

# REVISTA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Volumen 55 N° 3 2000



55 3

Revista de la Asociación  
Geológica Argentina

145-286  
Setiembre 2000

ISSN  
0004-4822

Buenos Aires  
Argentina

# Revista de la Asociación Geológica Argentina

Volume 55, Number 3, September 2000

## CONTENTS

### ARTICLES

- The origin of Varvar Co Campos and Varvar Co Tapia lakes in northern Neuquén (Argentina): their genetic relation with rock-avalanches  
*E. F. González Díaz, L. E. Fauqué, A. D. Giaccardi and C. H. Costa* 147-164
- Flood-dominated deltaic systems of the Lower Palaeozoic Curamalal Group. Palaeozoic Ventania Basin. Buenos Aires province, Argentina  
*C. Zavala, G. Azúa, R. H. Freije and J. J. Ponce* 165-178
- Proterozoic plutonism in Antarctica: The Granito Bertrab and its associated dyke-swarms  
*R. D. Acevedo, E. Linares, M.L. Valin-Alberdi, H.A. Osters and A. Martin-Izard* 179-187
- Stratigraphical and volcanological significance of Neogene intermediate pyroclastic flow deposits in the Caviahue lake area, Neuquén province, Argentina  
*M. M. Mazzoni and D. T. Licitra* 188-200
- Loma Fiera Formation (Upper Miocene) and its relationships with Neogene volcanism and tectonism, Mendoza  
*A. M. Combina and F. E. Nullo* 201-210
- New paleobotanical evidence from the Valle Chico Formation (Lower Carboniferous), Chubut Province, Argentina  
*H. A. Carrizo and C. L. Azcuy* 211-215
- Sedimentology and mineralogy of beaches from Tierra del Fuego and the Argentine Antarctic Sector (Scotia Arc and adjacent islands)  
*F. I. Isla, J. O. Spagnuolo and E. M. Gelós* 216-228
- Structural control in the Copahue volcano. Tectonic implications for the volcanic arc (36°-39°S)  
*A. Folguera and V. A. Ramos* 229-244
- Alkaline and sub-alkaline dikes from the western part of Sierra de Fiambalá, Catamarca, Argentina  
*O. Morello and N. Rubinstein* 245-250
- Geomorphology and land management of the coastal zone between Miramar and Nutria Mansa creek, Partido de General Alvarado  
*R. A. López and S. C. Marcomini* 251-264
- Geology and metamorphic evolution of the Monte Guazú Complex, southern sierra de Comechingones, Provincia de Córdoba  
*J. E. Otamendi, M. R. Fagiano and F. E. Nullo* 265-279
- SHORT NOTES
- K/Ar age of the manganese mineralization of Aguada del Monte, Córdoba Province  
*M. K. de Brodtkorb and R. O. Etcheverry* 280-283
- MEMORIALS
- Arturo Jorge Amos (1927-1999)  
*O. L. López Gamundí* 284
- Enrique de Alba (1920-2000)  
*E. González Díaz* 285

### ON THE COVER

Microphotography of greigite. Province of Jujuy.

The Revista de la Asociación Geológica Argentina (ISSN 0004-4822; Reg. Nac. Prop. Int. 62115) is published quarterly by Asociación Geológica Argentina, with offices at Maipú 645, 1er piso, C1006ACG Buenos Aires, Argentina. Phone & Fax: 54-11-4325-3104; E-mail: postmaster@aga.inv.org.ar. Opinions presented in this publication do not reflect official positions of the Asociación Geológica Argentina.

*Subscriptions.* Subscription for members of the Asociación Geológica Argentina are included in the dues. Non-member subscriptions: US\$ 90 (incl. mailing costs). Back issues, if available, may be ordered from the Asociación. Price list on request.

