma paralela al contorno del mineral. Ello indicaría que creció en un medio sólido incorporando parte de la "matrix" en forma postcinemática (foto 2).

En la Zona D<sub>1</sub> la cordierita también creció en forma postcinemática presentando macla cíclica de penetración. Está alterada a sericita y clorita.

De acuerdo con su alteración y con los ensayos de tinción practicados se trata de cordierita rica en hierro lo que según Suk (*op. cit.*) es típico de asociaciones pelíticas de grado metamórfico mediano y alto cuando está asociada a biotita, cuarzo y plagioclasa rica en potasio.

## CARACTERÍSTICAS DE LOS MINERALES DE METABASITAS

### Plagioclasa

Corresponde a porcentajes de anortita mayores de 25, lo que es característico de tipos bóricos bajos de metamorfismo (Miyashiro, 1973).

En general se presenta maclada con macla polisintética y a veces conserva zonalidad relictica.

En la facies granulita de la Zona II suele presentar aspecto "nuboso" al microscopio causado por asimilación de minerales máficos ricos en hierro como ortopiroxenos de los cuales conserva relictos.

### Hornblenda

Existen tres variedades de hornblenda en las rocas.

**Cuadro II: Zonación mineral en la Serie de Quillén.**

Facies	Anfibolita	Granulita - Piroxeno Hornfel?
Zona	I	II
Hb- verde castaño		
Cummingtonita		
Antofilita		-----
Tremolita		
Plagioclasa (% An)	40 a 60	60 a 70
Clinopiroxeno		
Ortopiroxeno	-----	
Cuarzo		
Serpentina		
Hb- verde		
Biotita		
Hb- verde-azulado	-----	

1) Hornblenda azul-verdoso que tiene un hábito fibroso y un ángulo de extinción  $\gamma:c = 18^\circ$ . Es hornblenda actinolítica que se encuentra en las anfibolitas de la Zona B. Este tipo de hornblenda también se encuentra en granulitas de la Zona II de Quillén como consecuencia de la diaforesis que sufrieron las rocas desde la facies granulita a la facies anfibolita baja.

2) Hornblenda de color verde-castaño que se encuentra en las Zonas D<sub>1</sub> y II en facies de anfibolita alta. Su ángulo de extinción  $\gamma:c = 30^\circ$  y casi siempre coexiste con cummingtonita.

3) Hornblenda castaño-anaranjada que se encuentra en las Zonas D y E en los más altos grados de metamorfismo. Se presenta en poiquiloblastos que incluyen cummingtonita. Tiene numerosas agujas de rutilo como inclusión. Su ángulo de extinción llega hasta los  $34^\circ$ .

### Cummingtonita

Aparece en asociación con hornblenda verde-castaño en las Zonas I y D<sub>1</sub> (anfibolita alta) y en las Zonas D y E (transicional anfibolita-granulita y granulita respectivamente) donde a veces es reemplazado por hornblenda castaño-anaranjada.

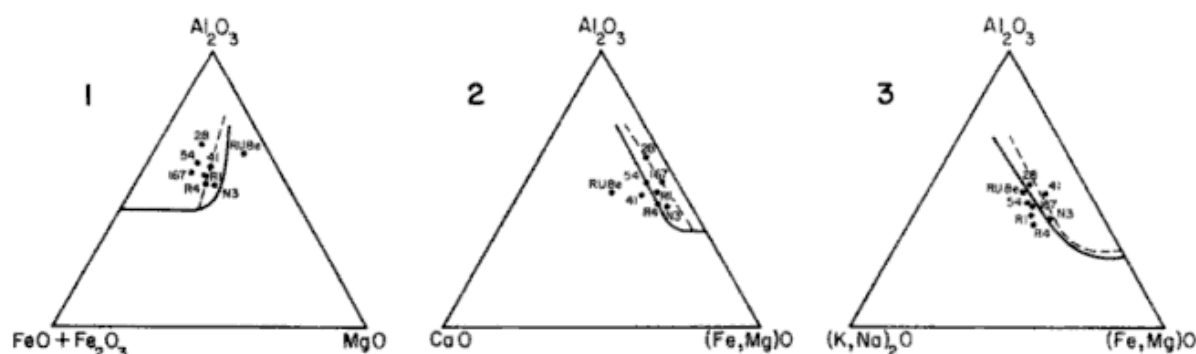
Tiene varias formas de presentarse: en crecimiento epitáxico en la Zona D<sub>1</sub> con hornblenda; en individuos de hábito prismático con macla polisintética característica (foto 3); en individuos de hábito fibroso en haces radiado-divergentes.

La medida de los ángulos de extinción de ejemplares de las diferentes zonas indicó en secciones {010} un ángulo  $\gamma:c$  entre  $18,5^\circ$  y  $20^\circ$ .

El ángulo 2V varía entre  $78^\circ$  a  $82^\circ$  y el signo del mineral es positivo.

El pleocroísmo es de amarillento a incoloro.





**Figura 2:** Restricciones químicas de las rocas que contienen estauroilita y/o cloritoide. Tomada de Winkler, 1978 (según Hoschek, 1967). Referencias: — campo de las rocas que contienen estauroilita; --- campo de las rocas que contienen cloritoide; . Metapelitas de las zonas A, B, C y D. 1:  $Al_2O_3$ ,  $FeO + Fe_2O_3$ ,  $MgO$ ; 2:  $Al_2O_3$ ,  $CaO$ ,  $FeO + MgO$ ; 3:  $Al_2O_3$ ,  $OK_2 + ONa_2$ ,  $FeO + MgO$ .

### Antofilita

Es escasa y está restringida a facies de anfibolita alta y granulita. Se presenta como un mineral aparentemente relíctico e inestable en las Zonas I y II de Quillén. Está alterada a talco, bastita y antigorita. Es reemplazada en algunos casos por cummingtonita.

### Clinopiroxeno

Aparece en la facies granulita. El ángulo de extinción  $\gamma:c$  es de  $45^\circ$  y el ángulo  $2V$  varía de  $50^\circ$  a  $60^\circ$  con signo positivo. Se trata de augita diopsídica.

### Ortopiroxeno

Se encuentra en las zonas de máximo grado de metamorfismo (D y E). En Quillén es enstatita y broncita con marcado pleocroísmo:  $\alpha$ : rosado intenso;  $\beta$ : rosado y  $\gamma$ : verde pálido. El  $2V \alpha$ :  $95^\circ$  a  $120^\circ$ ; la dispersión es  $r > v$ .

En la Zona E el piroxeno tiene semejantes características ópticas pero no tiene pleocroísmo; se trata de enstatita.

### Zafirina

Se encuentra en facies granulita en rocas de la Zona E; es subhedral incoloro, en algunos casos presenta macla polisintética. El ángulo  $2V$  es de  $81^\circ$  siendo el signo óptico positivo. Presenta clivaje en dos direcciones; una paralela a  $\{100\}$  y otra paralela a  $\{001\}$ . El ángulo  $\beta$  en las secciones con dos clivajes es de  $110^\circ$ . Todas estas características son propias de este mineral. (Deer, Howie, Zussmann, 1963); Tröger (1979). (Foto 4).

## CONSIDERACIONES GENÉTICAS ACERCA DE LOS MINERALES

En el caso de las metapelitas se hará referencia a: granate, cordierita, andalucita, sillimanita y estauroilita. En las metabasitas, a: pargasita, cummingtonita, ortopiroxeno y zafirina, por ser poco comunes en el área y especialmente útiles para la caracterización del tipo de metamorfismo.

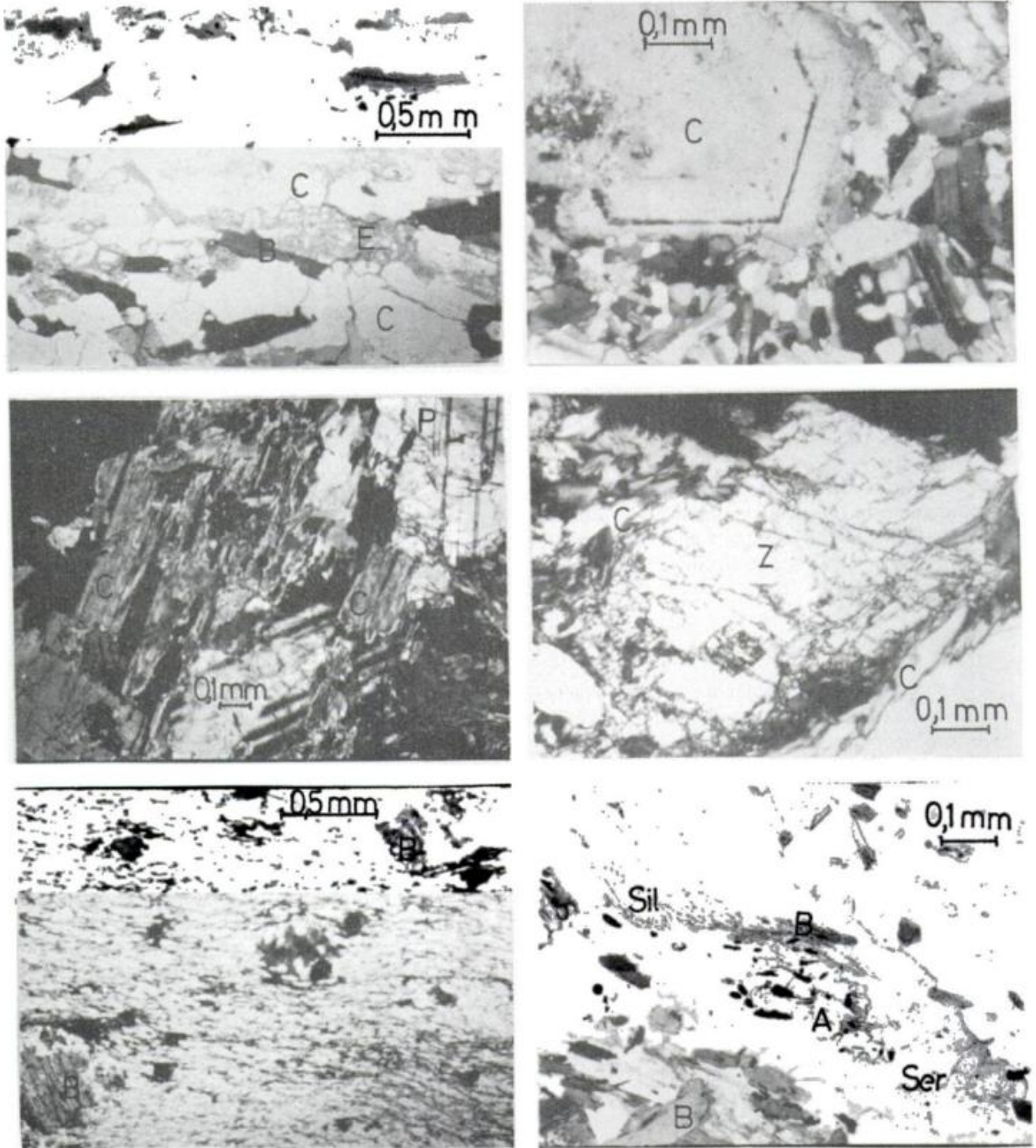
### Granate

El granate hallado, almandino-espesartina, indica baja presión de formación (Miyashiro, 1953) y el porcentaje de espesartina relativamente elevado, posibilita su permanencia en el contacto con granitoides de epizona (Harker, 1939). Este tema fue tratado en Vattuone de Ponti (1989).

La aparición primera de granate se produce en la Zona B, o anfibolita baja y estaría dada por las reacciones: Clorita + biotita + cuarzo = almandino + biotita + agua; Clorita + moscovita + cuarzo = almandino + biotita + agua (Vattuone de Ponti, 1988).

Estas reacciones se habrían verificado ya en la facies de esquistos verdes, de acuerdo con la presencia de pseudomorfos según granate: clorita férrica, biotita, hematita y cuarzo. El curvamiento de los planos de esquistosidad alrededor de los mismos indica que reemplazan a un mineral de gran fuerza de cristalización; la naturaleza de los pseudomorfos confirmaría que se trató de almandino.

Por lo tanto las reacciones mencionadas para la Zona B se habrían verificado ya en la Zona A pero por un segundo proceso (diaforesis) se produjo un desplazamiento de las mismas hacia la izquierda (foto 5), Vattuone de Ponti (1988).



**Foto 1:** Cristales de estaurólita (E), cribados por cuarzo (C); algunos son esqueléticos. La estaurólita está acompañada por biotita (B). Sin nicoles cruzados. **Foto 2:** Porfiroblasto de cordierita (C) pseudo-hexagonal. Muestra evidencias de crecimiento postcinemático con inclusiones de la "matrix". Con nicoles cruzados. **Foto 3:** Cummingtonita maclada (C), con macla múltiple y en parte en agregados radiados divergentes en contacto con plagioclasa (P). Con nicoles cruzados. **Foto 4:** Cristalloblastos de zafirina (Z), mostrando dos direcciones de clivaje, son reemplazados en sus bordes y en las fracturas por clorita magnesiana (C). Con nicoles cruzados. **Foto 5:** Esquistosidad original deformada por el crecimiento de porfiroblastos de granate, que sufrieron diaforesis y fueron reemplazados por biotita (B). Sin nicoles cruzados. **Foto 6:** Porfiroblastos de andalucita (A), alterados a sercita (Ser). La andalucita retiene la magnetita de la biotita incluida (B). Se observa el pasaje de biotita a sillimanita. Sin nicoles cruzados.

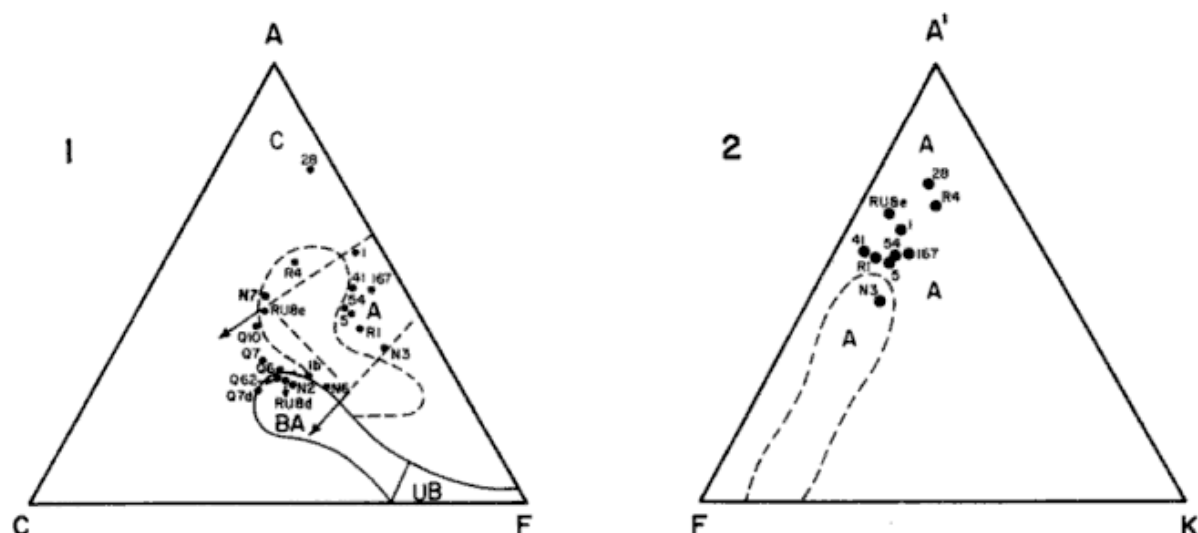


Figura 3: 1) Representación sobre diagramas ACF de las composiciones químicas de diferentes rocas magmáticas y sedimentarias según Winkler, 1978. Referencias: 1) +---+ campo de grauvacas; BA: rocas basálticas y andesíticas; UB: rocas ultrabásicas; A: arcillas y argilitas sin carbonato o con hasta 35 % del mismo; C: arcillas y argilitas ricas en aluminio; entre flechas: margas con 35 % a 65 % de carbonato. ● Metabasitas y metapelitas estudiadas. 2) representación sobre un diagrama A'KF de las composiciones químicas de diferentes rocas magmáticas y sedimentarias.; según Winkler, 1978. Referencias: --- campo de grauvacas; A: arcillas; ● Metapelitas estudiadas.

Winkler (*op. cit.*) indica entre otras, estas reacciones como posibles para la formación de granate.

En las metapelitas el granate desaparece en las Zonas D<sub>1</sub> y E, es decir en los altos grados de metamorfismo. Las características químicas de esas rocas, indican una relación FeO/MgO + FeO en la Zona E, igual a 0,54. De acuerdo con Winkler (*op. cit.*), con relaciones de 0,5 a 0,6 en las rocas que poseen sillimanita-biotita-cuarzo ± feldespato potásico ± pequeñas cantidades de plagioclasa es particularmente frecuente la asociación cordierita-almandino.

En este caso, las rocas tienen esa paragénesis pero no hay almandino por lo que debemos pensar que a pesar que reúnen las condiciones químicas apropiadas hubo un control por parte de otro factor, tal vez la presión, que no fue suficiente para la formación de granate y determinó, en su lugar la presencia de cordierita únicamente. La figura 14-13 (Winkler *op. cit.*) confirma esta idea, ya que la presión a la que actuó el metamorfismo en la Zona E no superó los 3,5 Kbar según Vattuone de Ponti (1988).

En la Zona D<sub>1</sub>, donde tampoco hay granate, la presión habría sido aún menor ya que fue afectada por metamorfismo de contacto.

### Cordierita

La cordierita aparece en la Zona D y se originaría de la biotita y la moscovita según la reacción: moscovita + biotita + cuarzo = cordierita + feldespato potásico + agua (Vattuone de Ponti, 1988).

Por eso su aparición está ligada al feldespato potásico. Los minerales que la acompañan en la Zona D permiten determinar la temperatura y presión de formación con bastante seguridad (Miyashiro *op. cit.*). Las mismas serían de alrededor de 650 a 700° C y unos 3 o 3,5 Kbar.

Cuadro III: Cuadro comparativo de temperatura y presión del metamorfismo.

#### SERIE RAHUE - NORQUINCO - RUCACHOROI

	Litología	Temperatura	Presión
ZONA A	Metapelitas	450°C a 500°C	3-4 kbar
ZONA B	Metapelitas	> 500°C	3-4 kbar
	Metabasitas	500°C a 550°C	3-4 kbar
ZONA C	Metapelitas	620°C a 650°C	3-4 kbar
ZONA D	Metapelitas	650°C a 670°C	3-3,5 kbar
	Metabasitas	650°C a 670°C	3-4 kbar
ZONA E	Metapelitas	700°C	3-4 kbar
	Metabasitas	730°C a 800°C	3-4 kbar
ZONA D <sub>1</sub>	Metapelitas Metabasitas	670°C > 600°C	3 kbar

#### SERIE QUILLEN

	Litología	Temperatura	Presión
ZONA I	Metabasitas	650°C a 670°C	< 4 kbar
ZONA II	Metabasitas	700°C a 750°C	< 4 kbar

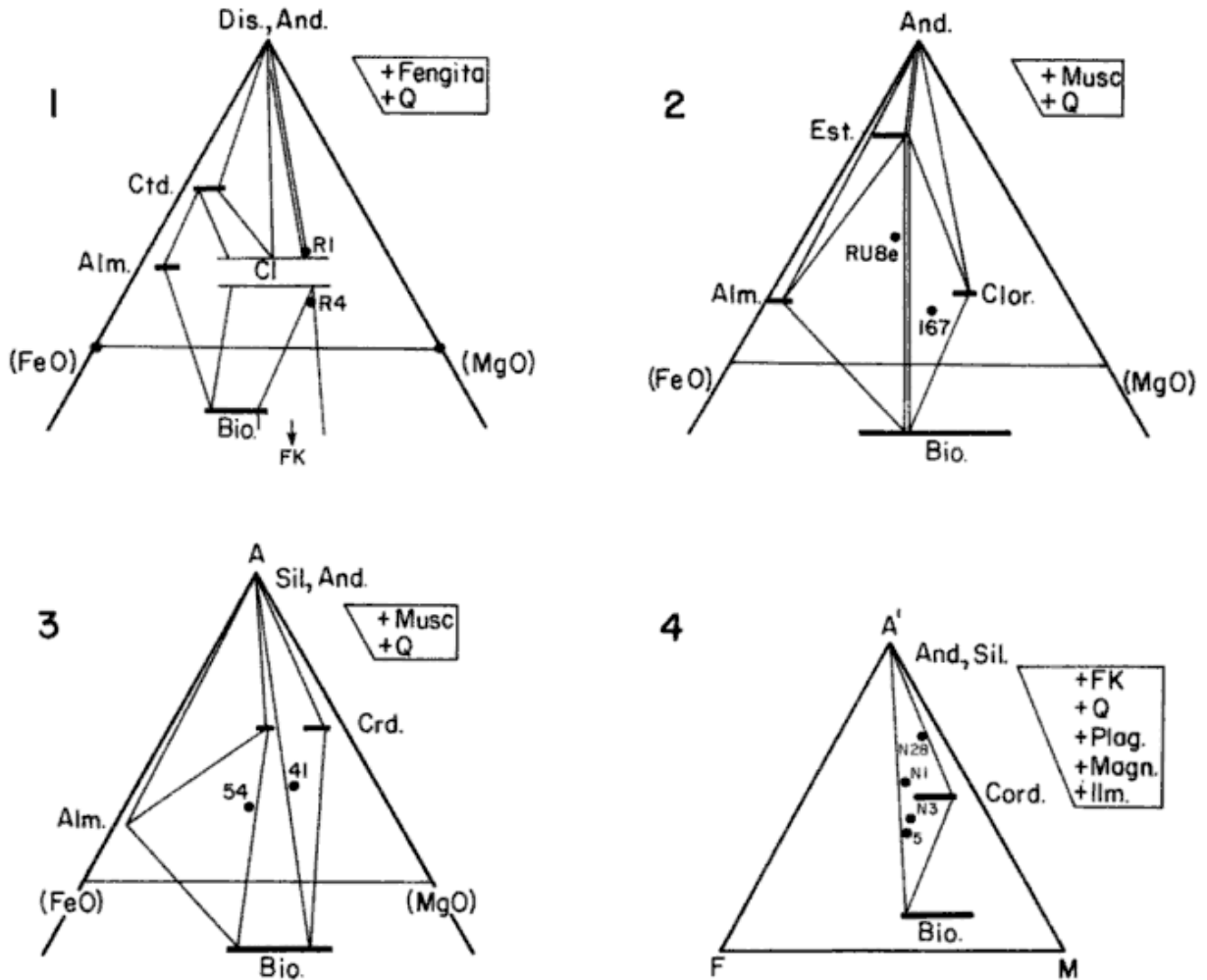


Figura 4: Diagramas AFM y A'FM para metapelitas. Winkler, 1978. 1) Grado bajo con almandino: ● Metapelitas de la Zona A; 2) Grado medio con almandino: ● Metapelitas de la Zona B; 3) Grado medio con cordierita-almandino. También puede haber estauroлита: ● Metapelitas de la Zona C; 4) Grado alto con cordierita: ● Metapelitas de las Zonas D, D1 y E.

La cordierita además de estar en los más altos grados de metamorfismo regional (Zonas D y E), se encuentra en aureolas de contacto superpuestas al metamorfismo mencionado, en ambiente de epizona. En este caso es postcinemática y desaparecen granate y estauroлита de la paragénesis, tal vez afectados por la ausencia del factor presión.

En el caso de la cordierita que se encuentra en el leucosoma de migmatitas anfibólicas de la Zona D, su presencia se vería incrementada por la composición de las rocas, ricas en Mg y Al, ya que en este caso la cordierita es magnesiana.

Los factores mencionados: presión y composición química de las rocas y alta temperatura son algunos de los mencionados por Quartino *et al.* (1981), como los que propician la formación de cordierita.

**Andalucita y Sillimanita**

La formación de estos silicatos de aluminio está ligada a la desaparición de moscovita y estauroli-

ta y también parcialmente a la de biotita; esto tiene lugar en forma sucesiva a medida que aumenta la temperatura. Las reacciones involucradas son:

- 1) Moscovita + cuarzo = feldespato potásico + sil. de al. + agua
- 2) Estau. + cuarzo + moscovita = sil. de al. + bio + agua
- 3) Bio + cuarzo = andalucita + agua
- 4) Bio + cuarzo = sillimanita + agua

Las dos primeras reacciones se registran en la Zona D, y coinciden con las formuladas por Winkler (*op. cit.*), mientras que la reacción 3 comienza en la Zona C y la 4 en la Zona E (Facies granulita). La reacción 3 es verificada por Augusthitis (1985), Vattuone de Ponti (1988).

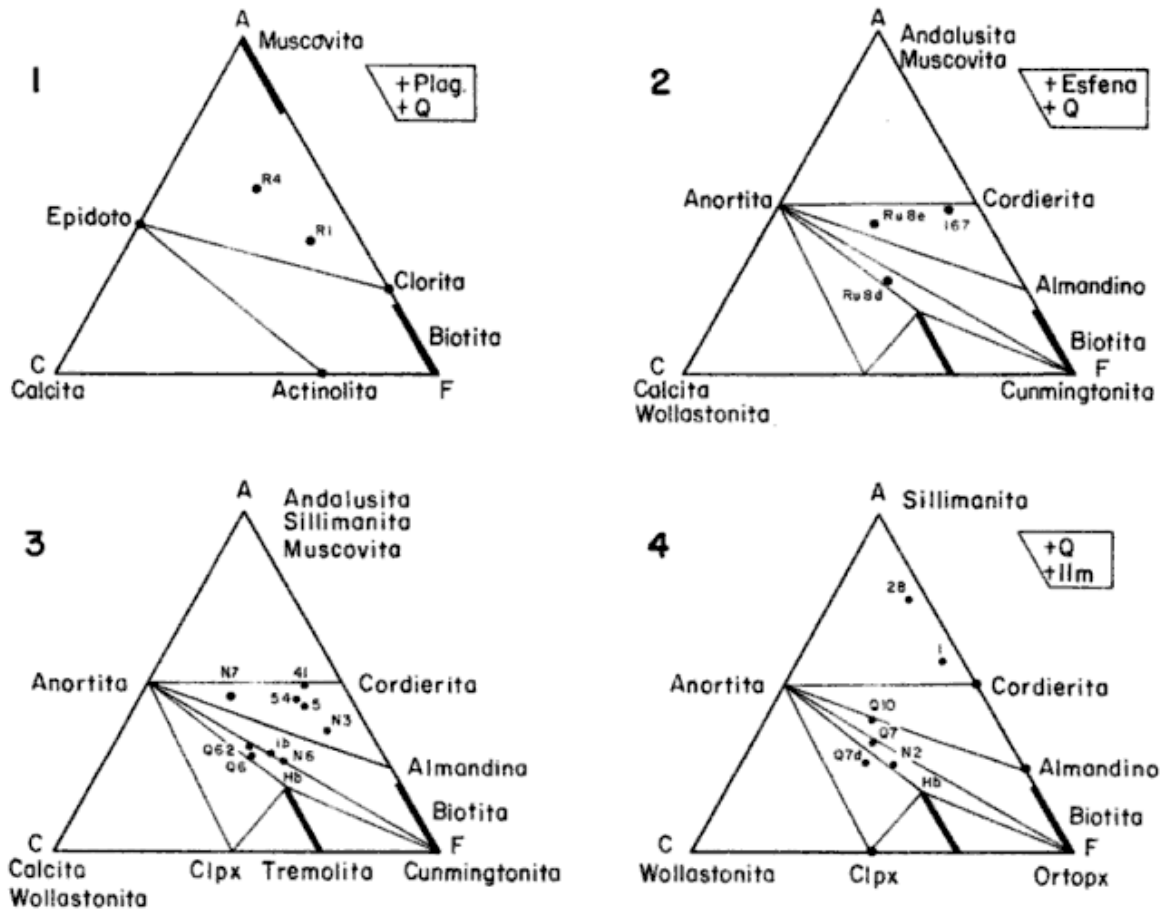
Cuadro IV: Análisis químicos.

ANALISIS QUIMICOS DE METAPELITAS

Muestra	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CaO	MgO	MnO	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Suma	
ZONA A	R4	69,05	11,39	1,21	0,15	4,98	1,94	2,17	2,97	1,53	2,07	0,20	0,74	0,95	99,35
	R1	72,26	12,02	1,04	0,08	1,19	3,44	2,83	1,84	1,43	1,93	0,08	<0,01	1,46	99,52
ZONA B	Ru8e	65,84	15,81	0,84	0,16	1,87	4,00	2,66	1,53	4,27	1,10	0,18	<0,01	0,90	99,16
	167	67,20	14,89	0,75	0,12	2,17	4,33	1,50	4,00	0,92	1,73	0,02	<0,01	2,11	99,54
ZONA C	54	65,38	15,82	0,86	0,10	1,34	4,62	2,26	3,53	1,87	1,81	0,22	0,33	1,81	99,84
	41	60,34	19,34	0,77	0,11	1,74	4,75	1,73	2,54	3,62	2,97	0,11	0,04	1,27	99,32
ZONAS D y D <sub>1</sub>	N3	60,08	16,81	0,82	0,07	1,82	6,00	1,27	4,85	1,96	3,53	0,13	0,08	1,84	99,26
	5	72,89	13,38	0,57	0,07	0,72	3,35	1,63	2,67	1,67	1,65	0,03	0,04	1,50	99,97
ZONA E	28	63,61	18,71	0,56	0,12	4,07	2,67	1,70	3,22	1,03	1,61	0,08	0,66	1,08	99,10
	1	60,74	20,89	0,85	0,17	1,84	4,40	1,96	3,70	1,20	2,20	0,06	0,07	2,10	100,18

ANALISIS QUIMICOS DE METABASITAS

Muestra	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CaO	MgO	MnO	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Suma	
ZONA B	Ru8d	59,85	14,77	1,50	0,26	1,50	7,52	2,58	1,39	6,90	2,32	0,21	0,30	0,23	99,33
ZONAS D y D <sub>1</sub>	1b	59,12	16,30	0,57	0,14	1,58	4,27	1,93	1,49	6,95	5,08	0,09	0,24	1,32	99,08
	N6	51,16	16,72	1,54	0,16	2,63	9,83	2,01	0,75	7,91	5,80	0,26	0,02	0,50	99,29
	N7	52,95	22,68	0,19	0,20	2,03	6,80	2,29	0,62	7,10	3,93	0,16	0,31	0,37	99,63
ZONA E	N2	47,48	19,21	0,25	0,05	1,97	3,85	0,79	0,39	13,82	10,56	0,08	0,01	1,12	99,58
ZONA I	Q6	48,50	18,98	1,12	0,29	4,37	6,78	2,21	0,30	10,44	5,79	0,34	0,13	1,05	100,30
	Q62	50,13	16,98	1,14	0,17	4,11	7,15	1,64	0,33	11,25	5,46	0,37	0,09	0,78	99,60
ZONA II	Q7	45,96	23,53	0,90	0,07	3,13	5,10	2,97	0,62	11,50	4,37	0,35	0,10	1,41	100,01
	Q10	54,17	21,54	0,96	0,18	3,34	4,91	2,50	0,39	7,89	3,21	0,27	0,01	1,02	100,39
	Q7d	60,54	15,23	1,32	0,33	2,52	1,71	5,81	0,27	6,26	3,41	0,10	0,38	0,69	98,55



**Figura 5:** Diagramas ACF para metamorfitas según Miyashiro, A., 1973. 1) Facies esquistos verdes de baja presión: metamorfitas de la zona A. 2) Facies anfibolita de baja presión: metamorfitas de la zona B. 3) Facies anfibolita de baja presión: metamorfitas de las zonas C, D, D 1 y I. 4) Facies granulita de baja presión: metamorfitas de las zonas E y II. ● Muestras estudiadas.

La andalusita y la sillimanita coexisten en la Zona E, pero no se comprueba la interacción entre los dos minerales, lo que sí ocurre entre la biotita y la andalusita y entre la biotita y la sillimanita (foto 6).

El tipo de hábito de la sillimanita en forma de agregados fibrosos curvados sugiere una formación sincinemática y este tipo de disposición indica, según Miyashiro (1973), migración química durante el metamorfismo.

La aparición de sillimanita, el comienzo de la anatexis y la persistencia de andalusita permiten fijar las temperaturas y presiones en cerca de 700°C y 3 Kbar respectivamente, Winkler (*op. cit.*).

**Estauroлита**

Las características químicas de las metamorfitas analizadas justifican su presencia en algunos casos (figura 2) por lo cual la inestabilidad que se observa se debe en parte a que está en el límite de las condiciones químicas requeridas debido, probablemente, a la entrada posterior de sílice y álcalis

a las rocas producidas por alteración hidrotermal (foto 1). Aunque tradicionalmente la estauroлита es considerado un mineral de presiones medias de metamorfismo, Miyashiro (1973) indica que es posible hallarlo en un metamorfismo de baja presión.

**Hornblenda**

Es el anfíbol predominante en las metabasitas. El cambio de color observado de azul verdoso a verde castaño y a castaño anaranjado concuerda con el aumento progresivo de metamorfismo por lo cual constituye un importante mineral indicador.

El color variable de la hornblenda se debería a un cambio de composición. La hornblenda verde es más tschermakítica y la hornblenda verde castaño más pargasítica (rica en sodio y magnesio). De la parte tschermakítica de la hornblenda se formaría la cummingtonita según la reacción: 7 tschermakita + 10 cuarzo = cummingtonita + 14 anortita + agua.

Esto coincide con un aumento en el contenido de anortita en la plagioclasa lo cual se observa cuan-

do se incrementa el grado de metamorfismo. Por ello la cummingtonita aparece cuando el grado de metamorfismo es más avanzado y acompaña a la hornblenda verde castaño.

Según Miyashiro (1973), esta reacción ocurre a medida que el sodio de los sitios vacantes de la hornblenda verde tiende a incrementarse y el aluminio reemplaza a la sílice.

La hornblenda de las rocas de la Zona E debe su color fuertemente anaranjado, además, a un alto contenido de titanio evidenciado por la presencia de agujas de rutilo; se formaría de la biotita también rica en titanio como se encuentra en metabasitas de facies anfibolita; se observa en las relaciones texturales que la biotita de la Zona D<sub>1</sub> es penetrada por cummingtonita y la hornblenda pargasítica con cummingtonita incluida se habría formado después conservando la semejanza en la disposición, sólo que la cummingtonita a veces está reemplazada por clinopiroxeno en la Zona E.

Winkler (*op. cit.*) menciona que en experimentos hechos por Knabe, usando biotitas ricas en albita, cuando la relación  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} / \text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_3\text{O}_3 + \text{MnO}$  es más baja que 0,5 (es decir, la biotita es más rica en Magnesio), se forma hornblenda según la reacción:

$\text{Bio} + \text{plag} + \text{cuarzo} = \text{feldespato potásico} + \text{albita} + \text{hornblenda}$

Por otra parte, si la biotita que interviene en la reacción fuese más rica en hierro que en magnesio y con alto contenido en titanio la hornblenda sería también un subproducto de la reacción.

En este caso en que la relación encontrada en las rocas portadoras de biotita es de 0,35 se asume que la biotita tendría una relación semejante. De acuerdo a lo observado al microscopio entre las Zonas D<sub>1</sub> y E se cumple el pasaje de biotita titanífera a hornblenda castaño anaranjada; esto se debería al cuarzo y a la plagioclasa añadidos en la zona migmatítica. Por lo tanto se formaría hornblenda debido al metasomatismo.

### Cummingtonita

En base a las características ópticas, la composición de la cummingtonita oscilaría entre 60 y 70 % de  $\text{Si}_8\text{O}_{22}\text{Mg}_7(\text{OH})_2$  y 40 y 30 % de  $\text{Fe}^{+2}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$  aumentando la proporción de magnesio levemente en las zonas de menor temperatura de metamorfismo (facies anfibolita). Esto se justificaría porque en la facies granulita, el MgO se concentraría especialmente en el ortopiroxeno y en la hornblenda pargasítica que no existen en la facies anfibolita.

La presencia de cummingtonita ampliamente extendida en la región en la parte más alta de la fa-

cies anfibolita sería un indicador de metamorfismo de baja presión según Miyashiro (*op. cit.*) y probablemente, según este autor, se forma granate en su lugar a presiones medias y altas.

En este caso, en las metabasitas portadoras de cummingtonita falta completamente el granate, habiéndolo en las metabasitas de facies anfibolita baja (Zona B) que no tienen cummingtonita.

### Ortopiroxeno de la Zona E

Las reacciones que han tenido lugar para su formación de acuerdo con las asociaciones encontradas son:

- a) Cummingtonita magnésiana = enstatita + cuarzo + agua
- b) Hornblenda + cuarzo = hipersteno + anortita + agua
- c) Tremolita = enstatita + diópsido + cuarzo + agua

Las reacciones b y c son propuestas por Hyndman (1972), mientras que la reacción a se elaboró en base a las observaciones reemplazando antofilita por cummingtonita. Esta reacción está en equilibrio. Por lo tanto la temperatura y presión a la que actuó el metamorfismo se puede determinar; la temperatura estaría alrededor de 800°C a unos 3 a 3,5 Kbar (cuadro III) Hyndman (*op. cit.*).

En la Zona E hay antigorita que se interpreta como retrógrada a partir de enstatita aunque según Suk (*op. cit.*), aquel mineral sería estable en la isograda de sillimanita y pertenecería a la paragénesis.

Las características del ortopiroxeno de la Zona II de Quillen son explicadas en Vattuone de Ponti (1987).

### Zafirina

La presencia de este mineral resulta valiosa por su rareza y sus condiciones de geotermómetro y geobarómetro, a pesar que los ejemplares encontrados son escasos.

Las rocas portadoras son las metabasitas de la facies granulita de la Zona E.

Según Winkler (*op. cit.*), la formación de este mineral se debe a una alta relación MgO/FeO como en este caso que alcanza a 0,73, un alto porcentaje de aluminio y OMg lo que también se verifica (cuadro IV - Zona E) y una paragénesis como la encontrada (enstatita, bitownita, diópsido, antofilita, hornblenda pargasítica).

La asociación de zafirina + enstatita ± espinelo es estable a más de 3,5 Kbar cuando las temperaturas son superiores a 765°C según Seifert (1974) en Winkler (*op. cit.*).

Las rocas portadoras fueron metamorfizadas en esas condiciones (cuadro III, Zona E).

### ORIGEN DE LAS METAMORFITAS

Para determinar el origen de las metamorfitas se realizaron diagramas ACF y AKF en base a los análisis químicos (cuadro IV) siguiendo los criterios de Winkler (1978).

De acuerdo con ellos se determinó que una parte de las metamorfitas provienen de arcillas sin carbonato o con hasta un 35 % del mismo y de arcillas ricas en aluminio mientras que el resto pertenecen predominantemente al campo de las rocas basálticas y andesíticas. Por lo tanto se trata de rocas con dos orígenes diferentes: sedimentario e ígeno (figura 3).

### REPRESENTACION GRAFICA DE LA PARAGENESIS

Para definir los grados metamórficos en base a los análisis químicos se confeccionaron diagramas AFM y A'FM en el caso de las rocas de origen sedimentario. Se siguieron los criterios de Mason (1978) y de Winkler (*op. cit.*) para el cálculo de las proporciones moleculares y las relaciones entre óxidos y elementos de los vértices de los diagramas. Se utilizaron diagramas AFM ya que "...son particularmente adecuados para mostrar la influencia que sobre las asociaciones minerales en rocas pelíticas ejerce la composición química de las mismas" (Winkler *op. cit.*).

Para las asociaciones de alto grado con feldespato potásico se utilizaron los diagramas A'FM de Reinhardt en Winkler (*op. cit.*).

La figura 4 muestra los diagramas AFM y A'FM para metapelitas. Sin embargo, las mismas se han incluido también junto con las metabasitas en diagramas ACF (figura 5), con el fin de adecuarlas a los criterios de otros autores.

Para las metabasitas se utilizó la representación en diagramas ACF siguiendo el criterio de Miyashiro (1973), Nockolds *et al.* (1979), Winkler (*op. cit.*) y Mason (*op. cit.*); sin embargo para la nomenclatura de las facies se siguió el criterio de Miyashiro para metamorfismo de baja presión que concuerda con las características del hallado para el área. Los diagramas se muestran en la figura 5.

### CONCLUSIONES

Las metabasitas se originaron a partir de rocas de composición basáltica y andesítica mientras que las metapelitas provienen de arcillas ricas en aluminio y pobres en carbonato.

Los diagramas ACF y AFM realizados muestran que las paragénesis minerales encontradas en la moda, concuerdan con las determinadas mediante la interpretación de los análisis químicos. Esas paragénesis caracterizan el tipo de metamorfismo.

En el grado alto, el granate almandino de las metapelitas es reemplazado por cordierita debido probablemente a la baja presión.

Fue verificada la formación de la andalucita a partir de biotita y cuarzo, en concordancia con las últimas ideas vigentes.

Fue comprobada la formación de sillimanita a partir de biotita y no de andalucita.

La inestabilidad de la estauroлита y su desaparición en el alto grado, estaría vinculada a la baja presión, ya que las condiciones químicas para su formación son relativamente favorables.

La hornblenda castaño anaranjada con alto contenido de titanio se formó a partir de la biotita en el pasaje de la zona de anfíbolita a la zona de granulita.

La cummingtonita, ampliamente extendida en las metabasitas, se forma a expensas de la hornblenda verde y es indicador de metamorfismo de baja presión.

La enstatita de la facies granulita, se formaría como consecuencia del aumento de temperatura a expensas de la cummingtonita.

La formación de zafirina estaría ligada a la alta relación MgO/FeO de las rocas de la facies granulita y a su alto porcentaje de aluminio.

### AGRADECIMIENTOS

La autora agradece al Dr. Carlos A. Latorre por la lectura crítica del manuscrito y al Dr. Francisco Nullo por las sugerencias recibidas.

### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

AUGUSTHITIS, S. S., 1985. *Atlas of the textural patterns of metamorphosed (transformed and deformed) rocks and their genetic significance*. Theophrastus Publications S.A. Atenas, 1-400.

DEER, W., R. HOWIE y J. ZUSSMAN, 1967. *Rock forming minerals*. Ed. Longmans Green and Co., 1: 1-333.

GONZALEZ DIAZ, E., 1978. *Estratigrafía del área de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 40°30' y 41°00' de L. S., provincia del Neuquén*. VII° Congr. Geol. Arg., (Neuquén), Actas, 1: 525-537.



- \_\_\_\_\_, 1982. *Chronological zonation of granitic plutonism in the northern Patagonian Andes of Argentina: The migration of Intrusive Cycles*. Earth Sc. Rev., 365-393.
- \_\_\_\_\_, y F. NULLO, 1980. *Cordillera Neuquina en Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc., II: 1099-1147, Córdoba.
- \_\_\_\_\_, y J. VALVANO (h), 1978. *Plutonitas graníticas cretácicas y neoterciarias entre el sector norte del Lago Nahuel Huapi y el Lago Trafal, provincia del Neuquén*. VII° Congr. Geol. Arg., Actas, I: 227-242.
- HARKER, A., 1939. *Metamorphism*. Methuen and Co. Ltd., 1-362, London.
- HYNDMAN, D., 1972. *Petrology of igneous and metamorphic rocks*. Mc Graw Hill., 1-533.
- LATORRE, C. y M. E. VATTUONE DE PONTI, 1988. *Granitoides de la Cordillera Neuquina entre los 39° y 39°30' L.S. V° Congr. Geol. Chilén, III, I 121-I 136*.
- LEVY, B., S. MENECH y F. MUÑIZAGA, 1963. *Edades radiométricas y petrografía de granitos chilenos*. Inst. Invest. Geol., Bol. 12, Santiago.
- MASON, R., 1978. *Petrology of the metamorphic rocks*. Thomas Murby, 1-254, London.
- MIYASHIRO, A., 1953. *Calcium-poor garnet in relation to metamorphism*. Geochim. Cosmochim., Actas, 4: 179-208.
- \_\_\_\_\_, 1973. *Metamorphism and metamorphic belts*. Allen Ed., 1-491.
- NOCKOLDS, S., R. KNOX y G. CHINNER, 1979. *Petrology*. Cambridge Univ. Press, 1-435.
- PARICA, C., 1986. *Resultados geocronológicos preliminares de las Formaciones Colohincul y Huechulafquen, provincia del Neuquén*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XLI (1-2): 201-205.
- QUARTINO, B. J., J. SPIKERMAN, A. HURTADO y M. LOPEZ, 1981. *Acerca de factores en la formación de cordierita*. VIII° Congr. Geol. Arg., Actas, IV: 953-965, San Luis.
- RAPELA, C., L. SPALLETTI y J. MERODIO, 1983. *Evolución magmática y geotectónica de la serie andesítica andina (Paleoceno-Eoceno) en la Cordillera Norpatagónica*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVIII (3-4): 469-484.
- SUK, M., 1983. *Petrology of metamorphic rocks*. 1-315, Elsevier.
- TRÖGER, W. E., 1979. *Optical determination of rock forming minerals. Part I. Determinative Tables*. Ed. Schweizerbart'sche, 1-199, Verlagsbuchhandlung.
- TURNER, J. C., 1963. *Descripción Geológica de la Hoja 37ab, Junín de los Andes, Neuquén*. Serv. Nac. Minerio-Geológico, Bol., 138.
- \_\_\_\_\_, 1976. *Descripción Geológica de la Hoja 36a, Aluminé, Neuquén*. Serv. Nac. Minerio-Geológico, Bol., 145.
- VATTUONE DE PONTI, M. E., 1987. *Estudio petrológico y mineralógico del basamento metamórfico correspondiente a la Hoja Geológica Aluminé, provincia del Neuquén*. UBA, Fac. Cs. Exact. y Nat., Tesis Doct., 1-276, (inéd.).
- \_\_\_\_\_, 1987b. *Metabasitas facies granulita en las cercanías del Lago Quillén, Neuquén*. Asoc. Mineral., Petrol. y Sedimentol., Rev., 18 (1-4): 47-51.
- \_\_\_\_\_, 1988. *Metamorfismo de baja presión en la Cordillera Neuquina*. V° Congr. Geol. Chilén., II, E31-E45.
- \_\_\_\_\_, 1989. *Incorporación por parte del batolito Nordpatagónico, de la roca de caja en Pulmarí, Neuquén*. Asoc. Geol. Arg., Rev., (en prensa).
- VATTUONE DE PONTI, M. E. y C. O. LATORRE, 1987. *Caracterización de los granitoides aflorantes al norte de los Lagos Moquehue y Aluminé, Neuquén*. X° Congr. Geol. Arg., Simp. Granitos circumpacíficos, IV: 33-37, Tucumán.
- WINKLER, H. G., 1978. *Petrogénesis de rocas metamórficas*. Ed. Blume, 1-346, Madrid.

Recibido: 23 de julio, 1988

Aceptado: 30 de diciembre, 1989

MARIA E. VATTUONE DE PONTI

Universidad de Buenos Aires  
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales  
Departamento de Geología

## EL CENOZOICO DEL SECTOR SUDORIENTAL DE LA SIERRA DE HUANTRAICO, PROVINCIA DEL NEUQUEN

Nora Rubinstein y Eduardo O. Zappettini

**RESUMEN:** Se describe la geología del Cenozoico del sector sudoriental de la sierra de Huantraico, en el norte de la provincia del Neuquén. La secuencia estratigráfica está integrada por areniscas mesozoicas sobre las que yacen en discordancia angular piroclásticas y volcánicas terciarias interdigitadas y afectadas por intrusiones pertenecientes al mismo ciclo eruptivo. En relación con basaltos de afinidad alcalina miocenos de dicho ciclo, se emplazó una mena ferrífera originada por diferenciación magmática. El cuaternario está representado por basaltos y los depósitos de dos niveles de pedimentación. Las distintas entidades se hallan en parte cubiertas por depósitos aluviales y de remoción en masa. La estructura de la comarca es el resultado de varias fases de deformación acaecidas durante el ciclo Andico.

**ABSTRACT:** This paper deals with Cenozoic geology from the south-eastern part of Sierra de Huantraico, northern Neuquén province. The stratigraphic sequence is composed by Mesozoic sandstones unconformably overlain by Tertiary tuffs and volcanic rocks, affected by intrusives of the same eruptive cycle. Apatite-magnetite vein-like ore bodies of magmatic origin are linked with alkaline miocene basalts. Quaternary consists of basalts and two pediplain levels. All these terms are partially covered by alluvial and mass-flow deposits. The structure is the result of different deformation phases occurred during the Andean cycle.

### INTRODUCCION

El presente trabajo trata sobre el reconocimiento geológico efectuado en el área del cerro Bayo (figura 1), realizado durante la ejecución de tareas de prospección minera llevadas a cabo por la Dirección General de Fabricaciones Militares.

La zona se halla situada en el pie sudoriental de la sierra de Huantraico, en el Departamento Pehuenchas, provincia del Neuquén; el acceso se efectúa a partir de la ruta provincial Nº 36, transitando picadas de YPF.

#### Investigaciones anteriores

Los primeros estudios geológicos en la región fueron efectuados por Bodenbender (1892), al que siguieron las observaciones de índole regional de Gerth (1925), Weaver (1927, 1931), Groeber (1929, 1946), Herrero Ducloux (1946), Digregorio (1972), Cazau y Uliana (1973) y Digregorio y Uliana (1980). Trabajos referidos específicamente a la comarca fueron llevados a cabo por Freytes (1970), Ramos (1981) y Ramos y Barbicri (1988).

Los recursos minerales fueron tratados por los trabajos de Varese (1945, inédito), Ramos (*op. cit.*) y Zappettini (1986, inédito).

### GEOLOGIA

#### ESTRATIGRAFIA

En la geología del sector sudoriental de la sierra de Huantraico participan sedimentitas mesozoicas sobre las que yacen en discordancia piroclásticas y volcánicas terciarias afectadas por intrusiones mesosilíceas vinculadas al mismo ciclo eruptivo. A este conjunto, que se encuentra atravesado por diques básicos, siguen niveles de pedimentación y depósitos modernos de origen aluvial y de remoción en masa.

El cuadro estratigráfico (cuadro I) sintetiza las características de las unidades expuestas en la comarca.

### CENOZOICO

#### TERCIARIO

Se propone esta denominación para designar a un conjunto de rocas piroclásticas, efusivas e intru-

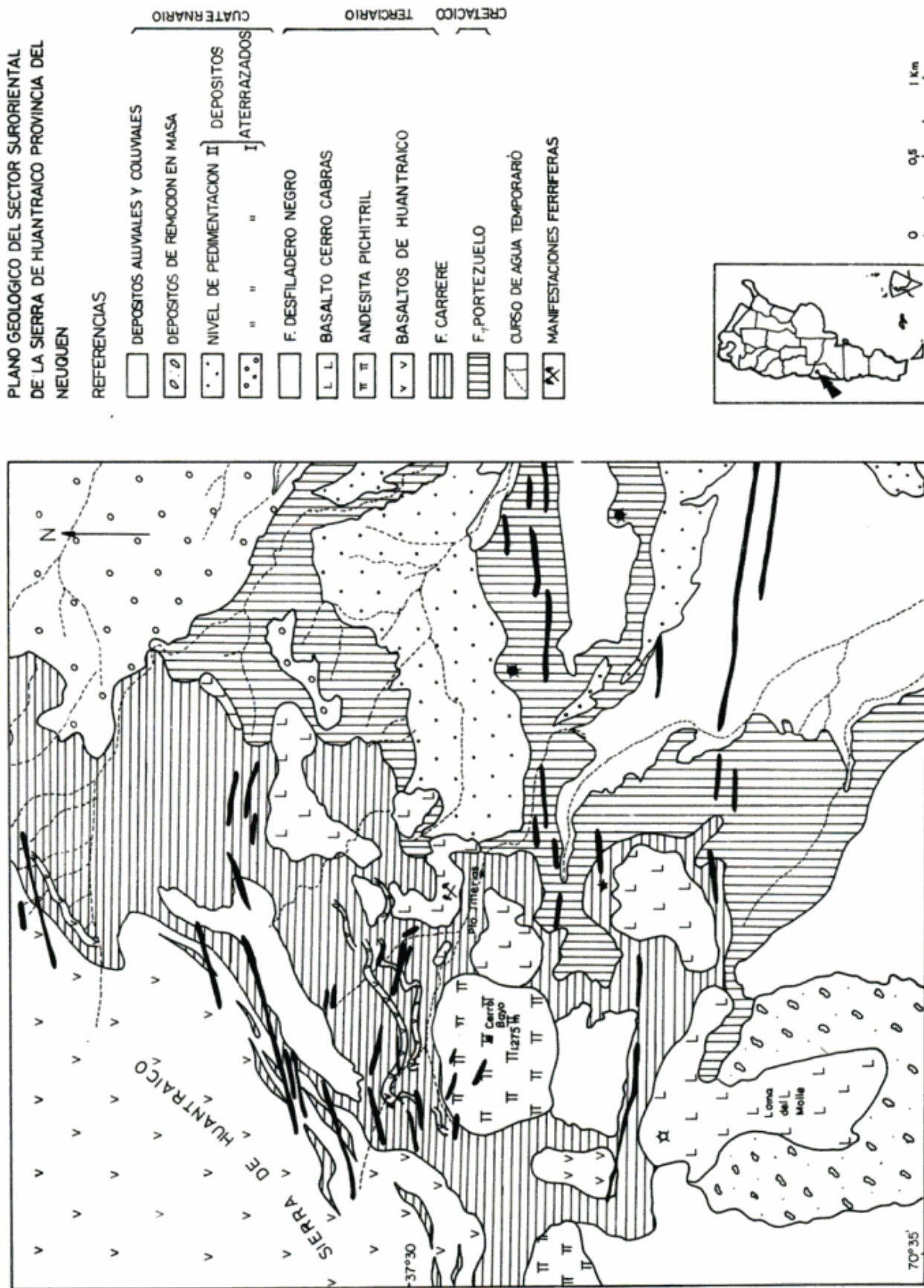


Figura 1: Plano geológico del sector sudoccidental de la sierra de Huantraico, provincia del Neuquén.

Cuadro I: Cuadro estratigráfico.

PERIODO	EPOCA	UNIDAD LITOLOGICA	LITOLOGIA
		Depósitos aluviales y coluviales	Arena, limo conglomerado
CUATERNARIO	Holoceno	Depósitos de remoción en masa	Bloques de basalto
	Pleistoceno	Niveles de pedimentación	Fanglomerado
	Mioceno medio a superior	Formación Desfiladero Negro	Diques y necks de basalto
		Andesita Pichi Tril	Pórfiro andesítico
TERCIARIO	Oligoceno inferior	Formación Cerro Cabras	Basalto alcalino y tobas intercaladas
	a	Basaltos de Huantraico	Coladas de basalto y tobas intercaladas
	Mioceno inferior	Formación Carrere	Tobas, areniscas, Conglomerados y calizas tobáceos
CRETACICO	Senoniano	Formación Portezuelo	Areniscas y areniscas pelíticas

sivas correspondientes a una misma fase tectomagmática, que constituye el sector austral de la sierra de Huantraico donde se dispone mediante contacto discordante sobre sedimentitas de la Formación Portezuelo. Le sobreyacen en discordancia volcanitas y depósitos aluviales y de remoción en masa cuaternarios.

Se discriminan las siguientes unidades: Formación Carrere, basaltos de Huantraico, Formación Cerro Cabras, Andesita Pichi Tril y Formación Desfiladero Negro.

#### Formación Carrere (Holmberg, 1975)

Corresponde a la unidad que Groeber (1946) denominó Capas de Chichihales, descritas en el perfil occidental de la sierra de Huantraico a la latitud de la Mina de la Sal. Sus afloramientos se ubican desde la sierra de Huantraico, constituyendo el frente de la misma extendiéndose hacia el área pedemontana. Estos afloramientos son parcialmente incluidos por Ramos (*op. cit.*) en la Formación Carrere y parcialmente en la Formación Palaoco (Miembro tobáceo conglomerádico). Freytes (*op. cit.*) asigna los mismos a la Formación Collón Curá.

La formación sobreyace a la Formación Portezuelo en una relación de discordancia suavemente angular y hacia el techo se interdigita con coladas basálticas que integran la parte cuspidal de la sierra de Huantraico. Es asimismo intruída por la andesita Pichi Tril y por diques y necks de la Formación Desfiladero Negro (Ramos *op. cit.*) y cubierta en discordancia por coladas del basalto Cerro Cabras (Ramos *op. cit.*) y depósitos modernos.

La secuencia está integrada en su base por una toba de color amarillento, con pequeños cristalo-clastos y litoclastos negros. Microscópicamente se observa un mosaico de arcillas que integra más de la mitad de la roca en el que se encuentran inmersos fenocristales y fragmentos líticos. Los fenocristales corresponden a plagioclasa con maclado ancho e irregular y a cuarzo con extinción ondulante. Los opacos son pequeños y en algunos casos presentan hábito cúbico. Los fragmentos vítreos, más abundantes que los fenocristales, están integrados por pumicita con principio de desvitrificación. Se observan también líticos en proporción semejante a los fenocristales con avanzado estado de alteración, pudiéndose distinguir dos tipos bien diferentes: uno más abundante, constituido por microlitas

de plagioclasa incluidas en una pasta felsítica de textura muy fina. También hay presentes trizas vítreas perfectamente conservadas. La roca se encuentra atravesada por venillas de ópalo de origen secundario, probablemente relacionadas con fluidos hidrotermales.

Esta sección presenta aspecto masivo, bajo grado de consolidación y se encuentra fuertemente diaclasada en distintas direcciones, observándose además bandas claras que siguen a las superficies de diaclasamiento.

En algunos sectores hay una importante concentración de nódulos tobáceos grises que muestran, a diferencia de la masa que los incluye, un alto grado de consolidación y constituyen un delgado nivel que presenta una leve inclinación hacia el sur. Los nódulos presentan forma elipsoidal y sus ejes mayores tienen tamaños que oscilan entre los 10 y 20 centímetros. Están constituidos por una pasta de color amarillento en la cual se encuentran inmersos pequeños fenocristales de color blanco y escasísimos litoclastos negros. Presentan un alto contenido de material carbonático correspondiente a la presencia de un antiguo nivel freático que permitió la precipitación de dicho cemento. Microscópicamente se encuentra compuesta en su mayoría por carbonato de grano muy fino que ha reemplazado a las pulvículas prácticamente en su totalidad y a las trizas en un grado moderado a bajo. En el mosaico carbonático se encuentran inmersas abundantes trizas de vidrio ácido en un perfecto estado de conservación y, en una proporción notablemente menor, fragmentos pumíceos cuyas vesículas se encuentran en gran parte rellenas por carbonato con mayor grado de cristalización que el que conforma el cemento propiamente dicho. Se observan también escasos cristales de plagioclasa maclados, con zonación en los bordes, y feldespatos sin maclar. Hay escasos cristales de cuarzo, opacos, probables piroxenos y fragmentos líticos; estos últimos revelan en su textura origen volcánico y se hallan compuestos por plagioclasas con alteración arcillosa, en muchos casos isoorientadas. Los líticos restantes están constituidos por cristales de feldespato potásico asociados a cuarzo. La diferencia composicional de los líticos indica la existencia de diversas áreas de aporte.

Esta sección inferior aflora en las últimas estribaciones de la sierra, constituyendo un relieve suavemente ondulado, en cuya culminación han sido labrados niveles de pedimentación. Los afloramientos están cubiertos en discordancia e intruídos por basaltos de la Formación Cerro Cabras. Existe un cuerpo andesítico que constituye el cerro Bayo, que intruye la secuencia y determina por efecto térmico un cambio en el color de la misma, que se torna pardo-rojiza, y un aumento considerable de su gra-

do de consolidación. Son notables en esta sección los bandeamientos locales producidos por diferencia de coloración, siendo comunes los tonos amarillo, violeta y rojo.

La sección media de la Formación Carrere cuyo contacto con la sección inferior no se observa por estar cubierto por material de acarreo, está integrada por tobas que afloran en el frente mismo de la sierra y que presentan un color más blanquecino que las infrayacentes.

Se hallan constituidos por un mosaico de arcillas en el que se encuentran inmersos cristales y fragmentos líticos. Los fenocristales se hallan constituidos por plagioclasa (andesina), piroxenos en cristales pequeños y escasamente alterados, olivina de gran desarrollo parcialmente alterada a bowlingita, y escasos cristales de hornblenda y lamprabolita. Una característica particular es la presencia de alvéolos rellenos por montmorillonita y ceolitas, ambos de origen secundario. Los fragmentos líticos mucho más abundantes que los fenocristales están integrados por volcanitas básicas e intermedias. Hay además escasísimos fragmentos de obsidiana de gran tamaño alterados a arcillas. En relación con una posible actividad hidrotermal se presentan venillas de ópalo.

Hacia la parte central de la sección media comienzan a intercalarse bancos tobáceos blancos muy consolidados y claramente estratificados, cuyos espesores oscilan entre los 0,30 y 1 metro.

Hacia el techo de esta sección aflora un banco de conglomerado de 0,70 m de espesor, integrado por clastos volcánicos muy redondeados y con bajo grado de esfericidad provenientes de lavas pumicíticas. Los clastos no presentan orientación y generan una secuencia granodecreciente con finos en toda la columna.

Otros cinco bancos conglomerádicos semejantes que generan resaltos en el perfil general, aparecen a intervalos irregulares. El espaciamiento de los mismos disminuye hacia la parte alta de la sección, la que culmina con un banco tobáceo blanco masivo de 2 m de potencia, con fuerte diaclasamiento vertical. Este banco está cubierto por una colada basáltica de 4 m de espesor.

La sección superior está integrada por 100 m de tobas muy consolidadas con marcada estratificación. Los afloramientos se caracterizan por la alternancia de bancos conglomerádicos blanquecinos o amarillentos con bancos arenosos de color pardo. La potencia de estos estratos oscila entre 1 y 5 m, pero hacia el techo de la sección los niveles conglomerádicos disminuyen de espesor hasta transformarse en delgadas lentes.

Los conglomerados están constituidos por clastos volcánicos de carácter variado (masivos, vesiculares, afanítico y faneríticos) y de distinta colora-

ción (negros, grises, pardo-rojizos). El tamaño de los clastos varía entre pocos milímetros hasta 3 cm, apareciendo bloques aislados de 0,20 a 1 m, que integran una secuencia granodecreciente.

Los contactos entre los bancos arenosos y conglomerádicos no son muy netos, lo que indica que sólo ha habido un cambio de energía en el medio depositante. La roca que integra esta sección es de composición tobácea con escasa participación de carbonato, y presenta un fuerte diaclasamiento vertical. Son comunes las estructuras locales tales como estratificación cruzada de alto ángulo con importantes superficies de truncamiento de probable origen eólico, como así también pliegues y fracturas.

Localmente se intercala un nivel de 10 cm de espesor de color gris a rosado de areniscas finas pelíticas físilas, con niveles de yeso fibroso, con abundantes restos de bivalvos dulciacuólos y troncos silicificados con diámetros de hasta 20 centímetros.

La sección superior culmina con una colada basáltica. Hacia arriba el frente de la sierra presenta sucesivas coladas, doce en total, que se intercalan con rocas petrográficamente asimilables a las de la sección superior, pero que pierden potencia hacia la parte alta de la sierra.

El contacto con la unidad suprayacente es por lo tanto de carácter transicional, pudiendo colocarse el límite superior de la Formación Carrere en el tope de los 100 m de tobas que integran la denominada sección superior.

Con respecto al contenido fosilífero con valor estratigráfico, cabe mencionar el hallazgo de placas de caparazón de gliptodonte *Platophorinae*, probablemente afín a *Propalaeoporphorus* (Pascual, com. pers., 1986) en relación a los niveles conglomerádicos de la sección superior. Sobre la base de la extensión temporal de este taxón, los límites de la unidad portadora se encuentran entre una edad mamífero Deseadense (i.e. Oligoceno inferior-superior) y una edad mamífero Friasense (Mioceno medio).

### Basaltos de Huantraico

Constituyen la sucesión aflorante en la Sierra de Huantraico, que Groeber asignó al Paleocolitense, criterio seguido por Freytes (*op. cit.*) y Ramos (*op. cit.*). Bettini (1982) incluye los afloramientos de dicha sierra en el Complejo Efusivo Eógeno, equivalente al Miembro Efusivo del Grupo Molle. Posteriormente Ramos y Barbieri (1988) designan a esta sucesión Formación Palaoco.

Los afloramientos están constituidos por paquetes integrados por hasta tres coladas de basalto con espesores entre 1,5 y 8,5 m, separados por bancos de tobas masivas de espesores variables entre 0,3 y

0,5 m. Estas tobas presentan color rojizo en el contacto con coladas suprayacentes por concentración de óxidos de hierro provenientes de las mismas, y un fuerte diaclasamiento.

Las coladas se hallan constituidas por basalto de color gris, textura fanerítica y grano fino, en el que se distinguen fenocristales de piroxeno y de plagioclasa. Microscópicamente se observan opacos anhedrales que constituyen grandes masas que engloban a los fenocristales y a los microcristales de la pasta, pudiendo estar relacionados a fenómenos de reemplazo. Las plagioclasas (labradorita) constituyen los fenocristales más abundantes, presentando maclado polisintético, zonación en los bordes y argilización. Los fenocristales de piroxenos tienen composición diopsídica y presentan textura poikilitica.

La pasta es anisométrica y está integrada principalmente por microlitos de plagioclasa sin orientación. Los máficos son escasos y aparecen en cristales pequeños con alteración de óxidos de hierro.

Hay también minerales secundarios de los cuales el más abundante es el carbonato que rellena las vesículas mayores. Dichos cristales disminuyen en tamaño hacia el centro de las vesículas lo que indica que se generaron por fenómenos de relleno más que de alteración de minerales preexistentes. También son comunes los alvéolos rellenos por ceolitas, y localmente, por cuarzo que en las vesículas mayores conforma geodas de hasta 10 cm de diámetro.

Las coladas presentan en la base aspecto masivo, comenzando a aparecer hacia arriba vesículas que aumentan paulatinamente en número y tamaño hasta alcanzar un máximo a partir del cual la roca presenta nuevamente un aspecto masivo, repitiéndose esta característica hacia el techo.

Una datación radimétrica K/Ar efectuada por Ramos y Barbieri (*op. cit.*) indica una edad Oligocena inferior ( $36 \pm 2$  Ma).

### DISCUSION

La unidad volcánico-sedimentaria aflorante en la comarca y asignada a la Formación Carrere, difiere de la misma en su perfil tipo por la presencia de areniscas pelíticas fosilíferas, estratificación cruzada de origen eólico en algunos bancos e intercalaciones de lentes conglomerádicas de origen fluvial. Sin embargo estratigráficamente los afloramientos del pie occidental y del oriental de la sierra de Huantraico son equivalentes, interpretándose las diferencias como variaciones locales características para este tipo de cuencas.

Bettini (*op. cit.*) define la equivalencia lateral por continuidad estratigráfica de las volcanitas y tobas de la sierra de Huantraico, por él designadas Complejo Efusivo Eógeno, con las sedimentitas flu-

viales de la Formación Agua de Piedra. La presencia en esta unidad de componentes volcánicos, y de lentes conglomerádicas de origen fluvial en la Formación Carrere, permite corroborar el sincronismo, al menos parcial, de ambas entidades.

La asignación de las volcanitas de la sierra de Huantraico a la Formación Palaoco por Ramos y Barbieri (*op. cit.*) no invalida la correlación indicada ya que en el concepto de dichos autores la unidad citada comprende un único ciclo de actividad magmática que incluye al Complejo Efusivo Eógeno de Bettini (*op. cit.*) y que tuvo lugar entre el Oligoceno inferior y el Mioceno inferior.

#### Formación Cerro Cabras (Ramos, 1981)

Esta Formación aflora en la comarca constituyendo un aparato volcánico en la Loma del Molle y afloramientos aislados al pie de la sierra de Huantraico, que ocupan una posición topográfica inferior respecto de los basaltos antes descriptos. Se apoya en clara relación de discordancia sobre la Formación Carrere y sobre las sedimentitas cretácicas; en algunos sectores conforma diques hipabisales. En la zona de contacto produce una concentración de óxidos de hierro que genera una banda de color rojo en las tobas de la Formación Carrere.

La unidad está constituida por dos niveles basálticos separados por un banco de tobas blancas masivas. Estas muestran textura clástica, con litoclastos muy pequeños, y escasos cristaloclastos de cuarzo y feldespatos, todos inmersos en una matriz abundante, vítrea, con incipiente cristalización. Son abundantes los opacos finamente diseminados.

Las coladas están integradas por un basalto de grano fino, fractura concoide y sin vesículas; su textura es fanerítica con fenocristales aislados muy pequeños. Microscópicamente se observa una pasta en la que se encuentran inmersos fenocristales de olivina muy desarrollados con textura poikilítica, con un alto grado de alteración a clorita y serpentina. Menos abundantes son los fenocristales de plagioclasa (andesina cálcica), con textura poikilítica y maclado polisintético. Se observan además opacos anhedrales y escasísimos piroxenos de composición augítica. El vidrio, poco abundante, es de color verde y se encuentra parcialmente desvitrificado a arcillas.

Dataciones efectuadas por Ramos y Barbieri (*op. cit.*) arrojaron una edad Miocena inferior (21 a 22 Ma).

#### Andesita Pichi Tril (Ramos, 1981)

Corresponde a las intrusiones mesosilícicas que Freytes (*op. cit.*) denominó Formación Faldeos Amarillos. Está representada por el cerro Bayo, el

cual tiene un diámetro aproximado de 0,8 km y su aspecto es el de una gruesa aguja que se yergue en el pie austral de la sierra.

En un perfil este-oeste puede observarse su marcada asimetría. La ladera oriental más abrupta, presenta un fuerte diaclasamiento paralelo a la misma, en tanto que la occidental, de menor inclinación, presenta dos direcciones de diaclasamiento, una transversal y otra paralela a la ladera. Este último juego de diaclasas se verticaliza hacia el centro del cuerpo indicando con bastante exactitud la dirección de flujo de la intrusión.

Este cuerpo se halla constituido por un pórfiro andesítico integrado por fenocristales de plagioclasa (andesina cálcica) con maclado polisintético y zonación. Hay escasos piroxenos augíticos con marcada anisometría e inclusiones de opacos, cristales de biotita y hornblenda, estos últimos con una orla de opacos en los bordes.

La pasta constituye más del 50 % de la roca y se halla integrada por microlitos de plagioclasa, sin orientación, y por cristobalita.

La superficie de la roca presenta coloración baja por alteración, que la hace fácilmente distinguible en el campo.

Si bien el contacto con los basaltos de Huantraico está cubierto por material de acarreo, la modificación local en la inclinación de las coladas en las proximidades del cerro Bayo indicaría que este cuerpo es intrusivo respecto de las mismas. Una datación radimétrica realizada por Ramos y Bettini (1988) sobre una muestra del cuerpo permite asignarle una edad Miocena inferior ( $18 \pm 2$  Ma)

#### Formación Desfiladero Negro (Ramos, 1981)

La primera mención de los afloramientos asignados a esta unidad corresponde a Outes (1958), siendo también considerados por Freytes (*op. cit.*) y designados formalmente por Ramos (*op. cit.*).

Los cuerpos intrusivos que constituyen esta formación son fácilmente distinguibles en el campo por su característica expresión morfológica de crestones.

Los diques afloran predominantemente en el sector centro oriental con rumbo este-oeste; hacia el sur, donde son menos frecuentes, el rumbo cambia paulatinamente a noroeste-sudeste, y hacia el norte adoptan una disposición noreste-sudoeste.

Las relaciones de campo muestran el carácter intrusivo de estos cuerpos en las sedimentitas cretácicas y en los basaltos y andesitas terciarios.

Los diques presentan longitudes que oscilan entre los pocos metros y los 2 kilómetros. El espesor medio es de un metro, alcanzando hasta 4 metros.

Están constituidos por una roca de color negro con pátinas verdosas en sectores. Presentan textu-

ra fanerítica con fenocristales de máficos y de plagioclasa. Microscópicamente la roca está integrada por una pasta anisométrica compuesta principalmente por cristales de plagioclasa y en menor proporción por augita alterada a una mezcla de arcilla y clorita. Los fenocristales más abundantes son los piroxenos augíticos, con ligera alteración a clorita, arcillas y carbonatos e inclusiones de cristales de olivina; los fenocristales de plagioclasa (labradorita) presentan macla ancha, zonación en los bordes e inclusiones de piroxeno. También se observan fenocristales de olivina con alteración a bowlingita y escasos fenocristales de anortosa con extinción zonal. Hay presentes opacos de hábito cúbico.

Los cuerpos son poco vesiculares y están afectados por tres juegos de diaclasas, uno paralelo a las paredes del dique, otro subvertical transversal al anterior, y el tercero subhorizontal. La combinación de las tres direcciones genera una disyunción columnar con prismas transversales a los diques, que presentan una sección de 15 cm aproximadamente.

En la zona de contacto los diques presentan textura afanítica, típica de borde de enfriamiento, en tanto que hacia el centro de los cuerpos el número y tamaño de los fenocristales aumenta paulatinamente. Los efectos del metamorfismo de contacto son escasos, observándose localmente silicificación de las andesitas por movilización de volátiles.

Ugarte (1975) dató diques similares al norte del área de estudio, en Aguada San Roque, los que arrojaron una edad Miocena media-superior (9 Ma).

## CUATERNARIO

### Depósitos aterrazados

La única mención de estos depósitos es efectuada por Ramos (*op. cit.*) quien los describe como depósitos fanglomerádicos que comprenden extensas bajadas de la sierra de Huantraico.

Se distribuyen en el sector centro oriental del área estudiada abarcando extensas zonas al pie de la sierra. Yacen en relación de discordancia sobre las sedimentitas cretácicas y sobre las tobas terciarias.

Estos depósitos constituyen una cubierta cuyo espesor varía entre 3 y 4 m, y están constituidos por clastos de composición basáltica con selección pobre y bajo redondeamiento. Estos fanglomerados corresponden a material en tránsito que cubre pedimentos.

Se ha interpretado la existencia de dos superficies de pedimentación (P I y P II). La más moderna, P II, ocupa una posición topográfica inferior a la más antigua y ha sido labrada a expensas de ésta.

Según Ramos (*op. cit.*) esta unidad comprende depósitos que varían desde el Pleistoceno superior hasta el Holoceno inclusive.

### Depósitos aluviales y de remoción en masa

Dentro de los depósitos aluviales se encuentran acumulaciones caóticas de material grueso que se encuentran en las quebradas y constituyen barras de creciente. Estas son predominantemente longitudinales aguas arriba, en tanto que aguas abajo son de tipo transversal. El material que las constituye es muy anguloso, poco seleccionado, y muestra una notable disminución de tamaño en la dirección de flujo.

En las márgenes de las quebradas se observan depósitos con estratificación y gran continuidad lateral, que corresponden a albardones.

En cuanto a los depósitos de remoción en masa, quedan comprendidos los conos de talud, que alcanzan gran desarrollo en el frente serrano. Los mismos cohalecen por sectores generando carpetas de talud. La ausencia de vegetación sobre ellos indica que las pendientes no están estabilizadas.

También alcanzan gran desarrollo las acumulaciones originadas por los deslizamientos rotacionales que afectan a los basaltos cuaternarios.

## LA MINERALIZACION FERRIFERA

### Descripción general

La principal manifestación ferrífera corresponde al denominado "yacimiento Huantraico", estudiado por Varese (1945). Dicho depósito se halla en su totalidad cubierto por material coluvial, por lo que las observaciones se restringen a los destapes parcialmente aterrados y al material suelto disperso en el sector.

La mineralización, explorada en 1942/1943 mediante labores superficiales constituye un dique, con rumbo N47°O e inclinación de 30-35°NE, disponiéndose además en venillas, pequeños "mantos" y como nódulos dispersos en el basalto de la Formación Cerro Cabras.

El cuerpo principal se halla constituido por un agregado cristalino grueso de magnetita con incipiente reemplazo por hematita en las superficies de clivaje y fractura. La ganga está formada por apatita, cuya distribución no es regular en todas las vetas; por lo general se halla concentrada en fajas donde predomina sobre la magnetita, constituyendo agregados subparalelos de cristales prismáticos hexagonales de color amarillo a blanco con tamaños variables entre 1 mm y 5 centímetros. Se presenta también calcita, menos abundante, en masas espáticas.

Se han hallado bloques sueltos de magnetita de textura masiva afanítica con amígdalas rellenas por agregados fibroradiales de thompsonita y apatita. Los mismos pueden corresponderse con los niveles



de mineralización mantiforme concordantes con los basaltos, citados por Ramos (*op. cit.*). En los mismos la magnetita, en capas centimétricas se asocia a escapolita, plagioclasa y carbonatos.

En cuanto a la alteración hidrotermal asociada se ha observado silicificación en los niveles de tobas intersectados por la mineralización y cloritización en los niveles basálticos.

Con el fin de investigar la morfología del cuerpo principal en profundidad se realizó una investigación magnetométrica mediante un magnetómetro de campo vertical y uno de campo total, con apoyo planimétrico, que abarcó todo el sector de interés. Se identificaron anomalías de carácter puntual, y una principal, coincidente con la zona con mineralización en superficie, cuya morfología corresponde a un cuerpo de 100 metros de longitud inclinado hacia el oeste, espesor inferior al metro y con desarrollo vertical de 18 m (Garavilla, inédito, 1986).

Otra manifestación ferrífera, desvinculada de la anterior, se localiza en el contacto inferior de uno de los mantos basálticos intercalado en la Formación Carrere, donde se presenta a modo de impregnación y masivo en las tobas, constituyendo un banco continuo de 10 a 20 cm de potencia, formado por un agregado de hematita en cristales tabulares orientados perpendicularmente al mismo. Como producto de alteración superficial característico se presentan limonitas con tonos iridiscentes cobrizos y, más raramente, verdes.

#### Análisis químicos

Los datos sobre análisis químicos indicados por Varese (*op. cit.*) sobre muestras de esquirlas del cuerpo principal dan valores que oscilan entre 41 y 66 % de Fe y sobre una muestra de mineral en cancha Fe: 65 %; CaO: 2,02 %; TiO<sub>2</sub>: 0,06 %; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: 3,71 %.

Un análisis efectuado sobre una magnetita, a fin de caracterizar el contenido en elementos traza, arrojó los siguientes valores: Mn: 770 ppm; V: 1200 ppm; Cu: 79,31 ppm; Zn: 419,23 ppm; Pb: 35 ppm; Sb: 100 ppm; Ni: 188,68; Co: 14,08 ppm; Cd: 16,36 ppm; Ag: 2,86 ppm; Mg: 833,30 ppm.

La composición de la apatita en elementos mayoritarios es: CaO: 56 %; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: 41 %; Cl: 3 %.

Su contenido en Tierras Raras, determinado por espectrofotometría de Plasma es: La: 2828,5 ppm; Ce: 5486,5 ppm; Nd: 2262 ppm; Sm: 379 ppm; Eu: 26,5 ppm; Gd: 253,5 ppm; Dy: 151,5 ppm; Ho: 21 ppm; Er: 51 ppm; Yb: 32,5 ppm; Lu: 3,5 ppm; Y: 675 ppm; REE(t): 12,163,5 ppm

#### Génesis

El depósito descrito fue comparado mineralógicamente por Ramos (*op. cit.*) con el yacimiento de El Laco, Chile.

La morfología, paragénesis y la alteración hidrotermal descritas permiten asimilar esta manifestación a los yacimientos de la Franja Ferrífera de Atacama-Coquimbo, ubicados en la Cordillera de la Costa de Chile, cuya génesis aparece asociada a un período de "rifting" en el sistema arco volcánico cuenca tras-arco del Cretácico inferior (Oyarzún y Frutos, 1982). El distrito plioceno de El Laco presenta afinidades petrológicas y mineralógicas con la faja citada pero difiere de la misma en cuanto a la morfología y nivel de emplazamiento. Estas diferencias, así como la ausencia de hematita primaria, característica de El Laco (Shiga *et al.*, 1988), en el depósito de Huantraico favorecen su comparación con la citada Franja Ferrífera.

La mineralización estudiada se vincula genéticamente con el volcanismo representado por el Basalto Cerro Cabras de edad Miocena inferior. Su edad se corresponde con un régimen distensivo que tuvo lugar entre los 16 y 20 Ma (Frutos, 1988) vinculado con una reducción en la velocidad relativa de convergencia de las placas. Esta relación se traduce en el carácter alcalino de la volcanita mencionada. Su similitud con el ambiente generado en el Cretácico inferior en Chile permite postular un mismo mecanismo de formación implantado en la región de retroarco extra-andina. En este modelo la mena ferrífera constituiría un producto de diferenciación magmática emplazado en fracturas tensionales. La presencia de estructuras abiertas (drusas de magnetita-apatita) sugieren la posibilidad de un transporte neumatólico a hidrotermal, al menos parcial.

En cuanto al contenido en elementos traza, los mismos son comparables con los hallados en menas de la citada Franja Ferrífera (Bookstrom, 1977; Shiga *et al.*, *op. cit.*), y asimismo son característicos del modelo de yacimientos de magnetita alojados en volcanitas sintetizado por Cox (en Cox y Singer, 1987). La ausencia de minerales accesorios indicaría que el titanio y el níquel se encuentran reemplazando al hierro en la estructura de la magnetita.

Las apatitas muestran un alto contenido en Cl, lo que sugiere una temperatura de formación alta, evidenciada asimismo por la ausencia de tremolita (Ménard, 1988). La distribución y contenido en Tierras Raras (figura 2) muestra un predominio de la LREE (grupo del Cerio) lo que está de acuerdo con su vinculación con rocas máficas alcalinas (Flischer y Altschuler, 1969). La anomalía negativa en Europio es interpretada por Puchet y Emmermann (1976) como indicadora de baja fugacidad de oxígeno lo que explicaría la ausencia de hematita primaria.

#### CONCLUSIONES

De lo expuesto precedentemente se concluye que:

Los depósitos tobáceos que aparecen subyaciendo a los basaltos terciarios, y son asignados a la Formación Carrere, de acuerdo con la evidencia paleontológica hallada y su posición estratigráfica, son asignados al Oligoceno. Dicha formación es considerada parcialmente coetánea con la Formación Agua de la Piedra, correspondiendo a una facies más próxima al centro efusivo, consecuencia de lo cual es su carácter volcánico sedimentario.

Vinculado con el comienzo de un período distensivo hacia el final del Mioceno inferior tuvo lugar el magmatismo de tendencia alcalina representado por la Formación Cerro Cabras, que comprende, en el sentido de Ramos y Barbieri (*op. cit.*), cuerpos tescheníticos hipabisales aflorantes en las cercanías de la región estudiada. En relación con dicho volcanismo se produjo el emplazamiento de una mena ferrífera originada por diferenciación magmática, en condiciones predominantemente neumolítico-hidrotermales.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- BETTINI, F. H., 1982. *Complejos efusivos terciarios presentes en las Hojas 30c y 30b (Puntilla de Huincan y Chos Malal), del sur de Mendoza y norte de Neuquén, Argentina*. Vº Congr. Lat. Geol., Actas, V: 79-114, Buenos Aires.
- BODENBENDER, G., 1982. *Sobre el terreno jurásico y cretáceo en los Andes argentinos entre el río Diamante y río Limay*. Acad. Nac. Cienc., Bol., XIII: 5-44, Córdoba.
- BOOKSTROM, A., 1977. *The magnetite deposits of El Romeral, Chile*. Econ. Geol., 72: 1101-1130.
- CAZAU, L. y M. ULIANA, 1973. *El cretácico superior de la cuenca neuquina*. Vº Congr. Geol. Arg., III: 131-163, Buenos Aires.
- COX, D. y D. SINGER, 1987. *Mineral deposits models*. U.S. Geol. Surv. Bull., 1963.
- DIGREGORIO, J., 1972. *Neuquén*. En: Geología Regional Argentina. A. Leanza (Ed.), Acad. Nac. Cienc., Córdoba.
- \_\_\_\_\_ y M. ULIANA, 1980. *Cuenca neuquina*. IIº Simp. Geol. Reg. Arg., II: 985-1032, Acad. Nac. Cienc., Córdoba.
- FLEISCHER, M. y Z. ALTSCHULER, 1969. *The relationship of the rare earth composition of minerals to geological environment*. Geochim. Cosmochim. Acta, 33: 725-732.
- FRANCHI, M., F. NULLO, E. SEPULVEDA y M. ULIANA, 1984. *Las sedimentitas terciarias*. IXº Congr. Geol. Arg., Relat., I (9): 215-264, Buenos Aires.
- FREYTES, E., 1970. *Informes internos 903, 904, 905 y 907*. YPF, Buenos Aires.
- FRUTOS, J., 1988. *Evolución de las trayectorias de esfuerzo en la tectónica de los Andes Meridionales*. Vº Congr. Geol. Chileno, I: A261-282, Santiago de Chile.
- GERTH, E., 1925. *Estratigrafía y distribución de los sedimentos mesozoicos en los Andes argentinos*. Acad. Nac. Cienc., Actas, IX (1): 11-55, Córdoba.
- GROEBER, P., 1929. *Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes*. Dir. Geol. Min. e Hidrogeol., Publ. 58, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1946. *Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. I. Hoja Chos Malal*. Soc. Geol. Arg., Rev., I: 177-208, Buenos Aires.
- HERRERO DUCLOUX, A., 1946. *Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extraandino*. Bol. Inf. Petrol., XII (266), Buenos Aires.
- HOLMBERG, E., 1975. *Descripción geológica de la hoja 32c, Buta Ranquil, provincias del Neuquén y Mendoza*. Serv. Nac. Min. Geol., Bol., 152, Buenos Aires.
- MENARD, J., 1988. *Las relaciones entre los plutones dioríticos y la mineralización de hierro a la latitud de Vallenar, III Región*. Vº Congr. Geol. Chileno, III: G83-98, Santiago de Chile.
- MENDEZ, V., J. C. ZANETTINI y E. ZAPPETTINI, 1987. *Aspectos geológicos y tectónicos del Orógeno Andino Central de la República Argentina*. Xº Congr. Geol. Arg., I: 181-184, San Miguel de Tucumán.
- OUTON, E., 1968. *Exploración asfáltica de la zona entre Huantraico-Chihuido y Río Neuquén-Río Agrio, provincia del Neuquén*. YCF, (inéd.).
- OYARZUN, J. y J. FRUTOS, 1982. *Proposición de un modelo genético para los depósitos cretácicos de magnetita del norte de Chile. Discusión de un esquema general para las mineralizaciones ferríferas asociadas al magmatismo calcoalcalino*. Vº Congr. Latinoamer. Geol., III: 25-39, Buenos Aires.
- PAUCHELT, G. y R. EMMERMAN, 1976. *Bearing of rare earth patterns of apatites from igneous and metamorphic rocks*. Earth Planet Sci., Lett., 31: 279-286.
- RAMOS, V., 1981. *Descripción geológica de la hoja 33c, Los Chihuidos Norte, provincia del Neuquén*. Serv. Geol. Nac., Bol. 182, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_ y M. BARBIERI, 1988. *El volcanismo cenozoico de Huantraico: Edad y relaciones isotópicas iniciales, provincia del Neuquén*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XLIII (2): 210-223.
- SHIGA, Y., J. FRUTOS, G. ALFARO y S. ESPINOZA, 1988. *Some iron ore deposits in Northern Chile*. Vº Congr. Geol. Chileno, I: A261-282.
- UGARTE, F. R., 1975. *Teoría de las presiones litoestáticas en el estudio sinérgico de un yacimiento fisurado de hidrocarburos (Aguada San Roque, provincia del Neuquén)*. VIº Congr. Geol. Arg., I: 297-305, Buenos Aires.
- VARESE, F., 1945. *Informe sobre el yacimiento de hierro Huantraico (Departamento Pehuenche, Gobernación del Neuquén)*. D.G.F.M., (inéd.), Buenos Aires.
- WEAVER, C., 1927. *The Roca Formation in Argentina*. Am. Journ. of Sci., Ser. 5, XII: 417-434, New Haven.
- \_\_\_\_\_, 1931. *Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina*. Univ. Washington, mem. I, Seattle.
- YRIGROYEN, M., 1972. *Cordillera Principal*. En: Geología Regional Argentina. A. Leanza (Ed.). Acad. Nac. Cienc., Bol., Córdoba.
- ZAPPETTINI, E., 1985. *Informe sobre las manifestaciones ferríferas del Cerro Bayo, Sierra de Huantraico, provincia del Neuquén*. D.G.F.M., (inéd.), Buenos Aires.

Recibido: 9 de agosto, 1988  
Aceptado: 27 de marzo, 1990

NORA RUBINSTEIN

Universidad de Buenos Aires - CONICET  
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales  
Departamento de Ciencias Geológicas  
Ciudad Universitaria - Pabellón II  
1426 Buenos Aires

EDUARDO O. ZAPPETTINI

D.G.F.M.  
Cabildo 65 - 2º piso  
1426 Buenos Aires

## CAMBIOS RELATIVOS EN EL NIVEL DEL MAR Y SU POSIBLE RELACION CON MAGMATISMO EN EL JURASICO TEMPRANO. FORMACION LEPÁ, CHUBUT NOROCCIDENTAL, ARGENTINA

Gustavo González Bonorino

**RESUMEN:** En el Chubut noroccidental, el mar del Jurásico temprano transgredió sobre una extensa plataforma hasta el flanco de una faja volcánica activa situada al este de Pampa de Agnia. Un perfil de 150 m de espesor en la Formación Lepá, medido en el extremo norte de la sierra de Tecka, muestra depósitos marinos organizados en tres secuencias grano decrecientes limitadas por discordancias. En cada secuencia deposicional se observa el pasaje gradual, hacia arriba, de depósitos de playa, a depósitos de la zona litoral baja (*shoreface*), y a depósitos de plataforma somera. Los depósitos de playa son notoriamente potentes e incluyen abundantes conglomerados intraformacionales. Esto es interpretado como consecuencia del desarrollo de acantilados, típicos de costas en ascenso tectónico.

La comparación de estas secuencias deposicionales con las del esquema ideal de la estratigrafía secuencial, controlado principalmente por fluctuaciones eustáticas, muestra significativas discrepancias. Para explicar estas discrepancias y el desarrollo de costas acantiladas, se postula que la sedimentación en este perfil estuvo fuertemente controlada por oscilaciones verticales del sustrato causadas por expansión-contracción térmica de la corteza. La fuente de calor habría sido el magmatismo bajo la faja volcánica. La combinación de movimientos tectono-magmáticos del sustrato a ritmos muy superiores a los de las posibles fluctuaciones eustáticas, y de variaciones en la tasa de suministro de detrito, permite explicar cualitativamente la génesis de estas secuencias.

**ABSTRACT:** Early Jurassic marine transgression in southwestern Argentina advanced eastward over a gently sloping shelf, reaching the flanks of an active volcanic tract located in central Chubut province. Lower Jurassic marine strata assigned to the Lepá Formation crop out in the northern Tecka Ranges, in northwestern Chubut. A 150 m thick section in the Lepá Formation comprises three fining-upward depositional sequences bounded by unconformities. Each sequence shows the transition from beach, to shoreface, to inner shelf deposits, up-stratigraphically. The littoral deposits are abnormally thick for transgressive successions, and they contain abundant intraformational gravel. These features suggest the development of coastal cliffs, typical of shorelines undergoing tectonic uplift.

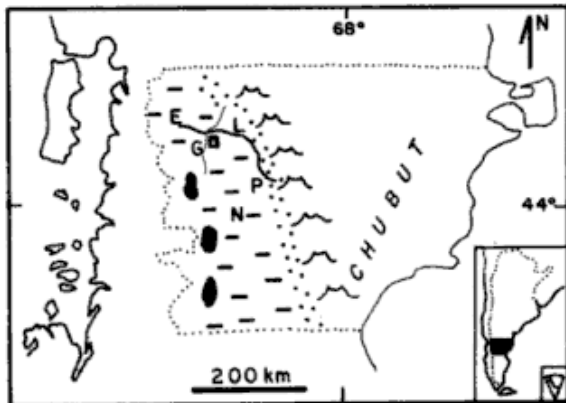
Comparison of these depositional sequences with the ideal sequences of sequential stratigraphy, mainly controlled by eustatic fluctuations, shows significant differences. In order to explain these differences and the development of cliff shorelines, it is here postulated that sedimentation of the studied section was strongly modulated by vertical oscillations of the shelf caused by thermal expansion-contraction of the crust. The postulated source of heat was magmatism in the volcanic tract adjacent to and partly underlying the shelf. The combination of tectono-magmatic movements of the substrate at rates much higher than likely eustatic fluctuations, and variations in the rates of sediment input, allows a qualitative explanation of the origin of the observed depositional sequences.

### INTRODUCCION

Durante el Jurásico temprano gran parte de lo que es hoy el Chubut extra-andino quedó sumergido bajo un extenso mar epicontinental que hacia el este bañaba el flanco de una faja volcánica activa (Suero, 1948; Lesta *et al.*, 1980). La ingesión marina fue breve, probablemente restringida al Pliensbachiano-Toarciano (Blasco *et al.*, 1979; Cortiñas, 1984; von Hillebrandt, 1987; Blasco, 1987, *com. pers.*; Vizán, 1988), y coincidente con el máximo eustático estimado por Hallam (1982). En el Jurásico medio el Chubut extra-andino quedó emergente (Lesta *et al.*, 1980). Los depósitos marinos del Pliensbachiano-Toarciano están organizados en secuencias grano-decrecientes, compuestas por depósitos de playa en la base y de plataforma so-

mera en el techo, que reflejan fluctuaciones en la posición de la línea de costa (Cortiñas, 1984; este trabajo). En este trabajo se describe un perfil donde las secuencias grano-decrecientes están bien desarrolladas con el propósito de discutir los mecanismos que pudieron haberlas generado.

Los afloramientos estudiados se encuentran en el extremo norte de la sierra de Tecka, donde la ruta Esquel-Languiñeo cruza el río Gualjaina (figura 1; en lo sucesivo denominado perfil La Cabaña), y forman parte de la Formación Lepá (Jurásico inferior; Volkheimer, 1964; Turner, 1982). El espesor aflorante es de unos 300 m, con base y techo cubiertos. Vizán (1988) identificó fauna del Pliensbachiano alto-Toarciano a 200 m de la base expuesta. Los estratos inclinan 20°S y están débilmente deformados. La erosión post-Jurásico biseló la estratifica-



**Figura 1:** Paleogeografía del Chubut occidental en el Jurásico temprano. Depósitos marinos (rayas cortas) y continentales (puntos) cubrieron una extensa plataforma en el margen occidental del continente Gondwana. Al este una faja volcánica activa mostraba un relieve moderado. En el oeste, arrecifes (áreas negras) indican aguas someras y sugieren la presencia de un borde de plataforma elevado, aunque no emergente. E - Esquel; L - Languineo; P - Pampa de Agnia; N - Nueva Lubecka. Rectángulo pequeño - perfil La Cabaña.

ción de modo tal que el perfil se desplaza progresivamente unos 500 m hacia el sur (hacia el mar Jurásico) al ascender estratigráficamente. Para este trabajo se estudiaron en detalle los 150 m inferiores, que comprenden tres secuencias grano-decrescientes limitadas por discordancias (I-III, figura 2).

### ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL Y TIPOS DE DISCORDANCIAS

Vail *et al.* (1987) tradujeron al francés la terminología propia de la estratigrafía secuencial. Para el presente trabajo se han traducido literalmente al castellano los términos en francés.