# REVISTA DE LA ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA

VOLUMEN 55, NÚMERO 3, SETIEMBRE 2000

## CONTENIDO

### ARTÍCULOS

- Las lagunas de Varvar Co Campos y Varvar Co Tapia (N del Neuquén, Argentina): su relación con avalanchas de rocas  
*E. F. González Díaz, L. E. Fauqué, A. D. Giaccardi y C. H. Costa* 147-164
- Sistemas deltaicos dominados por avenidas fluviales en el Grupo Curamalal (Paleozoico inferior), cuenca paleozoica de Ventania, provincia de Buenos Aires, Argentina  
*C. Zavala, G. Azúa, R. H. Freije y J. J. Ponce* 165-178
- Plutonismo proterozoico en Antártida: el Granito Bertrab y su cortejo de diques  
*R. D. Acevedo, E. Linares, M.L. Valín-Alberdi, H.A. Ostera y A. Martín-Izard* 179-187
- Significado estratigráfico y volcanológico de depósitos de flujos piroclásticos neógenos con composición intermedia en la zona del lago Caviahue, provincia del Neuquén  
*M. M. Mazzoni y D. T. Licitra* 188-200
- La Formación Loma Fiera (Mioceno superior) y su relación con el volcanismo y el tectonismo neógeno, Mendoza  
*A. M. Combina y F. E. Nullo* 201-210
- Nuevas evidencias paleobotánicas en la Formación Valle Chico (Carbonífero inferior), provincia del Chubut, Argentina.  
*H. A. Carrizo y C. L. Azcuy* 211-215
- Sedimentología y mineralogía de playas de Tierra del Fuego y Sector Antártico Argentino (Arco de Scotia e islas asociadas)  
*F. I. Isla, J. O. Spagnuolo y E. M. Gelós* 216-228
- Control estructural del volcán Copahue (38°S-71°O): Implicancias tectónicas para el Arco Volcánico Cuaternario (36-39°S)  
*A. Folguera y V. A. Ramos* 229-244
- Los diques alcalinos y subalcalinos del flanco occidental de la sierra de Fiambalá, Catamarca  
*O. Morello y N. Rubinstein* 245-250
- Geomorfología y ordenamiento territorial del sector costero comprendido entre la ciudad de Miramar y el arroyo Nutria Mansa, partido de General Alvarado  
*R. A. López y S. C. Marcomini* 251-264
- Geología y evolución metamórfica del Complejo Monte Guazú, sur de la sierra de Comechingones, provincia de Córdoba  
*J. E. Otamendi, M. R. Fagiano y F. E. Nullo* 265-279

### NOTAS BREVES

- Edad K/Ar de la mineralización de manganeso de Aguada del Monte, provincia de Córdoba  
*M. K. de Brodtkorb y R. O. Etcheverry* 280-283

### NECROLÓGICAS

- Arturo Jorge Amos (1927-1999)  
*O. L. López Gamundi* 284
- Enrique de Alba (1920-2000)  
*E. González Díaz* 285

This One



TG5A-X2A-17Y3

---

### TAPA

---

Fotomicrografía de greigita. Mina Pirquitas. Provincia de Jujuy.

La Revista de la Asociación Geológica Argentina (ISSN 0004-4822; Reg. Nac. Prop. Int. 62115) es publicada trimestralmente por la Asociación Geológica Argentina, con sede en Maipú 645, 1er piso, C1006ACG Buenos Aires, Argentina. Tel-Fax: 54-11-4325-3104; E-mail: postmaster@aga.inv.org.ar. Las opiniones vertidas en esta publicación son responsabilidad de los autores y no reflejan posiciones oficiales de la Asociación Geológica Argentina.  
**Suscripciones.** El precio de la suscripción para los miembros de la Asociación Geológica Argentina está incluido en la cuota anual. Precio de la suscripción para otras personas e instituciones es: US\$90 (incl. costos de envío). Precios y pedidos de números anteriores disponibles deben efectuarse a la Asociación.



*Miembro de la American Association of Petroleum Geologists*

## COMISIÓN DIRECTIVA

(1999-2001)

Comité Nacional, *International Union of Geological Sciences***Directora**

M.K. de Brodtkorb, Universidad de Buenos Aires

**Subcomisión de Publicaciones**

M.K. de Brodtkorb, Universidad de Buenos Aires  
 N. Pezzutti, Servicio Geológico Minero Argentino  
 S. Geuna, Universidad de Buenos Aires

**Editores Asociados**

R. Allmendinger, Cornell University, EE.UU.  
 R. Andreis, Universidad de Rio de Janeiro, Brasil  
 S. Archangelsky, Museo Bernardino Rivadavia, Buenos Aires  
 B. Coira, Universidad Nacional de Jujuy  
 I. Dalziel, University of Texas at Austin, EE.UU.  
 S. Damborenea, Museo de Ciencias Naturales, La Plata  
 F. Hervé, Universidad de Chile, Santiago de Chile  
 M. Hünicken, CRILAR-CONICET, Anillaco  
 E. Llambías, Universidad Nacional de La Plata  
 H. Miller, Universität München, Alemania  
 R. Mon, Universidad Nacional de Tucumán  
 E. Mutti, Universidad de Parma, Italia  
 R. Pankhurst, British Antarctic Survey  
 J. Rabassa, CADIC-CONICET, Ushuaia  
 V.A. Ramos, Universidad de Buenos Aires  
 C. Rapela, Universidad Nacional de La Plata  
 M. Thomson, British Antarctic Survey

La Revista de la Asociación Geológica Argentina es citada en: Bibliography and Index of Geology, Georef Thesaurus and Guide to Indexing, Geo Abstracts, Mineralogical Abstracts y Zoological Record.

**Presidenta:** Lic. Norma E. Pezzutti.**Vicepresidente:** Dr. Carlos M. Urien.**Secretaria:** Dra. Milka K. de Brodtkorb.**Tesorera:** Lic. Susana Valencio.**Vocales titulares:** Lic. Mariela Etcheverría, Dra. Silvana Geuna, Dr. Alberto C. Riccardi, Dra. Luisa M. Villar.**Vocales suplentes:** Dra. Graciela Mas, Dra. Paulina Nabel, Lic. Luis Stinco, Dr. Eduardo Zappettini.**ÓRGANO DE FISCALIZACIÓN****Titulares:** Dr. P.N. Stipanovic, Dr. H. Rimoldi.**Suplente:** Dr. Augusto P. Calmels.**Delegados en el interior**

**Bahía Blanca:** Dra. Graciela Mas, Universidad Nacional del Sur.  
**Catamarca:** Dr. Gustavo Toselli, Universidad Nacional de Catamarca.  
**Comodoro Rivadavia:** Dr. Raúl Giacosa, Universidad Nacional de la Patagonia.  
**Córdoba:** Dr. Raúl Lira, Universidad Nacional de Córdoba.  
**Corrientes:** Lic. Oscar Orfeo, CECOAL.  
**Jujuy:** Lic. José Alcalde, Universidad Nacional de Jujuy.  
**La Plata:** Dra. Ana María Sato, Facultad de Ciencias Naturales y Museo.  
**Mar del Plata:** Dr. Germán Bértola, Centro de Geología de Costas y Cuaternario.  
**Mendoza:** Dra. Matilde Beresi, CRICYT.  
**Neuquén:** Lic. Nélica Casali, Universidad Nacional del Comahue.  
**Puerto Madryn:** Lic. Pablo Bouza, CENPAT.  
**Río Cuarto:** Lic. A.M. Esparza de Serralonga, Universidad Nacional de Río Cuarto.  
**Salta:** Dra. Cristina Moya, Universidad Nacional de Salta.  
**San Juan:** Dra. Lucía Ruzycy de Berenstein, Universidad Nacional de San Juan.  
**San Luis:** Lic. Ariel Ortiz Suárez, Universidad Nacional de San Luis.  
**Santa Rosa:** Dr. Silvio Casadio, Universidad Nacional de La Pampa.  
**Tucumán:** Lic. J. Durango de Cabrera, Fundación Miguel Lillo.  
**Ushuaia:** Dr. Gustavo Bujalesty, CADIC.

**Delegados en Buenos Aires**

**Comisión Nacional de Energía Atómica:** Lic. C. Ninci.  
**Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA:** Dr. Alberto Caselli y Lic. Mariana Gagliardo.  
**INGEIS:** Dra. Claudia Armella.  
**Museo Argentino de Ciencias Naturales:** Dra. P. Nabel.  
**Subsecretaría de Minería:** Dr. D. Rubiolo y Lic. Mariela Etcheverría.  
**Servicio de Hidrografía Naval:** Dr. Roberto Violante.  
**REPSOL-YPF S.A.:** Dra. M.C. Vistalli de Turazzini.

**Delegados en el exterior**

**Brasil:** Dr. Mario L. Assine, Depart. Geología, Univ. Federal do Parana, Cx. Postal 19.011, Curitiba-PR.  
 Dr. Joel C. de Castro, I.G.C.E., UNESP, Cx. Postal 178, 13.500 Rio Claro, SP.  
**Chile:** Dr. E. Godoy, Servicio Nacional de Geología y Minería, Casilla 10465, Santiago.  
**Paraguay:** Dr. Gustavo Vera Morinigo, C.C. 1662, Asunción.

# Las lagunas de Varvar Co Campos y Varvar Co Tapia (N del Neuquén, Argentina): su relación con avalanchas de rocas

Emilio F. GONZÁLEZ DÍAZ<sup>1</sup>, Luis E. FAUQUÉ<sup>1</sup>, Aldo D. GIACCARDI<sup>2</sup> y Carlos H. COSTA<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Pabellón 2, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires  
E-mail: olapid@secind.mecon.gov.ar

<sup>2</sup>Departamento de Geología, Facultad de Cs. Físico-Matemáticas y Naturales, Universidad Nacional de San Luis, Chacabuco 917, 5700 San Luis. E-mail: costa@unsl.edu.ar

**ABSTRACT.** *The origin of Varvar Co Campos and Varvar Co Tapia lakes in northern Neuquén (Argentina): their genetic relation with rock-avalanches.* A rock-avalanche related origin is proposed for the Varvar Co Tapia and Varvar Co Campos lagoons. Such an interpretation supersedes previous interpretations which linked their origin to the presence of terminal moraines. Morphometric parameters were estimated for both avalanches, although only at Varvar Co Campos was it possible to calculate volume and velocity, thanks to the presence of some well-preserved primary geomorphological features that enabled calculation of the run-up value. The oldest avalanche is that of Varvar Co Tapia, and the youngest is represented by a multiple-rotational landslide at Cajón de Malvarco. This sequence seems to be related to progressive retreat of the pre-existing Varvarco Glacier and the lack of an ice mass in the present valley, which could be seen as favouring slope instability. The volume of the Varvar Co Campos rock avalanche has been estimated at  $3.51 \times 10^6 \text{ m}^3$ , and its velocity at about 310 km/h, which was increased by the incorporation of a large amount of water from the previous Varvar Co Tapia lagoon. After filling the valley, this avalanche climbed over the 250 m high topographic barrier of Portezuelo de los Chenques. It is suggested that ground motion related to seismic shocks may have triggered the avalanches. The timing of the movements is not known but was apparently related to the progressive retreat of the Varvarco glacier.