Vail *et al.* (1977; 1987) propusieron un modelo de generación de secuencias estratigráficas cuyo principal control es un cambio en el nivel absoluto del mar y en el cual los ritmos de subsidencia y de suministro de detrito se mantienen constantes. Un ciclo eustático, es decir descenso seguido de ascenso, da lugar a discordancias y a una variedad de cortejos sedimentarios representando distintas fases del ciclo eustático. Ahora bien, algunos de estos cortejos sedimentarios están restringidos al talud y cuenca profunda. Los cortejos que es dable esperar en una plataforma son, de abajo hacia arriba estratigráficamente: a) un prisma de borde de plataforma (PBP), progradante hacia el mar, b) un intervalo de transgresión (IT),

retrogradante, y c) un prisma de nivel alto (PNA), progradante. En el techo, otra discordancia corresponde al ciclo siguiente. El conjunto de estratos limitado por discordancias conforma una secuencia deposicional. En una escala menor cada secuencia deposicional está compuesta por para-secuencias, progradantes y limitadas por discontinuidades estratigráficas de hiatus menor que el de las discordancias inter-secuencia.

Vail *et al.* (1977) distinguieron dos tipos de discordancias inter-secuencia en un margen continental de morfología simple, es decir compuesto por una plataforma de pendiente suave y uniforme hasta el quiebre del talud continental. Discordancias de tipo 1, generadas donde el nivel del mar cae por debajo del borde de plataforma, y discordancias de tipo 2, labradas donde el mar se mantiene sobre la plataforma. Esta clasificación es difícil de aplicar en plataformas epicontinentales muy anchas o de circulación restringida como puede ser una cuenca de retroarco. En un estudio del Jurásico en el subsuelo del Mar del Norte, acumulado en una plataforma interior que sufrió fallamiento en bloques, Vail y Todd (1981) modificaron esta clasificación. Discordancias de tipo 1 son aquellas que biselan el sustrato deformado; las de tipo 2 no lo hacen.

### MORFOLOGIA Y SEDIMENTACION EN LA PLATAFORMA DEL JURASICO TEMPRANO

#### Paleogeografía

En el Jurásico temprano el Chubut extra-andino formaba parte del margen occidental del continente de Gondwana. El margen era convergente, con subducción hacia el cratón. Los esfuerzos extensionales que culminaron en la ruptura con África ya habían comenzado y el cratón sufrió fallamiento en bloques (Uliana y Biddle, 1987).

Se desarrollaron dos fajas magmáticas, una en el Chubut central, al este de Pampa de Agnia actual, y otra en la actual región de Cordillera de los Andes. La del este tuvo un relieve moderado y emergente, a juzgar por los abundantes fanglomerados (Robbiano, 1971) y depósitos de avenidas aluviales (Formación Puntudo Alto; observ. pers.). La faja magmática occidental está representada por cuerpos intrusivos (Lesta *et al.*, 1980). No se han hallado rocas efusivas ni indicios de áreas emergentes en el oeste. Es posible que el principal sustento del margen occidental de la plataforma jurásica no haya sido el arco magmático occidental sino rocas metamórficas del orógeno (inactivo?) del Paleozoico tardío (e.g. Hervé, 1988). Este contrafuerte habría mantenido el sustrato elevado y la profundidad de agua somera, lo cual estaría reflejado en el desarrollo de arrecifes como los descritos por Blasco *et*

al., 1980, en el oeste del Chubut, cerca del límite con Chile.

Hacia el cratón el borde de cuencia es neto contra la faja magmática oriental. Regionalmente la línea de costa corría de nornoroeste a sursureste, con una inflexión este-oeste a la latitud del perfil La Cabaña (Lesta *et al.*, 1980; González Bonorino y Cesaretti, en prensa).

Regionalmente en el Chubut extra-andino, los estratos marinos del Pliensbachiano-Toarciario apoyan sobre fanglomerados volcánicos (Formación El Córdoba) en el este, y sobre sedimentitas del Paleozoico superior (Grupo Tepuel) en el centro (Suero, 1948; Lesta *et al.*, 1980; Cortiñas, 1984); las relaciones con el sustrato en el borde oeste de la plataforma no se conocen. La correlación estratigráfica de Cortiñas (1984) no indica un fallamiento en bloques previo a la ingresión. Las reconstrucciones paleogeográficas de Uliana y Biddle (1988) sugieren que el fallamiento en bloques pudo no haber afectado el Chubut extra-andino hasta el Jurásico medio.

El máximo espesor de depósitos marinos del Jurásico inferior, medido en un perfil con base y techo expuestos, es de unos 200 m, en el sudoeste del Chubut (Cortiñas, 1984). El espesor total aumenta irregularmente hacia el este y noreste, hasta un máximo de casi 600 m (Robbiano, 1971; Cortiñas, 1984), probablemente debido a la intercalación de estratos continentales. Estos datos sugieren que el espesor aflorante en el perfil La Cabaña, enteramente marino, representa la mayor parte del tiempo de ingresión.

### Litofacies

La sedimentología de este afloramiento ha sido descrita por Gabaldón y Lizuain (1982) y más en detalle por González Bonorino y Cesaretti (en prensa). Aquí se resumen sus características y se presentan las estimaciones de profundidad de agua discutidas en González Bonorino y Cesaretti (en prensa). Se reconocen cuatro litofacies principales: playa o litoral alto, litoral bajo (*shorface*), plataforma somera, y rocas piroclásticas.

Los depósitos de playa consisten en conglomerados (berma de tormenta) que pasan hacia arriba y lateralmente a areniscas gruesas con laminación inclinada a bajo ángulo (playa frontal). Mediciones sobre el afloramiento permitieron estimar que esta facies se acumuló en una profundidad de agua entre -2 m (exposición subaérea) y +1,5 m, aproximadamente, respecto al nivel medio del mar. Los depósitos de zona litoral baja consisten en areniscas gruesas y medianas con laminación en cuenco (*swaley cross-stratification*; Leckie y Walker, 1982), probablemente representativas de la línea de rom-

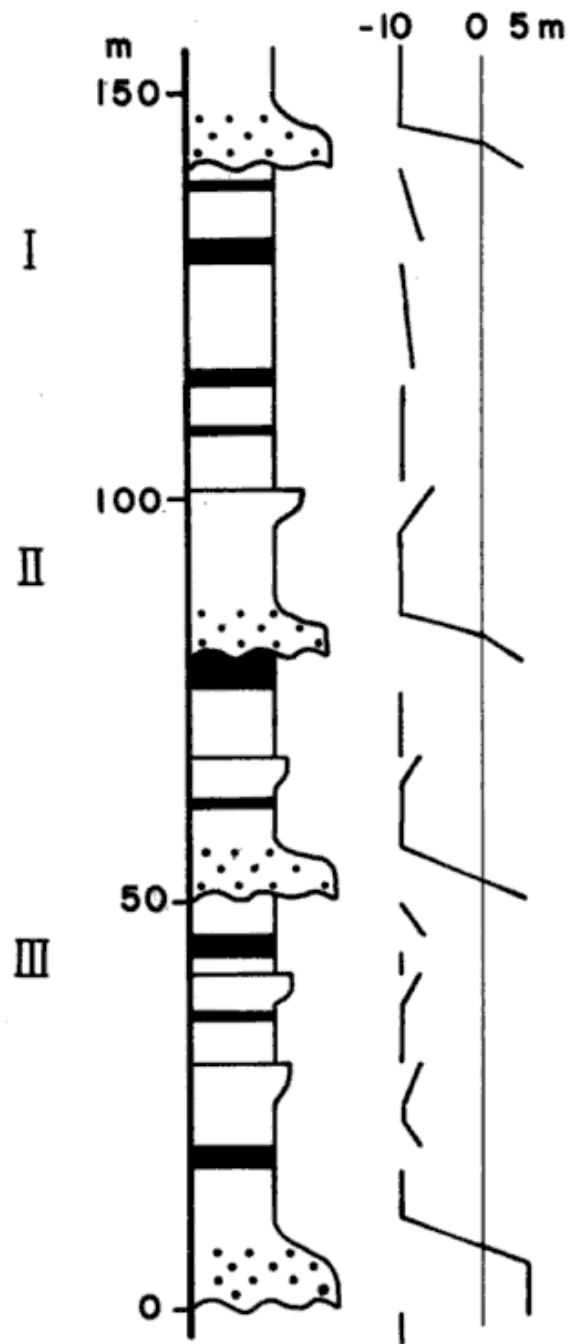


Figura 2: Columna esquemática del perfil estudiado que muestra tres secuencias deposicionales completas separadas por discordancias (I, II y III). Por debajo de I afloran tufitas; por encima de III se ve la base de otra secuencia grano-decreciente. Cada secuencia comprende depósitos litorales (puntos) en la base que gradan a depósitos de plataforma somera (blanco) hacia arriba. Los estratos negros son rocas piroclásticas. Se indican algunas parasecuencias en los intervalos de plataforma. A la derecha se da la profundidad de agua inferida para las distintas facies.

pientes deprimida durante tormentas. La profundidad de agua para esta facies es estimada en 1,5 m a 7 m, aproximadamente. Los depósitos de plataforma muestran areniscas finas a gruesas alternando con fangolitas en proporciones variables. Las areniscas medianas y gruesas pueden mostrar laminación en domo (*hummocky cross-stratification*) propia de profundidades entre la plataforma y la zona litoral baja. Las areniscas finas suelen formar delgadas capas de tormenta, en parte macizas y en parte con estructuras de oleaje, que indican acumulación a profundidades próximas al nivel de base de olas de tormenta. La profundidad de agua para esta facies es estimada en 7 m a probablemente no más de 20 metros.

Con los datos de profundidad de agua se construyó la curva de profundidad a la derecha de la columna litológica (figura 2). Se ha supuesto que la profundidad de agua en los intervalos con fangolita (plataforma somera) se mantuvo aproximadamente constante, de acuerdo con el "efecto Bruun" (Schwartz, 1968).

En los intervalos con depósitos de plataforma se han reconocido ocho intercalaciones de rocas piroclásticas (tobas y tobas soldadas) de hasta 3 m de espesor. Hay también algunos bancos de tufita maciza, por ejemplo, inmediatamente por debajo de la secuencia I y cerca del techo de la secuencia III (figura 2; Vizán, 1988).

### Secuencias deposicionales

Los intervalos grano-decrecientes designados I, II y III (figura 2) son interpretados como secuencias deposicionales y las superficies erosivas que los separan como discordancias inter-secuencia. El registro geológico completo de una secuencia comprende la discordancia basal y los depósitos suprayacentes hasta la siguiente discordancia inter-secuencia. Sólo las secuencias I a III están completas en el perfil medido. El espesor total de depósitos litorales decrece de la secuencia I a la III.

Cada discordancia inter-secuencia involucra un hiatus durante el cual el ambiente litoral se desplazó hacia el centro de la cuenca, el nivel de base cayó y los depósitos previamente acumulados en la localidad del perfil fueron parcialmente erosionados. Las discordancias en el perfil La Cabaña se clasifican como de tipo 2 porque: a) representan caídas relativas en el nivel del mar estimadas en menos de 20 m, lo cual hace poco probable que la plataforma se haya desecado enteramente, y b) no hay evidencias de que las discordancias biselen bloques fallados. Este segundo argumento, sin embargo, está débilmente sustentado.

El depósito por encima de la discordancia basal representa una transgresión de la costa sobre el con-

tinente. Es poco común que durante una transgresión se acumulen espesores tan potentes de depósitos de playa como los de las secuencias I y II (figura 2). Más abajo se atribuye esto al desarrollo de costas acantiladas. Cada uno de los intervalos I a III del perfil La Cabaña es equiparable al intervalo transgresivo del esquema de Vail *et al.* (1977).

En el interior de las secuencias deposicionales se dan subsecuencias con espesores de 1 a 5 m, formadas por una o dos de las tres litofacies principales. El intervalo de conglomerados y areniscas en la base de la secuencia I, por ejemplo, comprende tres subsecuencias grano-decrecientes superpuestas, formadas por conglomerados de berma cubiertos transicionalmente por areniscas de playa. Localmente las areniscas de playa están cubiertas por areniscas de zona litoral baja. Los contactos entre estas subsecuencias son erosivos, con una morfología que sigue la palco-topografía de la zona litoral. Los bancos de conglomerados reflejan progradación de la costa, y las areniscas suprayacentes, una paulatina profundización y retrogradación de la costa. Cada una de estas subsecuencias, incluyendo en ellas las respectivas bases erosivas, representa una caída relativa del nivel del mar seguida por un ascenso.

Los depósitos de plataforma, por su parte, incluyen unidades grano-crecientes con techos netos y bases transicionales, que hacia arriba gradan de fangolitas con capas de tormenta a areniscas bien seleccionadas con laminación en domo. Estas unidades progradantes son similares a las parasecuencias.

### DISCUSION

Las secuencias y subsecuencias en el perfil La Cabaña reflejan variaciones en el balance entre eustasia, subsidencia o ascenso tectónico, y suministro de detrito a la zona litoral. Se discute aquí el papel que pudieron haber jugado estas variables. En primer lugar se analizan la eustasia y el ascenso tectónico.

#### Eustasia

Vail y Todd (1981) y Haq *et al.* (1987) definieron, para el Jurásico inferior, superciclos globales limitados por discordancias a los 202, 195, 188,5 y 177 Ma, dando una frecuencia de aproximadamente una discordancia cada 9 Ma. La base de datos para estos superciclos está restringida a Europa occidental. Haq *et al.* (1987) presentaron una subdivisión más fina, en ciclos, con información aparentemente restringida a la cuenca de París, Francia (Vail *et al.* 1987). En la comparación que sigue sólo se toman en cuenta los superciclos y se asume su validez global.

El intervalo de tiempo que representa el perfil La Cabaña puede estimarse de dos maneras. Una suponiendo que la columna representa todo el intervalo Pliensbachiano-Toarciense, es decir unos 10 Ma (Geological Society of America Geologic Time Scale, 1983). Otra, en base a ritmos de sedimentación calculados para estratos jurásicos de ambientes de plataforma en tres regiones. Así, la acumulación de los 150 m del perfil La Cabaña habría requerido: a) 2,5 Ma; margen continental atlántico de los Estados Unidos (Poag y Schlee, 1984; incluye carbonatos); b) 5 Ma; Cuenca Neuquina (Mitchum y Uliana, 1985; incluye carbonatos); y c) 15 Ma; Mar del Norte (Vail y Todd, 1981). La frecuencia de las discordancias inter-secuencia en el perfil La Cabaña da, pues, 4 Ma o menos, menor que la de las discordancias eustáticas. Para una oscilación eustática con una amplitud de 10 m y un período de 1 Ma, el ritmo promedio de cambio es de 4 cm/1000 años.

Cortiñas (1984) presentó un perfil estratigráfico en depósitos enteramente marinos del Pliensbachiano-Toarciense en la región de Nueva Lubecka (figura 1). El perfil, sin embargo, no muestra secuencias deposicionales como los del perfil La Cabaña. Esta diferencia da pie para pensar en cambios relativos en el nivel del mar por causas no eustáticas.

### Magmatismo y tectónica

La abundancia de conglomerados en el perfil La Cabaña, con clastos retrabajados del Jurásico inferior, sugiere una costa acantilada (González Bonorino y Cesaretti, en prensa). Actualmente, los acantilados son típicos de costas en ascenso tectónico, lo que permite inferir un ascenso tectónico de la costa del Jurásico en el Chubut. Un mecanismo adecuado para inducir oscilaciones del sustrato es la expansión-contracción térmica de la corteza (e.g. Tobisch *et al.*, 1986) por efecto de inyecciones magmáticas bajo la faja volcánica del Chubut central.

Un aumento de 10°C en la temperatura media de una corteza sílica de 10 km de espesor induce un ascenso de la superficie en 4 m, aproximadamente. Spera (1980) modeló el enfriamiento de plutones a 7 km de profundidad y, en general, sus resultados indican que la temperatura desciende en un 50 a 70 % en los 10000 a 50000 años posteriores a la intrusión. Por lo tanto, un evento de inyección magmática provocaría un ascenso regional del sustrato, seguido por un descenso durante la relajación térmica, a un ritmo en el orden de metros/1000 años. Durante períodos amagmáticos, el sustrato estaría sometido a subsidencia tectónica controlada por fenómenos en la litósfera profunda, a ritmos en el orden de 1 cm/1000 años.

La expansión-contracción térmica de la corteza, idealmente, es reversible. Las intrusiones graníticas, sin embargo, tenderán a reducir la densidad media de la corteza, induciendo a un ascenso tectónico no reversible. Por otro lado, la acumulación de rocas efusivas puede elevar el fondo y bordes de la cuenca.

### Secuencias deposicionales del perfil La Cabaña

Si se comparan las secuencias deposicionales del perfil La Cabaña con las del esquema ideal de la estratigrafía secuencial, se aprecia que existen discrepancias. En aquellas faltan reiteradamente los cortejos de borde de plataforma y de nivel alto, y las subsecuencias litorales en la base de la secuencia I no conforman parasecuencias. Se postula aquí que estas discrepancias se deben a que el ritmo de cambio en el nivel relativo del mar fue uno o dos órdenes de magnitud mayor que el ritmo de cambio eustático y que el principal motor de ese cambio fue la expansión-contracción térmica de la corteza. Se intenta, además, explicar el espesor anormalmente grande de los depósitos litorales apelando a variaciones en el ritmo de suministro de detrito.

La figura 3 esquematiza la relación entre ritmos de aporte terrígeno, de sedimentación, de eustasia (se supone un ascenso constante), y del movimiento vertical del sustrato por magmatismo, para el caso de una secuencia deposicional idealizada del perfil La Cabaña. Las curvas dan tendencias promedio, cualitativas, y no intentan modelar las subsecuencias. La subsidencia tectónica regional, lenta con respecto al ritmo de expansión-contracción térmica, no es tenida en cuenta. El balance entre los ritmos eustático y de movimiento del sustrato da el ritmo de generación o destrucción del espacio de sedimentación (A'). El balance entre los ritmos de sedimentación (A) y de generación de espacio de sedimentación (A') determina si la profundidad de agua aumenta o disminuye.

Durante un período de inyección magmática el arco se hincha y eleva la plataforma adyacente a un ritmo acelerado que supera el de ascenso eustático. La costa regrede rápidamente y la plataforma emergente es erosionada (tiempo 1, figura 3). Al concluir la fase magmática, la corteza se enfría y el ritmo de ascenso de la plataforma disminuye, permitiendo la erosión de un acantilado (tiempo 2, figura 3). A fines del tiempo 2, el ritmo de ascenso eustático supera el del sustrato, por lo que se crea un espacio de sedimentación. Sin embargo, la erosión del acantilado provee abundante detrito a un ritmo rápido, lo que hace que los depósitos litorales colmaten el espacio creado. La transgresión es

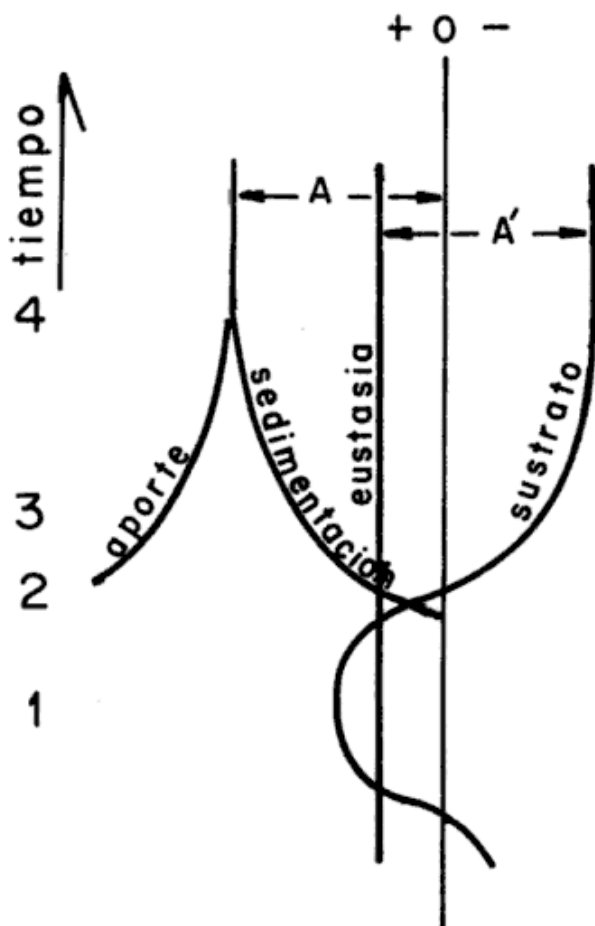


Figura 3: Representación cualitativa de los controles que intervinieron en la acumulación de las secuencias deposicionales del perfil La Cabana. Las curvas dan ritmos de cambio para los siguientes parámetros: a) suministro de detrito, b) sedimentación en la posición del perfil (A), c) ascenso eustático (constante) y d) movimiento vertical de la plataforma por tectónica. La línea vertical fina da el cero. La suma algebraica de eustasia y movimiento del sustrato determina el ritmo de creación de espacio de sedimentación (A'). El balance entre A y A' indica si el espacio de sedimentación es colmado o no.

lenta o nula. Al persistir la contracción cortical y el descenso del sustrato, la altura del acantilado respecto del nivel del mar disminuye; el ritmo de suministro decrece y no alcanza para colmar el espacio de sedimentación nuevo. Bajo estas condiciones la costa transgrede, la profundidad aumenta y se pasa a un ambiente de plataforma (tiempo 3, figura 3). Superado el borde del acantilado la transgresión toma un ritmo rápido. Durante la transgresión, la erosión de depósitos litorales previamente acumulados provee de detrito a la plataforma a un ritmo que alcanza para compensar la creación de espacio de sedimentación, de modo que la profundidad de agua se mantiene aproximadamente constante (tiempo 4, figura 3).

Las subsecuencias litorales en la base de la secuencia I podrían reflejar pulsos de inyección magmática en las postrimerías del evento magmáti-

co principal. Cada pulso habría dado lugar a una oscilación vertical del sustrato. Durante el tiempo de transición entre expansión y contracción térmica de la corteza, el nivel relativo del mar habría permanecido relativamente constante permitiendo la progradación de la costa de grava.

## CONCLUSIONES

Las secuencias deposicionales del perfil La Cabana pueden explicarse suponiendo una subsidencia tectónica regional y un ascenso eustático lento y uniforme, interrumpido esporádicamente por ascenso tectono-magmáticos en fase con eventos de inyección magmática bajo la faja volcánica oriental. Los ascensos de la plataforma provocaron regresiones, seguidas por la estabilización temporaria de la costa al pie del acantilado. Con el cese del magmatismo y enfriamiento de la corteza, la plataforma descendió, permitiendo la transgresión del mar.

Estas especulaciones no implican una ineficacia de las fluctuaciones eustáticas en el desarrollo de secuencias deposicionales. Sólo llaman la atención sobre ciertos ambientes donde los ritmos de movimientos tectónicos pueden ser muy grandes y enmascarar los efectos eustáticos.

## AGRADECIMIENTOS

El trabajo de campo en Chubut fue financiado por el CONICET en el marco del PID "Evolución final del margen continental de Gondwana en la Patagonia central y occidental". Los comentarios críticos de Víctor Ramos y Miguel Uliana constituyeron una valiosa ayuda para la redacción final de este manuscrito.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- BLASCO, G., R. LEVY y F. NULLO, 1979. *Los amonites de la Formación Osta Arena (Liásico) y su posición estratigráfica, Pampa de Agnia (provincia del Chubut)*. VIIº Congr. Geol. Arg., Actas, II: 407-429, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_ y V. PLOSKIEWICZ, 1980. *Las calizas toarcianas de Loncopán, Departamento Tehuelches, provincia del Chubut. República Argentina*. IIº Congr. Arg. Paleont. Bioestratigr., Actas, I: 191-200, Buenos Aires.
- CORTIÑAS, J. S., 1984. *Estratigrafía y facies del Jurásico entre Nueva Lubecka, Ferrarotti y Cerro Colorado. Su relación con depósitos coetáneos del Chubut central*. IXº Congr. Geol. Arg., (Bariloche), Actas, II: 283-299, Buenos Aires.
- GABALDON, V. y A. LIZUAIN, 1982. *Estratigrafía y sedimentología del Liásico del noroeste del Chubut, Argentina*. Vº Congr. Latinoamer. Geol., Actas, II: 509-516, Buenos Aires.



- GONZALEZ BONORINO, G. y N. CESARETTI, 1991. *Acanitidos y costas de alta energía en el Jurásico inferior del Chubut noroccidental*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, (en prensa), Buenos Aires.
- HALLAM, A., 1982. *A revised sea-level curve for the early Jurassic*. *Jour. Geol. Soc. London*, 735-743, Londres.
- HAQ, B. U., J. HARDENBOL y P. R. VAIL, 1987. *Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic*. *Science*, 235: 1156-1167, Washington.
- HERVE, F., 1988. *Late Paleozoic subduction and accretion in southern Chile*. *Episodes*, 11: 183-188.
- LECKIE, D. A. y R. G. WALKER, 1982. *Storm- and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar-Lower Gates interval Outcrop equivalents of Deep Basin gas trap in western Canada*. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 66: 132-157, Tulsa.
- LESTA, P. J., R. FERELLO y G. CHEBLI, 1979. *Chubut extraandino*. En: *Geología Regional Argentina*. *Acad. Nac. Ciencias*, II: 1307-1387, Córdoba.
- MITCHUM, R. M. y M. A. ULIANA, 1985. *Seismic stratigraphy of carbonate depositional sequences, Upper Jurassic-Lower Cretaceous, Neuquén Basin, Argentina*. En: O. R. Berg y D. G. Wolverton (eds.), *Seismic stratigraphy II - An integrated approach to hydrocarbon exploration*. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem.*, 39: 255-274, Tulsa.
- POAG, C., W. y J. S. SCHLEE, 1984. *Depositional sequences and stratigraphic gaps on submerged United States*. En: J. S. Schlee (ed.), *Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation*. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem.*, 36: 165-182, Tulsa.
- ROBBIANO, J., 1971. *Contribución al conocimiento estratigráfico de la sierra del Cerro Negro, Pampa de Agnía, provincia del Chubut*. *República Argentina. Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXVI: 41-56, Buenos Aires.
- SCHWARTZ, M. I., 1968. *The scale of shore erosion*. *Jour. Geol.*, 76: 508-517, Chicago.
- SPERA, F., 1980. *Thermal evolution of plutons: a parameterized approach*. *Science*, 207: 299-301, Washington.
- SUERO, T., 1948. *Descubrimiento de Paleozoico superior en la zona extraandina de Chubut*. *Bol. Inf. Petrol.*, 287: 31-48, Buenos Aires.
- TURNER, J. C. M., 1982. *Descripción geológica de la Hoja 44c, Tecka, provincia del Chubut*. *Serv. Geol. Nac., Bol.*, 197, Buenos Aires.
- 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: D. P. McKenzie (ed.), *Gondwana Six: structure, tectonics and geophysics*. *Amer. Geophys. Union, Geophys. Monog.* 40, 271-286.
- \_\_\_\_\_, y \_\_\_\_\_, 1988. *Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America*. II° Sympos. South Atlantic Evolution, Rio de Janeiro, *Rev. Bras. Geocienc.*, 18: 172-190, San Pablo.
- VAIL, P. R. y R. G. TODD, 1981. *Northern North Sea Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy*. En: *Petroleum geology of the continental shelf of North-West Europe*. *Inst. Petrol.*, 216-235, Londres.
- \_\_\_\_\_, J. P. COLIN, R. J. DU CHENE, J. KUCHLY, F. MEDIAVILLA y V. TRIFILIEFF, 1987. *La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du Bassin de Paris*. *Bull. Soc. Géol. France*, III: 1301-1321, Paris.
- \_\_\_\_\_, R. M. MITCHUM, R. G. TODD, J. M. WIDMIER, S. THOMSON, J. B. SANGREE, J. N. BUBB y W. G. HATELID, 1977. *Seismic stratigraphy and global changes of sea-level*. En: *Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration*. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem.*, 26: 49-212, Tulsa.
- VIZAN, H., 1988. *Estudios paleontológicos y paleomagnéticos preliminares de la Formación Lepá (río Gualjaina - Chubut)*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XLIII: 327-337, Buenos Aires.
- VOLKHEIMER, W., 1964. *Estratigrafía de la zona extraandina del departamento de Cushamen (Chubut) entre paralelos 42° y 42°30' y meridianos 70° y 71°*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XIX: 85-107, Buenos Aires.
- VON HILLEBRANDT, A., 1987. *Liassic ammonite zones of South America and correlations with other provinces*. En: W. Volkheimer (ed.), *Bioestratigrafía de los sistemas regionales del Jurásico y Cretácico de América del Sur*. 1: 111-158, Mendoza.

Recibido: 25 de agosto, 1988

Aceptado: 25 de julio, 1990

GUSTAVO GONZALEZ BONORINO

Dirección Nacional de Geología y Minería

CONICET

Av. Santa Fe 1548, 13 P.

(1006) Buenos Aires, Argentina

## CORRELACION PALEOMAGNETICA DE DIVERSOS AFLORAMIENTOS DEL COMPLEJO MARIFIL (PROVINCIA DE RIO NEGRO)

A la memoria del ingeniero Daniel A. Valencio

Mabel Mena

**RESUMEN:** Se presentan los resultados del análisis conjunto de datos geológicos y paleomagnéticos obtenidos para una colección preliminar de muestras del Complejo Marifil, extraídas de afloramientos ubicados en Valcheta, Aguada de Cecilio, Los Berros y Sierra Pailemán, provincia de Río Negro. Se correlacionan distintos mantos del Complejo Marifil aflorantes en dichas localidades los que abarcan un lapso comprendido entre los  $174 \pm 10$  Ma y  $164 \pm 10$  Ma. Las magnetizaciones remanentes estables obtenidas permitieron calcular un polo paleomagnético (PP) preliminar para el Complejo Marifil (SAJ4) el que resultó ubicado a  $77,7^\circ$  de latitud sur y  $133,4^\circ$  de longitud este, posición que resulta coherente con la de PP's de reconocida edad jurásica media calculados para América del Sur (SAJ1, Formación Chon Aike,  $166 \pm 5$  Ma; SAJ2, Vulcanitas de Maranhao,  $158 \pm 12$  Ma y SAJ3, Formación Camaraca,  $157 \pm 4$  Ma). La distribución elongada de la población de polos geomagnéticos virtuales (PGV) obtenidos para estas rocas resulta similar a las distribuciones de los PGV's correspondientes a las unidades jurásicas mencionadas, lo que podría sugerir que todas ellas registraron un mismo proceso geodinámico el que podría corresponderse con aquel que marca el inicio de la fragmentación del Gondwana occidental.

**ABSTRACT:** The results of the joint analysis of paleomagnetic and geological data obtained for a preliminary set of samples taken from outcrops located at Valcheta, Aguada de Cecilio, Los Berros and Sierra Paileman, provincia de Río Negro, are reported. Different mantles of the Marifil complex exposed in those districts, and ranging in age between  $174 \pm 10$  Ma and  $164 \pm 10$  Ma, are correlated. The stable remanent magnetizations obtained permitted the calculation of a preliminary paleomagnetic pole (PP) for the Marifil complex (SAJ4), which turned out to be located at  $77.7^\circ$ S and  $133.4^\circ$ E, a result which is coherent with the positions of South American PP's recognized as Middle Jurassic (SAJ1, Chon Aike Formation,  $166 \pm 5$  Ma; SAJ2, Vulcanitas de Maranhao,  $158 \pm 12$  Ma; and SAJ3, Camaraca Formation,  $157 \pm 4$  Ma). The elongated distribution of the virtual geomagnetic poles (PGV) obtained for these rocks is similar to the PGV's distributions corresponding to the above-mentioned Jurassic units, which might suggest that they all recorded the same geodynamic process, possibly the one signalling the fragmentation of West Gondwana.

### INTRODUCCION

En el área comprendida entre las localidades de Valcheta, Pailemán, Aguada de Cecilio y Los Berros ( $41^\circ$ S,  $66^\circ$ O, provincia de Río Negro), (figura 1), en el sector oriental del Macizo Nordpatagónico, afloran diversos mantos de lavas, ignimbritas y tobas consideradas como integrantes del Complejo Marifil (Cortés, 1981). Dichas volcanitas en general están constituidas, en la base de la secuencia, por facies andesíticas y dacíticas y, en los mantos cuspidales, principalmente por facies riolíticas. Estas rocas, si bien manifiestan gran difusión areal, aparecen en afloramientos saltuarios, los que sobresalen escasamente en el relieve bajo de la zona. Salvo en los perfiles de la sierra Pailemán y de Los Berros, no existen en el área otros afloramientos que expongan la secuencia volcánica completa. En las cercanías de Valcheta aparecen numerosos afloramientos de dacitas de muy variadas texturas entre los que generalmente no puede establecerse una

probada correlación. Por otra parte es también reducido el número de casos en los que se encuentra el contacto con el manto suprayacente.

Las edades asignadas a estas rocas están bajo discusión dada la amplia difusión de rocas volcánicas y volcanoclásticas calcoalcalinas en toda la Patagonia, la profusión de denominaciones locales con las que se las conoce y la dificultad en relacionarlas debido a los bruscos cambios laterales tanto de facies como de espesores. Croce (1950 y 1956) consideró que la actividad volcánica que les dio origen comenzó en el Triásico superior y culminó a fines del Eogeno, ubicando en el Jurásico-Cretácico el lapso de mayor intensidad del proceso efusivo. Diversos autores consideran que estas rocas son producto de una actividad volcánica extendida entre el Triásico inferior y el Jurásico medio a superior (Rosenman, 1972; Ramos, 1975, Nuñez *et al.*, 1975). Otros (Shell, 1962) si bien también asignan a la actividad magmática que las originó una edad comprendida en dicho lapso, dividen dicha actividad en

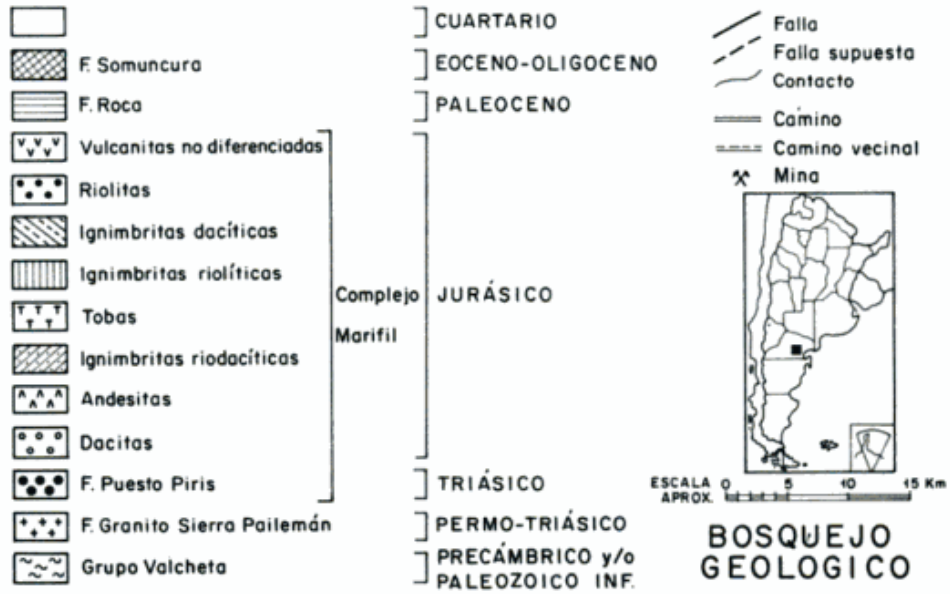
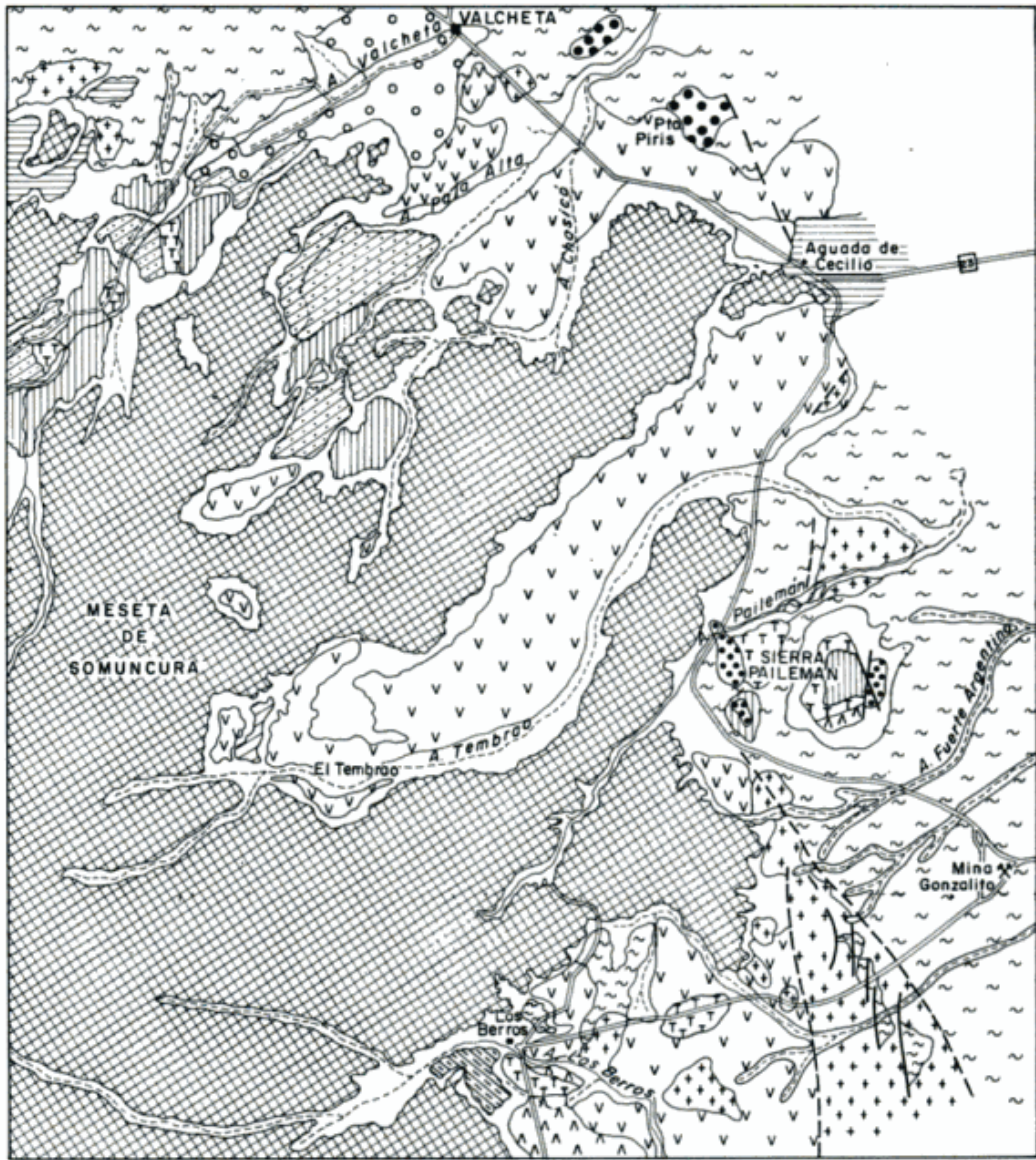


Figura 1: Bosquejo geológico.

Cuadro I  
ROCA

ROCA	LUGAR	EDAD (M. a.)	
riolita	Sa. Pailemán	Ar/K 164±10	Nuñez et al, 1975
andesita	Los Berros	Ar/K 174±10	Nuñez et al, 1975
riolita	Ao. Salado	Ar/K 185±10	Linares, 1977
riolita	Sierra Grande	Ar/K 196±10	Nuñez et al, 1975
granito	Sa. Pailemán	Rb/Sr 279±10	Stipanovic y Methol, 1972
ignimb. dacítica	Valcheta	Ar/K 277±10	Linares, 1979
ignimb. dacítica	Valcheta	Ar/K 179±10	Linares, 1977
porfirita	Valcheta	Rb/Sr 233±10	Stipanovic et al, 1969

una fase intrusiva triásica y una fase extrusiva jurásica hasta cretácica. Otros autores ubican las efusiones entre el Pérmico y el Jurásico pero las dividen en secuencias usando el nombre de Marifil para aquella que comenzó a gestarse en el Triásico medio a superior (Cortés, 1981) o bien en el Jurásico inferior (Eliseche, 1979) y que alcanzó mayor distribución areal que su precedente. Las tobas aflorantes entre Valcheta y Aguada de Cecilio, de las que se extrajeron muestras para este estudio paleomagnético, presentan intercalaciones de areniscas en las que Nuñez *et al.* (1975) identificaron crustáceos y plantas fósiles que dan en conjunto una edad jurásica inferior a media.

Las dataciones radimétricas existentes obtenidas por diversos autores (cuadro I) en afloramientos que se homologaron a los muestreados para el presente trabajo, permiten dar a la secuencia aflorante en Los Berros y Sierra Pailemán una edad jurásica media. Por otra parte, las dataciones correspondientes a la zona de Valcheta podrían lle-

var la cota inferior de este lapso al Pérmico tardío-Triásico temprano.

Con el objeto de aportar otros elementos de juicio respecto a la edad de los mantos del Complejo Marifil aflorantes en el sector noreste del Macizo Nordpatagónico, se encaró el estudio paleomagnético de una colección preliminar de muestras orientadas de rocas de dicho complejo.

### SINOPSIS GEOLOGICA

La unidad más antigua aflorante en el área (figura 1) es el Grupo Valcheta (Zambrano, 1972), asignado al Precámbrico y/o Paleozoico inferior, constituido por metamorfitas de litología muy variada que en la zona comprende facies de bajo a moderado grado de metamorfismo. Dichas metamorfitas se encuentran intruidas por los granitos y tonalitas de la Formación Granito Sierra Pailemán (Stipanovic y Methol, 1972), datados radimétricamente como pérmicos a permotriásicos (cuadro I).

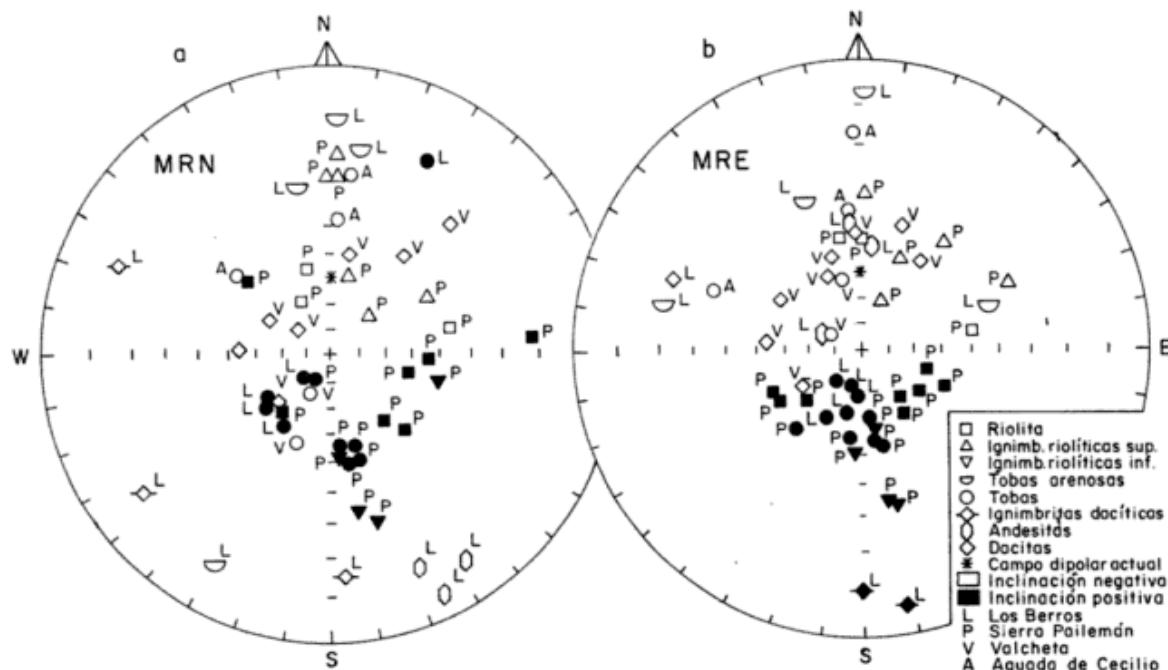


Figura 2: Direcciones de las remanencias magnéticas de los especímenes, diferenciados por perfil y por litología. Se indica la posición del campo dipolar actual (\*). a) direcciones de las MRN's; b) direcciones de MRE's obtenidas luego de la aplicación de diversos métodos de desmagnetización.

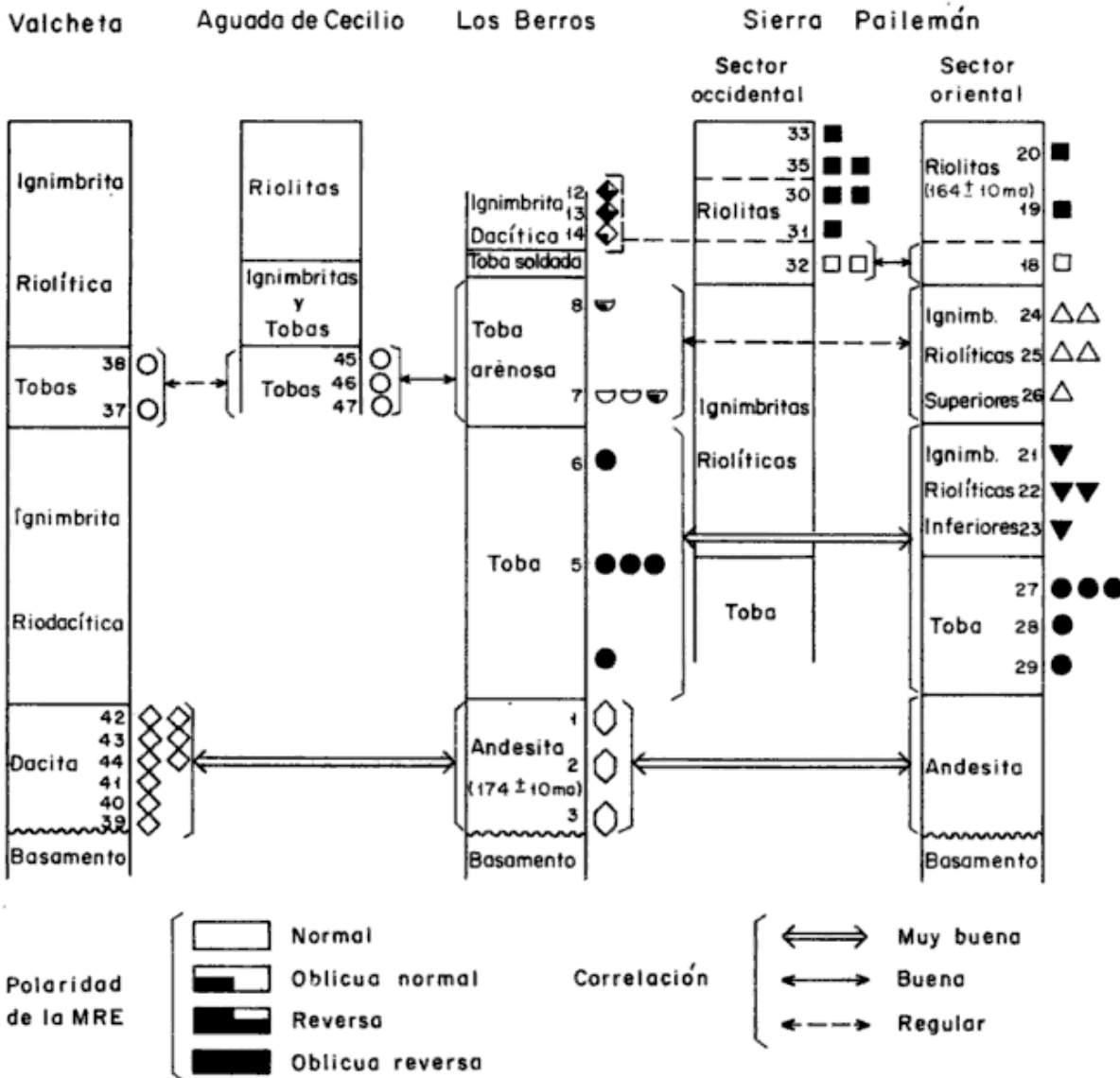


Figura 3: Perfiles esquemáticos mostrando la correlación de distintos afloramientos del Complejo Marifil efectuada en función de litología y datos paleomagnéticos.