**Key words:** *Rock-avalanches, Varvar Co Tapia and Varvar Co Campos lagoons, Seismic shocks, Neotectonic*  
**Palabras clave:** *Avalanchas de rocas, Lagunas de Varvar Co Tapia y Varvar Co Campos, Sismos, Neotectónica*

## Introducción

En general puede afirmarse que los lagos localizados en un valle, tienen relación genética con alguno de estos procesos:

- 1) endicamiento de un valle por avances o retrocesos de glaciares ocurridos en las últimas centurias (arco morénico frontal);
- 2) obstrucción de un valle por flujos lávicos o cuerpos volcánicos;
- 3) generación de un muro rocoso natural, producido por un deslizamiento, particularmente del tipo avalancha de rocas.
- 4) obstrucciones de un valle principal causadas por glaciares tributarios.

Más ocasionalmente estos embalsamientos derivan de la acumulación de masas medanosas, por la expansión de un abanico aluvial o un delta o por barreras costaneras u orgánicas.

Los endicamientos naturales, sólo llegan a constituir una gran amenaza en casos de deslizamientos, o de avances y retrocesos de lenguas glaciares o por cierres de morenas terminales del último neoglacial (Costa y Schuster 1998).

Las avalanchas de rocas, que se definen por su volumen superior a  $0,5 \times 10^6 \text{ m}^3$  (Keefer 1984a), cons-

tituyen amenazas (riesgos naturales) que pueden llegar a culminar en grandes desastres, cuando los deslizamientos obstruyen valles generando cuerpos de agua, que son desaguados súbitamente debido al colapso del dique natural por variadas causas. Esta ruptura puede generar repentinamente un flujo ácuico de considerables proporciones (creciente), similar a un *jökulhlaup*, que arrasa todo a su paso aguas abajo.

El término *jökulhlaup* (American Geological Institute 1957), de origen islandés (*outburst* en inglés y también denominado *aluvión* en Chile; Hauser 1993), define "un flujo aluvional producido por el abrupto colapso de un lago glaciario". Inicialmente tuvo ese uso restrictivo, pero se ha visto extendido en las últimas décadas. Así, ese catastrófico flujo puede originarse por el colapso de barreras naturales de masas de hielo (Glaciar del Plomo, Mendoza; King 1934; Groeber 1951) o por acumulaciones de movimientos gravitacionales, que bloquearon un valle (Hauser 1993). Groeber (1916) interpretó acertadamente las causas del desastre natural, que en 1914 arrasó los valles de los ríos Barrancas y Colorado. En el río Barrancas, en las proximidades de las "bardas de Yonqui-Ehue", un enorme "derrumbe" sobre su faldeo derecho en tiempos aún no determinados, embalsó sus aguas, originando la extensa laguna de Ca-

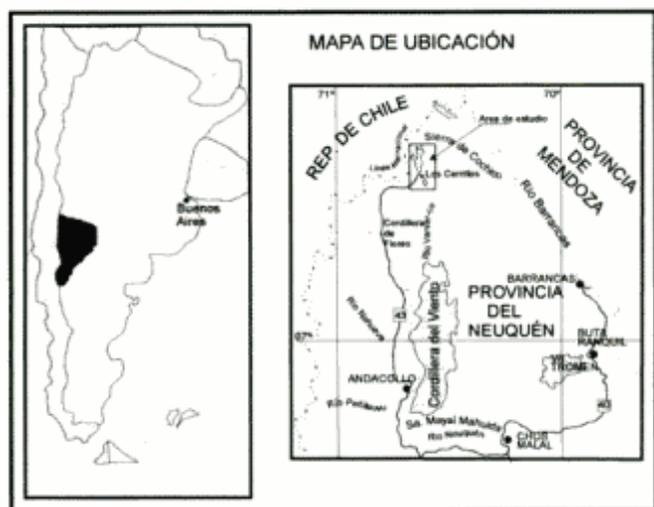


Figura 1: Croquis de ubicación del área de estudio.

rillauquen. En aquel año fue repentinamente desaguada, generando un aluvión (estimado en “2000 millones de metros cúbicos”), que destruyó la economía del valle del río Colorado.

En el área vecina a Varvar Co Campos (VVC) y Varvar Co Tapia (VVT) también han tenido lugar en tiempos geológicos tampoco establecidos, importantes deslizamientos. Ellos obstruyeron, a veces transitoriamente, algunos valles próximos a las lagunas.

Los condicionantes geológicos, geomorfológicos y sismotectónicos hacen que esta región, sea proclive

a movimientos gravitacionales. Avalan esta consideración general, masas deslizadas que endicaron las aguas de valles próximos, entre otros las del cajón de Chacaico, el cajón de la Crianza, o las que originaron la laguna de la Leche.

Este limitado análisis local sobre el riesgo potencial que significan los eventos de remoción en masa al favorecer la generación de cuerpos de agua, puede alcanzar una proyección regional, si se aceptan como válidos, los antecedentes disponibles sobre la constitución geológica e información sísmica de esta parte de la Cordillera Nordpatagónica (Groeber 1920, 1923, 1947; Dirección Nacional del Servicio Geológico 1995; Secretaría de Minería 1982; Plan Cordillerano 1968; Méndez *et al.* 1995; Zanettini 1987; Núñez 1968).

No se descarta la extensión de esta potencialidad, hacia el suroeste mendocino, particularmente en el área de influencia de los ríos Barrancas y Grande.

Se analiza, aquí, el origen de las lagunas de VVC y VVT, relacionándolo con obstrucciones causadas por avalanchas de rocas, propuesta que se aparta de previas interpretaciones que las relacionaban con un endicamiento por acumulaciones glaciares (morenas frontales).

Se describen asimismo las geformas asociadas a esos movimientos gravitacionales, su mecanismo y el gran deslizamiento rotacional “múltiple” individualizado en el tramo medio del cajón de Malvarco; se propone una relativa secuencia de los deslizamientos analizados.

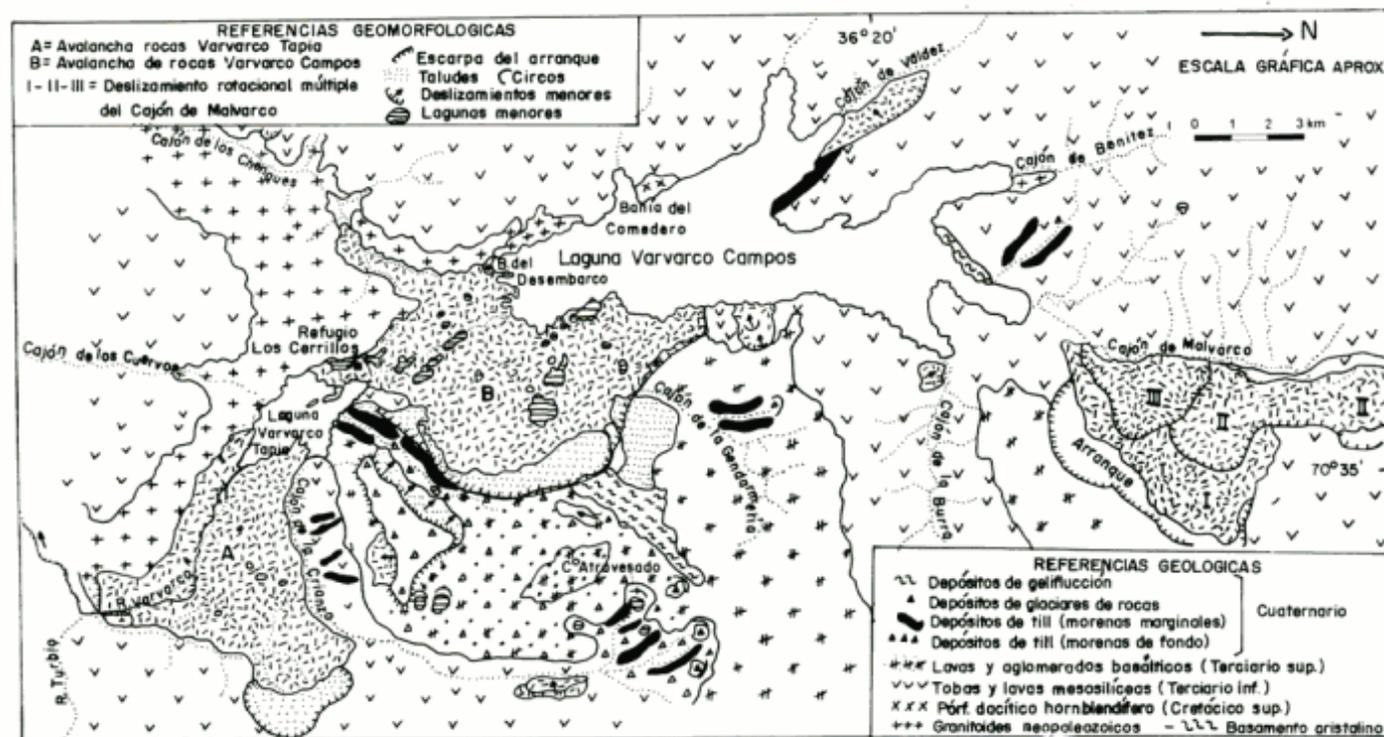


Figura 2: Esquema geológico del área de influencia de las lagunas de Varvarco.