En relación de discordancia sobre estas unidades se apoya la secuencia volcánico-sedimentaria del Complejo Marifil (Cortés, 1981), de edad triásica media-superior a jurásica media, integrada en el área por la Formación Puesto Piris (Núñez *et al.*, 1975) y por una secuencia de ignimbritas, tobas y lavas de composición predominantemente riolítica y en menor proporción andesítica y dacítica, de gran extensión areal. En discordancia sobre las unidades precedentes se apoyan los sedimentos marinos paleocenos de la Formación Roca (Wever, 1927), depositados sobre un relieve peneplanizado, y sobre éstos, los basaltos olivínicos de la Formación Somuncurá (Ardolino, 1981), de edad eocena-oligo-

cena, culminando la secuencia con depósitos cuaternarios.

El basamento metamórfico presenta un intenso plegamiento y las plutonitas que lo intruyen se encuentran sumamente diaclasadas. Estas unidades, junto con su suprayacente, el Complejo Marifil, han sido fracturadas en bloques separados por fallas de rumbo predominante noroeste y juegos de fallas subordinadas de rumbo noreste. La presencia de los mantos basálticos de la Formación Somuncurá hace suponer que la zona estuvo sometida a esfuerzos traccionales durante el Eo-Oligoceno. Por otra parte, la horizontalidad de esta unidad, así como la de su infrayacente, la Formación Roca, sugiere que la

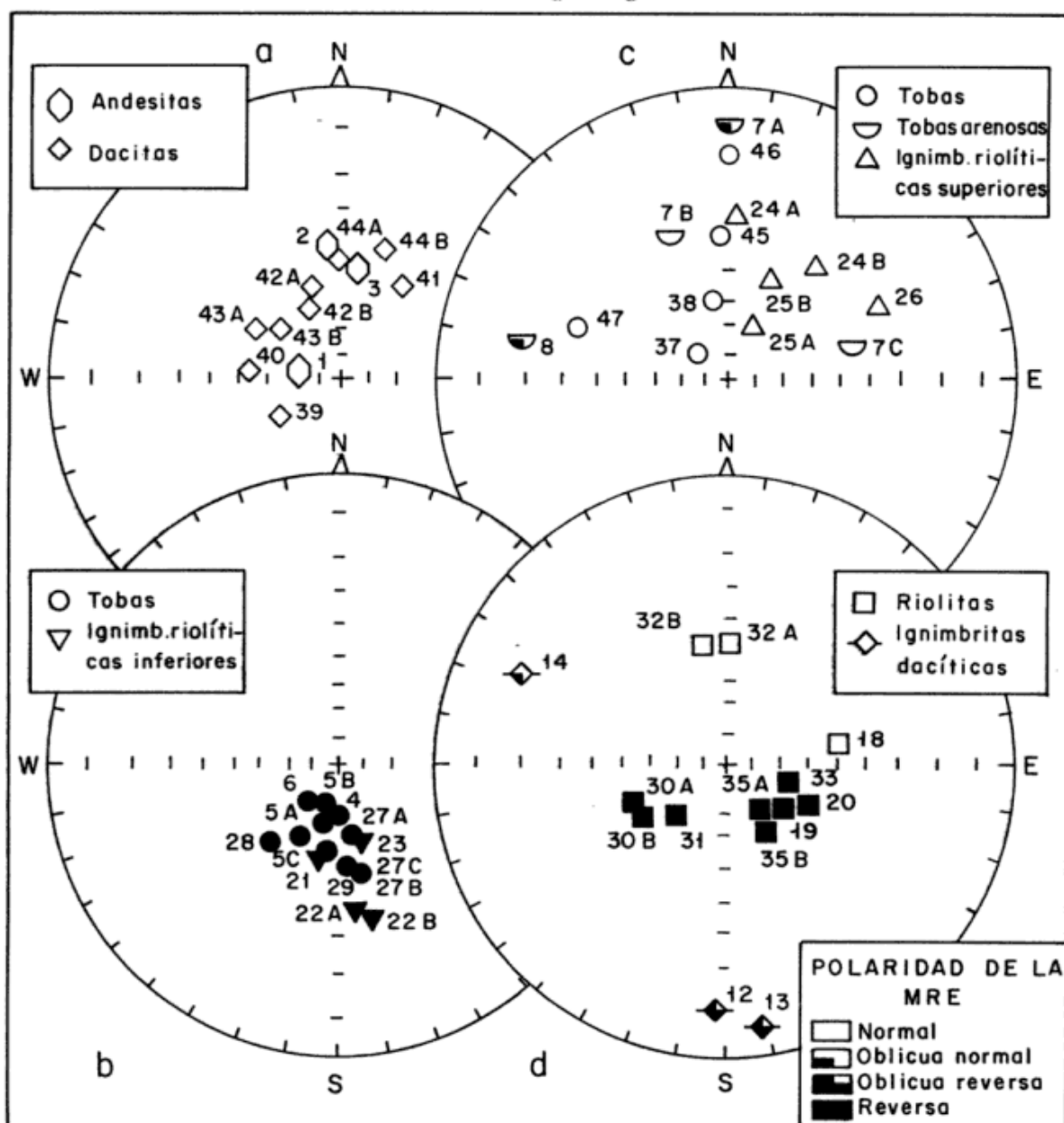


Figura 4: Estereogramas mostrando el agrupamiento que presentan las direcciones de MRE's obtenidas para las unidades correlacionadas. a) andesitas de Los Berros y dacitas de Valcheta; b) tobas de Los Berros y tobas e ignimbritas riolíticas inferiores de Sierra Pailemán; c) tobas de Valcheta y Aguada de Cecilio, tobas arenosas de Los Berros e ignimbritas riolíticas superiores de Sierra Pailemán; d) riolitas de Sierra Pailemán e ignimbritas dacíticas de Los Berros.

zona gozó de relativa calma tectónica a partir del Cretácico superior.

#### ESTUDIO PALEOMAGNETICO

Se extrajeron muestras orientadas de diversos mantos de lavas, ignimbritas y tobas expuestas en perfiles ubicados en la Sierra Pailemán y en las localidades de Los Berros, Aguada de Cecilio y Valcheta. La estabilidad del magnetismo remanente natural (MRN) de las muestras fue analizada aplicando, a los especímenes extraídos de dichas muestras, los métodos de desmagnetización por campos

magnéticos alternos linealmente decrecientes y por altas temperaturas (Valencio, 1980). En algunas tobas se empleó también el método de desmagnetización por ataque químico. Todos ellos resultaron idóneos para aislar la magnetización remanente estable (MRE) de las rocas aquí estudiadas.

Las direcciones de la MRN del conjunto de especímenes analizados presentan una gran dispersión (figura 2a). Los vectores representativos de las magnetizaciones residuales estables obtenidas luego de los tratamientos de gabinete, están considerablemente mejor agrupados (figura 2b), lo cual indica la efectividad de los procedimientos de des-

magnetización aplicados para destruir componentes magnéticas secundarias adquiridas durante el tiempo geológico transcurrido con posterioridad a la génesis de estas rocas.

Se calculó la MRE promedio de la población mediante la estadística de Fisher (1953) (Declinación =  $358,4^{\circ}$ ), inclinación =  $58,7^{\circ}$ , con  $N = 39$ ,  $K = 14$  y  $A95 = 7,4^{\circ}$ , donde  $N$ : número de vectores que intervienen en el cálculo,  $K$ : parámetro de precisión y  $A95$ : semiángulo del círculo de confianza donde existe una probabilidad del 95 % de encontrar la verdadera dirección). A partir de esta MRE media se estableció matemáticamente cuales de las muestras eran portadoras de MRE de polaridad normal, reversa u oblicua, tomándose como direcciones oblicuas aquellas que se encuentran a más de  $40^{\circ}$  de dicho valor medio. La distribución de dichas direcciones sugiere que la génesis de los mantos estudiados tuvo lugar en un lapso durante el cual el campo magnético terrestre (c.m.t.) tuvo cambios de polaridad.

### CONCLUSIONES

Con el objeto de analizar la posible correlación de distintos afloramientos estudiados se realizó el análisis conjunto de los datos geológicos y paleomagnéticos. Para ello se tuvo en cuenta la polaridad y el grado de agrupamiento de las direcciones del MRE de las muestras correspondientes a unidades geológicamente correlacionables.

En la figura 3 se ha representado en forma esquemática la litología de la secuencia presente en cada uno de los perfiles muestreados. En ella se indican las muestras recogidas en cada manto y el número de especímenes tratados por muestra así como la polaridad de la MRE que porta cada espécimen. Dado que la secuencia más completa y más densamente muestreada es la que corresponde al sector oriental de la Sierra Pailemán se tomó a ésta como patrón para vincular las demás secciones.

Analizando la secuencia integrada (figura 3) se ve que los mantos basales de andesitas y dacitas, aflorantes en Los Berros y Valcheta, respectivamente, son portadores de MRE de polaridad normal. Por otra parte, las direcciones de la MRE de las muestras extraídas de dichos mantos basales se encuentran bien agrupadas (figura 4a). Ello sugiere que estos mantos son portadores de MRE's adquiridos bajo la acción de un mismo c.m.t. La edad radiométrica de las andesitas de Los Berros es jurásica media (cuadro I). En cuanto a las dacitas aflorantes en Valcheta su edad está en discusión ya que si bien son consideradas jurásicas por la mayoría de los autores, se cuenta en la zona con otras dataciones que permitirían considerarlas pérmicas tardías-

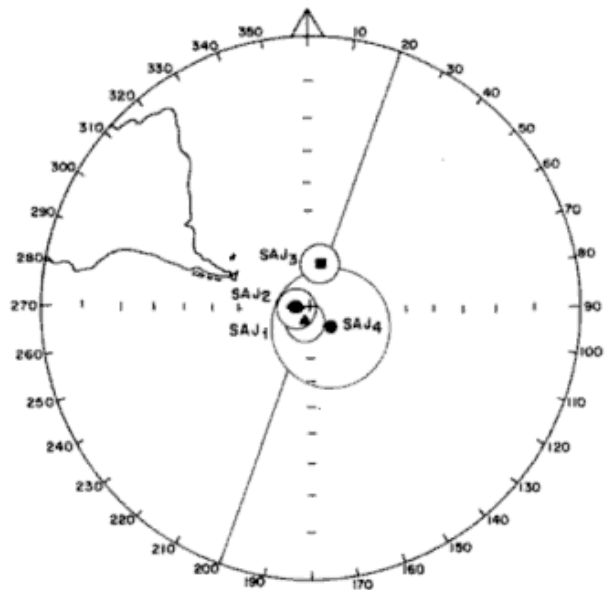


Figura 5: Polos paleomagnéticos (PP's) de la Formación Chon Aike (SAJ1,  $166 \pm 5$  Ma), Vulcanitas de Maranhao (SAJ2,  $158 \pm 12$  Ma) y Formación Camaraca (SAJ3,  $157 \pm 4$  Ma) y polo paleomagnético preliminar para el Complejo Marifil (SAJ4) con sus círculos de confianza.

triásicas tempranas (cuadro I) por lo cual estas dacitas no serían correlacionables con las volcanitas aflorantes en Los Berros y Sierra Pailemán cuya edad máxima posible es jurásica media. El presente análisis sugiere que las dacitas muestreadas en Valcheta tienen igual edad magnética que las andesitas de Los Berros (figura 3), lo que no excluye la posibilidad de que en la zona de Valcheta afloraran dacitas no muestreadas originadas en efusiones anteriores ocurridas en el lapso Pérmico superior-Triásico inferior. Asimismo, otra posible interpretación es que las dacitas en cuestión hayan adquirido por razones no conocidas una MRE secundaria estable, durante el Jurásico. El manto de tobas suprayacente a las andesitas y las ignimbritas riolíticas inferiores que apoyan sobre estas tobas en el perfil de Pailemán, sector oriental (figura 3), portan MRE de polaridad reversa y sus direcciones forman un grupo compacto (figura 4b). Las tobas que se apoyan sobre las andesitas en Los Berros, también son portadoras de MRE de polaridad reversa (figura 3) y la dirección de esta magnetización es coherente con la de las tobas e ignimbritas riolíticas inferiores del sector oriental de Pailemán (figura 4b). Ello sugiere igual edad magnética y permite correlacionar las unidades mencionadas para ambas localidades. Las tobas arenosas aflorantes en Los Berros presentan MRE de polaridad normal y oblicua normal, (figura 3). Por otra parte las tobas aflorantes en Valcheta y Aguada de Cecilio y el manto superior de ignimbritas riolíticas aflorante en el sector oriental de la Sierra Pailemán portan

MRE de polaridad normal (figura 3) siendo, además, coherentes las direcciones de dichas remanencias (figura 4c). Ello, por las mismas razones expuestas anteriormente, sugiere correlación entre las unidades mencionadas. En el techo de la secuencia de Los Berros afloran ignimbritas dacíticas con MRE de polaridad oblicua normal y oblicua reversa (figura 4d); ello puede sugerir que esta unidad puede subdividirse en mantos de edades magnéticas distintas o bien que a estas rocas les corresponde una única edad siendo sus direcciones reflejo de un mismo cambio de polaridad o excursión del campo magnético terrestre. Las lavas riolíticas con las que culmina la secuencia de Sierra Pailemán registran MRE de polaridad normal en su base y reversa en su parte superior. A su vez las direcciones de las MRE de polaridad reversa forman dos agrupamientos separados (figura 4d). Ello sugiere que estas rocas han registrado direcciones de tres campos magnéticos terrestres distintos, y que en la zona ocurrieron al menos tres efusiones distintas de lavas riolíticas. Un lapso mínimo de 4000 años tiene que haber transcurrido entre las efusiones con MRE de polaridad normal y reversa, lapso en que se estima que se produce un cambio en los parámetros direccionales en una reversión del campo magnético terrestre. Estas riolitas han sido datadas radiométricamente en  $164 \pm 10$  Ma (Ar/K, Núñez *et al.*, 1975). Luego la secuencia integrada con las unidades muestreadas en las cuatro localidades quedaría acotada entre los  $174 \pm 10$  y los  $164 \pm 10$  Ma, (Jurásico medio).

Con las direcciones de las MRE's encontradas y mediante la estadística de Fisher (*op. cit.*) se calcularon los polos geomagnéticos virtuales (PGV) correspondientes a cada unidad definida (cuadro II). Dichos PGV's se emplearon para calcular el polo paleomagnético (PP) preliminar del Complejo Marifil. Para ello se utilizó el método tradicional de

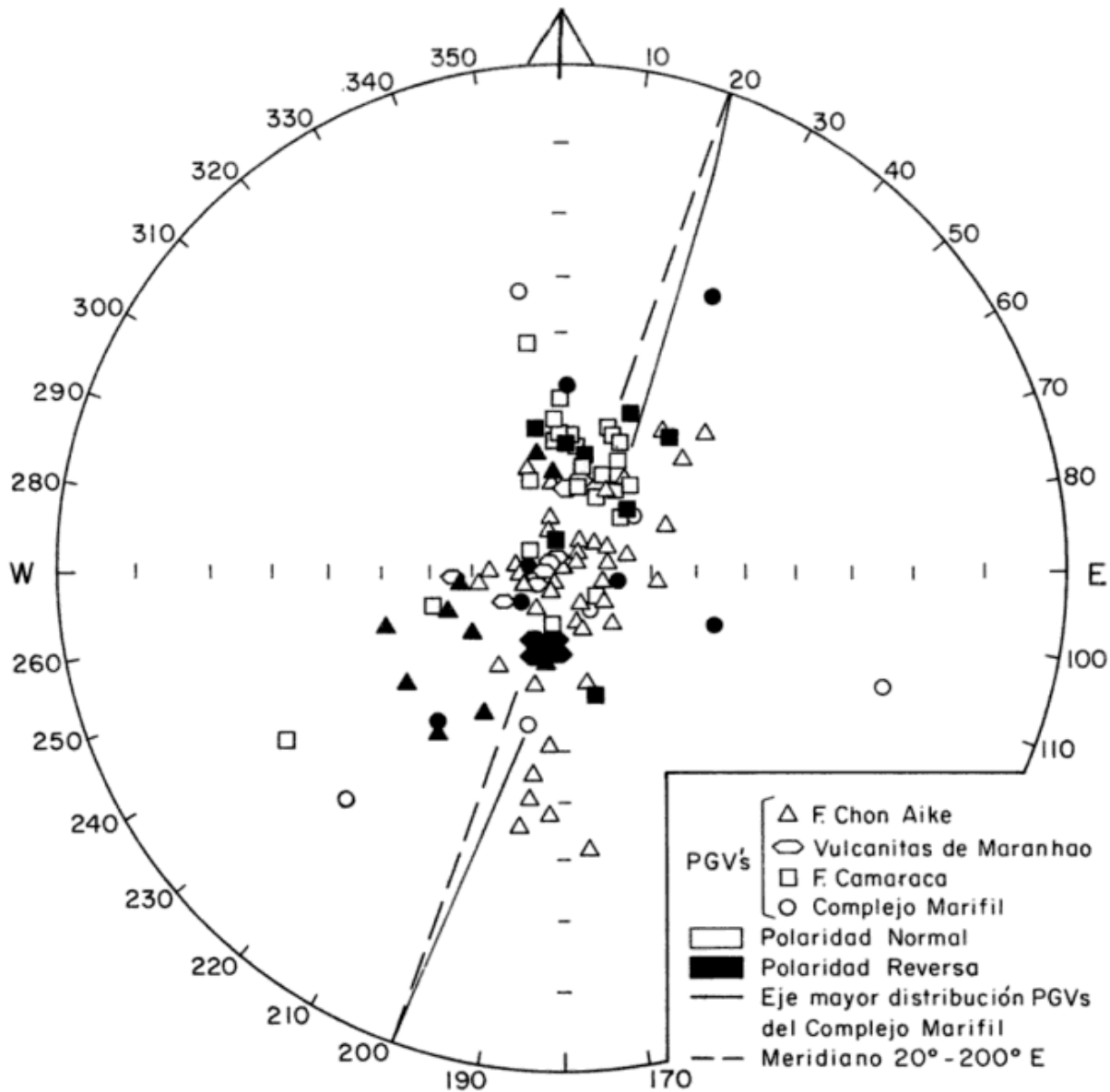
calcular la posición media de los PGV's mediante la estadística de Fisher, empleando un programa de computadora que mediante un procedimiento interactivo elimina aquellos PGV's cuyas posiciones están situadas a más de  $40^\circ$  del centro de gravedad de la población. El PP preliminar así obtenido (SAJ4, figura 5) está ubicado a los  $77,7^\circ\text{S}$ ,  $133,4^\circ\text{E}$ , siendo sus parámetros estadísticos  $N = 8$ ,  $K = 13$ ,  $A95 = 19^\circ$  (con N: número de PGV's que intervienen en el cálculo, K: parámetro de precisión y A95: semiángulo del cono de confianza en donde existe el 95 % de probabilidad de encontrar la verdadera posición polar). En la figura 5 la posición de dicho PP se compara con las posiciones de los PP's de reconocida edad jurásica media de América del Sur: SAJ1, Formación Chon Aike ( $166 \pm 5$  Ma, Vilas, 1981), SAJ2, Vulcanitas de Maranhao ( $158 \pm 12$  Ma; Schult y Guerreiro, 1980) y SAJ3, Formación Camaraca ( $157 \pm 4$  Ma, Palmer *et al.*, 1980). El círculo de confianza de SAJ4 incluye los círculos correspondientes a los PP's SAJ1 y SAJ2 y a parte del círculo del SAJ3; ello es coherente con la edad jurásica media asignada a estas rocas del Complejo. Es de destacar que el peso estadístico del SAJ4 no puede compararse al de los PP's SAJ1, SAJ2 y SAJ3, dado, fundamentalmente, el menor número de muestras usadas para su cálculo.

Por otra parte, si se considera que al aplicar un filtro circular de  $40^\circ$ , como el usado para el cálculo de SAJ4, a una población de PGV's de marcada ovalidad, como lo es la aquí obtenida, se pierde importante información, resulta entonces válido comparar la población total de PGV's obtenida para el complejo Marifil con las poblaciones de PGV's a partir de las cuales se calcularon los PP's, SAJ1, SAJ2 y SAJ3. Estos últimos PGV's presentan una distribución elongada aproximadamente a lo largo de los meridianos  $20^\circ$ - $200^\circ\text{E}$ , la que fue interpretada como efecto de un rápido desplazamiento polar

Cuadro II

Litología	Muestras	MRE					PGV		
		I	D	N	$\alpha_{95}$	K	lat.S	long.E	pol.
riolitas	19-20-33-35	61.8	124.6	5	9	99	49.5	1.6	R
riolitas	30-31	57.3	236.5	3	22	123	46.9	219.2	R
ignimb. dacíticas	12-13	9.1	177.2	2	28	82	53.7	108.9	OR
ignimb. dacíticas	14	-21.0	291.4	1	-	-	23.2	29.4	OR
riolitas	18	-49.0	81.7	1	-	-	24.9	222.7	ON
riolitas	32	-46.9	356.0	2	-	-	20.9	109.9	ON
ignimb. riolíticas sup.	24-25-26	-45.4	39.3	5	38	12	54.9	192.7	N
tobas	37-38-45-46-47	-48.5	338.1	5	35	6	68.9	49.3	N
ignimb. riolíticas inf.	21-22-23	47.1	176.3	4	22	31	77.1	98.9	R
tobas	4-5-6-27-28-29	63.9	195.8	10	11	37	77.6	231.4	R
andesitas/dacitas	1-39-40-43	-62.0	276.7	5	20	22	30.8	351.1	ON
andesitas/dacitas	1-3-41-42	-51.3	5.4	4	17	28	80.1	141.4	N





**Figura 6:** Poblaciones de polos geomagnéticos virtuales (PGV's) del Complejo Marifil, de la Formación Chon Aike de las Vulcanitas de Maranhao y de la Formación Camaraca. Se indican los ejes mayores de las distribuciones de PGV's del Complejo Marifil y de la obtenida por Valencio *et al.* (1983) para las otras unidades mencionadas.

aparente acaecido durante el Jurásico medio a superior (Valencio *et al.*, 1983). Para efectuar la comparación antes indicada se calculó, mediante el método propuesto por Ovidoy Vilas (1986), la ovalidad de la población de PGV's del Complejo Marifil. En la figura 6, donde están representados los PGV's correspondientes a los cuatro PP's, se han graficado además el círculo máximo definido por el eje mayor de esta distribución y el meridiano 20-200°E; la proximidad de ambos sugiere que tanto las rocas del Complejo Marifil estudiadas como las de las Formaciones Chon Aike y Camaraca y las Vulcanitas de Maranhao, registraron un mismo proceso geodinámico, el que podría corresponderse con aquel que, según Uliana *et al.* (1986), generó

en su fase culminante, ocurrida durante el Jurásico medio a superior, el volcanismo calcoalcalino registrado en toda la Patagonia. Dicho proceso extensivo habría comenzado en el Triásico tardío y marcaría el inicio de la fragmentación del Gondwana occidental.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se dedica a la memoria del Ingeniero Daniel Alberto Valencio, bajo cuya dirección se realizó el estudio paleomagnético y al que la autora agradece profundamente su guía y enseñanzas. Por otra parte se agradece al Doctor Roberto Caminos por sus valiosos aportes y lectura crítica del

manuscrito y al Doctor Eduardo Oviedo y demás integrantes del Laboratorio de Paleomagnetismo y Magnetismo de las rocas por el apoyo prestado, como así también a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires y al CONICET que de distintas maneras posibilitaron la concreción de este trabajo.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ARDOLINO, A., 1981. *El vulcanismo cenozoico del borde sudoriental de la Meseta de Somun Curá, provincia de Chubut*. VIIIº Congr. Geol. Arg., Actas, III: 7-23, San Luis.
- CORTES, J. M., 1981. *El substrato precretácico del extremo noreste de la provincia del Chubut*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVI (3): 217-235, Buenos Aires.
- CROCE, R., 1950. *Algunas observaciones sobre afloramientos graníticos de rocas volcánicas antiguas y filones de Gastre, Chubut*. Mus. Arg. Cs. Nat. "Bernardino Rivadavia, Rev., Geol. I (3): 91-115, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1956. *Formaciones características en las estructuras basales de la altiplanicie de Somuncura en Río Negro*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XI (3): 158-201, Buenos Aires.
- ELISECHE, L. A., 1979. *Geología de la zona adyacente al tramo medio del arroyo Yaminué. Sector norte del Macizo Nordpatagónico. Río Negro*. Univ. Buenos Aires, Fac. Cs. Exact. y Nat., Trab. Final de Licenciati., (inéd.).
- FISHER, R. A., 1953. *Dispersion on a sphere*. Proc. Roy. Soc. A., 217: 295-305, London.
- HALPERN, M., E. LINARES y O. LATORRE, 1971. *Edad Rubidio-Estroncio de rocas volcánicas e hipoabisales (?) del área norte de la Patagonia*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXVI (2): 169-174, Buenos Aires.
- INGEIS, 1977. *Nuevas constantes a utilizar en los métodos de datación radimétrica*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXII (3): 239-240, Buenos Aires.
- LINARES, E., 1977. *Catálogo de edades radimétricas determinadas para la República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Publ. Esp., Serie B, 4, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1979. *Catálogo de edades radimétricas determinadas para la República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Publ. Esp., Serie B, 6, Buenos Aires.
- NUÑEZ, E., E. W. BACHMANN, I. RAVAZZOLI, A. BRITOS, M. FRANCHI, A. LIZUAIN y E. SEPULVEDA, 1975. *Rasgos geológicos del sector oriental del Macizo Somuncura, provincia de Río Negro, República Argentina*. IIº Congr. Iberoamér. Geol. Econ., IV: 247-266, Buenos Aires.
- OVIEDO, E. S. y J. F. VILAS, 1986. *Caracterización de la forma de la distribución de datos direccionales*. XIVº Reun. Cient., Asoc. Arg. Geof. y Geodestas, Res.: 98, Mendoza.
- PALMER, H. C., A. HAYATSU y W. D. MC DONALD, 1980. *The Middle Jurassic Camaraca Formation, Arica, Chile: Paleomagnetism K-Ar age and tectonic implications*. Geophys. J. R. Astr. Soc., 62: 155-172.
- RAMOS, V. A., 1975. *Geología del sector oriental del Macizo Nord-patagónico entre Aguada Capitán y la Mina Gonzalito, provincia de Río Negro*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXX (3): 274-285, Buenos Aires.
- ROSENMAN, H. L., 1972. *Geología de la región de Arroyo Los Berros (vertiente oriental de la meseta de Somuncura), provincia de Río Negro. República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVII (1): 117-137, Buenos Aires.
- SCHULT, A. y S. GUERREIRO, 1979. *Paleomagnetism of Mesozoic igneous rocks from the Maranhao Basin, Brazil, and the time of opening of the South Atlantic*. Earth Planet. Sci. Lett., 42 (3): 427-436.
- SHELL Production Company of Arg. LTD, 1962. *Algunas observaciones geológicas a lo largo del borde septentrional del Escudo Patagónico*. Iº Jorn. Geol. Arg., Actas, II, Buenos Aires.
- STIPANICIC, P. N., 1967. *Consideraciones sobre las edades de algunas fases magmáticas del Neopaleozoico y Mesozoico*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXII (2): 101-133, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, y E. LINARES, 1969. *Edades radimétricas determinadas para la República Argentina y su significado geológico*. Acad. Nac. Cienc., Bol., XLVII, 1º Entr., 51-96, Córdoba.
- \_\_\_\_\_, y E. J. METHOL, 1972. *Macizo de Somuncura*. Geol. Reg. Arg., Acad. Nac. Cienc., Córdoba.
- VALENCIO, D. A., 1980. *El magnetismo de las rocas*. EUDÉBA, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, J. F. VILAS y I. G. PACCA, 1983. *The significance of the paleomagnetism of Jurassic-Cretaceous rocks from South America: predrift movements, hairpins and magnetostratigraphy*. Geophys. J. R. Astr. Soc., 73: 135-151.
- VILAS, J. F., 1974. *Paleomagnetism of some igneous rocks of the Middle Jurassic Chon-Aike Formation from Estancia la Reconquista, province of Santa Cruz, Argentina*. Geophys. J. R. Astr. Soc., 39: 511-522.
- \_\_\_\_\_, *Paleomagnetism of South American rocks and the dynamic processes related to the fragmentation of western Gondwana*. En: *Paleoreconstruction of the continents*. M. W. Mc Elhinny y D. A. Valencio (Eds.), Am. Geophys. Union, Geodynamic Series, 2: 106-114, Boulder, Colorado.
- WEAVER, CH., 1972. *The Roca Formation in Argentina*. Am. Journ. Sci., V (13): 417-434.
- ZAMBRANO, J. J., 1972. *Cuenca del Colorado*. Geol. Reg. Arg., Acad. Nac. Cienc., 419-437, Córdoba.

Recibido: 14 de setiembre, 1988

Aceptado: 10 de mayo, 1990

MABEL MENA

Universidad de Buenos Aires  
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

## GEOLOGIA DEL BLOQUE PALEOZOICO DE LA QUEBRADA HONDA, PUNA CATAMARQUEÑA

Miguel A. Palma, Ignacio Brisson y Graciela Vujovich

**RESUMEN:** Se describe la geología de la zona de la Quebrada Honda, en el sector occidental de la Puna Austral, donde se verifica la presencia de terrenos eopaleozoicos, constituyendo el núcleo de esta serranía.

Estos depósitos asignados al Ordovícico están representados por secuencias turbidíticas depositadas en una cuenca de antearco, asociadas a rocas básicas de naturaleza ofiolítica, constituyendo esta asociación un típico complejo de subducción relacionado a rocas volcánicas correspondientes al arco magmático de la Puna occidental, de evolución pre-fase Guandacólica.

Se interpreta a la fase Guandacólica como un evento de colisión entre las estribaciones australes del Macizo de Arequipa (Bloque de Sierra Moreno?) y el Macizo de Antofalla.

En discordancia se depositan secuencias psefíticas correlacionables con los Estratos de Botijuela (Devónico?) y sedimentitas clásticas continentales mesozoicas y del Terciario medio infrayaciendo a secuencias volcánicas neógenas de importante desarrollo en la región.

Se identifican estructuras famatinianas con vergencia al oeste y estructuras ándicas compuestas por una serie de corrimientos de rumbo meridiano y vergencia oriental, afectadas por estructuras de rumbo oblicuo.

**ABSTRACT:** The geology of the Quebrada Honda Paleozoic block, western sector of the Puna Austral is presented. Ordovician deposits are represented by turbidite sequences, deposited in a forearc position and locally associated with ophiolite rocks, characteristic of subduction complexes. The volcanic lithofacies are interpreted as the rocks of a magmatic arc.

The Guandacolic phase of deformation is interpreted as a collision between the Sierra Moreno block and the Antofalla Massif. The strata of Botijuela (Devonian) were deposited over the Ordovician post-phase Ocluyic, and were followed by deposits, of middle Mesozoic and pre-Miocene sediments.

Volcaniclastic and volcanic sequence (Mio-Pliocene age) are described.

Famatinian structures eastern vergence is identified. The andean structure is composed by a set of meridian trending overthrusts, and transverse faulting.

### INTRODUCCION

Este trabajo tiene por objeto presentar la geología de un sector de la Puna Austral, en la región más occidental de la provincia de Catamarca, donde afloran terrenos constituidos por rocas paleozoicas, sobre los cuales existía poca información a la actualidad.

A pesar del conocimiento de afloramientos de terrenos de esa edad y de las completas investigaciones realizadas en áreas adyacentes sobre el extenso volcanismo cenozoico, la zona no contaba con un mapa geológico a escala adecuada, donde se pudieran apreciar los diferentes tipos de rocas que conforman el llamado "Basamento de rocas paleozoicas" en la región, ni con la correcta ubicación estratigráfica de las mismas.

El relevamiento y estudio geológico de la comarca (figura 1) ha permitido establecer la distribución areal de las diferentes entidades que conforman este bloque, además de aportar interesan-

tes conclusiones sobre la evolución geotectónica del área.

### UBICACION DEL AREA

La sierra de la Quebrada Honda se halla ubicada en la región occidental de la Puna catamarqueña, entre los 25°30' y 25°45' de latitud sur y los 68°08' a 68°15' de longitud oeste. Dentro de estos límites, los afloramientos de interés ocupan un área de 150 km<sup>2</sup>, extendiéndose la serranía en sentido meridiano por unos 24 km, con un ancho aproximado de 6 kilómetros.

Esta sierra se encuentra limitada al este por una zona deprimida, rellena por sedimentos modernos, donde se implantan vegas y pequeños salares. Hacia el oeste desaparece bajo los extensos mantos de volcanitas cenozoicas, las que sin solución de continuidad dominan el cuadro geológico hacia el occidente de la comarca. Esta peculiaridad convierte a los afloramientos de este bloque en las exposicio-

nes más occidentales de rocas paleozoicas conocidas al presente para la región puneña.

Para la confección del mapa geológico se utilizó una base planimétrica, obtenida de fotogramas a escala 1:50.000 del IGM, contándose para la geología de las zonas adyacentes con la base geológica realizada por Coira y Pezzutti (1976) y los lineamientos generales brindados por Allmendinger et al. (1982):

### ANTECEDENTES

No se conocen antecedentes geológicos para la zona previos a la iniciación de los trabajos de exploración minera realizados por el plan NOA. Los trabajos que se citan a continuación son un resultado de ello: Koukharsky (1971), Coira (1971), Siedlarewitsch (1972), Peralta (1972), Busteros et al. (1973) y Martos (1982). A ello deben agregarse los trabajos realizados por Coira y Pezzutti (1976) sobre las volcanitas cenozoicas de la zona, el estudio de la evolución tectónica del área realizada por Allmendinger et al. (1982, 1983) y el estudio de la faja de rocas magmáticas del sector occidental de la Puna realizado por Palma et al. (1986). Cabe citar, que esta sierra con afloramientos de rocas paleozoicas ya aparece mapeada en el trabajo de Groeber del año 1963.

### GEOLOGIA

En la región se pueden reconocer afloramientos correspondientes a secuencias sedimentarias e ígneas. Las primeras de ambientes marinos y continentales, y las segundas en facies volcanoclásticas, lávicas e hipabisales. Estos eventos son ubicados dentro de los ciclos de evolución propuestos por Aceñolaza y Toselli (1981).

a - Ciclo Famatiniano: en éste se reconocen eventos sedimentarios marinos pre-Guandacólicos y post-Oclóyicos, conjuntamente con una gran participación magmática eopaleozoica.

b - Ciclo Patagónico: caracterizado por eventos sedimentarios continentales.

c - Ciclo Andico: con eventos sedimentarios continentales pre-fase Quechua y eventos volcanoclásticos y lávicos neógenos y cuaternarios.

### CICLO FAMATINIANO

#### Subciclo Famatiniano inferior

##### *Secuencias sedimentarias pre-Guandacólicas*

Dentro de esta facies se ubican las sedimentitas, en parte leptometamórficas, de amplia extensión, correspondientes a los terrenos más antiguos aflo-

rantes en la comarca y que constituyen el substrato de las unidades más modernas reconocidas en la zona de estudio.

Esta secuencia está constituida por un potente paquete de areniscas váquicas y pelitas esquistosas, con niveles conglomerádicos intercalados, que se encuentra afectada en parte por un metamorfismo de bajo grado en facies de esquistos verdes (Coira y Pezzutti, 1976).

Las rocas correspondientes a este subciclo afloran en tres fajas, al este, oeste y norte de la Quebrada Honda, las que se encuentran desvinculadas espacialmente entre sí por discontinuidades estructurales (figura 2).

Las rocas sedimentarias predominantes en las tres fajas, corresponden a vaques cuarzosos, según la clasificación de Dott (1964), tratándose de rocas constituidas por cuarzo en un 70 %, feldespato 15 %, líticos 5 % y matrix arcillosa en un 10 %. El cuarzo es monocristalino, con trenes de inclusiones; el feldespato corresponde a plagioclasa, y los líticos a rocas ígneas y metamórficas. Los clastos son subredondeados, presentándose por lo general tres tamaños de grano en matrix arcillosa.

La faja oriental está caracterizada por la presencia de areniscas váquicas leptometamórficas, las que se encuentran íntimamente relacionadas con rocas básicas de afinidades oceánicas (Allmendinger et al., 1982). Estas rocas se encuentran altamente deformadas con pliegues de varios órdenes y fallamiento inverso de bajo ángulo, mostrando la estructura íntima de estas rocas una vergencia al oeste. La deformación de esta faja, conjuntamente con sus facies asociadas, hace recordar a las típicas asociaciones sedimentarias de los complejos de subducción. Se presentan además grauvacas constituidas por clastos de cuarzo, feldespato y de líticos (en menor proporción) en una matrix clorítico-sericítico-cuarzosa. Los clastos son angulosos y predominan los de cuarzo sobre los de feldespato (plagioclasa). Los litoclastos están alterados a clorita y sericita. Los clastos de cuarzo son de dos tipos, unos con extinción ondulante y otros límpidos y que extinguen en forma homogénea. El tamaño de grano de los felclastos y cuarzoclastos oscila entre 1,8 mm como máximo hasta 0,09 mm los de menor tamaño, observándose toda la gradación intermedia.

La matriz está constituida por sericita y cuarzo recristalizados, abundante clorita y material limonítico así como minerales opacos.

Este tipo litológico predomina en la franja más oriental de esta faja, asociado a rocas básicas y afectado por el fallamiento andico que limita la sierra por este flanco, desarrollando en estas rocas fenómenos cataclásticos, evidenciados por foliación cataclástica, la cual queda determinada por clastos de cuarzo, plagioclasa y de líticos dispues-

ESTRATIGRAFIA EN LA ZONA DE QUEBRADA HONDA

CICLO DIASTROFICO	EDAD	UNIDAD	LITOLOGIA	AMBIENTE	FASE OROGENICA
	Holoceno	Depósitos de abanico actuales	Conglomerados y areniscas	Continental	
		Depósitos de abanico antiguos	Conglomerados, areniscas y caliche		
Andico	Pleistoceno	Basalto Aguas Calientes	Basaltos		
	Plioceno	Ignimbrita Laguna de Los Patos	Ignimbritas		
		Basalto-andesita Cerro Cajeros	Basandesitas		
	Mioceno	Andesita lacítica Aguas Blancas	Lavas Andesíticas	Arco magmático	
Riodacita-dacita Cerro Lila Andesita lacítica -dacita Agua de la Piedra		Lavas dacíticas Andesitas y piroclastitas			
Patagonídico	Oligoceno Eoceno	Grupo Pastos Grandes	Areniscas y pelitas	Continental	Quechua /-Incaica /- Patagonídica
	Jurásico?	Fm. Tonel	Areniscas	Continental	Chánica
Famatiniano	Devónico Silúrico	Estratos de Botijucla	Conglomerados y areniscas	Litoral	Oclóyica
		Volcanitas pre-Guandacólicas	Andesitas e ignimbritas	Magmático	Guandacólica
	Ordovícico	Gabro Cajeros Fm. Aguada de la Perdiz	Metagabros Leptometamorfitas, turbiditas y sedimentitas clásticas	Océanico Marino	

NOTA: La nomenclatura estratigráfica para el Terciario fue tomada de Coira y Pezzutti (1976), modificándose la escala temporal al considerarse el límite Mioceno-Plioceno a los 5 Ma.

tos en una matriz clorítico-sericítico recrystalizada que determina los planos de fluxión. Se observan además parches de calcita recrystalizada. Se destaca que la foliación cataclástica es visible mesoscópicamente.

La faja occidental está constituida por una secuencia rítmica de potentes bancos de areniscas váquicas y pelitas intercaladas, sin fenómenos visibles de metamorfismo. Estas arenitas impuras, de grado fino y color gris verdoso claro, con un porcentaje mínimo de escamillas de mica distribuidas

homogéneamente, presentan al microscopio clastos de cuarzo subredondeados, elongados de 0,2 a 0,03 mm de diámetro, en menor proporción de plagioclasa y feldespato alcalino y escamillas de biotita cloritizada, orientadas en forma paralela, dispuestas en una matriz abundante, microcristalina, compuesta por clorita, sericita y material arcilloso.

De acuerdo con los diagramas de proveniencia propuestos por Dickinson y Suczek (1979), estas rocas clásticas provendrían de bloques continentales ubicados en la región interior del cratón.

La deformación en este sector es más suave, reconociéndose una estructura homoclinal con suaves pliegues subordinados, con vergencia hacia el oeste.

En la faja septentrional se presentan areniscas váquicas de grano fino en bancos de poco espesor, pelitas esquistosas y niveles conglomerádicos con intercalaciones de rocas gábricas de grano grueso particularmente visible, en las cercanías de la vega Patos. En este sector, el cuerpo paleozoico presenta pliegues moderadamente apretados y escaso fallamiento, sin una vergencia determinada.

### Edad y ambiente

Este conjunto de rocas flyschoides y volcanitas básicas asociadas se correlacionarían con la Formación Aguada de la Perdíz (García *et al.*, 1962) o Formación Coquena (Schwab, 1973), cuyo contenido fosilífero arroja una edad Arenigiano superior o Llanvirniano (Aceñolaza y Durand, 1975) a Arenigiano medio (Zeil *et al.*, 1987).

Esta sucesión se considera como depósitos de abanicos profundos *s. l.* acumulados sobre un substrato de afinidades oceánicas.

### Facies gábricas

Las rocas básicas expuestas en la faja oriental y septentrional corresponden a gabros (metagabros)

muy afectados por procesos de alteración que obliteran en gran parte sus características primarias. Según Coira y Pezzutti (1976) se trataría de andesitas albitizadas, silicificadas y cloritizadas. En ciertos sectores de esta facies se puede observar pseudostratificación, mostrando estas rocas una intensa deformación que se traduce en diaclasamiento y fallamiento con vergencia al oeste.

Estas rocas, afectadas por hidrotermalismo, han modificado en grado sumo sus características primarias. Se trata de rocas de color gris verdoso, de grano fino a mediano, melanocráticas, con textura hialocristalina de agregados granudos. Presentan relictos de una textura original subofítica. Las plagioclasas presentes (labradorita), totalmente desfiguradas, han sufrido un proceso de saussuritización con producción de epidoto, titanita y sericita; el piroxeno original ha sido transformado en actinolita, clorita y minerales de hierro.

La presencia de ceolitas en estas rocas demuestra que fueron sometidas a un metamorfismo de bajo grado, con enorme influencia de la temperatura e hidratación de los minerales. Los rasgos que denotan la presencia de stress se hallan presentes en las mismas con clivaje de esquistosidad y matriz de cizalla. Poseen además cuarzo y calcita secundaria.

De acuerdo a Allmendinger *et al.* (1982), estas rocas estarían representando trozos de corteza oceánica obductada, interpretándose a las mismas como asociadas a un proceso de subducción duran-

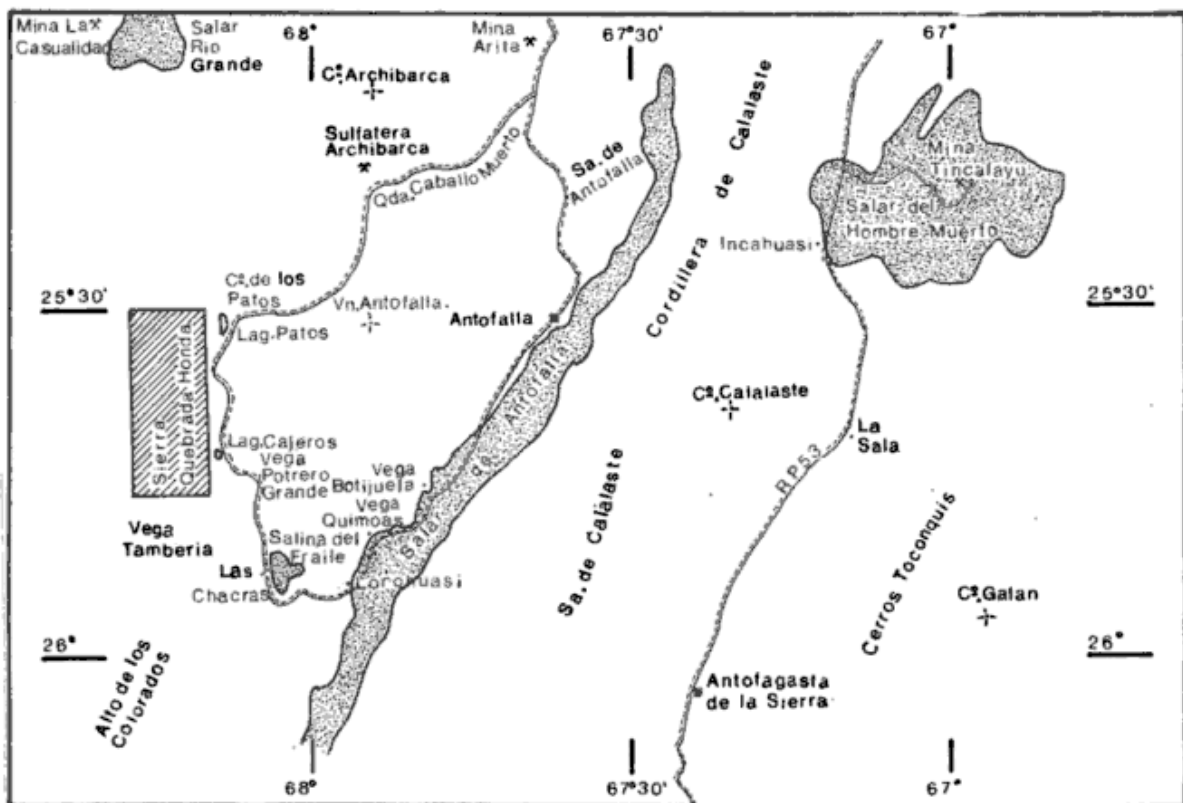


Figura 1: Plano de ubicación de la región en estudio.

te la evolución de la fase Guandacólica de deformación.

### Edad

Se considera para estas rocas una edad ordovícica, la que surge de la íntima relación que guardan con las facies sedimentarias. Para su identificación, se le asigna informalmente el nombre de Gabro Cajeros.

### Magmatismo pre-Guandacólico

La presencia de rocas magmáticas copaleozóicas al poniente de la región puneña era bastante discutida hasta hace unos años. Para la zona, Coira (1971) describe un conjunto de ignimbritas de composición riolítica al suroeste de la Quebrada Honda, las que muestran continuidad con rocas similares en territorio chileno; asimismo describe una facies hipabisal correspondiente a pórfidos riolíticos hacia el noroeste de la vega Tamberías y pequeños cuerpos graníticos al oeste de la vega Patos.

Estos cuerpos se asimilan a las facies efusivas a hipabisales que se describen a continuación para la zona de estudio.

### Facies efusivas

Dispuestas en discordancia angular y erosiva sobre las metamorfitas ordovícicas de la faja oriental, se reconoce una potente secuencia volcánoclastica de naturaleza mesosilícica a ácida que se desarrolla exclusivamente hacia el sector este de la Quebrada Honda, constituida por aglomerados andesíticos y potentes mantos de andesitas e ignimbritas en facies fragmentarias y lávicas, cuya continuidad hacia el oeste se halla truncada por efecto del fallamiento ándico.

Dentro de esta "suite" de rocas magmáticas, se reconocen leucoandesitas o andesitas cuarcíferas, las que corresponden a rocas de grano mediano, de textura porfírica, con pasta pilotáxica, compuesta por una plagioclasa ácida dominante (oligoclasa), que se presenta como fenocristales de forma tabular, maclados según ley de Albita y en la pasta como delgados microlitos alargados y sin orientación preferencial. El mafito presente es un anfíbol, que no supera el 5 % del total de las rocas ploteadas, y que se muestra muy corroído y alterado. Se observan también al microscopio escasas escamillas de mica y minerales accesorios de hierro. Llama la atención en estas rocas la presencia de cuarzo pollicristalino como fenocristal.