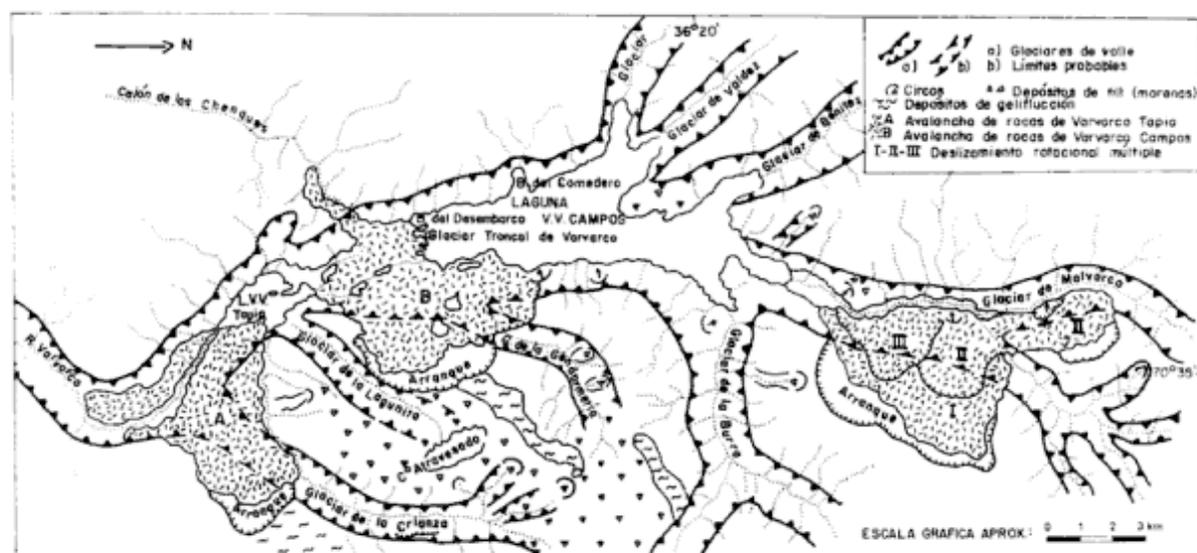


Figura 3: Propuesta de reconstrucción del relieve glaciar previo a las avalanchas de rocas.

### Área de estudio (Fig. 1)

La zona analizada se localiza en el estrecho ángulo septentrional de la provincia del Neuquén, entre los  $S36^{\circ}15'$  y  $S36^{\circ}30'$  de latitud; el meridiano de los  $O70^{\circ}40'$  coincide aproximadamente con el eje de la laguna VVC. Su acceso desde Chos Malal, es por la ruta provincial 43, enripiada. Luego de pasar Andacollo (distante unos 57 km), se alcanza la bifurcación de Varvarco; se sigue la ruta provincial 54, hasta arribar a Pichi Neuquén (40 km), asiento de un destacamento de Gendarmería Nacional. Desde este paraje hay unos 46 km hasta el refugio "Los Cerrillos" que está ubicado muy próximo al curso del río Varvarco, el cual permite el desagüe de la laguna VVC en la VVT. Este último trayecto demanda no menos de 4 horas para recorrerlo, no sólo por su precaria conservación y estado, sino también porque la mayor parte de su traza se halla en la irregular planicie aluvial del cajón de los Chenques, estacionalmente afectada por crecientes.

Ambas lagunas se alojan en el amplio valle glaciar del previo "Glaciar Troncal de Varvarco". La más septentrional y de mayor superficie ( $33,08 \text{ km}^2$ ) es la de VVC. Su configuración es alargada norte-sur, en planta casi rectangular. Alcanza unos 10 km de largo y un ancho que llega en algunos sectores a 3 kilómetros. Desagua hacia la VVT por medio de un corto curso excavado en las acumulaciones de la avalancha. En su extremo norte, la triple digitación observada (que da lugar a tres "penínsulas"), es el resultado de la anterior afluencia al "Glaciar Troncal de Varvarco" de los glaciares tributarios de los cajones de Benítez, Malvarco y de la Burra.

La laguna de VVT es mucho más pequeña ( $2,75 \text{ km}^2$ ) y expone en planta una forma aproximadamente romboidal, con su eje mayor orientado norte-sur. Su desagüe determina el nacimiento del río Varvarco, el

más importante afluente de las cabeceras del río Neuquén. La disposición de su valle (garganta en esta parte), evidencia un marcado control estructural.

### Metodología

Con fotogramas -a escala aproximada 1: 50.000- se confeccionó un mapa geomorfológico básico, controlado en campaña. También se analizaron fotomosaicos e imágenes satelitarias de la región norte del Neuquén, facilitadas por el Servicio Geológico y Minero Argentino (SEGEMAR).

Se realizaron dos campañas; en abril/mayo de 1998 y en marzo de 1999. Para contar con una estimación del *run-up* (trepada) de la avalancha de rocas de VVC y de su velocidad, fue necesario obtener algunos datos expeditivos de la batimetría de la laguna. Una sonda artesanal con una longitud de 200 m y subdivisiones cada 5 m permitió adquirir una primaria información.