Otras muestras de este mismo cuerpo son clasificadas como andesitas, tratándose de rocas de aspecto porfírico, de color gris verdoso, con fenocris-

tales de plagioclasa subhedrales, de 2 a 4 mm de largo, y mafitos verde oscuro de 1 a 2 mm, presentándose otros mafitos totalmente alterados y de colores morados. Al microscopio, las muestras presentan textura porfírica con fenocristales de plagioclasa y de mafitos en una matriz de textura pilotáxica formada por tablillas de plagioclasa entrecruzadas.

El mafito se encuentra totalmente alterado a un mineral opaco; en algunos casos se observa en la parte central material clorítico y epidoto; en otros casos, la alteración es total a calcita y clorita. Se distinguen secciones basales hexagonales y formas prismáticas subhedrales, posiblemente correspondiente a un anfíbol.

Los fenocristales de plagioclasa (andesina) son euhedrales a subhedrales, presentan principalmente macla de Carlsbad y algunos cristales desarrollan macla de Albita. Están alterados a clorita, sericita y material arcilloso.

Entre las tablillas de plagioclasa que conforman la matriz hay abundante material opaco anhedral, clorita y calcita.

Las ignimbritas, de colores morados en muestra de mano, presentan una matriz en la cual es posible observar una cierta fluidalidad; los fenocristales subhedrales de plagioclasa de hasta 3 mm de largo, se presentan isorientados siguiendo la fluidalidad. En menor porcentaje se presentan fenocristales de mafitos, de color verde oscuro a negro, los que se encuentran totalmente alterados. Estas rocas son clasificadas como ignimbritas fenodácicas.

Al microscopio, presentan pseudofluidalidad dada por flamas discontinuas de texturas porfíricas con matriz pilotáxica. Los fenocristales son de plagioclasa (oligoclasa-andesina) y de mafito (hornblenda?) y la matriz está integrada por microlitos de plagioclasa. Entre las flamas se encuentra polvo desvitrificado con microlitos de plagioclasa neoformados.

Los fenocristales de plagioclasa son euhedrales a subhedrales, muchos de ellos se encuentran rotos y alterados a material sericítico arcilloso.

Los fenocristales de mafito están totalmente alterados a un mineral opaco, clorita, carbonato y epidoto; las secciones basales son hexagonales, y podrían corresponder a una hornblenda.

Se destaca la presencia de diminutos cristales de apatita amarillo pálido con secciones basales hexagonales y prismas aciculares. También se observa la presencia de un mineral opaco, de color negro, subhedral, de secciones romboidales, distribuido en toda la muestra.

Este cuerpo de rocas volcánicas muestra un intenso fallamiento en toda su extensión. Su inclusión en este ciclo está avalada por el fallamiento inverso que las afecta (Falla de la Quebrada Honda) que

pone en contacto rocas ordovícicas sobre este cuerpo, lo que está demostrando que estas volcanitas son pre-fase Quechua, ya que son, indudablemente, afectadas por la orogenia ándica, a diferencia de las volcanitas cenozoicas aflorantes en la región, prácticamente sin estructurar.

#### *Facies hipabisales*

Relacionadas a las sedimentitas ordovícicas de la faja septentrional, en su sector norte y al oeste de la vega Patos, se ha reconocido un cuerpo elongado en sentido meridiano, de pequeñas dimensiones y con carácter intrusivo correspondientes a un pórfido dacítico.

Al no haber dataciones sobre este cuerpo, el único elemento para indicar un rango de edad en la zona es su carácter de intrusividad en los terrenos ordovícicos, estando cubierto en discordancia por la ignimbrita Laguna de los Patos, de edad cuaternaria.

Este cuerpo muestra una apófisis en forma de dique de rumbo norte-sur, de igual composición, unos metros más al este del anterior y afectando también las secuencias ordovícicas.

En la quebrada Cajeros se han reconocido diques, de rumbo noroeste, intruyendo tanto a las leptometamorfitas como a los cuerpos gábricos.

Estos cuerpos intrusivos y discordantes corresponden a pórfiros andesíticos. Al microscopio muestran textura porfírica en una matriz compuesta por microlitos de plagioclasa. Los fenocristales son de plagioclasa (andesina), subhedrales, con macula de Albita-Carlsbad presentando alteración a carbonato y clorita. Los mafitos, de formas basales hexagonales, están totalmente alterados a clorita, carbonato y óxidos de hierro. La matriz está integrada principalmente por microlitos de plagioclasa, además de cuarzo y material clorítico. La muestra presenta abundantes parches de limonitas.

#### **Edad y ambiente tectónico**

De acuerdo a los últimos conocimientos que se tienen sobre el magmatismo occidental del sector puneño (Palma et al., 1986) y sectores de la Puna de Atacama en Chile (Damm et al., 1986) se considera a este evento magmático anterior a la pre-fase oclóyica (Ramos y Ramos, 1978) del ciclo magmático Famatiniano.

La presencia de estas rocas magmáticas en este sector de la Puna catamarqueña, conjuntamente con los antecedentes del sector chileno y otras zonas de la Puna, revitalizan el criterio que postula la presencia de un cinturón magmático durante el Paleozoico inferior de gran desarrollo en el norte de Argentina y Chile (Palma et al., 1986; Gotze et al.,

1987), lo que estaría indicando la presencia de procesos de subducción, como resultado de la evolución de un margen activo en la región durante ese período.

Este magmatismo, relacionado al bloque siálico de Antofalla (Ramos, 1982; Allmendinger et al., 1982; Palma et al., 1986), sería producto de la convergencia de placas, que para esa época, tendría lugar en el borde occidental del mismo. Este modelo se mantendría hasta ser interrumpido por la amalgamación de un posible bloque alóctono cuya localización estaría determinada por los afloramientos precámbricos de la Sierra Moreno, en el norte chileno (Mpodozis et al., 1983; Damm et al., 1986) y por el complejo de subducción de Limón Verde (Hervé et al., 1985).

El emplazamiento de este arco magmático sobre el bloque de Antofalla tendría lugar en forma previa a la implantación de la Faja Eruptiva de la Puna Oriental (Omarini et al., 1984) sobre el antepaís pampeano, de acuerdo al análisis ponderado de las edades radimétricas que se tienen para ambas fajas, asignándose este último evento a la fase Guandacólica (Salfity et al., 1984a).

De lo anterior surge la hipótesis de la posible presencia de dos ambientes tectónicos diferentes para lo que se conoce como Cuenca Ordovícica de la Puna. Uno correspondiente a un océano remanente (donde tuvo lugar la depositación de las secuencias ordovícicas aquí descritas) al oeste del bloque de Antofalla y otro a un ambiente de cuenca marginal, con substrato oceánico, entre este último y el antepaís pampeano (figura 4).

#### **Subciclo famatiniano superior**

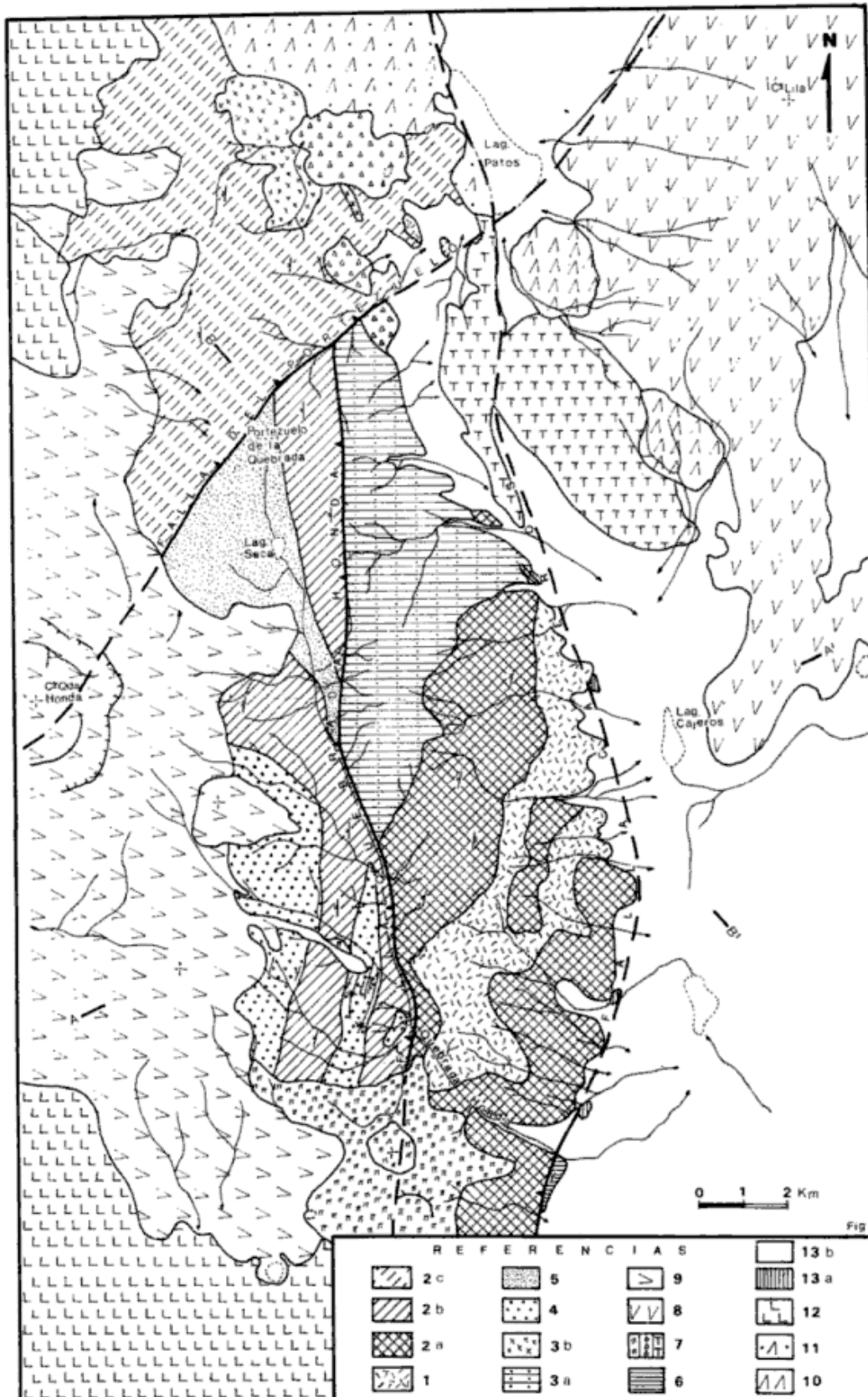
##### *Secuencias sedimentarias post-Oclóyicas*

Se reúne aquí un conjunto de sedimentitas clásticas constituido por conglomerados principalmente, aflorantes hacia el oeste de la Quebrada Honda. Esta secuencia se asienta en discordancia angular y erosiva sobre las sedimentitas ordovícicas de la faja occidental, cubriéndola en discordancia la Andesita Aguas Blancas de Coira y Pezzutti (1976).

Desde el punto de vista litológico se caracteriza por potentes bancos de conglomerados, con clastos redondeados a subredondeados, de 5 a 6 cm de diámetro con algunos bloques de hasta 0,5 m y constituidos por clastos de rocas provenientes de la secuencia flyschoides ordovícica, rocas basamentales metamórficas, granitos y volcanitas. Se encuentran aglutinados por una matrix arenosa que en algunos lugares es reemplazada por cemento calcáreo.

Entre estos niveles conglomerádicos se encuentran bancos de areniscas arcósicas, de grano mediano, de color rojo grisáceo, constituida por granos





**Figura 2:** Geología del área de Quebrada Honda en la Puna catamarqueña. Ref. 1.- Gabros ordovícicos, 2.- Flysch Ordovícico: a) Facies oriental, b) Facies occidental, c) Facies septentrional. 3) Magmatismo pre-Guandacóico: a) Facies efusiva, b) Facies hipabisal. 4.- Estratos de Botijuela. 5.- Jurásico (?) continental. 6.- Grupo Pastos Grandes. 7.- Andesita lacítica-Dacita Agua de la Falda. 8.- Riodacita-Dacita Cerro Lila. 9.- Andesita lacítica Aguas Blancas. 10.- Basalto-Andesita Cerro Cajeros. 11.- Ignimbrita Laguna de los Patos. 12.- Basalto Aguas Calientes. 13.- Depósitos de abanico: a) antiguos, b) actuales.

de cuarzo, feldespatos y escasa mica en cemento carbonático.

Al microscopio, estas sedimentitas arcóicas presentan clastos de 0,3 a 0,5 mm angulosos a subangulosos de cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa.

Los clastos de cuarzo en general son limpios, y algunos presentan inclusiones puntuales en forma de trenes. Los de feldespato alcalino presentan alteración a sericita y caolinita, en algunos casos en forma total. Los clastos de plagioclasa son escasos y también se encuentran alterados, observándose la presencia de escasa matriz clorítico-sericítica.

La secuencia se encuentra afectada por un plegamiento suave de rumbo meridiano, particularmente visible en los afloramientos más orientales de la misma. Es de destacar el diferente estilo estructural que presenta esta unidad respecto a su substrato, lo cual permite diferenciarla de los terrenos ordovícicos.

#### Edad y ambiente

La presencia de sedimentitas meso y neopalcozoicas en la Puna catamarqueña ha sido señalada por San Román (1911), Coira (1971), Peralta (1972) y Allmendinger *et al.* (1982), en la zona de la vega de Botijuela y al pie del volcán de Antofalla, siendo conocida esta secuencia en la literatura geológica como "Estratos de Botijuela" y asignados tentativamente al Devónico por correlación con la formación Salar del Rincón en el cual se ha recolectado abundante fauna del Devónico inferior (Aceñolaza *et al.*, 1972).

La secuencia conglomerádica aquí descrita es correlacionable litológicamente con los conglomerados, calizas y areniscas de la vega de Botijuela, de ambiente litoral marino (Palma e Irigoyen, 1987) y con las areniscas marinas del cerro Rincón, de edad devónica inferior (Aceñolaza *et al.*, 1972; Donato y Vergani, 1985).

#### CICLO PATAGONIDICO

Se ubica dentro de este ciclo un conjunto de sedimentitas constituido por areniscas amarillentas, de yacencia subhorizontal, ubicadas sobre la faja occidental de rocas paleozoicas hacia el sur del portezuelo de la quebrada.

Se caracterizan litológicamente por areniscas ricas en cuarzo, con matriz feldespática, de color amarillo rojizo y granometría uniforme, presentándose con estratificación gruesa y laminación irregular, observándose también estratificación entrecruzada.

#### Edad y ambiente

Estas sedimentitas continentales serían correlacionables, en base a sus analogías litológicas, con las sedimentitas rojas de la Formación Tonel (Dingman, 1963) en la Puna de Atacama, las que son consideradas de edad jurásica.

Esta consideración es también avalada por la distribución espacial y características litológicas que contrastan notablemente con las secuencias conglomerádicas devónicas, las que comienzan a aflorar hacia el sur. Además la disposición estructural de esta secuencia en las zonas más elevadas de los bloques paleozoicos, permite diferenciarlas, en primera instancia y desde el punto de vista temporal, de las sedimentitas continentales terciarias.

#### CICLO ANDINO

##### Sedimentitas continentales

Al sur de la zona en estudio, en vega Tamberías y vega Potrero Grande, se encuentra representada una secuencia continental de amplia difusión en el ámbito de la Puna, siendo asignada al Grupo Pastos Grandes de Turner (1960).

Dentro del área de estudio se observan, hacia el sur de la desembocadura de la Quebrada Honda, las estratificaciones septentrionales de la secuencia (formaciones Geste y Pozuelos) aflorante en vega Tamberías.

Se trata de los miembros más inferiores de esta secuencia, la que se encuentra constituida por areniscas gruesas y finas, de colores morados o rojizos, en bancos con estratificación entrecruzada y lentes sabulíticos, no observándose en la misma participación piroclástica.

Esta cubierta terciaria se encuentra plegada, siendo su relación con los terrenos más antiguos de tipo tectónico, adoptando una disposición homoclinal, de rumbo meridiano y buzamiento hacia el este en contacto con el bloque paleozoico, el cual se pone en relación con éstas por medio de una falla de mediano ángulo, inversa y de vergencia oriental (Falla Cajeros).

Estas sedimentitas son cubiertas hacia el norte por los depósitos de piedemonte de la sierra de la Quebrada Honda que rellenan la cuenca centrípete de la laguna Cajeros.

A esta secuencia continental de naturaleza clástica se le asigna una edad eocena superior hasta miocena basal. Para la zona la edad mínima está dada por la Andesita láctica-Dacita Agua de la Falda suprayacente, con valores radiométricos de  $13,5 \pm 1,5$  y  $8,8 \pm 0,8$  Ma (Coira y Pezzutti, 1976), que coincidiría con la fase Quechua, de carácter compresivo, responsable de la estructuración en

bloques de los terrenos infrayacentes y del plegamiento de la cubierta sedimentaria cenozoica, coincidentemente con el levantamiento de la Puna a fines del Mioceno (Steinmann, 1929; Charrier y Vicente, 1972; Coira *et al.*, 1982).

Esta secuencia continental está ubicada en la faja occidental de terrenos terciarios de acuerdo a Alonso *et al.* (1984), correspondiendo la misma a una cuenca de antepaís según Jordán (1984).

### Volcanismo cenozoico

Sobre la cubierta sedimentaria plegada y los bloques paleozoicos fallados y sobreelevados, se implanta un volcanismo de tipo andesítico, dacítico, ignimbrítico y basáltico el que se extiende prácticamente sin interrupción temporal hasta fines del Plioceno.

Esta extensa cubierta de volcanitas cenozoicas que cubren el sector occidental de la Puna catamarqueña, ha sido analizada en su litología y quimismo por Coira y Pezzutti (1976), a quienes se remite para mayores detalles.

Estos autores han reconocido diversos pulsos de efusión, los que estarían asociados a períodos de aceleración en la convergencia y producidos por un fenómeno de variación en el ángulo de subducción de la Placa de Nazca debajo del margen activo de la Placa Sudamericana, en forma inmediata al ascenso de la Puna, producido, a esta latitud, por la fase Quechua (Coira *et al.*, 1982; Jordan y Alonso, 1985) o por diversas fases a partir del Oligoceno (Salfity *et al.*, 1981b).

Esta serie de efusiones tiene un carácter mesosilícico en sus inicios, pasando a términos más bási-

cos en las postrimerías del ciclo, siendo agrupadas en la comarca en varias unidades litológicas por Coira y Pezzutti (1976), las que se describen a continuación.

### I) Volcanitas miocenas superiores

Las rocas aflorantes más antiguas de este ciclo son reunidas bajo la denominación de Andesita láctica-Dacita Agua de la Falda, cuyos valores radiométricos ( $13,5 \pm 1,8$  a  $8,8 \pm 0,8$  Ma; Coira y Pezzutti, 1976) ubican estas rocas en el Mioceno superior. Esta efusividad, caracterizada en la zona por piroclastitas, basandesitas e ignimbritas, cubre en marcada discordancia a las sedimentitas miocenas en la zona de la vega Tamberías y a las secuencias paleozoicas al suroeste de la desembocadura de la Quebrada Honda.

Al sur y suroeste de la Laguna Patos vuelve a aflorar esta unidad, constituida allí exclusivamente por ignimbritas, brechas ignimbríticas y tobas intercaladas.

En la exposición más austral dentro de la zona en estudio las basandesitas y niveles piroclásticos presentan un conducto central de emisión.

Los afloramientos septentrionales constituyen dos elementos aislados, de los cuales el ubicado hacia el sur de la laguna presenta una disección que origina una geofoma elongada en sentido meridiano y de mediana altura, donde alcanza esta unidad su mayor espesor (80 metros).

Los mantos y coladas de esta secuencia presentan en la zona leves modificaciones tectónicas, las que se traducen en dislocaciones de estratos volcánoclasticos de su posición primaria.

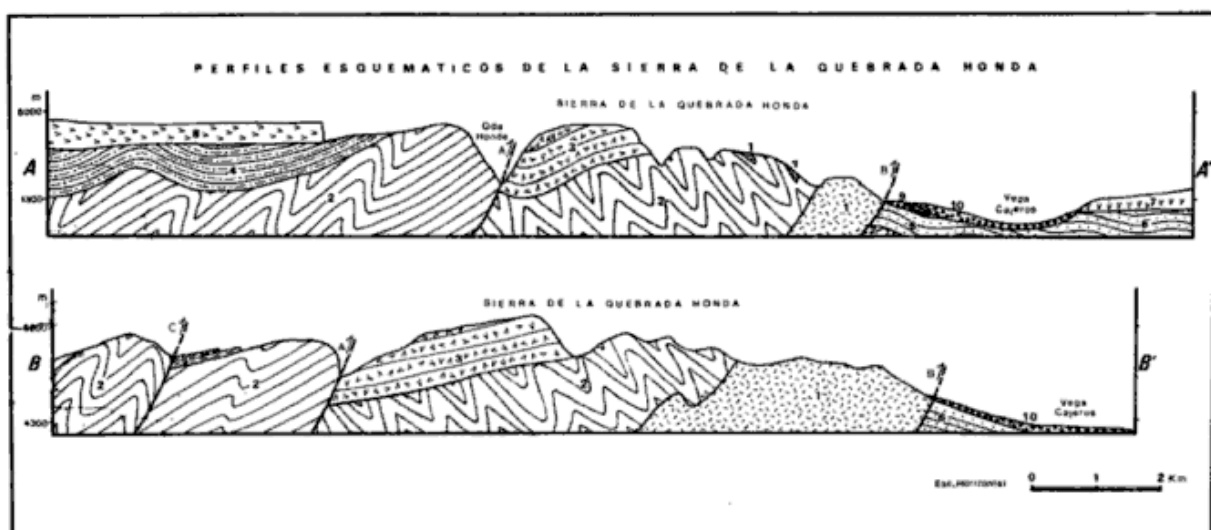


Figura 3: Perfiles esquemáticos de la sierra de la Quebrada Honda. Ref.: 1.- Gabros ordovícicos. 2.- Flysch Ordovícico. 3.- Facies efusiva del magmatismo pre-Guandacólico. 4.- Estratos de Botijuela. 5.- Jurásico (?) continental. 6.- Grupo Pastos Grandes. 7.- Riodacita-Dacita Cerro Lila. 8.- Andesita láctica Aguas Blancas. 9.- Depósitos de abanico antiguos. 10.- Depósitos de bajada actuales. A.- Falla Quebrada Honda. B.- Falla Cajeros. C.- Falla del Portezuelo.

Por sus relaciones de campo, esta unidad es post-sedimentitas eocenas-oligocenas, siendo cubierta por la Riodacita-Dacita Cerro Lila expuesta en el cuadrante noroeste de la zona.

Para las dataciones de la unidad en cuestión, es interesante destacar que el valor superior estaría indicando que el inicio de la efusividad ha sido concomitante, en parte, con la última etapa de la sedimentación terciaria o de haberse producido inmediatamente después del levantamiento de la Puna, según la opinión de varios autores (Coira y Pezzutti, 1976). El período de extrusión de esta unidad estaría circunscripto al Mioceno, lo que avala el concepto de Jordan (1984) quien correlaciona la evolución de las cuencas sedimentarias continentales con la efusividad cenozoica.

Estratigráficamente por encima se ubica la Riodacita-Dacita Cerro Lila. La composición de las rocas que conforman esta unidad se halla dentro del rango mesosilícico, constituida por lavas dacíticas, las que conforman el Cerro Lila, centro de emisión de estas lavas, con una altura topográfica media de más de 5000 metros, lo que indicaría un grado de preservación bastante bueno.

Dataciones provenientes de ese punto indican una edad de  $10 \pm 1$  Ma, lo que ubica este episodio en el Mioceno superior.

Las efusiones volcánicas se continúan con la Andesita lacítica Aguas Blancas, uno de cuyos estratovolcanes se muestra muy bien en el cerro Quebrada Honda o Mula Muerta, el que posee extensas coladas andesíticas cubriendo el sector más occidental del bloque Paleozoico las que arrojan una edad de  $7,8 \pm 1,8$  Ma (Coira y Pezzutti, 1976).

Estos dos últimos eventos demuestran el predominio durante el Mioceno superior del volcanismo sobre la sedimentación, como producto de una mayor velocidad de convergencia entre la Placa de Nazca y la Sudamericana.

## II) Volcanitas Pliocenas

La efusividad continúa en el Plioceno con la Ignimbrita Tamberías (3-2 Ma), no aflorante en la zona, y con la secuencia aflorante en el extremo sur del cerro Lila denominada Basalto-Andesita Cerro Cajeros, que aprovecharía antiguas zonas de efusión para sus derrames, con valores absolutos de  $7,3 \pm 3$  Ma a  $4,8 \pm 2,5$  Ma y características más básicas que las anteriores (Coira y Pezzutti, 1976), siendo este evento bastante restringido para la zona en estudio.

Al noroeste de la laguna Patos se ubican, con exclusividad para la zona, rocas ignimbríticas mantiformes con edades radiométricas de  $3,2 \pm 1,6$  Ma lo que permite ubicarlas en el Plioceno más alto y denominadas Ignimbritas Laguna de los Patos. Se trata de ignimbritas muy frescas, de color gris oscuro,

cuyas características primarias se conservan en su totalidad.

Por último se registra un episodio basáltico, restringido en sus exposiciones al sector más occidental de la zona y que cubre el relieve labrado en los terrenos infrayacentes. Su edad absoluta de  $2,0 \pm 1$  Ma permite ubicarla en el límite Plioceno-Pleistoceno, con lo cual finalizaría el registro efusivo en la zona.

## Comentario sobre el volcanismo Cenozoico

Se destaca que en algunos casos no se pudieron equiparar las observaciones de campo con las unidades propuestas por Coira y Pezzutti (1976) para la comarca, llamando la atención el amplio margen de error que muestran algunas de las dataciones brindadas por estos autores.

Por otra parte se coincide con la valoración que realizan sobre el efecto tectónico en la efusividad cenozoica, ya que se observan en la zona efectos de dislocación de mantos con fallamientos en las rocas incluidas dentro de la unidad Andesita lacítica-Dacita Agua de la Falda, no observándose deformaciones en el resto de las unidades.

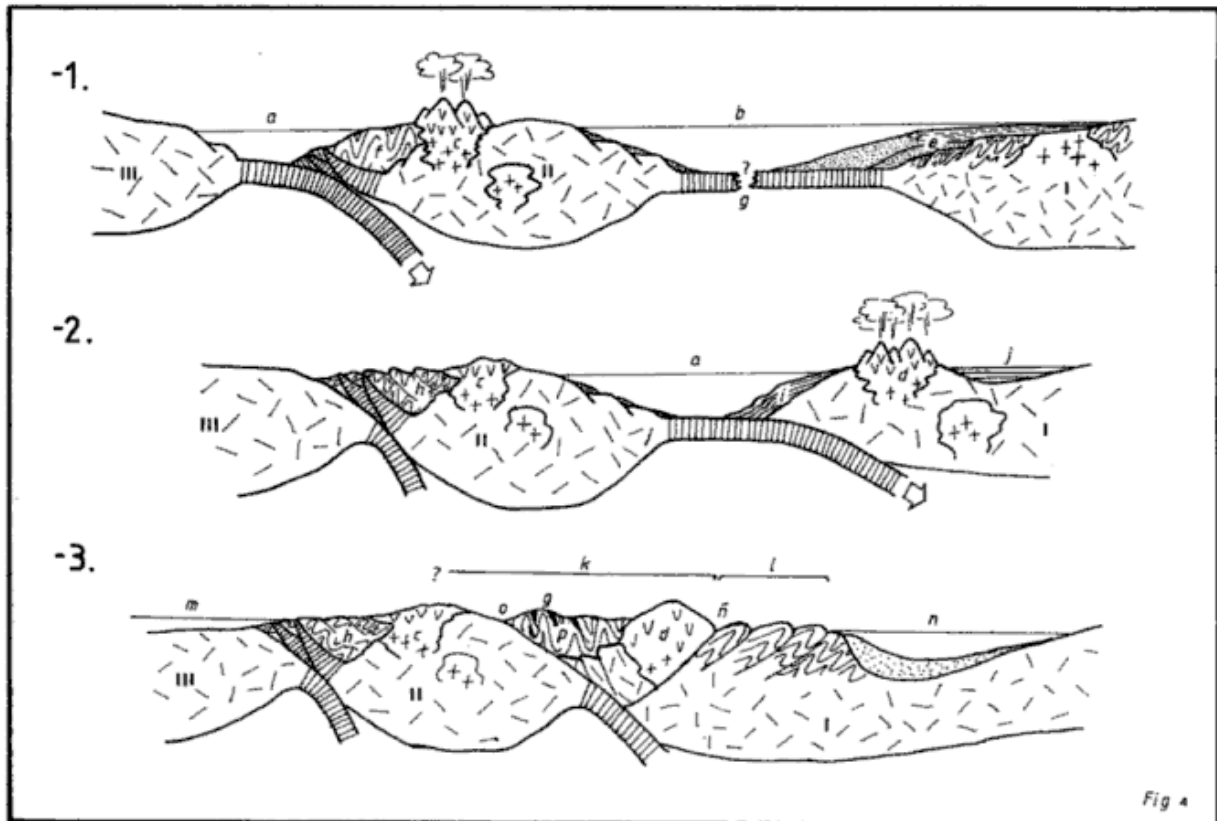
## Estructura Neógena

La actual estructura de la zona fue producida con posterioridad a la depositación de las sedimentitas continentales terciarias y contemporáneamente con el inicio de la efusividad cenozoica en el Mioceno superior.

Durante fines del Mioceno ocurren importantes cambios en el ángulo de subducción de la Placa de Nazca. Esta última se segmenta en tramos con diferente inclinación, adquiriendo un buzamiento de  $30^\circ$  al norte de los  $24^\circ$  de latitud y subductado subhorizontalmente al sur de los  $27^\circ 30'$  sur (Isacks y Barazangi, 1977; Isacks et al., 1982; Jordan et al., 1983).

Este importante reordenamiento en la geometría de la placa subductada es la causa del plegamiento de las secuencias continentales asignadas al Grupo Pastos Grandes, del fracturamiento y elevación de los bloques paleozoicos y del inicio del magmatismo de arco en esta región, ubicada en una zona de transición entre los  $24^\circ$  y  $28^\circ$  sur donde una suave flexura próxima a esta última latitud conecta los segmentos mayores de la Placa de Nazca con diferente inclinación (Allmendinger et al., 1982).

Como consecuencia de este fenómeno, la región puncheña es sobre-elevada a raíz de los movimientos de la fase Quechua que produce ajustes compresionales que reactivan antiguas zonas de fracturas por donde se producen las efusiones de fines del Cenozoico.



**Figura 4:** Esquema de la evolución tectónica del ciclo Famatiniano inferior en el noroeste argentino. Ref.: 1-Evolución pre-Guandacóica; 2- Evolución pre-Oclóica; 3- Diastrosismo Oclóico - Evolución post Oclóica. I - Antepaís pampeano; II - Macizo de Antofalla; III - Bloque de Sierra Moreno. a) Océano remanente; b) Cuenca marginal; c) Faja eruptiva de la Puna occidental; d) Faja eruptiva de la Puna oriental; e) Prisma miogeoclinal de margen tipo rift (Cámbrico y Ordovícico inferior de Puna y Cordillera Oriental); f- Complejo de subducción copaleozoico de la sierra de Quebrada Honda; g- Rift oceánico?; h- Prisma de acreción Guandacóico; i- Cuenca de antearco ordovícica superior; j- Cuenca de retroarco ordovícica superior; k- Protopuna; l- Protocordillera Oriental; m- Cuenca periférica postcolisional; n- Antefosa Silúrico-Devónica; ñ- Frente Oclóico; o- Sutura Oclóica; p- Prisma de acreción oclóico.

El estilo estructural del área es similar al predominante al norte de los 24° y claramente diferente al expuesto al sur de los 27°30' y, a pesar de que la estructura de la región se halla, en su mayor parte, obliterada por los extensos campos lávicos que la circundan, el bloque paleozoico de la Quebrada Honda permite arribar a una buena ilustración de la misma (figura 3).

La característica estructural dominante es una combinación de fallas inversas de mediano ángulo (en superficie) que exponen el substrato paleozoico con plegamiento subordinado en la cubierta sedimentaria.

Las fallas principales tienen rumbo norte-sur. Se las ubica en el flanco oriental de la sierra (Falla Cajeros) y en el recorrido de la quebrada dentro de la

sierra (Falla Quebrada Honda), ambas con vergencias hacia el este.

Hacia el extremo sur de la falla Cajeros se observa una estructura homoclinal conformada por las sedimentitas cocenas-oligocenas, que se ubican en el labio bajo la estructura, con un buzamiento de hasta 20° hacia el este y rumbo norte-sur; más hacia el sur y fuera de la zona se pasa a un plegamiento concéntrico en esta misma secuencia. Esta falla principal se halla obliterada en gran parte de su recorrido, dentro del área de estudio, por los extensos depósitos de bajada modernos de la sierra.

La falla Quebrada Honda, ubicada en el eje de la sierra, muestra en su labio alto el plegamiento concéntrico de los estratos devónicos, con longitudes de onda de 50 metros en los sectores más de-

formados próximos a la falla, deformación que decrece hacia el oeste. Esta falla es sepultada hacia el sur bajo los mantos de rocas efusivas neógenas.

Asociada a estas estructuras longitudinales se observa, en el sector norte del bloque, una falla de rumbo transversal, de comportamiento inverso y con vergencia al sureste. Esta fractura, denominada falla del Portezuelo, limita hacia el norte la continuidad de las rocas efusivas eopalcozoicas y de las sedimentitas pre-cenozoicas produciéndose en el bloque sobrelevado el arrasamiento de estas secuencias. Esta falla de origen compresional controla el emplazamiento de los centros efusivos Cenozoicos correspondientes al cerro Quebrada Honda y cerro Lila.

En el labio alto de esta falla se presentan pequeñas fracturas inversas, de carácter secundario, que acompañan el comportamiento de las fracturas mayores.

Se destaca que dentro de los campos lávicos y volcánocéntricos que rodean el bloque paleozoico se observan diferentes lineamientos de rumbo transversal, denotados por los centros de efusión con orientación predominante, lo que permite inferir la extensión en profundidad de estas estructuras mayores. Las mismas estarían inducidas por inhomogeneidades del substrato, siendo muy común este tipo de rasgos en este segmento de los Andes con un estilo estructural ándico de características peculiares (Allmendinger et al., 1982).

### CONCLUSIONES

Se integra al conocimiento geológico del país un área sobre la cual se tenían escasos conocimientos, donde se determina la presencia de un conjunto de rocas básicas, leptometamorfitas y volcanitas asociadas, las que son asignadas al Eopalcozoico.

Se señala además, la existencia de sedimentitas clásticas correlacionables con los Estratos de Botijuela, de probable edad devónica, como así también la presencia de un conjunto de sedimentitas, de dudosa ubicación temporal, las que se correlacionan tentativamente con las secuencias jurásicas de amplia distribución en el territorio chileno adyacente.

Se propone una mayor complejidad en la evolución tectónica eopalcozoica de este sector del edificio andino.

Se considera un ambiente de antearco para la acumulación de las sedimentitas pre-Guandacólicas del sector occidental de la Puna.

Las volcanitas presentes en este bloque son consideradas como parte integrante de la Faja Eruptiva de la Puna occidental, desarrollada en parte sobre un sustrato de naturaleza sílica.

Se identifica a las secuencias flyschoides eopalcozoicas y gábricas asociadas como un complejo de

subducción ubicado al oeste del Macizo de Antofalla.

Se interpreta la fase Guandacólica como un proceso de colisión entre el bloque de Sierra Moreno y el bloque de Antofalla.

Se avala el esquema que reconoce un proceso de subducción por debajo del cratón pampeano que lleva a la instalación de la Faja Eruptiva de la Puna Oriental y a la posterior colisión del bloque compuesto Antofalla-Sierra Moreno contra el antepaís pampeano, lo que origina la finalización de este magmatismo a consecuencia de la fase Oclóyica.

La presente hipótesis de evolución pre-Oclóyica está basada en datos de geología de superficie haciéndose necesario contar con información aportada por otras disciplinas para verificar el esquema propuesto. Mientras tanto este modelo, basado en la tectónica tangencial, muestra la tendencia que están tomando los estudios de la evolución cinemática de la corteza durante el Paleozoico inferior para explicar los hechos observados a estas latitudes.

### AGRADECIMIENTOS

Se desea agradecer al doctor V. Ramos la lectura y crítica del manuscrito y las numerosas y significativas observaciones realizadas, como así también a la doctora N. Pezzutti por el apoyo petrográfico brindado. Al ex-Servicio Geológico Nacional, al Plan NOA y a YPF el eficaz apoyo logístico. Al CONICET, el aporte financiero recibido, correspondiente al PIA N° 105/87, llevado a cabo bajo la dirección del doctor E. O. Rolleri. Este agradecimiento se hace extensivo a los doctores R. Allmendinger y T. Jordan, y a los licenciados G. Aguerre y G. Cardinale, por la colaboración brindada en los trabajos de campo.

### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

ACEÑOLAZA, G. F., J. L. BENEDETTO, M. KOUKHARSKY, J. A. SALFITI y O. VIERA, 1972. *Presencia de sedimentitas Devónicas y Neopaleozoicas en la Puna de Atacama, provincia de Salta, Argentina*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXVII (3): 345, Buenos Aires.

\_\_\_\_\_ y F. DURAND, 1975. *Contribución al conocimiento bioestratigráfico del Ordovícico punense. Fauna graptolítica de Catua, provincia de Salta y Jujuy*. I Congr. Arg. Paleont. Bioestr., Actas, 109-124, San Miguel de Tucumán.

\_\_\_\_\_ y A. TOSELLI, 1981. *Geología del noroeste argentino*. U. N. T., Fac. Cienc. Nat., Publ. 1287, 1-212, San Miguel de Tucumán.

ALLMENDINGER, R. W., T. JORDAN, M. A. PALMA y V. A. RAMOS, 1982. *Perfil estructural de la*

- Puna catamarqueña (22-27°S)*. Vº Congr. Lat. Geol., Actas, I: 499-518, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, V. A. RAMOS, T. JORDAN, M. A. PALMA y B. I. ISACKS, 1983. *Paleogeography and andean structure geometry of northwest Argentina*. Tectonics, 2 (1): 1-16, Washington D. C.
- ALONSO, R., R. GUTIERREZ y J. VIRAMONTE, 1984. *Puna Austral, bases para el subprovincialismo geológico de la Puna*. IXº Congr. Geol. Arg., Actas, I: 43-63, Buenos Aires.
- BUSTEROS, A., B. L. L. COIRA, A. ESCALANTE y N. PEZZUTTI, 1973. *Descripción petrográfica de muestras del área de reserva N° 3, Vega de Patos, N° 2, Agua Escondida y N° 4 Vn Antofalla Oeste (provincia de Catamarca)*. Serv. Nac. Geol. Min., Inf. 335, 336 y 337 (Petrografía) (inéd.), Buenos Aires.
- COIRA, B. L. L., 1971. *Informe geológico de los mosaicos 14C1, 14D2, 13O3, 13D3, 13C4, 13D4, provincia de Catamarca*. Dir. Nac. Geol. Min. (inf. inéd.), Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, y N. PEZZUTTI, 1976. *Vulcanismo Cenozoico en el ámbito de la Puna catamarqueña*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXI (1): 33-52, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, J. DAVIDSON, C. M. MPODOZIS y V. A. RAMOS, 1982. *Tectonic and magmatic evolution on the Andes of northern Argentina and Chile*. Earth Sci. Rev., 18: 303-332, Amsterdam.
- CHARRIER, R. y J. C. VICENTE, 1972. *Liminary and Geosyncline Andes: major orogenic phases and synchronical evolution of the Central and Austral sectors of the southern Andes*. Contr. Progr. Tierra Sólida, 2: 451-470, Buenos Aires.
- DAMM, K. W., S. PICHOWIAK y W. TODT, 1986. *Geochemie, Petrologie und Geochronologie der Plutonite und des Metamorphen Grundgebirges in Nordchile*. Berliner Geowiss. Abh. (A), 66: 73-146, Berlin.
- DIGKINSON, W. R. y A. SUCZEK, 1979. *Plate tectonics and sandstone compositions*. A.A.P.G. Bull., 63 (12): 2164-2183, Tulsa.
- DINGMANN, R. J., 1963. *Cuadrángulo Tular (provincia de Antofagasta)*. Carta Geol. Chil., N° 11, 1:50000, 1-35, Santiago.
- DONATO, E. O. y G. VERGANI, 1985. *Geología del Devónico y Neopaleozoico de la zona de Cerro Rincón, provincia de Salta, Argentina*. IVº Congr. Geol. Chil., A, I (1): 262-283, Antofagasta.
- DOTT, R. L., 1964. *Wacke-graywacke and matrix*. Jour. Sed. Petrology, 34: 625-632.
- GARCIA, F., E. PEREZ D'ANGELO y E. CEBALLOS, 1962. *El Ordovícico de Aguada de la Perdiz, Puna de Atacama, provincia de Antofagasta*. Rev. Minerale, N° 77: 52-61, Santiago de Chile.
- GOTZE, H. J., G. CHONG, D. B. LAHNEYER, R. H. OMARINI, J. A. SALFITY, S. SCHMIDT, S. STRUNK y J. G. VIRAMONTE, 1987. *The gravity field and its relations to the Andean volcanism between 20°S y 26°S*. Xº Congr. Geol. Arg., Actas, IV: 355-357, San Miguel de Tucumán.
- GROEBER, P., 1963. *La cordillera entre las latitudes 22°20' y 40° sur*. Acad. Nac. Cienc., XLIII (2-3-4), Córdoba.
- HERVE, F., F. MUNIZAGA, N. MORINOVIC, K. KAWASHITA, M. BROOK y N. SNELLING, 1985. *Geocronología Rb-Sr y K-Ar del basamento cristalino de Sierra del Limón Verde, Antofagasta, Chile*. IVº Congr. Geol. Chileno, 4 (21): 160, Antofagasta.
- ISACKS, B. I. y M. BARAZANGI, 1977. *Geometry of Benioff Zone: lateral segmentation and downwards bending of the subducted lithosphere*. En M. Talwani y W. Pitman (eds.). Is. Arcs., D. Sea trenches and Back Arcs Basins. An. Geophys. Union. Ewin Series, I, 99-114, USA.
- \_\_\_\_\_, T. JORDAN, R. ALLMENDINGER y V. A. RAMOS, 1982. *La segmentación de los Andes Centrales y su relación con la geometría de la Placa de Nazca subductada*. Vº Congr. Lat. Geol., Actas, III: 587-606, Buenos Aires.
- JORDAN, T., B. I. ISACKS, R. W. ALLMENDINGER, J. BREWER, V. A. RAMOS y C. ANDO, 1983. *Andean tectonism related to geometry of subducted plate*. Geol. Soc. Am. Bull., 94 (3): 341-361, Boulder.
- \_\_\_\_\_, y R. ALONSO, 1985. *Basin formation during Mountain building, Andes Mountains, 22-28° sur*. AAPG, Bull., July 85, Tulsa.
- KOUKHARSKY, M., 1971. *Informe operativo, Mosaicos 13C2 y 13C4. NOA I*. Serv. Nac. Min. Geol., (inéd.), San Miguel de Tucumán.
- MARTOS, D., 1982. *Estadística y correlación geoquímica en la región de Antofalla, Catamarca*. Vº Congr. Lat. Geol., Actas, IV, 147-158, Buenos Aires.
- MPODOZIS, C., F. HERVE, J. DAVIDSON y S. RIVANO, 1983. *Los granitoides de Cerro de Lila, manifestaciones de un episodio intrusivo y termal del Paleozoico inferior de los Andes del norte de Chile*. Rev. Geol. Chil., 18: 3-14, Santiago de Chile.
- NOA, I., 1972. *Exploración geológico-minera en el NOA*. Subs. Min. Serv. Nac. Min. Geol., Buenos Aires.
- OMARINI, R. H., J. G. VIRAMONTE, U. CORDANI, J. A. SLAFITY y K. KAWASHITA, 1984. *Estudio geocronológico Rb-Sr de la Faja Eruptiva de la Puna en el sector de San Antonio de los Cobres, provincia de Salta*. IXº Congr. Geol. Arg., Actas, III: 146-158, Buenos Aires.
- PALMA, M. A., P. PARICA y V. A. RAMOS, 1986. *El granito de Archibarca: su edad y significado tectónico, provincia de Catamarca*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XLI (3-4): 414-419, Buenos Aires.
- PALMA, M. A. y M. V. IRIGOYEN, 1987. *Los estratos de Botijuela en la Puna catamarqueña*. Xº Congr. Geol. Arg., Actas, II: 139-142, San Miguel de Tucumán.
- PERALTA, F., 1972. *Informe operativo área Reserva Agua Escondida y Reserva Vega de Patos, NOA I*. Serv. Geol. Nac., (inéd.), Buenos Aires.

- RAMOS, E. D. y V. A. RAMOS, 1978. *Los ciclos magmáticos de la República Argentina*. VIIº Congr. Geol. Arg., Actas, I: 771-786, Neuquén.
- SALFITY, J. A., S. MALANCA, E. M. BRANDAN, C. R. MONALDI y M. C. MOYA, 1984a. *La fase Guandacol en el norte de la Argentina*. IXº Congr. Geol. Arg., Actas, I: 555-567, Buenos Aires.
- SALFITY, J. A., S. A. GORUSTOVICH, M. C. MOYA y R. AMENGUAL, 1984b. *Marco tectónico de la sedimentación y efusividad cenozoicas en la Puna Argentina*. IXº Congr. Geol. Argentino, Actas, I: 539-554, Río Negro.
- SAN ROMAN, F., 1911. *Estudios geológicos i mineralógicos del desierto i Puna de Atacama*. Soc. Nac. de Min. Chile, II. Santiago.
- SCHWAB, K., 1973. *Die stratigraphie in der umgebung des Salar de Cauchari (NW Argentinien)*. Geotektonische Forsch., 43, I-II: 1-168. Stuttgart.
- SIEDLAREWITSCH, M., 1972. *Geología de la zona Vega Tambería y alrededores (provincia de Catamarca)*. Tesis Lic. UNLP, (inéd.), La Plata.
- STEINMANN, G., 1929. *Geologie von Peru*. Heilderberg, 1-448.
- TURNER, J. C. M., 1960. *Estratigrafía del nevado de Cachi y sector al oeste (Salta)*. Actas Geol. Lill., 3: 191-226), San Miguel de Tucumán.
- ZEILL, W., C. BREITKREUZ y H. BAHLBURG, 1987. *Investigaciones Alemanas Recientes en Latinoamérica: Geología*. Miller, H. (ed), Proy. Dt. Forsch. (Bonn) y el Inst. Colab. Cient. (Tübingen), Rep. Fed. de Alemania.

Recibido: 19 de setiembre de 1988

Aceptado: 11 de julio de 1990

MIGUEL A. PALMA

IGNACIO BRISSON

GRACIELA I. VUJOVICH\*

Universidad Nacional de La Plata  
Facultad de Ciencias Naturales y Museo  
Cátedra de Geología Argentina  
Paseo del Bosque s/n, (1900) La Plata  
\*CONICET



## ESTRATIGRAFIA Y AMMONITES PLIENSBACHIANOS DEL AREA DEL ARROYO ÑIRECO, NEUQUEN, ARGENTINA, CON LA DESCRIPCION DE *AUSTROMORPHITES* GEN. NOV.