Una inicial discrepancia entre las propias observaciones y los antecedentes consultados, obligó a un rápido relevamiento geológico de la zona (Fig. 2). Asimismo se realizó una reconstrucción del relieve glaciar previo a la ocurrencia de las avalanchas (Fig. 3), poniendo en evidencia la importancia de las empinadas pendientes de los valles glaciares en la ocurrencia de los movimientos y de la progresiva regresión de los términos del "Glaciar Troncal de Varvarco".

La distribución regional de los sismos registrados entre 1928 y 1995 para el norte de Neuquén y del adyacente sur mendocino, permitió tener una idea primaria de la actividad sísmica regional reciente. Se realizó una estimación del volumen de la avalancha de VVC, para lo que se realizó la restitución del área, a escala aproximada 1:25.000.

### Marco geológico precuaternario del área de estudio

Si bien existen síntesis geológicas del área como parte de mapas regionales a escalas variadas (1:500.000 de la Dirección Nacional del Servicio Geológico 1995; 1:400.000 de la Secretaría de Minería 1982; 1:300.000 de Groeber 1947), no hay estudios detallados que la cubran. Los de este carácter se disponen marginalmente a la misma.

La unidad más antigua (Groeber 1947: 347), aflora en una de las penínsulas de la costa norte de la laguna VVC (Huarhuarco Campos), entre las bahías de los cajones de Malvarco (Huarhuarco) y Benítez. Este "Basamento Cristalino" está integrado por filitas; éstas han sido posteriormente intruidas por granitos.

Un granitoide biotítico, de grano mediano y tonos rosados a grises claros, con ocasionales venillas de cuarzo, fuertemente fracturado y carente de mineralización, aflora al oeste de las lagunas desde la bahía del Campamento prolongándose hacia el sur en forma paralela a las zonas distales de las avalanchas de VVC y de VVT.

También se lo reconoce en la parte más alta del cajón de los Chenques en la base de sus pendientes; su distribución (Fig. 2) muestra diferencias con la propuesta por Groeber (1947). La mayoría de los antecedentes propone una edad pérmica o permo-triásica, afín a la Formación Huechulafquen (Turner 1973). Recientemente, Zanettini (com. verb.) se expidió en forma similar. Se concuerda con esta consideración temporal. Se descarta en principio su asignación al Cretácico tardío (o Terciario), al no observarse un rasgo peculiar de las plutonitas de esas edades en la Cordillera Patagónica: ser portadoras de mineralización de sulfuros (González Díaz 1982; González Díaz y Valvano 1971; Méndez *et al.* 1995). Localmente el granitoide es intruido por pequeñas masas hipabisales de un pórfido basáltico; una buena exposición de ello se observa en la parte baja del cajón de los Cuervos.

Una espesa cubierta de volcanitas de composición mesosilíceas (andesítica hasta dacítica), cubre discordantemente y en posición casi horizontal, al granitoide. Corresponden a los "mantos y tobas de porfiritas" que conforman la "serie porfirítica choiyoilintense" de Groeber (1920; 1947), de gran desarrollo en sus Hojas Huarhuarco y Epulauken. En el ámbito de las lagunas, Zanettini (1987) distingue sus "Volcanitas Chenques" del Cretácico tardío. En las Hojas K y L del Plan Cordillerano (1968), este conjunto es asignado a la "Serie Andesítica" del Neuquén meridional (Terciario inferior; Eoceno-Oligoceno). En el Mapa Geológico del Neuquén (Dirección Nacional del Servicio Geológico 1995), sus exposiciones son consideradas como pertenecientes a la Formación Epu Lauquen o Grupo Molle (Yrigoyen 1979), del Eoceno-Oligoceno, una asignación con la

que se concuerda.

Entre las bahías del Desembarco y del Comedero aflora un cuerpo de un pórfido dacítico hornblendífero, gris claro, intruido en el granitoide pérmico con muy denso fracturamiento y portador de sulfuros alterados. Aparentemente invadiría también a las volcanitas mesosilíceas. Núñez (1968) menciona una diorita con anfíboles y diseminación de sulfuros que intruye a volcanitas mesosilíceas (del Terciario temprano a medio) en el cercano cajón de los Chenques. Cuerpos de composición afín (monzodioritas hornblendíferas), aparecen en el cajón de los Chenques (Zanettini 1987).

Cubren la secuencia volcánica mesosilícea terciaria mantos, aglomerados y tobas de composición basáltica, que componen las divisorias locales. Para Núñez (1968), éstos formarían la porción superior de una "asociación piroclástica volcánica mixta" que incluye a la citada facies mesosilícea; Zanettini (1987) las asigna al Mioceno medio a tardío, aunque posteriormente (com. verb.) las considera del Plioceno. Groeber (1947), menciona mantos de basalto cubriendo unas volcanitas mesosilíceas, (que adjudica al "Choiyoilintense"); los incluye en su "Palaocolintense" (o "Basalto I"), el que "rellenara el paisaje del distrito de Huarhuarco" (ver perfiles de su figura 9).