Héctor A. Leanza y Graciela Blasco

**RESUMEN:** En este trabajo se dan a conocer nuevos aspectos estratigráficos y paleontológicos del área del arroyo Ñireco ubicada entre los paralelos 39° y 39°07' lat. sur y los meridianos 70°25' y 70°39' long. oeste en la vertiente oriental del Cerro Chachil, provincia del Neuquén.

La columna estratigráfica paleozoica-mesozoica del área está integrada de abajo hacia arriba por granodioritas (Carbónico superior?-Pérmico inferior), Formación Choyoi (Pérmico superior-Triásico medio), Formación Lapa (Hettangiano-Eosinemuriano) y Formación Chachil (Pliensbachiano inferior) todas ellas en mutua relación de discordancia.

La Formación Chachil contiene una faúna de ammonites que se describe en este trabajo integrada por *Austromorphites* gen. nov., con *Amaltheus spinatus* Burckhardt (1900) como especie tipo, dos nuevas especies de *Dayiceras*, *D. pseudophylliticum* n. sp. y *D. pleuriforme* n. sp., *Leptalcoceras* cf. *L. pseudoradians* (Reynes) y *Eomaltheus meridianus* von Hillebrandt. El análisis de la fauna permite inferir una edad pliensbachiana inferior (Zona de *Ibex*) para la Formación Chachil, que constituye en esta parte de la Cuenca Neuquina la entidad basal del Grupo Cuyo. En el desarrollo del trabajo se efectúan asimismo consideraciones acerca de la distribución del género *Fanninoceras* Mc Learn.

**ABSTRACT:** New stratigraphical and paleontological aspects from the Ñireco creek area comprised between 39° and 39°07' southern parallels and 70°25' and 70°39' western meridians on the eastern slope of Cerro Chachil, Neuquén province, Argentina, are given in this paper.

The paleozoic-mesozoic stratigraphic column of the area is constituted by granodiorites (Upper Carboniferous?-Lower Permian), Choyoi Formation (Upper Permian-Middle Triassic), Lapa Formation (Hettangian-early Sinemurian) and Chachil Formation (early Pliensbachian), all of them in mutual relationships of discordance.

The Chachil Formation contains an ammonite faunule which is described in this paper composed by *Austromorphites* gen. nov., with *Amaltheus spinatus* Burckhardt (1900) as type species, two new species of *Dayiceras*: *D. pseudophylliticum* n. sp. and *D. pleuriforme* n. sp., *Leptalcoceras* cf. *L. pseudoradians* (Reynès) and *Eomaltheus meridianus* von Hillebrandt. The analysis of the fauna allows the infer an early Pliensbachian age (*Ibex* zone) for the Chachil Formation, which constitutes in this place of the Neuquen Basin the basal unit of the Cuyo Group. Considerations about the spreading of the ammonite genus *Fanninoceras* Mc Learn are also made in this paper.

### INTRODUCCION

El motivo de la presente contribución es dar a conocer novedosos aspectos estratigráficos y paleontológicos de las cabeceras del arroyo Ñireco en el área comprendida por los paralelos 39° y 39°07' de latitud sur y los meridianos 70°25' y 70°39' de longitud oeste, la cual está situada en la vertiente oriental del Cerro Chachil, en la porción centro occidental de la provincia del Neuquén, (figura 1).

El arroyo Ñireco, cuyo nacimiento se verifica en los circos glaciares orientales del Cerro Chachil, recorre sinuosamente la región considerada para verter posteriormente sus aguas en el curso superior del arroyo Picún Leufú, al tiempo que disecta transversalmente unidades formacionales de distin-

ta edad. Sobre plutonitas granodioríticas del Carbónico superior-Pérmico inferior se asienta en la región occidental una espesa sección de volcánicas de la Formación Choyoi, la que es cubierta en discordancia por la Formación Lapa y ésta, a su vez, también en discordancia por la Formación Chachil, esta última portadora de una interesante faúna de ammonites cuya descripción se brinda en esta oportunidad.

Tanto las Formaciones Lapa como Chachil son dadas a conocer por primera vez en la literatura geológica en la vertiente oriental del Cerro Chachil. Con respecto al aspecto paleontológico, se instituye el género *Austromorphites* nov., analizándose sus relaciones con *Fanninoceras* Mc Learn, a la vez que se fundan dos nuevas especies de *Dayiceras*: *D. pseudophylliticum* n. sp. y *D. pleuriforme* n. sp. El

análisis de la fauna permite fijar una edad pliensbachiana inferior para la Formación Chachil, que constituye en esta comarca la unidad basal del Grupo Cuyo.

Durante los trabajos de levantamiento de la Hoja 36b, Cerro Chachil, de la Carta Geológico-Económica de la República Argentina, a escala 1:200.000 (H. A. Leanza, 1985), el autor, en compañía del Sr. J. I. Garate Zubillaga, Director del Museo "Olsacher" de Zapala, localizaron en el año 1981 el yacimiento fosilífero, primero en forma de material rodado y posteriormente *in situ*, lo que permitió la recolección de una magnífica fauna, hoy en las colecciones del citado Museo.

Atento a que aún no ha podido ser concretada la publicación de la citada Hoja, algunas de las conclusiones aquí vertidas, tienen el carácter de adelanto preliminar.

### ESTRATIGRAFIA

Las rocas más antiguas de la región estudiada corresponden a rocas granodioríticas que se emplazaron en el Carbónico superior?-Pérmico inferior formando parte del Complejo Plutónico del Chachil (Leanza, 1985). Luego de una importante denudación debida a los Movimientos Hercínicos tuvo lugar durante el Pérmico superior al Triásico medio el emplazamiento de una especia secuencia volcánico-sedimentaria, con volcanitas de naturaleza prevalentemente mesosilícica, atribuida a la Formación Choiyoi. Ambas unidades constituyen en la comarca estudiada el paleorelieve de la conocida Cuenca Neuquina. La acción de los movimientos de la fase Charahuilla previa hace que durante el Eojurásico (Hettangiano-Eosinemuriano) se deposite la Formación Lapa, interpretada como una típica acumulación de cuña clástica que ha rellenado diferencialmente las irregularidades del paleorelieve, favoreciendo así la ingresión de sedimentitas marinas del Grupo Cuyo que se disponen en discordancia por la acción debida a los Movimientos Intraliásicos. Tiene así lugar en la región estudiada la depositación de las calizas silicificadas de la Formación Chachil, las que son a su vez cubiertas en concordancia 2 km al norte del cerro Huemul por sedimentitas pelíticas atribuidas a la Formación Los Molles.

Completan el cuadro estratigráfico de la comarca distintas efusiones basálticas atribuidas a las Formaciones Palaoco (Mioceno), Chapúa (Pleistoceno medio) y Maipo (Pleistoceno superior), habiéndose carteadado asimismo morenas de la Formación Los Helechos (Pleistoceno superior), Material de Derribos de mesetas basálticas y Aluvios, unidades cuyas respectivas distribuciones pueden apreciarse en el mapa de la figura 1.

Conforme al interés que en el área del arroyo Ñireco ofrecen para nuestros fines las unidades comprendidas entre el Pérmico superior y el Liásico inferior, hemos de referirnos a ellas con mayor detalle a continuación.

**Formación Choiyoi** (Groeber, 1946 *nom. subst.* Stipanovic *et al.*, (1968)

La entidad del epígrafe, cuya localidad tipo se encuentra en la Cordillera del Viento, está ampliamente desarrollada en la región del cerro Chachil, cuyas altas cumbres constituye. Sus característicos tonos violáceos, rojizos y verdosos así como su típico modo de aflorar la hacen inconfundible en el terreno. A diferencia de la Formación Lapa que la suprayace constituyendo una típica asociación sedimentario-volcánica, la Formación Choiyoi conforma una asociación casi exclusivamente volcánica, estando los términos epiclásticos presentes en forma subordinada en los 60 m basales y a los cuales se asocian con cierta frecuencia troncos fósiles silicificados.

Litológicamente se caracteriza en el área estudiada por una alternancia de coladas andesítico-dacíticas y por andesitas y tobas dacíticas, tobas riódacíticas y brechas y tobas líticas con textura porfirica y marcada disposición ignimbrítica. El curso superior del arroyo Ñireco permite examinar un excelente perfil de la Formación Choiyoi, la cual conforma una secuencia alternante de volcanitas dispuestas en potentes bancos regular y normalmente superpuestos unos con otros según un rumbo dominante N325° a N5°, con intensidades de inclinación de 45° a 25° hacia el este a medida que se asciende en la columna estratigráfica, alcanzando el perfil completo 867 m de espesor (Leanza, 1985).

La Formación Choiyoi se atribuye al intervalo Pérmico superior-Triásico medio, coincidiendo con la asignación efectuada a esta unidad por Turner y Cazau (1978). Tal atribución se basa en el hecho de que esta entidad se apoya sobre el Complejo Plutónico del Chachil, considerado Carbónico superior?-Pérmico inferior y es cubierta a su vez en la región austral de la Cuenca Neuquina (áreas de Paso Flores, Piedra del Aguila) por la Formación Paso Flores que porta elementos de la Flora de *Dicroidium* (Triásico superior).

**Formación Lapa** (Groeber, 1946)

Esta entidad corresponde a una asociación sedimentario-volcánica que fue descrita originalmente por Lambert (1946: 238) como Rético y atribuida a esa edad, aunque sin bases paleontológicas. Si bien esta unidad formacional fue denominada por Parker (1965) como Formación Chacaico en un informe inédito y publicada por primera vez por DiGregorio (1972: 457), corresponde por prioridad el

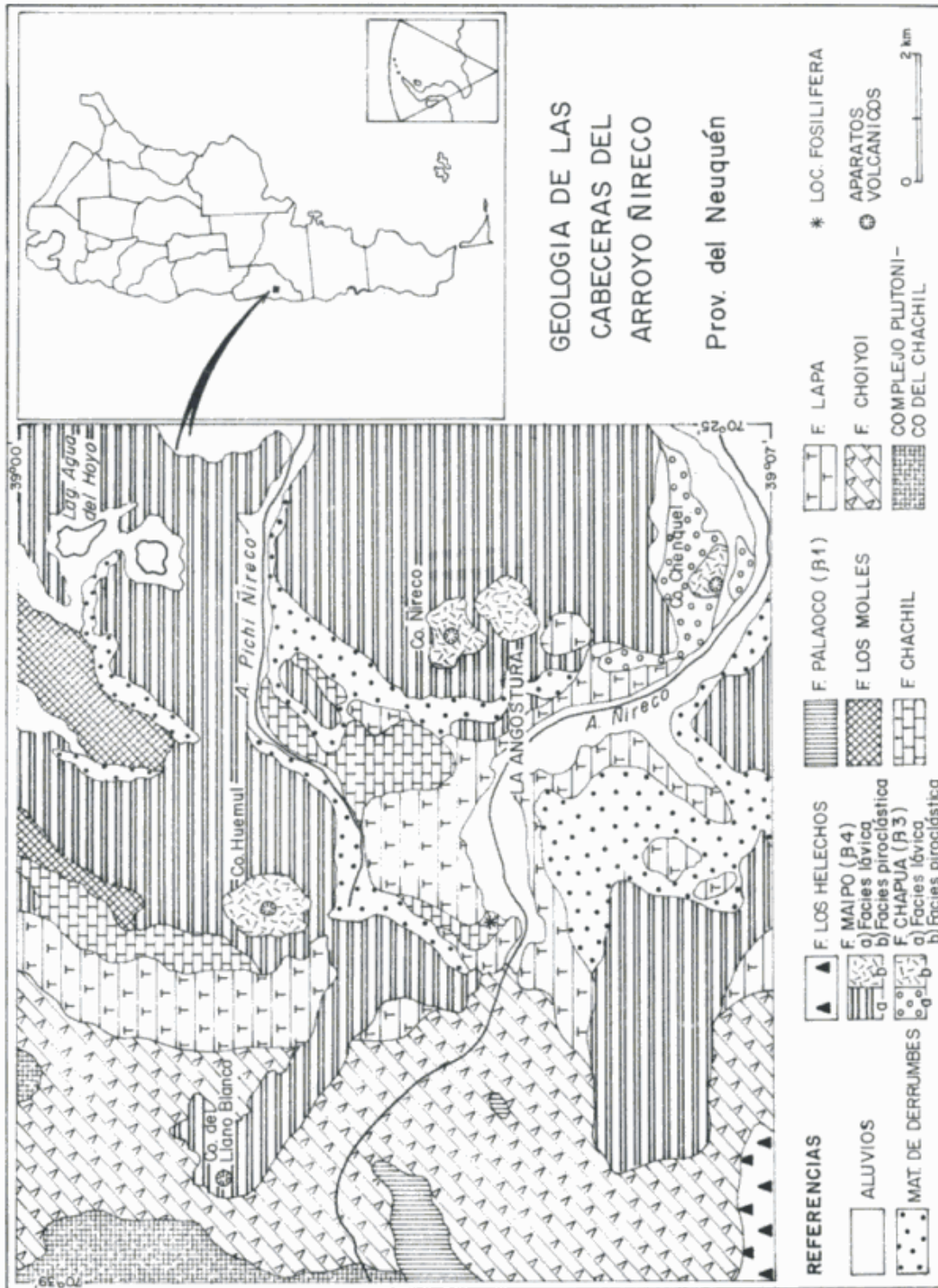


Figura 1: Geología y ubicación de la comarca de las cabeceras del arroyo Nireco, Neuquén, Argentina.

nombre de Formación (Capas de) Lapa que ya había sido dada a conocer por Groeber (1956) para identificar como Capas de Lapa al mismo ente formacional.

Su localidad tipo está ubicada en el faldeo septentrional del Cerro Currú-Charahuilla o Lapa, donde se adosa en ligera discordancia angular mediante un potente fanglomerado basal sobre las volcánicas de la Formación Choyoi y es cubierta del mismo modo por el conglomerado basal de la Formación Sierra Chacaico (Volkheimer, 1973) alcanzando los 290 m de espesor.

En el área abarcada por esta contribución, la Formación Lapa ha sido reconocida según afloramientos de aglomerados piroclásticos y términos epiclásticos de colores castaños, rojizos y morados que rematan con mantos ignimbríticos conformados por las características tobas riódacíticas amarillentas, asociadas con tobas más finamente estratificadas de tonalidades verdosas, mostrando como factor común signos de intensa silicificación, y la ausencia del fanglomerado basal de la entidad. El cauce del arroyo Ñireco disecta transversalmente a esta unidad, pudiendo ser estudiada con comodidad en el tramo comprendido entre el faldeo occidental del cono basáltico del Cerro Chenquel hasta el imponente frente de colada que procede del Cerro del Llano Blanco. Tres kilómetros aguas arriba del paraje La Angostura, donde se erige un magnífico puente natural, se puede observar como la Formación Chachil, fosilífera, cubre a la Formación Lapa mediante un conglomerado basal de 1 m de espesor. Asimismo, un reventón de toba riódacítica intensamente craquelada y silicificada puede observarse inmediatamente al sur del cerro Ñireco. La Formación Lapa al norte del cerro del Llano Blanco pasa a la Hoja 35b, Zapala, donde anteriormente había sido cartada por Lambert (1956) como Choyoilitense.

La Formación Lapa se asimila al ciclo sedimentario Precuyano establecido por Gulisano *et al.* (1984), quienes lo interpretan como un estadio de relleno inicial de la cuenca en una etapa de incipiente conformación. Geotectónicamente, su base está definida por la Fase Río Atuel o Charahuilla Previa (Stipanovic y Rodrigo, 1970) o los Movimientos Supratriásicos de Gulisano *et al.* (1984) y el techo corresponde a la discordancia interregional debida a la acción de los Movimientos Intraliásicos (Gulisano *et al.* (1984) que separan a la entidad en análisis de las sedimentitas del Grupo Cuyo, que la cubren en discordancia, para el caso del arroyo Ñireco las calizas silicificadas de la Formación Chachil. En consecuencia, la edad de la Formación Lapa queda aproximadamente fijada en el Hettangiano-Eosinemuriano, comenzando recién en el Pliensbachiano inferior

la transgresión del Grupo Cuyo en esta parte de la Cuenca Neuquina.

#### Formación Chachil (Weaver, 1942)

Esta entidad, muy bien representada en la periferia del cerro Chachil, corresponde a lo que Weaver (1942: 159) denominó "Chachil Limestone" sobre la base del afloramiento fosilífero descrito por Groeber (1924) entre los arroyos Purruvé Pehuen y Resce-Ngelú, atribuido originalmente al Triásico por el citado autor.

Consiste en una alternancia de calizas, tobas y areniscas profundamente silicificadas, regularmente estratificadas. Si bien su espesor no supera los 50 m en ninguna de las secciones examinadas, su extrema dureza debida a la silicificación hace que conforme relieves fáciles de identificar y seguir en el terreno. Las calizas son de base micrítica, de color gris oscuro y superficies de meteorización color rosado carne. Están compuestas además por fragmentos de conchillas con disposición paralela a los planos de estratificación. El conjunto se encuentra totalmente reemplazado por granos anhedrales de cuarzo. Estas calizas silicificadas semejan volcánicas, especialmente cuando carecen de fósiles.

En la margen izquierda del arroyo Ñireco, 3 km aguas arriba de La Angostura, la Formación Chachil se dispone subhorizontalmente en discordancia sobre la Formación Lapa, principiando con un conglomerado basal brechoso de 1 m de espesor, compuesto por clastos bastante angulosos de las formaciones preexistentes, continuando areniscas, tobas y calizas intensamente silicificadas, bien estratificadas. El espesor de la entidad no supera los 35 m (figura 2) y en ella se han hallado en la parte cuspidal dos niveles fosilíferos: el inferior que consiste en una coquina de 0,10 m de espesor, repleta de pelecípodos y algunos gasterópodos y braquiópodos y el superior, de 0,15 m, compuesto por calizas silicificadas de color rosado carne con numerosas improntas de ammonites del Pliensbachiano inferior y una variada fauna de bivalvos.

La Formación Chachil se correlaciona con la Formación Sierra Chacaico de Volkheimer (1973), siendo ambas evidentemente sincrónicas. Al "Horizonte Purruvense" introducido por Frenguelli (1930, nota al pie) se lo incluye en la lista sinónima de la Formación Chachil. Lambert (1956: 53) describió en la Hoja 35b, Zapala, como Tobas Silicificadas un afloramiento que corresponde, sin duda, por las características litológicas y relaciones estratigráficas, a la Formación Chachil. Finalmente, se asignan también a la Formación Chachil estratos silicificados portadores de restos de invertebrados marinos de la región de Rahue, atribuidos erróneamente por Cuerda *et al.* (1981) a la "Formación Aluminé" sin advertir que entre esta unidad -

incluida en la lista sinonímica de la Formación Choyoi- median dos discordancias, la Charahuilla Previa y la Intraliásica, con respecto a los niveles fosilíferos (cf. H. Leanza, 1985).

#### Contenido Paleontológico

En el arroyo Ñirecó en la coquina del nivel inferior uno de los autores (H.A.L.) coleccionó numerosos bivalvos y gasterópodos y menor cantidad de braquiópodos y serpúlidos en los que los doctores M. Manceñido y S. Damborenea (Museo de La Plata) gentilmente determinaron *Frenguelliella tapiai* (Lambert), *Weyla bodenbenderi* (Behrendsen), *Ctenostreon paucicostatum* Leanza, *Chlamys* cf. *textoria* (Schlotheim) *Plicatula rapa* Bayle y Coquand, *Parallelodon* sp., *Entolium* sp., *Entolium* (*Costentolium*) sp., *Camptonectes*? sp., *Lopha* sp., *Gresslya* sp., *Pholadomya* sp. 1, *Pholadomya* sp. 2, *Placunopsis* sp., *Plagiostoma* sp., *Cardinia*? sp., *Lucinacea*? indet., *Cuersithyris* sp., *Rhynchonellidae* indet., *Serpulidae* indet., *Trochotoma*? sp., *Gastropoda* indet. 1, *Gastropoda* indet. 2 y *Cnidaria* indet.

En el nivel superior se han determinado los siguientes cefalópodos: *Austromorphites behrendseni* (Jaworski) n. gen., *Leptaleoceras* cf. *L. pseudoradians* (Reynés), *Eoamalthus meridianus* von Hillebrandt, *Dayiceras pseudophylliticum* n. sp. y *Dayiceras pleuriforme* n. sp., formas indicativas del Pliensbachiano inferior, las cuales ocurren en asociación con el bivalvo trigónido *Frenguelliella tapiai* (Lambert).

En el afloramiento del Purruvé-Pehuén, la lista de fósiles hallados por Groeber (1924: 92) y revisados por Manceñido (1981) es la siguiente: *Myophoronia neuquensis* (Groeber), *Spiriferina* sp.?, *Modiolus* sp., *Entolium* sp., *Plicatula rapa* Bayle y Coquand y *Weyla* sp. Finalmente, en el afloramiento de Rahue atribuido erróneamente por Cuerda *et al.* (1981) a la "Formación Aluminé" Camacho determinó *Pecten* cf. *uncus* Phillippi, *Pecten* (*Chlamys*) *textorius* var. *torulosa* Leanza, *Myophorella araucana* (Leanza), *Frenguelliella tapiai* (Lambert) y *Pelecypoda* gen. et sp. indet. Merece asimismo destacarse el hallazgo en la entidad de ramas con cicatrices foliares con aspecto de araucaria (J. I. Garate Zubillaga, com. pers.)

#### PALEONTOLOGIA

**Abreviaturas.** Las abreviaturas que se usarán en las descripciones sistemáticas serán las siguientes. D: diámetro del ejemplar, H: altura última vuelta, U: diámetro umbilical, N/2: cantidad de costillas en la última media vuelta, U/D proporción del diámetro con respecto al ombligo.

**Repositorio.** Todo el material estudiado se encuentra depositado en el Departamento de Geología, oficina de Paleontología, de la Secretaría Nacional de Minería.

#### FAMILIA HILDOCERATIDAE

Hyatt, 1867

SUBFAMILIA ARIETICERATINAE Howarth, 1955

Género *Leptaleoceras* Buckman, 1918

**Especie tipo.** *Ammonites pseudoradians* Reynès, 1968, p. 91, 1:4 a-c

*Leptaleoceras* cf. *L. pseudoradians* (Reynès)

Lám. II; fig. 6

**Material.** Un ejemplar (S.G.N. N° 16543) con vueltas interiores conservadas como molde externo y una vuelta conservada como molde interno. Col. H. Leanza.

**Descripción.** Ejemplar de tamaño mediano, evolutivo, sección de la vuelta ovalada; ornamentación de costillas simples que nacen en una pendiente umbilical redondeada. Las costillas son finas, filosas, poco más angostas que los espacios intercostales. El recorrido es radial, suavemente flexuoso en los flancos; llegan por el vientre hasta la línea periférica. La carena es angosta y baja; se cuentan 60 costillas en la vuelta correspondiente a 35 mm de diámetro. La línea de sutura no pudo observarse.

#### Dimensiones en mm:

D = 35; H = 11; U = 13; N/2 = 30.

**Observaciones.** Esta forma se diferencia del género *Arietoceras* Segenza principalmente en que las costillas no son retroversas; de *Protogrammoceras* Spath en que las costillas son simples, no se fasciulan y alcanzan el vientre llegando a ambos lados de la carena, tampoco es liso el vientre ni hay surcos laterocarenales. No es un *Leptaleoceras* típico pues las costillas están bien definidas pero, sin embargo, es muy parecido a *Leptaleoceras pseudoradians* (Reynés) en Frebold, 1964 (P. IV: 5-7 y P.I.V: 4 y 5) y al ilustrado por Imlay, 1984 (p. 40, Pl. 11: 12-13).

En el noroeste de Canadá se asocia a *Arietoceras algovianum* (Opper) y *Amaltheus stockesi* (Sow.). En Inglaterra y Francia se encuentra en la zona de *Margaritatus*.

**Edad:** Pliensbachiano inferior. Zona de Ibex.

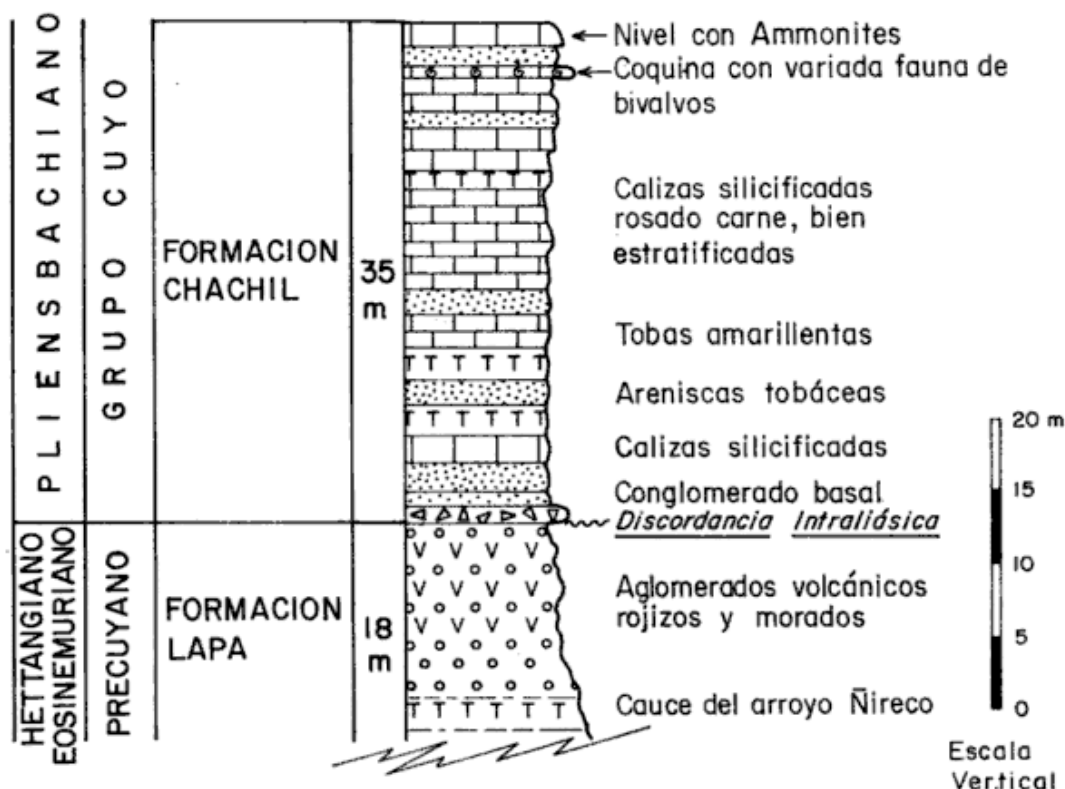


Figura 2: La Formación Chachil en la localidad fosilífera del arroyo Ñireco, Neuquén, Argentina. Nótese que el nivel con ammonites conforma el techo del afloramiento.

FAMILIA POLYMORPHITIDAE Haugh, 1887  
SUBFAMILIA POLYMORPHITINAE

Género *Austromorphites* nov.

**Especie tipo.** *Amaltheus spinatus* Burckhardt 1900, non Bruguière. Burckhardt, 1900. Profils géologiques transversaux de la Cordillère. p. 22 y 23, Pl. XIX: 5. Col. Hauthal.

**Diagnosis.** Género con estado juvenil medianamente evolutivo, sección de la vuelta ojival. La región periférica es convexa, pasando a tectiforme; está recorrida por una carena rudimentaria, baja, de aspecto ondulado. La costulación es simple, sigmoidal, continuada sobre el vientre; su proyección sobre la línea media es la que proporciona el aspecto ondulado a la carena. Tubérculos muy finos se sitúan sobre las costillas en posición amaltheida; generalmente conforman una sola hilera, pero a veces pueden ser dos o faltar. El estado adulto es oxiconico debido a un aumento progresivo de la involución; el vientre es fastigado, no filoso, se pierde definición en las costillas que persisten sólo como pliegues irregulares y poco definidos o se observan solamente líneas de crecimiento. Se produce pérdida de la

tuberculación. El borde umbilical es redondeado y la pared umbilical es convexa.

**Origen del nombre.** Se refiere a su posición paleogeográficamente gondwánica y a su relación con la Familia Polymorphitidae.

**Discusión.** Este nuevo género se caracteriza por la variabilidad del vientre durante la ontogenia. En estado juvenil, aproximadamente a 15 mm de diámetro, posee un vientre convexo, recorrido por pliegues capricórnicos que conforman una carena en rosario cuyas ondulaciones se deben a la prolongación de las costillas sobre el vientre. A los 35-40 mm de diámetro, la carena desaparece paulatinamente, el vientre se afina dando lugar a una periferia oxicerátida, con filo redondeado y suavemente ondulado debido a la proyección de los pliegues sobre él. Las costillas son simples, comienzan en el borde umbilical, siguen un recorrido lateral amaltheiforme y lateralmente tuercen hacia adelante. Conservan su vigor hasta la línea periférica donde se debilitan ligeramente. La ornamentación se completa con la presencia de finos tubérculos amaltheiformes a 3/4 de altura sobre el flanco. Los tubérculos no son mencionados por Jaworski (1926) ni por von Hillebrandt (1981) pero pueden advertirse obser-

vando con lupa las ilustraciones de los fragmaconos ilustrados por von Hillebrandt (1987, Lám. 3: 6, 9, 10, 11 y 12) y en la ilustración de Burckhardt (1900). La tuberculación desaparece en los fragmaconos a diámetros mayores de 30 mm. Von Hillebrandt ilustra ejemplares que él considera podrían ser dimorfos. Nosotros no poseemos material que permita hacer nuevas observaciones sobre el tema. Dommergues (1987) trata extensivamente el tema del dimorfismo de los Polymorphitidae, especialmente europeos.

Como se ha visto en la sinonimia, "*Oxynoticerus beherendseni*" fué asignado por von Hillebrandt al género *Fanninoceras* Mc Learn. Existen dos características que nos impiden concordar con este criterio. La primera y más importante es la manera en que varía el vientre, de carenado ondulado (como en muchos Polymorphitinae) a oxicerátido ondulado; mientras que en *Fanninoceras* varía de convexo redondeado, casi liso a oxicerátido. Esto vale para todas las especies de *Fanninoceras* menos para una, *F. lowrii* Mc Learn, que adopta tempranamente un vientre oxicerátido pero liso. La segunda característica se refiere a que la costulación en el género *Fanninoceras* nunca se presenta tan fuerte en estados preoxicerátidos. Las pendientes umbilicales de ambos géneros también son distintas, colgante en *Fanninoceras* y redondeada inclinada en *Austromorphites*. Este género presenta también una tuberculación característica, a veces poco visible, ilustrada originalmente por Burckhardt (1900). El ejemplar de Burckhardt fué incluido en la sinonimia de Jaworski y en él se ven claramente los tubérculos. La tuberculación aleja aún más a estos géneros entre sí, pero relaciona a *Austromorphites* con otras formas asociadas en el mismo nivel de esta localidad como *Eoamalthus meridianus* von Hillebrandt.

Con sentido puramente ilustrativo, sin que ello implique una relación filogenética, puede decirse que la variación de otras características dentro de las formas costuladas puede compararse con las variaciones intragenéricas del género *Polymorphites* e intergenéricas de la Familia Polymorphitidae. La morfología del fragmacono de *Austromorphites*, en estados preoxicerátidos, es casi imposible de diferenciar de *Polymorphites polymorphus* (Quenstedt, 1845) en sus variedades *costatus*, *lineatus* y *laevigatus* (ver Hoffmann, 1982, Taf. 17: 3,5 y 7) salvo en el recorrido de las costillas, algo más sinuosas en *Austromorphites*.

*Austromorphites* puede compararse también con el género *Tropidoceras* pero éste posee una verdadera carena fuerte y presencia de costillas secundarias; especialmente se distingue, como de los demás géneros, por la variación de las características ventrales y por el aumento paulatino de la involución.

Las diferencias con *Eoamalthus* von Hillebrandt radican en el quiebro de las costillas en la línea media ventral que origina una fuerte carena cordada en ese género y la ausencia general de costillas bifurcadas. Las diferencias entre conchillas adultas no necesitan recalarse. Las características adultas de *Eoamalthus* han sido suficientemente ilustradas por von Hillebrandt (1981 y 1987).

Ciertas similitudes entre estas formas y otras triásicas llevaron a Jaworski (1926: 236-237) a hacer consideraciones directas e indirectas entre *Discotropites sandlingense* v. Haug y "*Oxynoticerus beherendseni*". Las convergencias en algunos estados de desarrollo son también marcadas con otras formas triásicas, por ejemplo, el vientre de *Gymnotoceras*, en especial *G. blakei* (Gabb., en Silverling y Nichols, 1982, Pl. 9: 8-9, 17-18) es muy parecido en lo cordonado de la carena y en el diseño costular ventral a los ejemplares aquí tratados en su etapa de costulación fuerte. Se diferencian en que *A. beherendseni* tiene costillas simples. En cuanto al estado adulto, es parecido a *Intornites* (ver *Intornites nevadanus* Silv. y Nich., 1982, Pl. 21: 1-18). Estas homologías son sólo aparentes pues el curso del desarrollo ontogénico las elimina totalmente.

Las etapas de variación de las características ventrales de *Austromorphites beherendseni* pueden ilustrarse así:

1º) a diámetro menor que 10 mm sin costulación, flancos lisos, vientre liso y convexo.

2º) etapa juvenil, con vientre del tipo de *Oistoceras* que persiste por 1/2 ó 3/4 de vuelta.

3º) Una etapa de vientre convexo recorrido por una carena en rosario bien típica de *Dayiceras*. Esta etapa es la más persistente, pero esta persistencia es variable según los distintos ejemplares y oscila entre los 20 y 30 o más mm de diámetro. Hasta acá podría casi considerarse los *Dayiceras*.

4º) Una etapa adulta involuta en la que el vientre tiene aspecto de *Fanninoceras* o de *Radstockiceras*. Esto nos lleva a la presunción de que los ejemplares ilustrados por von Hillebrandt (1987, Pl. 2: 6-10) podrían ser individuos juveniles de *Austromorphites beherendseni*, similares a los que ilustra como "*Fanninoceras beherendseni*" (Pl. 3: 8-12).

**Observaciones.** En Portugal, Sao Pedro de Muel, los *Dayiceras* (que están presentes en la asociación del arroyo Nireco) se encuentran en el Carixiano medio, subzona de Renzi según Mouterde et al. (1983: 204). Según von Hillebrandt (1987: 15) la zona andina de *Eoamalthus meridianus* es portadora también de *Uptonia jamesoni* y *U. brevispina*, puestos en sinonimia con *Dubariceras frebaldi* por Dommergues et al. (1984). *Dubariceras frebaldi* en la isla de Queen Charlotte se encuentra en el Pliensbachiano inferior, zo-

na de Ibex. Según Frebold (1967) en América del Norte, en la Formación Maude, *Fanninoceras* aparece en el Pliensbachiano inferior, sobre *Tropidoceras*, *Acanthopleuroceras*, etcétera. *F. carlottense* ilustrado en ese trabajo, no es muy diferente de *F. disciforme* v. Hill. (en Pérez d'Angelo 1982) y *F. disciforme* v. Hill. (en von Hillebrandt, 1981, L. 7: 1 y 6) no difiere mayormente de *F. fannini* adultos ilustrados por Frebold (1967, Pl. I: 2-3).

**Edad.** Pliensbachiano inferior. Zona de Ibex.

*Austromorphites beherendseni* (Jaworski)

Lám. I, figs. 1-6; Lám. III, fig. 3

#### Sinonimia

1891. *Arietites impendens* Beherendsen, non Young & Bird. Actas Acad. Nac. Cs. Rep. Arg., Córdoba, T VII, entrega 3

1891. *Oxynoticeras leptodiscus* Beherendsen Taf. I: a-b. IBID.

1900. *Amaltheus spinatus* Burckhardt, non Brugère. Profils géologiques transversaux de la Cordillère. p. 22 y 23, Pl. XIX: 5.

1929. *Oxynoticeras beherendseni* Jaworski, Taf. II: 2, Taf. III: 4 y 5. Actas Acad. Nac. Cs. Rep. Arg., Córdoba, T. X, entrega 1.

1981. *Fanninoceras beherendseni* (Jaw.). Hillebrandt. Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur. p. 513, Lám. 6: 1-2, Lám. 10: 1-2.

1987. *Fanninoceras beherendseni* (Jaw.). Hillebrandt. Bioestratigrafía de los Sistemas regionales del Jurásico y Cretácico de América del Sur. p. 115-116, Lám. 3: 6-12, 4: 1-2.

**Material.** Cuatro moldes externos de fragmaconos: S.G.N. 16539, 16544, 16547 y 16547b y tres moldes externos adultos: S.G.N. 16540, 16545 y 16548. Col. H. Leanza. Tres ejemplares como molde interno: S.G.N. 9495 (748, 751 y 758). Col. Gerth.

**Descripción.** Polymorphitinae involuto, pendiente umbilical baja; borde umbilical redondeado; vueltas altas de sección ojival; costillas simples; vientre angosto, redondeado, con carena en rosario en las vueltas jóvenes; oxicerátido redondeado, sin carena, en las vueltas adultas aún septadas.

Costillas simples, regulares, bien marcadas en todo el recorrido, ancha como los espacios intercostales; comienzan poco después del borde umbilical. Su recorrido es flexuoso, amaltheiforme, con inflexión ventrolateral hacia adelante. Se debilitan a

ambos lados de la línea media pero continúan sobre ella, cruzándola y produciendo la carena crenulada en las vueltas jóvenes o el ondulamiento del vientre oxicerátido en las adultas. El número de nodulitos que conforman la carena es igual al de las costillas. A tres cuartos de altura sobre el flanco, antes de la inflexión ventrolateral las costillas presentan finos tuberculitos más visibles en los moldes de látex que en los moldes naturales. En algunos moldes externos hay dos filas de fosetitas sobre las costillas. Según los distintos ejemplares los tubérculos están más o menos marcados y, en general, a diámetros mayores de 30 mm se obsolecen.

La sutura, relativamente compleja, no ha podido observarse con suficiente claridad como para ser reproducida.

#### Dimensiones en mm.

Nº ejempl.	D	U	M	O/D
16540	36	9,5	15	0,26
16544	15	3,5	5,7	0,26
16545	40,5	10,5	20,3	0,26
16547b	16,5	6,1	6	0,36
16547	25,5	-	10,3	0,31
15548	55	10	28	0,18
751	32	-	-	-
758	30	11,5	-	0,39
748	40	100	-	0,25

Puede verse claramente que a mayor diámetro O/D es progresivamente menor.

**Observaciones.** Las formas típicas son muy características. En algunos ejemplares la densidad de la costulación es algo mayor, así como el diámetro umbilical con lo cual la altura de la vuelta varía dentro de ciertos límites. Estas variaciones se han considerado intraespecíficas. Formas en parte concordantes con los distintos estados de crecimiento de *Austromorphites* son *Dayiceras pseudophylliticum* n sp y *Polymorphites lineatus* (Queenstedt). Un ejemplar de la colección Gerth, paratipo de los que describiera e ilustrara Jaworski (1926) como "*Oxynoticeras beherendseni*" (aunque no este ejemplar) ilustraría el pasaje de forma juvenil involuta a forma madura oxicerátida muy involuta a los 30 mm de diámetro aproximadamente. Este pasaje se produce aproximadamente durante un cuarto de vuelta y aquí justamente el ejemplar de Gerth está roto. En el resto de los ejemplares de Gerth (casi todos fragmaconos) la tuberculación casi no existe, salvo en el ejemplar mencionado anteriormente, en el cual se insinúa. Este hecho movió a dudas sobre la validez de la sinonimia entre los ejemplares ilustrados por Burckhardt (1900) y los de Jaworski (1926) sin embargo, una observación cuidadosa permite ver



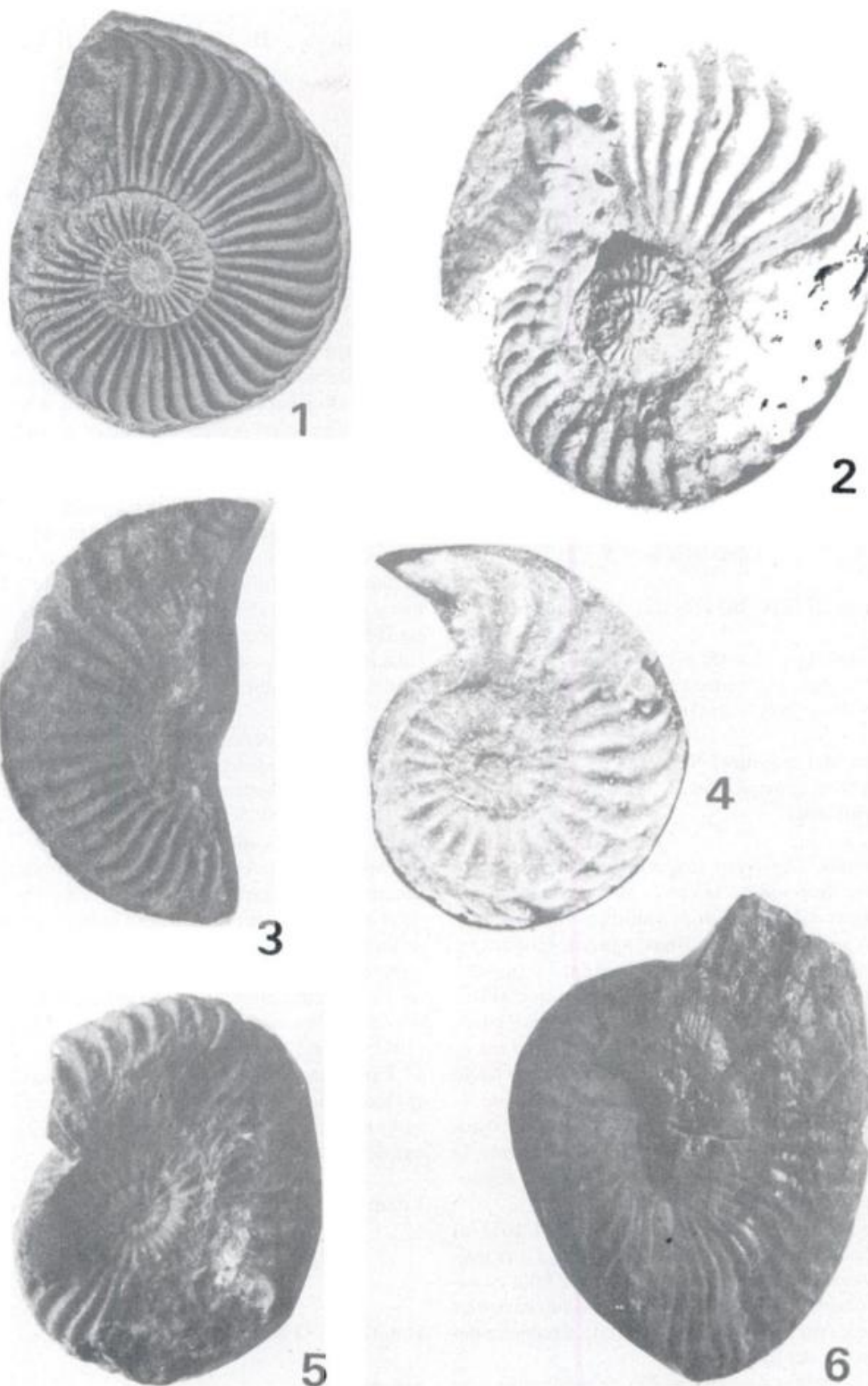


Lámina I: 1-6. *Austromorphites beherendseni* (Jaw.). 1: S.G.N. 16539, fragmacono x 2,8; 2: S.G.N. 16540, fragmacono con dos hileras de tubérculos en algunas costillas x 1,8; 3: S.G.N. 9495(751) ejemplar maduro oxicerátido x 2; 4: S.G.N. 16544, ejemplar juvenil x 4; 5: S.G.N. 9495(758) fragmacono x 3; 6: S.G.N. 9495(748) ejemplar deformado mostrando pasaje a vientre fastigado x 1,8.

sus vestigios. De aquí se deduce que se han gastado en los moldes internos y sólo se han conservado en los huecorrelieves de los moldes externos. La morfología ventral aparece perfectamente clara en los ejemplares de la colección Gerth. Hay un ejemplar que es algo diferente, su vientre evoluciona de agudizado redondeado, con cabríos y carena casi imperceptible, a oxicerátido; las costillas son más separadas y el ombligo más amplio, pudiendo ser tránsito entre *Austromorphites beherendseni*, en su etapa juvenil, y *Eoamalthus meridanus* von Hillebrandt.

Edad: Pliensbachiano inferior. Zona de Ibex.

Género *Dayiceras* Spath, 1920

Especie tipo. *Dayiceras langi* Spath, 1920.

*Dayiceras pseudophylliticum* n sp  
Lám. III; figs. 1,5

Holotipo. S.G.N. 16537a. Col. H. Leanza.

Material: Dos moldes externos S.G.N. 16537a y 16537b, col. H. Leanza. Dos ejemplares SGN 9495 (759 y 757), col. Gerth.

Origen del nombre. Se refiere a las posibles aurícula y constricción propias de algunos Juraphyllitidae.

Diagnosis: *Dayiceras* pequeño, moderadamente evolutivo. Sección de la vuelta subrectangular con vientre tectiforme. Borde umbilical redondeado, bajo. Costillas simples, finas, agudas, moderadamente densas. Recorrido suavemente sigmoide, salvo en la última parte del molde en que el tramo lateroventral del recorrido es proverso y luego tuerce hacia atrás continuando un arco retroverso cuya porción lateroventral se dirige hacia adelante. Ventralmente, a ambos lados de la línea media, las costillas se deprimen constituyendo un surco. Luego del surco, al cruzar la línea periférica, las costillas forman una pseudocarena en cuentas de rosario.

En la última parte del ejemplar (S.G.N. 16537a) la inflexión lateral de las costillas semeja una insinuación de aurículas. Sin embargo, por falta de suturas observables no puede saberse si son aurículas en la cámara de habitación o se trata de alguna deformación del fragmacono.

Las costillas poseen una fila de tubérculos muy finos situados antes de la inflexión ventrolateral. En las vueltas internas pueden verse por debajo de la línea de involución.

Dimensiones (en mm)

	D	L	U	N/2	U/D
16537A	16,5	5,5	5,5	25	0,33
9495(759)	16	6	6	16	0,37
9495(757)	12,5		3,5	22	0,28

Observaciones: Las características consignadas tales como posibles aurículas y constricción que pueden verse en la foto se consideran deformaciones durante la fosilización ya que el tamaño proporcional del ombligo supera ampliamente los diámetros de los de los miembros de la Familia Juraphyllitidae (ver Donovan y Howarth, 1964). Debido a su costulación densa, nuestro *Dayiceras* es parecido a algunos estados tempranos de *Tragophylloceras carinatum* (Howarth y Donovan, 1964, Pl. 49, figs. 8-12) y a algunos ejemplares de *T. undulatum* (Smith, en Hoffmann, 1982). Pueden separarse porque en *Tragophylloceras* las costillas parten en fascículos desde el ombligo, cerca del cual son más débiles; el diámetro umbilical es considerablemente menor y no posee tuberculitos laterales. De *Galaticeras* Spath, 1938 se diferencia en éste que la costulación es sumamente desordenada aún cuando su diámetro umbilical se acercaría a ser comparable.

Las formas jóvenes de *Tragophylloceras* son más parecidas a *Dayiceras* de ombligo pequeño como *Dayiceras amaltheiforme* Mouterde (en Mouterde et al., 1983; Pl. 10: 5-12) radicando la zona ventral de las diferencias entre ambos.

*Dayiceras pseudophylliticum* se relaciona por su tamaño con *Dayiceras nanum* Mouterde (Mouterde et al., 1983; P. 10: 13-17) pero la costulación del primero es más fuerte y definida en todo su recorrido en todas las vueltas visibles. Nuestro *Dayiceras* es parecido también a algunos *Dayiceras dayiceroïdes* tales como el ilustrado por Mouterde (1983, op. cit.; Pl. 8: 5, Holotipo).

Para Dommergues y Mouterde (1987) en Portugal los *Dayiceras* evolutos se encuentran en la subzona de Renzi, Carixiano medio y serían endémicos de la cuenca lusitana.

Edad: Pliensbachiano inferior. Zona de Ibex.

*Dayiceras pleuiforme* n. sp.  
Lám. I; figs. 1-2, 4-6

Holotipo. S.G.N. 9495(752). Col. Gerth.

Sinonimia

1987. von Hillebrandt. *Polymorphites* (?) sp. Pl. 2: 6-9 y 10 a-c.



1



2



3



6



4



5

Lámina II: 1-2, 4-6: *Dayiceras pleuriforme* n. sp. 1-2: S.G.N. 9495(752) vistas lateral y ventral x 2. 4-5: S.G.N. 9495(755) vistas lateral y ventral x 2. 6: S.G.N. 16534, vista lateral x 2. 3: *Leptaleoceras pseudoradians* (Reynès) S.G.N. 16543 vista lateral x 2.

**Material.** Dos moldes externos de los que se obtuvieron réplicas en látex S.G.N. 16536 y 16538, col. H. Leanza. Dos ejemplares S.G.N. 9495 (752 y 755) col. Gerth.

**Origen del nombre.** Es referencia a su parecido con el género *Pleuroceras*, posterior en edad.

**Diagnosis.** Polymorphitidae algo involuto, sección de la vuelta subrectangular, vientre redondeado, primitivamente carenado por una carena baja, ondulada por ser la proyección de las costillas; costillas simples, medianamente densas, flexuosas, con proyección hacia adelante en la zona ventral a partir de una fuerte inflexión ventrolateral. Lleva una hilera de tubérculos finos situada por debajo de la inflexión ventrolateral.

**Descripción.** Forma pequeña, algo involuta, sección subrectangular-ovial, borde umbilical bajo, costillas simples, suavemente flexuosas sobre los lados y ventrolateralmente con fuerte inflexión hacia adelante; espacios intercostales amplios, dos veces del ancho de las costillas; las costillas forman cabríos sobre el vientre hasta la línea media en la que se sitúa una carena baja y crenulada por la influencia de las costillas. Existe una sola hilera de tubérculos puntiformes situados poco por debajo de la inflexión ventrolateral; en las vueltas interiores son externos al recubrimiento.

#### Dimensiones (en mm)

Nº ejempl.	D	O	L
16536	20	6,8	6,9
16538	22,2	7	7,5
9495(752)	16	7	7

**Observaciones.** Estos *Dayiceras* son más afines a la forma descrita anteriormente que a las formas que se conocen del Hemisferio Boreal. La característica que más los diferencia de éstos es que el margen ventrolateral no es anguloso, sólo sería comparable con *D. polymorphoides* Spath. Tampoco posee espinas ventrolaterales sino que éstas están situadas sobre la parte superior del flanco. Existe una leve tendencia ontogénica hacia la involución, debido a lo cual resultan individuos (aparentemente adultos, ej. N°3) algo más involutos que los jóvenes, sin llegar al extremo de *D. amaltheiforme* Mouterde y Rouget (1970, Pl. VII: 4).

**Edad.** Pliensbachiano inferior. Zona de Ibex.

Género *Eoamaltheus* von Hillebrandt, 1981

**Especie tipo:** *Eoamaltheus meridianus* von Hillebrandt, 1981

*Eoamaltheus meridianus* von Hillebrandt, 1981  
Lám. III; figs. 2-4

#### Sinonimia

1981. von Hillebrandt. *Eoamaltheus meridianus* von Hill., p. 510, L.5: 6-12, L.9: 6-8.

@SINSAN = **Material:** Dos moldes externos de los que se obtuvieron réplicas artificiales en látex: S.G.N. 16541 y 16542, col. Leanza. Un ejemplar S.G.N. 9495 (746) col. Gerth.

**Diagnosis:** Ver Hillebrandt, 1981, p. 510.

**Observaciones:** El género *Eoamaltheus* como ya consignara von Hillebrandt, 1981, se presenta morfológicamente relacionado tanto con los Polymorphitidae como con los Amaltheidae, entre los cuales se asemeja a las formas transicionales entre *Amaltheus* y *Pleuroceras* (ver Howarth, 1958). Las características comunes con *Pleuroceras* se evidencian sobre todo en el estilo de la costulación lateral y en la posición del tubérculo por debajo del margen ventrolateral. En cuanto a los estados juveniles puede decirse que es indiferenciable de *Oistoceras* incluso en las características ventrales.

Con el desarrollo ontogénico, *Eoamaltheus* adquiere características en común con el género *Polymorphites* del cual solamente se diferencia en la sección de la vuelta que es más ojival en *Eoamaltheus*. Por otra parte *Oistoceras* no llega a adquirir un crecimiento relativo de la altura de la vuelta que pueda compararse al de *Eoamaltheus*; esta característica lo acercaría más al género *Kondiloceras* Fucini (este género es considerado un *insertae sedis* del Sinemuriano por Donovan y Forsey (1973, p. 15) que podría pertenecer a la Familia Oxynoceratidae. Ventralmente se diferencian en que *Eoamaltheus* no posee un vientre plano sino fastigado tectiforme y en que la línea media no presenta una carena perfectamente diferenciada sino una estructura transicional de apariencia cordada cuyos engrosamientos sólo a veces duplican el número de costillas ventrolaterales.

Como ya se ha dicho al tratar *Austromorphites beherendseni* (Jaw.) *Eoamaltheus* posee características en común con la citada especie durante su estado juvenil; con el desarrollo ontogénico esto desaparece y los estados adultos de ambas formas son inconfundibles y característicos.

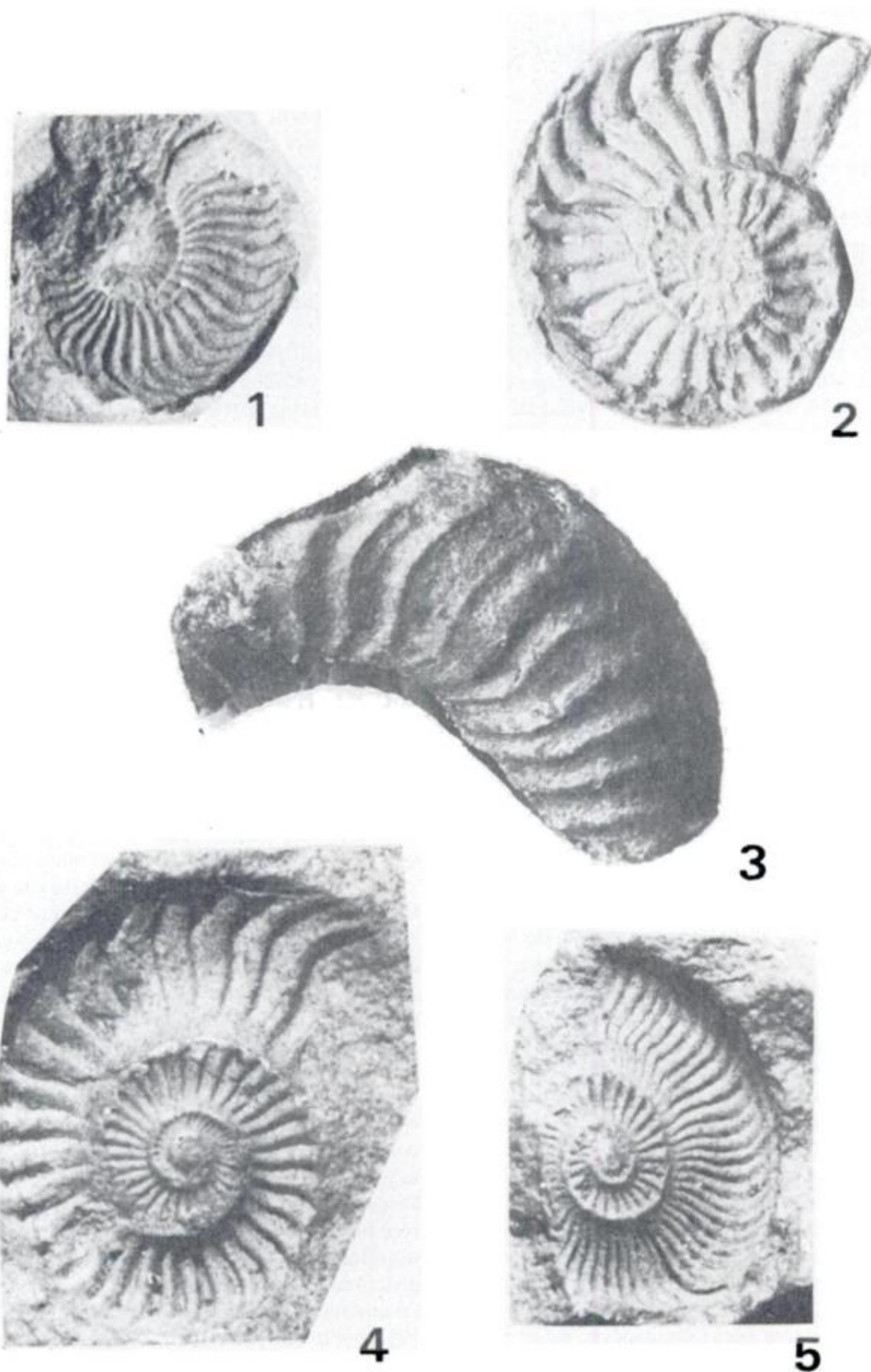


Lámina III: 1-5 *Dayiceras pseudophylliticum* n. sp. 1: S.G.N. 16537b, vista lateral x 2,7. 5: S.G.N. 16537a, vista lateroventral x 2,7. 2-4 *Eoamaltheus meridianus* Hillebrandt. 2: S.G.N. 16541, vista lateral x 4,3. 4: S.G.N. 16542, vista lateral x 3,2. 3: *Austromorphites beherendseni* (Jaw.) vista lateroventral de una vuelta interior mostrando periferia con pliegues cabríos.

## Dimensiones (en mm)

Nº de ejemplar	D	L	U	N/2
16541	20	6,7	7,2	17
16542	11,5	3,6	4,5	-
9495(746)	23	10	8	13

Hillebrandt (1981) al proporcionar los niveles estratigráficos de las faunas de amonites de América del Sur indica que en Chile, quebrada de Amolanas, *Eoamaltheus* está asociado con *Uptonia cf ignota*, *U. cf obsoletas* y *U. angusta*, yaciendo por debajo de "*Fanninoceras beherendseni*" a cuyos niveles portadores señala como posibles equivalentes de la zona de *Davoci*. Este autor explica asimismo que el material argentino de río Atuel está asociado con *U. cf ignota*, *U. obsoleta*, *Gemmellaroceras* y *Dayiceras* y encima de los niveles con *Tropidoceras*. Dommergues *et al.* (1984: 837) al crear el género *Dubariceras* asignan a él la *U. cf angusta* (Opper) de von Hillebrandt (1981: 509, Lám. 5: 3) y la *U. cf obsoleta* (Simpson) de von Hillebrandt (1981: 509, Lám. 5: 1, 2 y 5) sinonimizándolas con la especie *freboldi* cuya especie tipo es *U. cf. U. dayiceroides* Mouterde (en Frebold, 1970, p. 438, Pl. 1: 9a-c). *Dubariceras freboldi* en la isla de Queen Charlotte, se asocia a *Metaderoceras mouterdei* Frebold y *Metaderoceras pacificum* Frebold, perteneciendo al Pliensbachiano inferior, zona de Ibex.

Edad: Pliensbachiano inferior. Zona de Ibex.

## CONCLUSIONES

En el arroyo Ñireco aparecen en forma conjunta algunas de las formas que caracterizan a las zonas de (Hillebrandt, 1981 y 1987) *Eoamaltheus meridianus* Hillebrandt y *Austromorphites beherendseni* (Jaw.) con *Dayiceras* y un hildoceratido, *Lepta-leoceras*, sin *Fanninoceras*.

En las faunas mediterráneas, el género *Dayiceras*, que se desarrolla a partir de las últimas *Uptonia* (Dommergues *et al.*, 1984, 1984b) marca inferiormente el comienzo de la Zona de Ibex y superiormente llega hasta el final de la Subzona de Renzi (en la zonación portuguesa) u ocupa gran parte de la subzona de Valdani en la zonación europea. Según los mismos autores la mayoría de las especies del género estaban prácticamente circunscriptas a las cuencas anglo-portuguesas. Su presencia en el Pacífico sur amplía el rango de afloramientos correlacionables a nivel mundial.

Según Hillebrandt (1981, 1987) *Dayiceras* se asocia a *Uptonia cf angusta* y *U. cf obsoleta* (= *Dubariceras freboldi* Dommergues *et al.*, 1984, 1984b). Según los autores precitados, *Dubariceras* indicaría

el tope de la zona de Ibex en Europa y quizá en América del Norte. De aquí se concluye que habría una diferencia entre la edad de *Dayiceras* y la *Dubariceras*.

*Eoamaltheus* y *Austromorphites*, propios de la asociación del arroyo Ñireco parecen tener una relación filogenética directa identificable en el estado medio de desarrollo ontogénico de *Austromorphites*. Estas formas se conocen sólo en Argentina y Chile (Hillebrandt 1981, 1987) y forman una línea endémica evolutiva útil para caracterizar a los afloramientos del Pliensbachiano inferior de ambos países.

El género *Fanninoceras*, presente también en Argentina y Chile (Blasco *et al.*, 1978; Hillebrandt, 1981) no forma parte de la asociación del arroyo Ñireco. En el área cordillerana se encuentra por encima de los depósitos con *Dayiceras* y *Austromorphites* por lo cual puede decirse que ya está presente en el Pliensbachiano inferior (Hillebrandt extiende su biocrón hasta el Pliensbachiano final) al igual que en la isla de Queen Charlotte, Formación Maude como indica Frebold (1967).

Teniendo en cuenta que para Hillebrandt (1984; 1987) *Protogrammoceras cf normanianum* D'Orbigny está asociado en Chile a diferentes especies de *Fanninoceras*, es necesario dilucidar la posición estratigráfica y sistemática de los primeros hildoceratidos que hacen su aparición en el Pliensbachiano sudamericano.

Según los últimos datos que poseemos (H. Vizán, com. verbal) en Argentina el género *Austromorphites* es hasta ahora el primer amonite representado en la ingresión jurásica de la cuenca del Chubut (al sureste de la que nos ocupa); esto significa que el momento de aparición del género nos estará indicando cuándo se produjo una profundización relativa de ésta cuenca como para permitir su colonización por amonites.

Como señalan diversos autores (Dommergues, 1987; Smith y Tipper, 1986; etc.) las faunas boreales y del Tethis en Europa y Asia tienen una distribución aproximadamente latitudinal. Su presencia en América del Sur y Nueva Guinea (Skwarko, 1973) sugiere una distribución perigondwánica. Sin embargo, con la presencia del género *Fanninoceras* parece haberse agregado una nueva modalidad en la distribución de los amonites pliensbachianos. Este género está bien representado en el borde occidental de América del Norte y del Sur (Smith y Tipper, 1987) por lo cual parece haber tenido una dispersión vía Pacífico, gracias a la profundización pre *Austromorphites*, antes de la finalización de la zona de Ibex.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer a las siguientes personas e Instituciones cuya colaboración ha sido

de singular importancia para la concreción de este trabajo. Son ellas: Dirección General de Minería de la provincia del Neuquén, CONICET; señores J. I. Garate Zubillaga, Héctor R. y Héctor H. Marichelar, de estancia Nireco. Las fotografías fueron obtenidas por el Dr. F. Nullo y las ilustraciones fueron realizadas por el señor Carlos Castro.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- BEHERENDSEN, O., 1891. *Contribución a la geología de la pendiente oriental de la cordillera argentina*. Acad. Nac. Cs. Rep. Arg., Actas, VII, 3, Córdoba.
- BURCKHARDT, C., 1900. *Profils géologiques transversaux de la Cordillère Argentino-Chilienne. Stratigraphie et tectonisme*. I. Mus. La Plata, An., Secc. Geol. y Mineral., II, La Plata.
- CUERDA, A. J., D. C. SCHAUER y A. SUNSEN, 1981. *Afloramientos fosilíferos de la Formación Aluminé en el sector de Rahuc, provincia del Neuquén*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVI (4): 329-332, Buenos Aires.
- DIGREGORIO, J. H., 1972. *Neuquén*. En: Geología Regional Argentina. A. F. Leanza (Ed.). Cent. Acad. Nac. Cienc., 439-506, Córdoba.
- DOMMERMUES, J. L., 1987. *L'évolution chez les ammonites du Lias moyen (Carixien, Domérien basal) en Europe occidentale*. Documents des Lab. de Géol., Lyon, 98: 1-279, Lyon.
- \_\_\_\_\_ y R. MOUTERDE, 1987. *The endemic trends of Liassic ammonite faunas of Portugal as the result of the opening up of a narrow epicontinental basin*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 58: 129-137, Elsevier.
- \_\_\_\_\_ y M. PHELPS, 1984. *Correlation Between NW European and mediterranean ammonite faunas of the Pliensbachian stage (Lower Jurassic)*. Coll. Jur. Erlangen, 1984, 208-215, Erlangen.
- \_\_\_\_\_ y P. RIVAS, 1984. *Un faux Polymorphitine: Dubariceras, nouveau genre d'ammonitina du Carixien mésogéen*. Geobios 17 (6): 831-839, Lyon.
- DONOVAN, D. T. y G. F. FORSEY, 1973. *Systematic of Lower Liassic ammonitina*. The Univ. of Kansas, Paleont. Contr., Lawrence, 64: 1-18, Kansas.
- FREBOLD, H., 1967. *Position of the Lower Jurassic genus Fanninoceras Mc Learn and the age of the Maude Fm. on Queen Charlotte Island*. Can Jour. of Earth Sc., 4: 1145-1149.
- \_\_\_\_\_, 1970. *Pliensbachian ammonoids from British Columbia and Southern Yukon*. Can. Jour. of Earth Sc., 7: 435-456, Ottawa.
- FRENGUELLI, J., 1930. *Nomenclatura estratigráfica Patagónica*. An. Soc. Cient. Santa Fe, 3: 1-117.
- GROEBER, P., 1924. *Descubrimiento de Triásico marino en la República Argentina*. Mus. Nac. Hist. Nat., Comunic., 2 (9): 87-94, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1946. *Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°*. I. Hoja Chos Malal. Asoc. Geol. Arg., Rev., I (3): 177-208, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1956. *Acerca de la edad del Sañicolitense*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XI (4): 281-292, Buenos Aires.
- GULISANO, C. A., R. GUTIERREZ-PLEIMLING y R. E. DIGREGORIO, 1984. *Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia del Neuquén*. IXº Congr. Geol. Arg., Actas, I: 236-259, Buenos Aires.
- HILLEBRANDT, A. von, 1981. *Faunas de amonites del Liásico inferior y medio (Hettangiano hasta Pliensbachiano) de América del sur (excluyendo Argentina)*. Com. Sudam. Jurás. y Cret., Cuencas Sed. del Jur. y Cret. de Amer. del Sur., II: 499-538, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1987. *Liassic ammonites zones of South America and correlations with other provinces. With descriptions of new genera and species of ammonites*. Biostrat. Sist. Reg. Jur. y Cret. Amér. Sur, Comit. Sudamer. Jur. y Cret. Am. Sur, 111-129, Mendoza.
- HOFFMANN, K., 1982. *Die Stratigraphie, Palaeogeographie und Ammonitenführung des Unter-Pliensbachium (Carixium, Lias Gamma) in Nordwest-Deutschland*. Geol. Jahrb. Reihe A. Heft, 55: 11-42, Hannover.
- HOWART, M. K. y D. T. DONOVAN, 1964. *Ammonites of the Liassic Family Juraphyllitidae in Britain*. Palaeontology, 7 (2): 286-305, Londres.
- \_\_\_\_\_, 1958. *A Monograph of the Ammonites of the Liassic Family Amaltheidae in Britain. Part. I y II*. Palaeontographical Soc. London. Vol CXI y CXII, p. i-xxxvii + 1-53, Londres.
- HYATT, H. A. y J. P. SMITH, 1905. *The Triassic cephalopod genera of America*. U.S.G.S., Prof. Paper, 40: 1-394, Washington.
- IMLAY, R. W., 1981. *Early Jurassic Ammonites from Alaska*. U.S.G.S., Prof. Paper, 1148: 1-49, Washington.
- JAWORSKY, E., 1926. *La fauna del Lias y Dogger de la Cordillera Argentina en la parte meridional de la provincia de Mendoza, (II)*. Acad. Cs. Rep. Arg., Actas, X (1): 317, Córdoba.
- LAMBERT, L. R., 1946. *Contribución al conocimiento geológico de la Sierra de Chacay-Có (Neuquén)*. Asoc. Geol. Arg., Rev., I (4): 231-252, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1956. *Descripción geológica de la Hoja 35b, Zapala, Territorio Nacional del Neuquén*. Dir. Nac. Geol. y Min., Bol. 83: 1-93, Buenos Aires.
- LEANZA, H. A., 1985. *Descripción Geológica de la Hoja 36b, Cerro Chachil, provincia del Neuquén*. Serv. Geol. Nac., (inéd.).
- MANCEÑIDO, M., 1981. *A revision of early Jurassic, Spiriferinidae (Brachiopoda, Spiriferida) from Argentina*. En: V. Volkheimer y E. Mussachio Eds. Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur. 2: 625-660, Buenos Aires.
- PEREZ, d'A., E., 1982. *Bioestratigrafía del Jurásico de quebrada de los Asientos. Norte de Potrerillos, región de Atacama*. Serv. Nac. de Geol. y Min., Chile, bol. 27: 7-117, Santiago de Chile.

- QUEENSTEDT, F. A., 1845. *Petrofactenkunde Deutschlands. I. Cephalopodes. (Text + Atlas)*. Tübingen, iv + 581 p., Tübingen.
- SILVERLING, N. y K. M. NICHOLS, 1982. *Middle Triassic Molluscan fossils of biostratigraphic significance from Humboldt Range, Northwestern Nevada*. U.S.G.S., Prof. Pap., 1207: 1-73, Washington.
- SKWARKO, S. K., 1973. *First report of Dimerian (Lower Jurassic) marine Mollusca from Guinea*. Bureau of Mineral resources, Geology and Geophysics, Canberra. Bull 140: 105-112, Canberra.
- SMITH, P. L. y H. W. TIPPER, 1986. *Plate tectonics and Paleobiogeography: Early Jurassic (Pliensbachian) endemism and diversity*. Palaios, 1: 399-412.
- SPATH, L. F., 1938. *A catalogue of the ammonites of the Liassic Family Liparoceratidae in the British Museum (Nat. Hist.)*. The British Museum, B. Quarish. ix + 191 p., (4k): 51-84, Londres.
- PARKER, G., 1965. *Relevamiento geológico, escala 1:25.000 entre el arroyo Picún Leufú y Catán Lil a ambos lados de la ruta N° 40*. Y. P. F. (inéd.).
- STIPANICIC, P. N., F. RODRIGO, O. L. BAULIES y C. G. MARTINEZ, 1968. *Las formaciones pre-neonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXIII (2): 367-388, Buenos Aires.
- STIPANICIC, P. N. y F. RODRIGO, 1970. *El diastrofismo Jurásico en Argentina y Chile*. IV° Jorn. Geol. Arg., Actas, II: 353-368, Mendoza.
- TURNER, J. C. M. y L. B. CAZAU, 1978. *Estratigrafía del Prejurásico*. VII° Congr. Geol. Arg., Relatorio Geol. y Rec. Nat. del Neuquén, 25-36.
- VOLKHEIMER, W., 1973. *Palinología estratigráfica del Jurásico de la Sierra de Chacabuco y adyacencias (Cuenca Neuquina, República Argentina)*. I. *Estratigrafía de las Formaciones Sierra Chacabuco (Pliensbachiano) Los Molles (Toarciano, Aaleniano) Cura Niyeu (Bayociano) y Lajas (Caloviano inferior)*. Asoc. Paleont. Arg., Rev., 10 (2): 105-129, Buenos Aires.
- WEAVER, C., 1942. *A general summary of the Mesozoic of South America and Central America*. VIII° Am. Sci. Congr. (1940), Proc., 4, Geol., 149-193, Washington.

Recibido: 14 de octubre, 1988

Aceptado: 5 de febrero, 1990

**HECTOR A. LEANZA**

Secretaría de Minería  
CONICET  
Av. Santa Fe 1548  
1060 Buenos Aires

**GRACIELA BLASCO**

Secretaría de Minería  
Av. Santa Fe 1548  
1060 Buenos Aires



## PALEOAMBIENTE DEPOSICIONAL ASOCIADO A LOS NIVELES CARBONATICOS PORTADORES DE *GIRVANELLA* sp., EN EL CAMBRICO DE SONORA (MEXICO)

Claudia Armella y Nora G. Cabaleri

**RESUMEN:** En este trabajo se analizan los niveles carbonáticos portadores de *Girvanella* sp. de la Formación Puerto Blanco (Cámbrico inferior) de Caborca, México. De éstos se han estudiado sus características petrográficas, paleontológicas y rasgos texturales. La conjunción de los mencionados criterios condujo a la determinación de dos microfacies y a conclusiones paleoambientales.

**ABSTRACT:** Puerto Blanco Formation beds with *Girvanella* sp. (Low Cambrian) from Caborca (Mexico) are reported. Petrographical, paleontological and textural features has been studied. These characteristics appoint two microfacies and paleoenvironmental conclusion.

### INTRODUCCION

En la presente contribución sólo se caracterizan los niveles carbonáticos portadores de *Girvanella* sp. de la Formación Puerto Blanco (Cámbrico inferior) de Caborca, México. Se efectuó en coordinación con la Universidad Autónoma de México y el Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia" y es una contribución al Proyecto N° 270 (PICG-UNESCO).

Sobre la base del análisis petrográfico se establecieron dos tipos de microfacies que tienen en común la presencia de ésta cyanophyta. Asimismo se sugiere un modelo paleoambiental que se adapta a los niveles considerados.

La secuencia estudiada corresponde al perfil del morro más bajo de los cerros de La Proveedora, en el extremo occidental del sistema, ubicado al norte de Puerto Blanco, 10,5 km al oeste de Caborca. Esta unidad aflora también en cerro Prieto y en Puerto Blanco, a 6 y 12 km al este de Caborca respectivamente, sobre el camino que conduce a la localidad de El Antimonio (figura 1). La misma sección se presenta en los cerros de Buelna, a 15 km al noroeste de Caborca.

### ESTRATIGRAFIA

Las primeras menciones de los niveles de *Girvanella* sp. se remiten a Cooper y Arellano (1946), Cooper *et al.* (1952). Johnson (en Cooper *et al.*, 1952) realiza la descripción sistemática de las algas filamentosas *Girvanella mexicana* y *Girvanella sinensis* Yabe.

Estas cyanophytas fueron comparadas por Baldis y las autoras (1985) con las formas que aparecen en la quebrada de San Isidro (Cámbrico de Mendoza) estableciéndose similitudes morfológicas.

En este trabajo se da a conocer la columna estratigráfica de la Formación Puerto Blanco (Lochman y Balk, 1956) en el cerro La Proveedora.

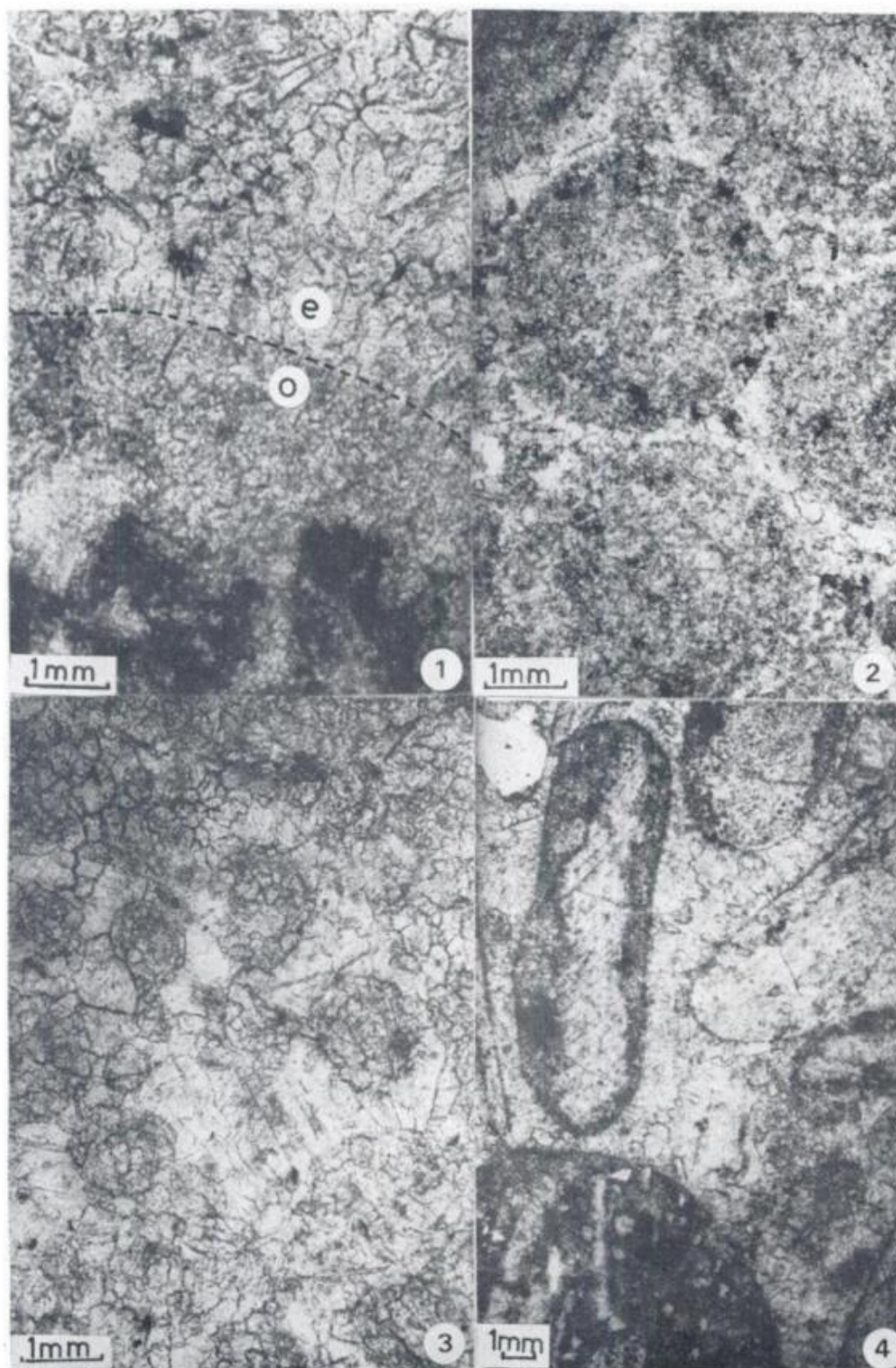
De base a techo presenta:

Base cubierta

- |         |  |
|---------|--|
| 0-23 m  | Alternancia de calizas macizas y calcarenitas gris verdosas, que intemperizan a castaño rojizo. En bancos de 5 a 15 cm de potencia, espesándose en los niveles superiores. Muestra interestratificaciones lenticulares de chert negro a castaño que varía de 0,1 a 12 cm de espesor.   |
| 23-33 m | Prosiguen lutitas castaño rojizas y verdosas, con trazas fósiles. Sobre las superficies estratales se observan calcos de flujo. Hacia el techo dominan los niveles con mayor aporte clástico: cuarcitas en bancos de 10 a 15 centímetros. En la base presenta tubos de vermes y hacia el techo estratificación entrecruzada. Los niveles clásticos gradúan a calizas oolíticas, en bancos de 20 centímetros. |
| 33-53 m | Alternancia de lutitas verdes y calizas fosilíferas, en estratos de 20 centíme-  |



LAMINA I



**Microfacies 1: Grainstone**, bien seleccionada, con cemento intersticial esparítico y abundantes oncolitos de *Girvanella* sp. **Figura 1:** Contacto entre un oncolito (o) y el cemento esparítico (e). Se observa el núcleo micrítico del alga. La estructura orgánica está obliterada por neomorfismo. **Figura 2:** Oncolitos de *Girvanella* sp. (recristalizados). **Figura 3:** Idem, pero de menor tamaño, provenientes de los niveles basales de la microfacies. **Microfacies 2: Packstone** recristalizada a esparita. **Figura 4:** Intraclastos, oncolitos prolados y fragmento de trilobite.

hacia la mitad de la secuencia. Son subsféricas a elipsoidales, alcanzando su eje mayor una longitud promedio de 8 mm, con un núcleo micrítico de aproximadamente 2 mm y paredes laterales de 1 mm de espesor.

Esta microfacies posee porosidad intergranular que ocupa hasta el 5 % del volumen total de la roca.

- MF2. **Packstone.** Presenta un 40 % de bioclastos compuestos por fragmentos de trilobites, valvas desarticuladas de braquiópodos y oncolitos rotos de *Girvanella* sp. Estos últimos son elipsoidales de 10 mm de largo por 30 mm de espesor y de aspecto afieltrado. Entre los elementos inorgánicos se destacaron agregados de granos (5 %) bien redondeados con fragmentos de trilobites, restos algales indeterminados y cuarzo detrítico anguloso, dispersos en una matriz micrítica. Estas partículas desaparecen en los niveles inferiores de los bancos portadores de *Girvanella* sp. Es conspicua la presencia de cuarzo (10 %) detrítico fino y subanguloso.

#### CONCLUSIONES AMBIENTALES DE LOS NIVELES PORTADORES DE *Girvanella* sp.

Hasta el momento no se ha dado una interpretación paleoambiental referida a la presencia de *Girvanella* sp. en la Formación Puerto Blanco. Del análisis realizado surgen las siguientes conclusiones:

*Girvanella* sp. se desarrolla en plataformas someras de aguas limpias, sin sedimentos en suspensión (Johnson, 1966), en facies intermareal inferior a submareal, donde las profundidades no exceden los 50 metros. Si bien *Girvanella* sp. puede aparecer tanto en ambientes marinos someros como en no marinos, la asociación de oncolitos de estas algas, junto a restos de invertebrados cámbricos sugieren facies marina poco profunda (Wray, 1977).

Se sugiere un ambiente de energía moderadamente alta con constante agitación de las olas para la Microfacies 1. Esta microfacies se correspondería al tipo SMF 13 *grainstone oncoidal bioespartico* (microfacies standard, designadas por Wilson, 1975), que caracteriza a una plataforma externa y muy somera.

Las partículas de la Microfacies 2, bioclastos fragmentados con señales de erosión y agregados de granos que muestran retrabajo de litologías preexistentes, manifiestan un origen en áreas de moderada circulación. Estos elementos fueron posteriormente depositados en ambientes someros y tranquilos. La presencia de cuarzo detrítico sugiere la formación de canales cercanos a la línea de costa (Wilson, 1975). Esta microfacies presenta características semejantes al tipo SMF 22 *micrita con grandes oncoides* que corresponde a plataforma marinas restringidas y lagunas submarinas en ambientes protegidos (Wilson, 1975).

#### AGRADECIMIENTOS

Las autoras de este trabajo agradecen al doctor B. Baldi el haberles facilitado las muestras del perfil y a las doctoras S. Blanco Ibáñez y M. L. Rodríguez S. por la corrección del manuscrito.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- BALDIS, B. A., C. ARMELLA y N. G. CABALERI, 1985. *La presencia de algas de tipo Girvanella en el Cámbrico de San Juan y Mendoza*. Reun. Com. Paleont., APA-UNSJ, San Juan.
- COOPER, G. A. y A. R. ARELIANO, 1946. *Stratigraphy near Caborca, north-west Sonora, Mexico*. AAPG Bull., 30 (4): 606-619, Tulsa.
- , -----, J. H. JOHNSON, V. J. OKULITCH, A. STOYANOV y C. LOCHMAN, 1952. *Cambrian stratigraphy and paleontology near Caborca, northwestern Sonora, Mexico*. Smithsonian Misc. Coll., 119 (1), Washington.
- FLÜGEL, E., 1982. *Microfacies analysis of limestone*. Springer-Verlag, Berlin.
- JOHNSON, J. H., 1966. *A review of the cambrian alpac*. Quart. of the Colorado Sch. of Min., 61 (1), Golden.
- LOCHMAN, C. y J. BALK, 1956. *The Cambrian of the rocky mountains and SW deserts of United States and adjoining Sonora Province, Mexico*. XXº Congr. Geol. Int., Simp. "El Sistema Cámbrico", II: 529-562, México.
- WILSON, J. L., 1975. *Carbonate facies in geologic history*. Springer-Verlag, Nueva York.
- WRAY, J. L., 1977. *Calcareous algae*. Elsevier, Amsterdam.

Recibido: 27 de setiembre, 1988

Aceptado: 23 de marzo, 1990

CLAUDIA ARMELLA  
NORA G. CABALERI

CONICET  
Museo Argentino de Ciencias Naturales  
"Bernardino Rivadavia"

NOTA BREVE

**RED: UN PROGRAMA EN FORTRAN 77 PARA LA GRAFICACION Y EL ANALISIS ESTADISTICO DE DATOS VECTORIALES**

**Guillermo F. Dias y Juan R. Franzese**

**INTRODUCCION**

Es la intención de este trabajo presentar las características del programa RED.FOR, una útil herramienta para sedimentólogos, geólogos estructurales, petrólogos y geofísicos.

El programa fue desarrollado para sistemas compatibles con IBM-PC, las de más amplia difusión en nuestro país. Puede realizar la evaluación estadística de una distribución de datos vectoriales (lineaciones, planos, paleocorrientes, ejes ópticos de cristales, etc.), graficarlos en una red de Schmidt y producir diagramas de frecuencia de los mismos en una impresora de líneas. Varios grupos de datos de paleocorriente o de platina universal pueden ser procesados, pues ellos son rotados previamente a un plano de proyección horizontal común.

Los interesados en recibir una copia en disquet del listado original y un manual de uso, pueden comunicarse con los autores.

**CARACTERISTICAS DEL PROGRAMA**

El programa está basado en los trabajos de Tocher (1978) y Griffis *et al.* (1985), fue escrito en

2  
59

80.0	27.0	75.0	27.0	80.0	25.0
75.0	19.0	72.0	24.0	80.0	25.0
80.0	12.0	88.0	15.0	95.0	24.0
90.0	25.0	65.0	20.0	85.0	23.0
265.0	10.0	98.0	27.0	72.0	35.0
81.0	10.0	92.0	35.0	288.0	3.0
80.0	6.0	70.0	15.0	97.0	18.0
75.0	20.0	95.0	32.0	111.0	20.0
104.0	14.0	85.0	25.0	85.0	37.0
125.0	0.0	82.0	14.0	97.0	27.0
108.0	26.0	94.0	16.0	86.0	30.0
84.0	18.0	90.0	15.0	105.0	0.0
81.0	22.0	90.0	27.0	105.0	5.0
85.0	20.0	80.0	20.0	104.0	7.0
91.0	16.0	88.0	19.0	110.0	8.0
100.0	20.0	80.0	24.0	83.0	23.0
130.0	30.0	90.0	29.0	105.0	5.0
127.0	17.0	77.0	17.0	92.0	12.0
125.0	22.0	110.0	15.0	100.0	10.0
96.0	22.0	83.0	18.0		

Figura 1: Formato del archivo de datos lineales de campo para el programa RED.FOR.

FORTRAN 77 y compila en un tiempo de 9 minutos, mientras que una corrida completa demora unos 5 minutos en una computadora tipo PC. El mismo consta de tres rutinas principales: lectura, estadística y graficación.

La lectura ha sido estructurada en función de los distintos tipos de datos vectoriales que se analizan en estudios geológicos: datos de campo lineales y planares, datos de platina universal y datos de paleocorrientes. Para estos últimos casos el programa admite hasta 19 cortes delgados o juegos de datos, que serán rotados independientemente a un plano de proyección común y procesados en conjunto. El ingreso de los mismos se efectúa a través de un archivo y en forma interactiva en el momento de la corrida. El archivo deberá estar organizado tal como se muestra en las figuras 1 y 2. La primera línea está reservada para el título, que no deberá exceder de 80 caracteres. En la segunda línea se especificará el tipo de dato, según las siguientes opciones: 0 = paleocorrientes, 1 = platina universal, 2 = lineación de campo y 3 = planos de campo. El programa está dimensionado para procesar hasta 1000 datos, pero esto puede ser modificado (para adaptarlo a la memoria de la computadora). El detalle de los formatos de entrada para cada caso es como sigue:

a) Datos de campo: (figura 1)

línea 1: Título. FORMAT (10F8.0)

línea 2: Tipo de datos (2 o 3). FORMAT (I4).

Ejemplo de archivo de datos de Platina Universal

1									
3									
4	3	5							
130.0	20.0	40.0	25.0						
25.	32.	-355.	24.	261.	-50.				
-13.	6.								
93.0	34.	183.0	234.0						
95.	-40.	-278.	-37.	-353.	15.				
270.0	70.	180.0	20.0						
-9.	1.	-222.	-25.	-312.	-14.				
-320.	-11.	-279.	1.						

Figura 2: Formato de archivo de datos de platina universal para el programa RED.FOR.

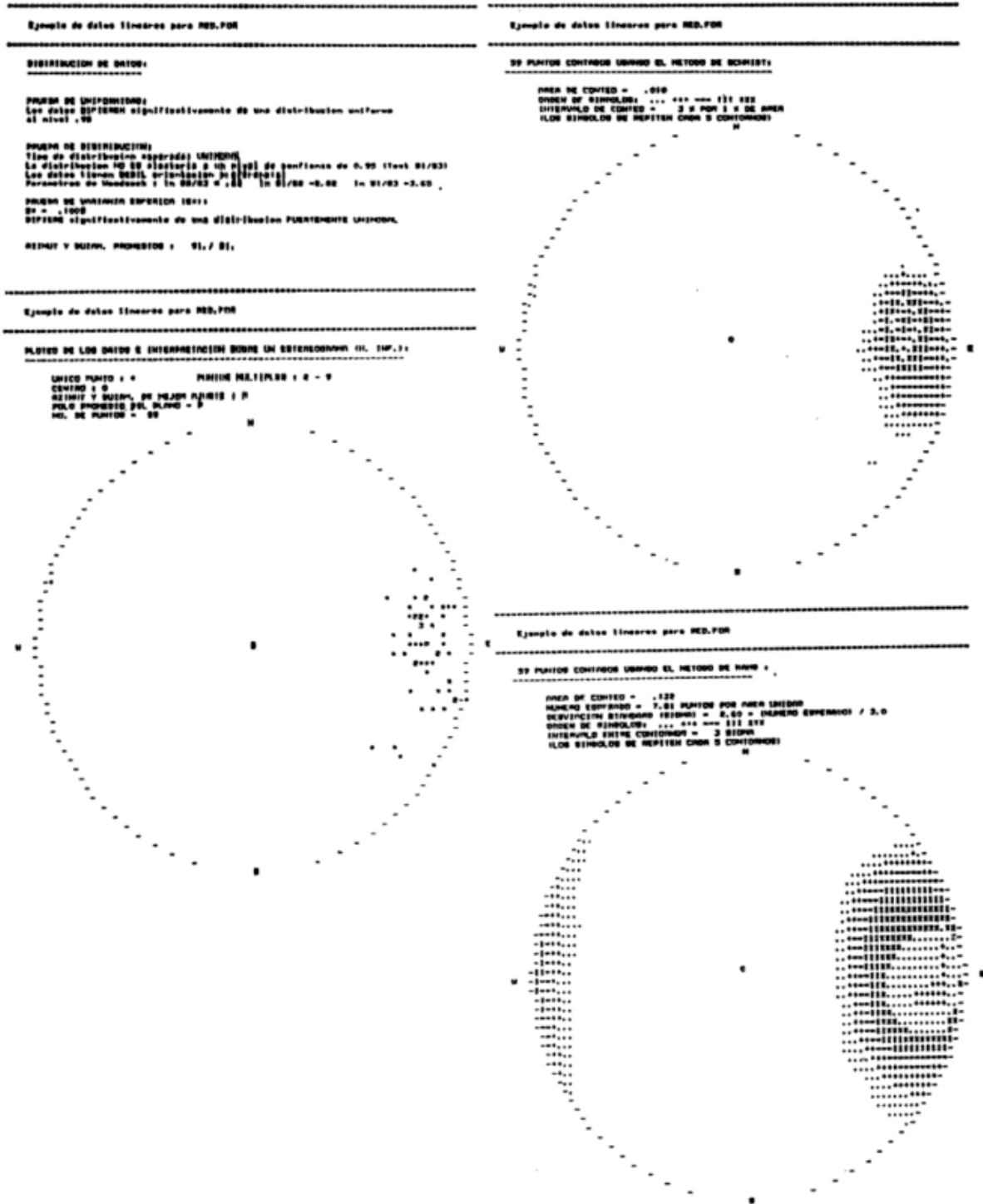


Figura 3: Ejemplo de una salida por impresora del programa RED.FOR. Los datos procesados corresponden a los de la figura 1.

línea 3: Número de observaciones (hasta 1000).  
FORMAT (I4).  
línea 4 y sig.: Tres observaciones por línea, dadas  
en Rbz y Bz. FORMAT (3(F8.0,F8.0,8X)).

**b) Datos de platina universal: (figura 2)**

línea 1: Título. FORMAT (10F8.0).  
línea 2: (datos de platina). FORMAT (I4).

línea 3: Número de cortes delgados (hasta 19).  
FORMAT (I4).  
línea 4: Número de observaciones por corte. FOR-  
MAT (19(I4)).  
línea 5: Datos de orientación de cada sección del-  
gada. FORMAT (4F10.0).  
línea 6 y sig.: Tres observaciones por línea (lectura  
de A1, A2 y A4). FORMAT (9F8.0).

a) Datos de paleocorrientes:

línea 1: Título. FORMAT (10F8.0).

línea 2: 0 (datos de paleocorrientes). FORMAT (I4).

línea 3: Número de "sets" (hasta 19). FORMAT (I4).

línea 4: Número de observaciones por "sets". FORMAT (19(I4)).

línea 5: Datos de orientación de capa externa. FORMAT (3F10.0).

línea 6 y sig.: Tres observaciones de paleocorriente por línea (dadas en Rbz y Bz). FORMAT (3(F8.0,F8.0,8X)).

Los datos de platina y paleocorrientes son rotados al plano horizontal en base a la orientación de los cortes delgados y de las capas externas respectivamente. Esta rotación se realiza dentro de la misma rutina lectora.

Las rutinas de estadística y graficación están adaptadas del programa PETFAB.FOR de Griffis *et al.* (*op. cit.*). Los métodos estadísticos empleados están descritos por estos autores y se efectúan en base a un Análisis Factorial en modo-R. Las pruebas determinan si la distribución es unimodal, en faja o uniforme (con un nivel de confianza de 0,95), así como el grado de orientación preferencial.

Con el fin de mejorar la distinción entre las distribuciones aleatorias y no aleatorias se ha agregado un nuevo parámetro de discriminación por medio del test  $S_1/S_3$  de Woodcock y Naylor (1983). Esta prueba se realiza a partir de la relación de los autovalores, calculados de la matriz de cosenos directores (Woodcock, 1977), y posee mayor poder discriminatorio que la realizada por Griffis *et al.* (*op. cit.*), pues esta última sólo distingue entre una distribución uniforme y una unimodal (una distribución en faja es considerada como aleatoria por dicha prueba).

Otra característica del programa RED es que las fajas o líneas de mejor ajuste se calculan a partir de

los autovectores obtenidos del tensor de orientación (Woodcock and Naylor, 1983), con lo que se corrigen los errores que se producen en el programa PETFAB.FOR cuando la distribución tiene una media cercana a la horizontal (para líneas) o a la vertical (para planos).

La parte gráfica del programa está preparada para una salida en impresora de líneas de 80 caracteres por línea y 6 líneas por pulgada (figura 3). La gráfica de los datos se realiza en una red de Schmidt y los diagramas de contornos de frecuencia pueden hacerse con un área de conteo de 1 % por 1 % de área (Turner and Weiss, 1963) o con un área de conteo variable (Kamb, 1959).

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

GRIFFIS, R. A., S. J. GUSTAFSON y H. G. ADAMS, 1985. PETFAB: user considerate Fortran 77 program for the generation and statistical evaluation of fabric diagrams. *Comp. and Geosciences*, 11 (4): 369-408.

KAMB, W. B., 1959. Ice petrofabric observations from the Blue Glacier, Washington, in relation to theory and experimentation. *J. Geophysical Res.*, 64: 1891-1909.

TOCHER, F. E., 1978. Petrofabric point-counting program fabric (Fortran IV). *Comp. and Geosciences*, 4: 5-21.

TURNER, F. J. y L. E. WEISS, 1963. *Structural analysis of metamorphic tectonites*. McGraw-Hill, 1-545, New York.

WOODCOCK, N. H., 1977. Specification of fabric shapes using an eigenvalue method. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 88: 1231-1236.

\_\_\_\_\_ y M. A. NAYLOR, 1983. Randomness testing in three dimensional orientation data. *J. Struct. Geol.*, 5: 539-548.

Recibido: 7 de julio, 1988

Aceptado: 20 de febrero, 1990

GUILLERMO F. DIAS

JUAN R. FRANZESE

Centro de Investigaciones Geológicas  
Calle 1 N° 644 - La Plata

## NOTAS BREVES

**HALLAZGO DE MANIFESTACIONES DE PLOMO EN EL CERRO PUNTUDO, DEPARTAMENTO DE CALINGASTA, SAN JUAN**

Diana I. Mutti

**INTRODUCCION**

Se da a conocer el hallazgo de manifestaciones plumbíferas en el área del Cerro Puntudo, provincia de San Juan y efectuar una breve descripción de sus características más notorias reconocidas a partir del trabajo de campo. Cabe destacar que, hasta el presente, no se han citado en la literatura geológica hallazgos de esta naturaleza en el área.

**UBICACION**

El Cerro Puntudo está ubicado aproximadamente a 30 km en dirección noreste de la localidad de Calingasta, Departamento homónimo en la provincia de San Juan. El acceso a esta zona se puede efectuar por una quebrada localizada en el kilómetro 135 de la ruta nacional N° 141.

**GEOLOGIA DEL AREA**

La comarca en la que afloran las manifestaciones plumbíferas está integrada por rocas predominantemente sedimentarias, con algunas intercalaciones efusivas básicas, atribuibles a la Formación Alcaparrosa (Harrington y Leanza, 1957), y por sedimentos cuaternarios restringidos a las quebradas.

La Formación Alcaparrosa, asignada al Ordovícico superior, está constituida en el área estudiada por cuarcitas, grauvacas y pelitas con intercalaciones de basaltos en forma de lavas almohadilladas. Todas estas rocas muestran halos de alteración hidrotermal, además de presentar las sedimentitas cierto grado de metamorfismo local.

El conjunto litológico descripto está plegado e intensamente fracturado, con una densidad de diaclasamiento que alcanza por sectores a 40 diaclasas por metro cuadrado y con direcciones predominantes de fracturamiento norte-sur y este-oeste. Numerosas vetas y venillas están controladas por el diaclasamiento y presentan límites netos en sus contactos con la roca de caja. Están compuestas por cuarzo granoso fino a grueso con textura de bordes aserrados y presentan cavidades que, junto con

abundante material limonítico, oblitera sus caracteres primarios.

**CARACTERIZACION DE LAS PRINCIPALES MANIFESTACIONES PLUMBIFERAS**

En el área se diferenciaron dos tipos principales de manifestaciones sobre la base de las estructuras y de las rocas de caja halladas.

La primera consiste en una veta subvertical con inclinación de 85° al oeste alojada en una zona de fractura en grauvacas, que aflora según corridas intermitentes de pocos metros y sigue un rumbo general N15°E a lo largo de aproximadamente 50 metros. El espesor aflorante varía desde 15 cm hasta 30 cm alcanzando en ciertos sectores 1,20 metros. La mineralización está constituida por galena granosa fina junto a calcopirita diseminada en una ganga cuarzosa y covelina, calcosina, bornita y óxidos de hierro como productos de alteración supergénica. La galena varía hacia los contactos con la roca de caja a un agregado laminar mediano y su porcentaje estimado en la veta varía entre 50% y 70% aproximadamente. Las salvandas están constituidas por roca de caja triturada y óxidos de hierro.

El fracturamiento y la alteración que afectan a la roca de caja disminuyen progresivamente en intensidad al alejarse del contacto con la mineralización. Este fracturamiento sigue tres direcciones principales: N60°O (subvertical), N10°E (inclinación 27° al sureste) y N5°E (subvertical) y le confiere a las grauvacas una intensa lajosidad. La alteración a su vez se manifiesta por cambios en la coloración que indican una zonación en torno a la mineralización.

Los sectores aledaños a esta manifestación se caracterizan por presentar venillas de relleno de pocos centímetros de espesor, con direcciones predominantes norte-sur y este-oeste, constituidas por material carbonático o cuarzoso asociado a clorita y epidoto como minerales accesorios con galena diseminada y escasa calcopirita.

La segunda manifestación se encuentra ubicada a 500 m en dirección sur respecto a la anterior y está constituida por galena granosa fina junto a carbo-



atos, como relleno de brechas. La zona de brechamiento forma una faja de aproximadamente 7 m de potencia, ubicada entre dos vetas carbonáticas subverticales y de 1 m de potencia cada una y que siguen la dirección N15°O con corridas de hasta 30 m a lo largo de unos 350 metros. Las vetas carbonáticas no presentan galena en superficie y se hallan alojadas en rocas pelíticas de color verde a morado, intensamente diaclasadas.

Los contactos entre la zona de brecha y las vetas carbonáticas presentan fracturamiento paralelo al rumbo de las vetas y están marcadamente alterados a minerales del grupo de la limonita junto a minerales laminares verdes (clorita?). Los clastos de brecha de composición probablemente basáltica, son angulosos y alcanzan hasta 5 cm de longitud. El porcentaje de galena en estas vetas oscila entre 5% y 20%, localizándose principalmente en torno a los clastos.

De acuerdo con lo observado, la mineralización está vinculada a zonas de alteración y fracturamien-

to con dirección principal aproximadamente nortesur. Debido al marcado control estructural y tipos de alteración hallados, la génesis de estos depósitos respondería a un origen hidrotermal.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

HARRINGTON, H. J. y A. F. LEANZA, 1957. *Ordovician trilobites of Argentina*. Univ. Kansas, Dpto. Geol., Special Publ. N° 1. Lawrence, Kansas. 1-230.

Recibido: 9 de agosto, 1988

Aceptado: 20 de setiembre, 1989

#### DIANA I. MUTTI

Departamento Cs. Geológicas  
Universidad de Buenos Aires  
Ciudad Universitaria - Pab. II  
1428 - Buenos Aires

## COMENTARIO

## DUNAS DE FANGO EN LA CUENCA ARGENTINA

Ubaldo R. Colado

Durante el otoño de 1987, el Lamont -Doherty Geological Observatory (LDGO) de la Universidad de Columbia realizó una importante campaña oceanográfica abarcando un gran sector de la "Cuenca Argentina". La misma se llevó a cabo a bordo del buque de investigación "Robert D. Conrad", en el cual tuvieron oportunidad de embarcar, en carácter de invitados especiales, el Dr. Enrique J. Schnack y el subscrito. La zona estudiada se encuentra aproximadamente enmarcada entre los 35°00' de latitud sur y entre los 40°00' y 55°00' de longitud oeste, realizándose en ella estaciones de toma de datos y muestreos desde el talud continental hasta los fondos abisales de la cuenca (hasta una profundidad de unos 5.700 m).

En el desarrollo de esta campaña se han encarado dos proyectos principales y otros colaterales, siendo los temas abordados los siguientes:

**Proyectos principales**

- 1) Estudio morfológico y dinámico de ondas sedimentarias en la Cuenca Argentina: Proyecto "MUDWAVES. R. D. Flood y A. Shor (LDGO, Universidad de Columbia).
- 2) Estudio sobre las corrientes abisales en la Cuenca Argentina. G. L. Weatherly (Universidad de Florida).

**Proyectos colaterales**

- 1) Régimen sedimentario en el Atlántico Sudoccidental. J. D. Milliman (Woods Hole Oceanographic Institution).
- 2) Energía de "eddies" (vórtices), tormentas bentónicas y resuspensión de sedimentos en la Cuenca Argentina. W. D. Gardner y M. J. Richardson (Universidad de Texas).
- 3) Textura, fábrica magnética y proveniencia de ondas sedimentarias en la Cuenca Argentina. L. T. Ledbetter (Universidad de San José, California).
- 4) Análisis bioestratigráfico de testigos en ondas sedimentarias de la Cuenca Argentina. L. Burckle (LDGO, Universidad de Columbia).
- 5) Variabilidad temporal y esfuerzo (stress) en el flujo de transporte de sedimentos en el margen occidental de la Cuenca Argentina. A. J. Williams (Woods Hole Oceanographic Institution).

Los objetivos fundamentales de la campaña han sido, por un lado, estudiar los procesos actuantes y la morfología sedimentaria de la Cuenca Argentina (Proyecto "MUDWAVES"); realizándose, por otra parte, mediciones de corrientes profundas y determinaciones de propiedades de las masas de aguas profundas sobre los campos de las mencionadas ondas sedimentarias. En total se efectuaron observaciones y muestreos en siete áreas, tres de las cuales se ubican sobre el talud continental, una en el borde occidental de la Cuenca Argentina, otra en la porción norte del drift "Zapiola", la sexta en el sector nordeste del Plateau de Malvinas y la séptima y última sobre el drift "Ewing"; habiendo sumado la derrota completa la totalidad de 4.773 millas náuticas.

Las mencionadas "ondas sedimentarias" son rasgos morfológicos de gran magnitud que se han detectado en los fondos abisales de la cuenca citada, la cual está evidenciando una muy marcada dinámica de las masas de aguas profundas. Debe tenerse presente que estas ondas llegan a alcanzar dimensiones que superan los 100 m de amplitud, con distancias entre crestas sucesivas (longitud de onda) que varían entre 5 y 7 km, aproximadamente, lo que imprime una morfología del fondo similar, por ejemplo, la que se puede observar en el sector oriental de las Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires. Otro detalle a tenerse en cuenta es el hecho de estar constituidas exclusivamente por sedimentos finos (fangos orgánicos y arcillas).

Cuando anteriormente se mencionó la importancia de este tipo de investigación en relación a cuestiones aplicadas se hacía referencia fundamentalmente a tres aspectos, entre otros, que son a saber: 1) Depósitos de desechos tóxicos en los fondos marinos profundos; 2) Operaciones relacionadas a la guerra submarina; 3) Nuevos parámetros de interpretación paleoambiental relacionados a la exploración de posibles yacimientos de hidrocarburos no ubicados en la actualidad.

Con respecto a los desechos tóxicos que son arrojados en cuencas marinas profundas, el conocimiento de estas verdaderas tormentas abisales, responsables de la elaboración de las megaformas mencionadas, es de suma importancia ya que la dispersión potencial que pueden causar las mismas tendría efectos contaminantes desastrosos, como por ejem-

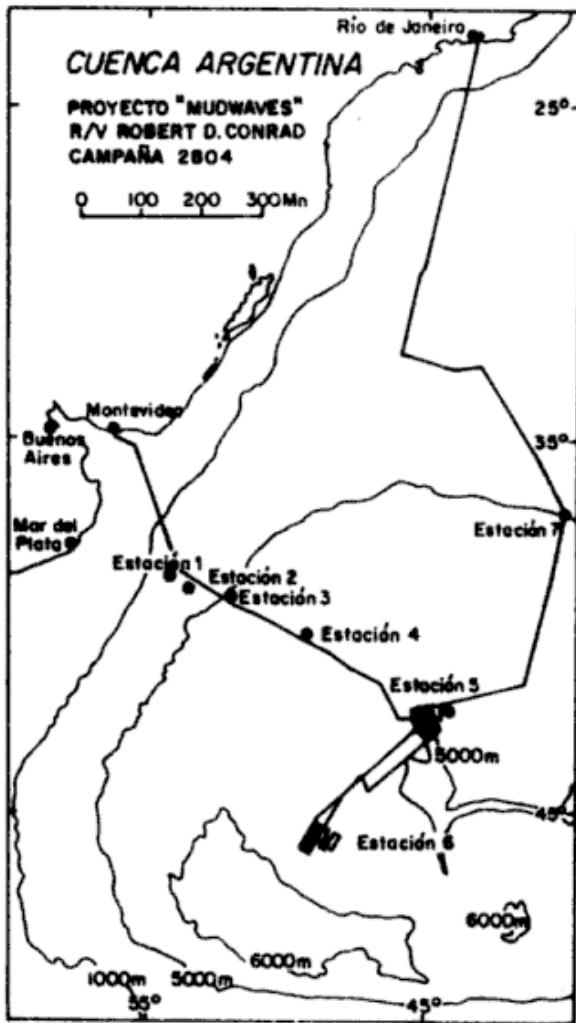


Figura 1: Cuenca Argentina. Proyecto "Mudwaves" R/V R. Conrad.

plo en la cadena alimentaria de los organismos bentónicos.

En cuanto a otro de los aspectos, como es el de la defensa antisubmarina y guerra submarina, debe tenerse en cuenta que estas tormentas abisales ge-

neran ruidos que, de hecho, pueden alterar o confundir la recepción de los dispositivos de detección ubicados en los fondos oceánicos. Por otra parte sería también factible la construcción de submarinos que en su desplazamiento produzcan ruidos similares a los que originan tales tormentas, lo cual los haría prácticamente indetectables cuando navegan en zonas de alta energía.

Bajo el punto de vista geológico, el conocimiento del mecanismo de estas corrientes abisales es sumamente importante ya que al provocar la redistribución de grandes masas de sedimentos finos depositados en las cuencas abisales, hacen que se deban revisar las clásicas ideas en las interpretaciones paleoambientales.

Debe destacarse que durante la extracción de testigos de fondo en el desarrollo de la campaña que aquí se comenta, se ha podido comprobar que en cuatro de ellos, correspondientes a profundidades que varían entre 5.550 y 5.610 m, se detectó la presencia de gas (probablemente metano) en tramos de los mismos que van desde aproximadamente -10,00 m hasta -18,00 m (que es hasta donde penetró el sacatestigo a pistón). La zona donde ello fue observado se encuentra a los 45°44' de latitud sur y 49°08' de longitud oeste (sector nordeste del Plateau de Malvinas).

Recibido: 20 de octubre, 1988

Aceptado: 30 de setiembre, 1990

**UBALDO RAMON COLADO**

Centro de Geología de Costas  
 Universidad Nacional de Mar del Plata  
 Casilla de Correo 722 - Correo Central  
 7600 Mar del Plata

## EL GRUPO TEPUEL EN LAS CERCANIAS DE ESQUEL

Oscar R. López Gamundi

Recientemente F. González Bonorino y G. González Bonorino (1988) han retomado el tema de la interpretación estratigráfica de la Formación Esquel (Cazau, 1972). El mismo fue objeto de discusión hace algunos años (Cucchi, 1980a, b; López Gamundi, 1980a, b) quedando contrastadas dos interpretaciones: i) La Formación Esquel y la Formación Valle Chico están separadas por una discordancia angular (Cucchi, 1980a), y ii) las denominadas Formaciones Esquel y Valle Chico forman parte de un mismo conjunto sedimentario de edad paleozoica tardía (Formación Esquel) correlacionable en su totalidad con el Grupo Tepuel que puede ser subdividido en tres miembros informales (López Gamundi, 1979, 1980a): (a) ritmitas (= Formación Esquel *sensu* Cucchi, 1980), (b) limolitas, pelitas y diamictitas, y (c) areniscas cuarzosas (cuarcitas) y areniscas y pelitas alternantes; estos dos últimos miembros equivalentes a la Formación Valle Chico de Cuchi (1980a).

En el reciente trabajo de González Bonorino y González Bonorino (1988) estos autores optan por la interpretación propuesta por López Gamundi (1979; 1980a) confirmando la ausencia de discordancia angular y la correlación con el Grupo Tepuel. Este y otros conceptos vertidos por F. González Bonorino y G. González Bonorino merecen los siguientes comentarios.

### ESTRUCTURA LOCAL

González Bonorino y González Bonorino (1988) consideran que la interpretación estructural de los afloramientos en las cercanías de Esquel de López Gamundi (1980) "...no es aceptable".

La estructura de las Formaciones Esquel y Valle Chico fue interpretada por López Gamundi (1980) como un anticlinal de eje norte-sur con dos órdenes de plegamiento menor acompañantes. El anticlinal mencionado es visible tanto en el corte del ferrocarril como en el cerro Excursión. La ubicación del eje anticlinal por López Gamundi (1980a, fig. 3) es prácticamente la misma que la propuesta por González Bonorino y González Bonorino (1988) en su figura 2. La diferencia de ubicación está dentro del orden de los 150-200 m si se comparan ambas figuras a la misma escala. La estruc-

tura anticlinal es asimétrica con el flanco occidental más extendido y el occidental con mayores inclinaciones, tal como lo reconocen González Bonorino y González Bonorino (ver inclinaciones en su figura 3). Queda claro por lo tanto que la reconstrucción estructural propuesta por López Gamundi difiere sólo en la ubicación precisa del eje anticlinal.

### EL CONTACTO FORMACION ESQUEL-FORMACION VALLE CHICO

El argumento principal en el cual se basó López Gamundi (1980a, b) para cuestionar la existencia de una discordancia angular entre las Formaciones Esquel y Valle Chico es la falta de evidencias de campo para justificar tal contacto discordante angular, representado como un lineamiento de interpretación dudosa por Cucchi (1980a, fig. 4). El diferente estilo estructural entre las Formaciones Esquel y Valle Chico, proclamado por Cucchi (1980a) como una de las evidencias más significativas de la discordancia angular, fue relativizado por López Gamundi (1980b) como el producto "del contraste de ductilidades..." y "...del espesor de las capas involucradas". El hiato involucrado en la supuesta discordancia angular fue fundamentado por Cucchi (1980a) por la ausencia de clastos graníticos, de cuarzo de vena y volcanitas en la Formación Esquel; argumento parcialmente revertido por el mismo autor y por López Gamundi (1980b).

Estos dos son los principales argumentos esgrimidos por López Gamundi y seguidos por González Bonorino y González Bonorino (argumentos b y c, p. 524). La presencia de una discordancia angular no fue cuestionada por este autor sobre la base del contacto concordante entre diamictita y limolitas del miembro medio visible en el corte del ferrocarril, como sugiere González Bonorino y González Bonorino (1988). Por otro lado tal contacto está estratigráficamente por encima de las ritmitas del miembro inferior (= Formación Esquel *sensu* Cucchi, 1980a).

González Bonorino y González Bonorino (1988) proponen la existencia de una superficie de erosión glaciaria en el contacto entre las Formaciones Esquel y Valle Chico sin aportar datos concluyentes sobre su presencia. De manera similar mencionan

brevemente la presencia de "...una superficie de erosión glaciaria labrada en granito y cubierta por un pavimento de bloques" en el cerro Catrelco. La existencia de una superficie de erosión glaciaria tiene una importancia significativa desde el punto de vista paleoclimático y paleogeográfico para el Paleozoico tardío de Argentina. La ausencia de una descripción (e ilustración) detallada de tales superficies mella su validez y cuestiona su mera existencia. En el caso particular del contacto Formación Esquel-Formación Valle Chico, la descripción de la superficie de erosión glacial es crucial para ponderar adecuadamente la contribución de González Bonorino y González Bonorino (1988).

#### CORRELACION CON EL GRUPO TEPUEL

La correlación de los depósitos de las Formaciones Esquel y Valle Chico aflorantes en las cercanías de Esquel con el Grupo Tepuel fue propuesta por López Gamundi (1980a) sobre la base de la semejanza litofacial de los niveles diamictíticos de origen glaciario. En particular los niveles glaciarios aflorantes en las cercanías de Esquel fueron correlacionados con similares depósitos de la denominada Formación Pampa de Tepuel (Page *et al.*, 1984), de edad carbonífera media. Este criterio de correlación, luego seguido en diversos trabajos de síntesis (Azcuay, 1983; González, 1985; Andreis *et al.*, 1987), retoma propuestas que priorizaron la correlación del registro de un evento paleoclimático como la glaciación a nivel intracuenal y con cuencas vecinas, con un diacronismo insignificante dado el grado de resolución cronoestratigráfica de las biozonas vigentes. En contraposición a lo sugerido por González Bonorino y González Bonorino (1988), no se estima probable un diacronismo significativo entre las secuencias glaciarias aflorantes en Esquel y Tepuel. La posibilidad de correlación estratigráfica a nivel de mega-evento climático (Ojakangas, 1988) es una herramienta de uso creciente y de buena precisión cronoestratigráfica. En el caso particular de la correlación con el Grupo Tepuel, es evidente que el nivel de referencia está constituido por los niveles diamictíticos en su conjunto, los cuales constituyen el registro del "mega-evento" glacial en la cuenca Tepuel-Genoa. La ausencia de información paleontológica detallada no permite una ubicación cronoestratigráfica más precisa de los depósitos infrayacentes a los niveles glaciarios en las cercanías de Esquel.

#### COMPARACION DEL CARBONIFERO DE CHUBUT Y DE LA PRECORDILLERA

La correlación del "mega-evento" glacial entre el Carbonífero de Chubut y Precordillera está com-

plementado por la asociación con elementos de la fauna de *Levipustula*, de edad carbonífera media (Archangelsky *et al.*, 1987). El Carbonífero pre-glacial en Precordillera está representado en dos principales localidades: en el tramo norte por los depósitos marino-continentales de la Formación Malimán y en el sector central por los depósitos continentales de la Formación El Ratón. Ambas unidades, junto con la Formación Jaramillo aflorante en la sierra de Tepuel en Chubut, poseen elementos de la biozona de *Archeosigillaria-Lepidodendropsis*, de edad carbonífera temprana (Sessarego y Césari, 1986, 1990). Estas tres unidades caracterizan el Carbonífero pre-glacial en Argentina. La inclusión de la Formación El Ratón dentro del Carbonífero pre-glacial por González Bonorino y González Bonorino (1988) está en contradicción con la caracterización de "drift glacial" inferida recientemente para los conglomerados basales de la Formación El Ratón por G. González Bonorino (1988). Esta interpretación se contradice claramente con las evidencias aportadas por Da Rosa (1983) y Sessarego (1988) que sugieren que los conglomerados basales de la Formación El Ratón fueron depositados en ambientes de abanicos aluviales asociados verticalmente con depósitos fluviales portadores de paleosuelos y flora fósil.

Finalmente el autor de estas líneas desea aclarar que tuvo la oportunidad a principios del año 1986 a pedido de la dirección de la Revista de la Asociación de revisar un manuscrito de G. González Bonorino sobre las Formaciones Esquel y Valle Chico, que guarda sólo relativa similitud con la reciente contribución de González Bonorino y González Bonorino (1988). Este autor no tuvo la posibilidad de leer, ni obviamente de realizar ningún comentario sobre el nuevo manuscrito.\*

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ANDREIS, R. R., S. ARCHANGELSKY, C. R. GONZALEZ, O. R. LOPEZ GAMUNDI y N. SABATTINI, 1987. *Cuenca Tepuel-Genoa*. En: S. Archangelsky (Ed.) *El Sistema Carbonífero en la República Argentina*. Acad. Nac. Cienc., 169-195, Córdoba.
- ARCHANGELSKY, S., C. AZCUY, C. R. GONZALEZ y N. SABATTINI, 1987. *Edad de las biozonas*. En: S. Archangelsky (Ed.) *El Sistema Carbonífero en la República Argentina*. Acad. Nac. Cienc., 293-300, Córdoba.

\* Nota del Director de la Revista: Esta dirección en esa oportunidad no consideró al Dr. O. López Gamundi como Arbitro del trabajo, por ello no pudo leerlo.

- AZCUY, C. L., 1983. *Late Carboniferous paleogeography and stratigraphy of Argentina*. Xº Congr. Int. Strat. Géol. du Carbonifere, Madrid, 281-295.
- CAZAU, L., 1972. *Cuenca del Ñirihuau-Ñorquinco-Cushamen*. En: A. F. Leanza (Ed.) *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc., 727-740, Córdoba.
- CUCCHI, R. J., 1980a. *La Formación Esquel: nueva interpretación estratigráfica*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXV: 167-173, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1980b. *La Formación Esquel y la Formación Valle Chico, Réplica*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXV: 588-590, Buenos Aires.
- DE ROSA, L., 1983. *Sedimentitas continentales del Carbónico occidental de la Precordillera*. Asoc. Arg. Miner. Pet. Sed., Rev., 14 (3-4): 51-69, Buenos Aires.
- GONZALEZ, C. R., 1985. *El Paleozoico superior marino de la Patagonia extraandina*. Ameghiniana, 21: 125-142, Buenos Aires.
- GONZALEZ BONORINO, F. y G. GONZALEZ BONORINO, 1988. *La base del Grupo Tepuel en las cercanías de Esquel, Chubut*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XLIII: 518-528, Buenos Aires.
- GONZALEZ BONORINO, G., 1988. *Sedimentología de la glaciación de Gondwana en el oeste de Argentina*. IIº Reun. Arg. Sediment., 265-269, Buenos Aires.
- LOPEZ GAMUNDI, O. R., 1979. *Los llamados "Esquistos de Esquel" al este de la ciudad homónima, provincia del Chubut*. Univ. Buenos Aires, Fac. Cs. Ex. y Nat., Trab. Final Licenc.
- \_\_\_\_\_, 1980a. *La Formación Esquel, litología y estructura. Provincia de Chubut*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXV: 187-184, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1980b. *La interpretación estratigráfica de la Formación Esquel*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXV: 586-587, Buenos Aires.
- OJAKANGAS, R., 1988. *Glaciation: An Uncommon "Mega-Event" as a Key to Intracontinental and Intercontinental Correlation of early Proterozoic Basin Fill, North American and Baltic Cratons*. En: K. L. Kleinspehn y C. Paola (Ed.) *New Perspectives in Basin Analysis*. Springer-Verlag, 431-444.
- PAGE, R. F. N., C. O. LIMARINO, O. R. LOPEZ GAMUNDI y S. PAGE, 1984. *Estratigrafía del Grupo Tepuel en su perfil tipo y en la region del Molle, provincia del Chubut*. IXº Congr. Geol. Arg., Actas, I: 619-632, Buenos Aires.
- SESSAREGO, H. L. F., 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*. Univ. Buenos Aires, Fac. Cienc. Ex. y Nat., Tesis Doctoral, 1-330.
- \_\_\_\_\_, y S. N. CESARI, 1986. *La zona (de conjunto) Archeosigillaria-Lepidodendropsis del Carbón temprano de Argentina*. IUGS-UNESCO Project 211, Ann. Meet. Work. Group, Abstract 69-70.
- \_\_\_\_\_, y S. N. CESARI, 1990. *An early Carboniferous flora from Argentina. Biostratigraphic implications*. Rev. Paleobot. Palyn., 57: 247-264.

**O. R. LOPEZ GAMUNDI**

Departamento de Ciencias Geológicas  
 Facultad de Ciencias Exactas y Naturales  
 Universidad de Buenos Aires  
 Ciudad Universitaria, Pab. 2  
 1428 Buenos Aires  
**Dirección actual:**  
 TEXACO Inc. Frontier Exploration Department  
 4800 Fournace Place, Bellaire 77401  
 2324 Tx, USA

**CODIGO ARGENTINO DE NOMENCLATURA ESTRATIGRAFICA**

El COMITE ARGENTINO DE ESTRATIGRAFIA (previamente "Comité Argentino de Nomenclatura Estratigráfica") informa que para la preparación del nuevo Código Argentino de Nomenclatura Estratigráfica se está trabajando en los siguientes tipos de unidades: litoestratigráficas, bioestratigráficas, magnetoestratigráficas, pedoeestratigráficas, cronoestratigráficas, limitadas por discontinuidades, geoclimáticas y geocronológicas. El Comité ha decidido, en principio, no incluir ciertos tipos de unidades (litodémicas, aloestratigráficas, geocronométricas y diacrónicas) que fueran incluidas en el Código Estratigráfico de América del Norte (1983).

El COMITE ARGENTINO DE ESTRATIGRAFIA solicita a todos los colegas que tengan propuestas que realizar, tanto sobre esta decisión preliminar, como sobre cualquier otro aspecto que haga a una mejora del Código vigente, que le hagan llegar las mismas a la brevedad posible.

**A. C. RICCARDI**

Comité Argentino de Estratigrafía  
 Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata

## LA PRIMERA FLOR FOSIL (EOCENO) DEL CONTINENTE ANTARTICO

M. A. Gandolfo, S. A. Marensi y S. N. Santillana

### INTRODUCCION

Durante el desarrollo de las Campañas Antárticas de Verano 1987/88, 88/89 y 89/90 organizadas por el Instituto Antártico Argentino, dos de los autores (SM y SS) hallaron ocho localidades fosilíferas con abundantes restos de hojas en las sedimentitas de la Formación La Meseta (Elliot y Trautmann, 1982) (Eoceno medio a superior) en la isla Marambio. Una de ellas, ubicada en la sección media de dicha Formación arrojó gran cantidad de hojas (más de 200 ejemplares) y el primer hallazgo de una flor (figura 1).

En el material observado se han hallado como géneros dominantes a *Nothofagus* y *Tetracera* y como elementos menos representados a las familias *Hydrangeaceae*, *Myrtaceae*, *Myricaceae* y *Lauraceae*.

En cuanto a la flor, dado que el material se encuentra en buen estado de conservación, puede verse claramente el hipanto, los dientes del cáliz y su venación, filamentos que probablemente sean

estambres, el ovario, el estilo y el estigma. Dicho material fue comparado con varias familias, entre ellas *Rhamnaceae*, *Huminaceae*, *Hydrangeaceae* y *Grossulariaceae*, lo que permitió asignarla a esta última.

### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

ELLIOT, D. H. y T. A. TRAUTMAN, 1982. *Lower Tertiary strata on Seymour Island, Antarctic Peninsula*. 287-297. En C. Craddock (Ed.) *Antarctic Geoscience*. University of Wisconsin Press, Madison.

M. A. GANDOLFO

CONICET - FCE y N., Dpto. de Biología,  
Ciudad Universitaria, Pab. II, 4º piso  
1428 Núñez, Buenos Aires, Argentina

S. A. MARENSI

S. N. SANTILLANA

Instituto Antártico Argentino  
Cerrito 1248, 1010 Buenos Aires, Argentina



Figura 1.

REPLICA

## LA BASE DEL GRUPO TEPUEL EN LAS CERCANIAS DE ESQUEL, CHUBUT

Félix González Bonorino y Gustavo González Bonorino

Los comentarios de López Gamundi respecto del artículo de González Bonorino y González Bonorino (1988; en adelante GB y GB) sobre el Paleozoico superior en las cercanías de Esquel, Chubut, se refieren principalmente a cuatro asuntos: A) si la estructura anticlinal había sido previamente mapeada en López Gamundi (1980a), B) si en el contacto entre las formaciones Esquel y Valle Chico (en adelante FE y FVC, respectivamente) existe una superficie de erosión glaciaria, C) si es posible o no que la base de la sección glaciaria sea diacrónica regionalmente, y D) si cometimos o no un furcio en el uso de "preglacial" al hacer una comparación con el Paleozoico superior de Precordillera de Cuyo. A continuación se discuten estos puntos, más algunas discrepancias concernientes a la interpretación de los trabajos. En las citas las palabras en *itálica* son nuestras.

A) La estructura del Paleozoico puede estudiarse bien en el corte de las vías y en el cerro Excursión, dos áreas de afloramientos próximos y alineadas aproximadamente según el rumbo estructural. En la mitad noroccidental del corte de las vías se observa un anticlinorio con vergencia hacia el oeste. Hacia el sur, en el cerro Excursión, el anticlinorio es reemplazado por un anticlinal que abarca todo el cerro y que muestra pliegues secundarios (en nuestra unidad C; GB y GB) en su flanco oriental, más empinado. Ahora bien, López Gamundi escribió "Queda claro que" nuestra reconstrucción estructural y la de López Gamundi (1980a) difieren "sólo en la ubicación precisa del eje anticlinal". Esto no es así. Para el corte de las vías, López Gamundi (1980a) dibujó un par sinclinal-anticlinal simple y simétrico. La estructura del cerro Excursión, por su parte, es tratada sólo marginalmente en López Gamundi (1980a) donde la sección sobre estructura se inicia haciendo referencia específica al corte de las vías y no menciona al cerro Excursión. El mapa geológico (López Gamundi, 1980a, fig. 3) sí muestra un eje anticlinal ubicado unos 500 m al este del anticlinal en GB y GB, precisamente donde se encuentran los repliegues secundarios. Aun en las escalas en que las figuras fueron publicadas la diferencia de posición es definitiva. Por lo demás, el mapa en López Gamundi (1980a) no contiene valores de inclinación de estratos que permitan supo-

ner que el anticlinal mayor había sido mapeado. El no reconocimiento del anticlinal del cerro Excursión, que permite seguir el contacto FE/FVC y la diamictita superpuesta por aproximadamente 1 km, es una diferencia fundamental entre nuestra reconstrucción y la de López Gamundi (1980a).

La sección sobre Estructura local en López Gamundi contiene dos importantes imprecisiones en la redacción. En primer lugar la cita a GB y GB es incorrecta y está hecha de manera que cambia el sentido. Nosotros escribimos "López Gamundi (1979) (*yno 1980*) postuló que los afloramientos en el cerro Excursión ... forman el limbo occidental de un gran anticlinal. Esta reconstrucción no es aceptable ya que en el cerro Excursión está claramente expuesto el cierre del anticlinal hacia el este". A propósito nuestra atención se focalizaba sobre el cerro Excursión y no se dispersaba por toda el área como sugiere la cita. En segundo lugar, la frase "La estructura anticlinal es asimétrica ... tal como lo reconocen" GB y GB, haciendo caso omiso de la confusión entre oriental y occidental, es ambigua porque no especifica si se refiere al cerro Excursión o al corte de las vías (las asimetrías son opuestas) y porque induce la idea de que la asimetría había sido previamente descripta, lo cual es falso.

B) Los comentarios de López Gamundi sobre el contacto FE/FVC principalmente objetan nuestra interpretación de la superficie de erosión como glacial. La superficie de erosión es reconocible por el truncamiento de estratos bajo la diamictita, refleja un paleo-relieve suave, y se la puede seguir con interrupciones por aproximadamente 1 km. La ausencia de un conglomerado de base y de depósitos litorales estratigráficamente próximos al contacto no sugieren una erosión por exposición subaérea o litoral. En cambio, una erosión glaciaria submarina es razonable teniendo en cuenta la presencia de depósitos glacimarininos apoyados sobre la superficie de erosión. Nuestra contribución en este asunto puede ser "ponderada adecuadamente" y fue recalcar el contacto erosivo FE/FVC que fuera negado en López Gamundi (1980b), proponer un origen no tectónico para esta discordancia, y sugerir que pudo haber sido una superficie de erosión glacial submarina.

Curiosamente, López Gamundi sostuvo que nos equivocamos al incluir entre sus argumentos con-



tra la discordancia propuesta por Cucchi (1980) que la diamictita en el corte de las vías tiene base concordante. No obstante, el primer argumento que López Gamundi (1980b) opuso a esta propuesta es que la diamictita del cerro Excursión, que según Cucchi (1980) apoya sobre la discordancia, sería correlacionable con otra en el corte de las vías que está "claramente suprayaciendo concordantemente a limolitas del miembro medio". El problema de este argumento es que esas dos diamictitas no son equivalentes (GB y GB: 524).

C) Los comentarios de López Gamundi sobre correlación con el Grupo Tepuel son imprecisos. En primer lugar la equivalencia de los estratos de Esquel con los del Grupo Tepuel fue explícitamente propuesta en González Bonorino (1979), trabajo no citado por López Gamundi. Segundo, en López Gamundi (1980a) se equiparó el conjunto FE-FVC con la sección glaciogena del Grupo Tepuel en la sierra de Tepuel (posteriormente incluida en la Formación Pampa de Tepuel) y se le atribuyó una edad Carbónico medio en base a flora cuya posición estratigráfica no se dió. Este "criterio de correlación" no fue seguido por González (1985) y tampoco por nosotros, pues no da cabida a la evidencia de flora y fauna del Carbónico temprano en los estratos de Esquel ni a las comparaciones litoestratigráficas más finas descritas en GB y GB. Por otra parte, no aceptamos que "el nivel de referencia" para correlaciones dentro del Grupo Tepuel deba ser "los niveles diamictíticos en su conjunto" ya que el espesor de este intervalo estratigráfico es superior a 1 km (González Bonorino *et al.*, 1988; GB y GB), y es posible establecer correlaciones mucho más finas, como se hizo entre las sierras de Tecka y de Tepuel en González Bonorino *et al.* (1988). Algo sorprendente en los comentarios de López Gamundi fue que a la par que reconoció emplear como criterio de correlación paquetes estratigráficos de cientos de metros de espesor, negó un posible diacronismo entre las diamictitas basales de la FVC (*no FE como se lee en GB y GB: 525*) y de la Formación Pampa de Tepuel. Nuestra correlación involucra espesores en el orden de 100 m y especulativamente toma en cuenta tiempos de migración del frente de hielo durante un mismo máximo glacial.

D) Al comparar las estratigrafías del Paleozoico superior en el Chubut y en Precordillera de Cuyo, empleamos el término preglacial para estratos por debajo del depósito glaciogénico más antiguo conocido y con consenso. Bajo estas condiciones la Formación El Ratón es preglacial. En otro contexto, González Bonorino (1988) llamó la atención sobre la posibilidad de que ya en el Carbónico temprano hubieran existido glaciares en la región y que

los conglomerados de la Formación El Ratón sean glacioglaciales. Recientemente se han descrito depósitos glaciogénicos en el Carbónico inferior de Precordillera (Fauqué y Limarino, en prensa), lo cual apoya la hipótesis de González Bonorino (1988).

En la introducción a su nota comentario López Gamundi se equivocó mucho al especular que GB y GB "optan por la interpretación propuesta por López Gamundi (1979; 1980a) confirmando la ausencia de discordancia angular y la correlación con el Grupo Tepuel". Se equivocó primero porque nosotros no optamos por ningún esquema previo sino que trabajamos a partir de información original, como queda demostrado por las sustanciales divergencias entre GB y GB y López Gamundi (1979; 1980a, b). Segundo, porque López Gamundi (1980a) no reconoció ninguna discontinuidad estratigráfica y López Gamundi (1980b) se opuso a cualquier discordancia FE/FVC (el término "discordancia angular" aparece sólo en sus comentarios). Tercero, porque la correlación grosera con el Grupo Tepuel había sido ya hecha en González Bonorino (1979) y porque la correlación propuesta en GB y GB es marcadamente distinta de la de López Gamundi.

Finalmente deseamos recalcar que en sus comentarios López Gamundi empleó reiteradamente para los estratos de Esquel, en vez de su propuesta de una formación única subdividida en tres miembros, la nomenclatura FE y FVC, demostrando la practicidad de ésta. Y además aceptó que existe una discordancia FE/FVC aunque manifestando sus dudas sobre un origen glacial. Este acuerdo es importante para poder salir del largo estancamiento que afectó nuestro conocimiento del Grupo Tepuel en general y de los estratos de Esquel en particular.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- CUCCHI, R. J., 1980A. *La Formación Esquel: nueva interpretación estratigráfica*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXV (2): 167-173, Buenos Aires.
- FAUQUE, L. E. y C. O. LIMARINO, en prensa. *El Carbonífero de Agua de Carlos (Precordillera de La Rioja). Su importancia tectónica y paleoambiental*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, Buenos Aires.
- GONZALEZ, C. R., 1985. *El Paleozoico superior marino de la Patagonia extraandina*. *Ameghiniana*, 21: 125-142, Buenos Aires.
- GONZALEZ BONORINO, F., 1979. *Esquema de la evolución geológica de la Cordillera Norpatagónica*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXIV (2): 184-202, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_ y G. GONZALEZ BONORINO, 1989. *La base del Grupo Tepuel en las cercanías de Esquel*,

- Chubut. Asoc. Geol. Arg., Rev., XLIII (4): 518-528, Buenos Aires.
- GONZALEZ BONORINO, G.**, 1988. *Sedimentología de la glaciación de Gondwana en el oeste de Argentina*. II° Reun. Argent. Sedimentol., 265-269.
- \_\_\_\_\_, **G. RAFINE, V. VEGA y D. GUERIN**, 1988. *Ambientes de plataforma nerítica dominada por tormentas en la sección glaciogénica del Grupo Tepuel (Paleozoico superior), en las sierras de Tepuel y de Tecka, Chubut noroccidental, Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XLIII (3): 239-252, Buenos Aires.
- LOPEZ GAMUNDI, O.**, 1979. *Los llamados "Esquistos de Esquel" al este de la ciudad homónima, provincia del Chubut*. Trab. Final de Licenciati., Fac. Cs. Ex. Nat., Univ. Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1980a. *La Formación Esquel, litología y estructura, provincia del Chubut*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXV (2): 187-194, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1980b. *La interpretación estratigráfica de la Formación Esquel*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXV (4): 586-587, Buenos Aires.

**F. GONZALEZ BONORINO**  
**G. GONZALEZ BONORINO**

Dirección Nacional de Minería y Geología  
CONICET  
Av. Santa Fe 1548 piso 13  
1060 Buenos Aires

### SISTEMA DE CONSULTA COMPUTARIZADO PARCIAL DE LA INFORMACION GEOLOGICA Y MINERA DE LA REPUBLICA ARGENTINA

La Dirección Nacional de Minería y Geología dispone de un nuevo servicio de consultas computarizadas de la Información Geológica y Minera de la República Argentina.

El mencionado sistema, hasta la fecha permite la consulta de 3900 registros de Informes Inéditos existentes en la Biblioteca Central de la Dirección Nacional de Minería y Geología, sita en Santa Fe 1548, Piso 3° de esta Capital, 2583 registros de Publicaciones Periódicas, Congresos y Tesis y 887 registros de Cartografía, sumando un total de 7367 registros al día de hoy.

Las Publicaciones Periódicas hasta el momento consultables son:

*Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación*. Serie Geología, Mineralogía y Minería. Años 1904 a 1923. Serie Terminada.

*Anales de la Dirección Nacional de Geología y Minería*. Años 1947 a la actualidad.

*Boletín de la Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología*. Años 1914 a 1923. Series Terminadas.

- \* Serie A: Minas
- \* Serie B: Geología
- \* Serie C: Hidrología y Perforaciones
- \* Serie D: Química Mineral y Aguas Minerales
- \* Serie E: Biblioteca
- \* Serie F: Informes preliminares y comunicaciones

*Boletín de la Dirección Nacional de Geología y Minería*. Años 1932 a la actualidad.

*Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Años 1946 a la actualidad.

*Revista Mincra* (de la Sociedad Argentina de Minería y Geología). Años 1929 a 1979.

*Jornadas y Congresos Geológicos Argentinos*.

Los registros de Cartografía incluyen:

Hojas Geológicas a escala 1:200.000 relevadas por la DNMG

Hojas Topográficas a escala 1:200.000 y 1:100.000 relevadas por la DNMG

Hojas Topográficas 1:250.000 relevadas por el I.G.M.

Hojas Topográficas 1:500.000 relevadas por el I.G.M.

La información es permanentemente actualizada y puede ser seleccionada por: **Autor, Año, Provincia que contiene el trabajo, Tema.**

Para la utilización de este Servicio, dirigirse al sector **Biblioteca**, Piso 3° de Santa Fe 1548, martes y jueves de 13 a 15:30. (Atte. Dra. M. Reinoso)

MENA, M. Correlación paleomagnética de diversos afloramientos del Complejo 136  
Marifil (provincia de Río Negro)

PALMA, M. A., I. BRISSON y G. VUJOVICH. Geología del bloque palcozoico de 145  
la Quebrada Honda, Puna catamarqueña

LEANZA, H. A. y G. BLASCO. Estratigrafía y ammonites pliensbachianos del área 159  
del arroyo Nireco, Neuquén, Argentina, con la descripción de *Austromorphites* gen.  
nov.

ARMELLA, C. y N. G. CABALERI. Palcoambiente deposicional asociado a los 175  
niveles carbonáticos portadores de *Girvanella* sp., en el Cámbrico de Sonora  
(México)

#### NOTAS BREVES

DIAZ, G. F. y J. R. FRANZESE. RED: Un programa en Fortran 77 para la 179  
graficación y el análisis estadístico de datos vectoriales

MUTTI, D. I. Hallazgo de manifestaciones de plomo en el cerro Puntudo, 182  
departamento de Calingasta, San Juan

#### COMENTARIOS

COLADO, U. R. Dunas de fango en la Cuenca Argentina 184

LOPEZ GAMUNDI, O. R. El Grupo Tepuel en las cercanías de Esquel 186

GANDOLFO, M. A., S. A. MARENSSI y S. N. SANTILLANA. La primera flor fósil 189  
(Eoceno) del continente Antártico

#### REPLICAS

GONZALEZ BONORINO, F. y G. GONZALEZ BONORINO. La base del Grupo 190  
Tepuel en las cercanías de Esquel, Chubut

**Asoc. Geol. Arg. Rev.**

CORREO ARGENTINO Central B	TARIFA REDUCIDA Concesión Nº 2612
	FRANQUEO PAGADO Concesión Nº 3667

Tomo XLV - Nº 1-2

**CONTENIDO**

SELLES MARTINEZ, J. y P. CARLETTO. Causas y periodicidad de las inundaciones en la cuenca de Las Encadenadas (provincia de Buenos Aires)	1
CODIGNOTTO, J. O. Evolución en el Cuaternario del sector de costa y plataforma submarina entre Río Coig, Santa Cruz y punta María, Tierra del Fuego	9
PARKER, G. y M. PATERLINI. Apantallamientos acústicos en sedimentos gasíferos del Río de la Plata	17
MASSABIE, A. C. La faja de corrimientos río Turbio-La Leona y estructuras menores asociadas. Valle del río La Leona, Santa Cruz	29
MANASSERO, M. J., A. M. IÑIGUEZ RODRIGUEZ y O. O. DECASTELLI. Estratigrafía y argilofacies del Cretácico superior y Terciario inferior en la Cuenca Austral Argentina	37
TOSELLI, G. A. y G. del V. CORDOBA. Metavolcanitas precámbricas en el área de Cerro Negro, provincia de Catamarca	47
RABASSA, J., E. B. EVENSON, J. M. CLINCH, G. SCHLIEDER, P. ZEITLER y G. C. STEPHENS. Geología del Cuaternario del valle del río Malleo, provincia de Neuquén	55
CORTES, J. M. Estratigrafía de las sucesiones volcano-sedimentarias jurásicas del Chubut central, entre Paso de Indios y El Sombrero	69
AHUMADA, A. L. Ambientes, procesos y formas periglaciales o geocriogénicas en Quebrada Benjamín Matienzo, Mendoza	85
SESSAREGO, H. L., A. J. AMOS, W. TEIXEIRA, K. KAWASHITA y M. B. REMESAL. Diques eocarbónicos en la Precordillera Occidental, margen oeste de las Sierras del Tigre, provincia de San Juan	98
VATTUONE DE PONTI, M. E. Paragénesis mineral del metamorfismo del área de Aluminé, Cordillera Neuquina	107
RUBINSTEIN, N. y E. O. ZAPPETTINI. El Cenozoico del sector sudoriental de la sierra de Huantraico, provincia del Neuquén	120
GONZALEZ BONORINO, G. Cambios relativos en el nivel del mar y su posible relación con magmatismo en el Jurásico temprano. Formación Lepa, Chubut noroccidental, Argentina.	129

Toda correspondencia para la Asociación Geológica Argentina, deberá ser dirigida a: MAIPU 645, piso 1º, 1006 Buenos Aires, República Argentina