En el valle del río Varvarco, entre el desagüe de la laguna VVT y la afluencia del arroyo Turbio, la profunda disección del río Varvarco permitió observar desde corta distancia, discontinuas exposiciones de unas sedimentitas no mencionadas hasta ahora. Son de tonos blanquecinos, bien estratificadas y dislocadas con fuertes inclinaciones al norte (50°), cubiertas por las acumulaciones de la avalancha de VVT y principalmente por material coluvial de taludes. Teniendo en cuenta la síntesis de Groeber (1947) y particularmente sus perfiles paralelos y transversales al arroyo Chacaico o Chacay Co (figura 9, página 373), se sugiere su general correspondencia con depósitos del "geosinclinal mesozoico".

### Esquema geológico del Cuaternario en la zona de las lagunas y adyacencias

Predominan aquí los depósitos glaciares (*till*) y los derivados de procesos de remoción en masa, éstos provenientes de deslizamientos de variada magnitud y de la geliflucción. Los primeros corresponden principalmente a remanentes de morenas laterales (Fig. 2) o de *till* basal, marginales al área del cerro Atravesado, en posición altimétrica superior a las masas de las avalanchas.

En el valle glaciario troncal, las acumulaciones de *till* y probablemente sus contemporáneas glaciifluviales, han sido sepultadas por los materiales de las avalanchas de rocas de VVT y VVC. Sin embargo, se pudo ver desde cierta distancia -cercano a los afloramientos-

ramientos asignados con dudas al Mesozoico- en la parte inferior de la profunda garganta del río Varvarco y por debajo de los materiales de la avalancha de VVT, la exposición de tramos de un diamicto, de aspecto tilloide. En sus cercanías, sobre la estrecha planicie aluvial del cauce, se individualizó una concentración de grandes bloques sueltos, cuya configuración guarda gran similitud con la de un errático. Todo ello permite suponer allí, una previa presencia de depósitos de *till* por debajo de las acumulaciones de esta avalancha.

Inicialmente, las acumulaciones responsables del endicamiento de las lagunas fueron consideradas como *tills* correspondientes a morenas de fondo y frontales (Groeber 1947; Holmberg 1978; Zanettini 1987; entre otros). González Díaz y Ferrer (1986) ya propusieron que las mismas debían estar genéticamente relacionadas con una obstrucción por avalanchas de rocas.

Con el cambio del clima, las condiciones glaciarias locales fueron reemplazadas por las periglaciarias. Hoy, tales condiciones muestran evidencias morfológicas y depositacionales principalmente en las cercanías del cerro Atravesado por lóbulos de geliflucción y en las cabeceras del cajón de la Crianza, bajo la forma de pequeños glaciares de roca (Fig. 4). La acción del congelamiento y descongelamiento local contribuyó a la meteorización física de los mantos de lava basáltica que circundan el citado cerro, los que fuertemente diaclasados, aparecen fragmentados (crioclastismo) en forma de lascas, que se acumulan en distintos niveles.

La temporalidad de las unidades cuaternarias aquí distinguidas, constituye aún un problema no resuelto. Sólo se pudo establecer una relación cronológica relativa, fundamentada en argumentos geomórficos.

### Consideraciones sobre el paisaje glaciario previo a las avalanchas de rocas

Previo al englazamiento, el relieve de la región debió mostrar un aspecto caracterizado por planicies estructurales (mesetiforme), controladas por los mantos lávicos basálticos horizontales, a los que se considera pliocenos.

Pese a la degradación glaciaria soportada, se reconstruyó el relieve previo a los dos principales movimientos gravitacionales aquí analizados (Fig. 3) aprovechando los rasgos relictos del paisaje. Sus características morfológicas corresponden a una glaciación de valle, vinculada con el englazamiento de la Cordillera nordpatagónica durante el Cenozoico tardío, en tiempos absolutos aún no determinados, alojada en valles fluviales previos, de carácter subsecuente por su evidente control estructural. Éstos fueron remodelados por las distintas lenguas glaciarias que ocuparon los actuales cajones de Benítez, Malvarco, de la Burra (y su tributario de Choroyes), cuya

afluencia conjunta dio lugar al "Glaciar Troncal de Varvarco", que excavó una amplia y profunda artesa, hoy en su mayor parte ocupada por las lagunas de VVC y VVT (Figs. 3 y 4). El análisis de imágenes satelitales no excluye la posibilidad de que su término haya alcanzado las cercanías del paraje de Ailínco, lo que permite estimar una máxima y probable longitud de unos 25 kilómetros.

De menor magnitud, fueron los aportes de los cajones de la Gendarmería, de la Lagunita y de Valdez. Aparentemente, existió una masa de hielo local (pequeño manto o campo de alimentación colectiva), marginalmente al cerro Atravesado, en el que nacían los glaciares de la Burra, Gendarmería y de la Crianza.

Localmente, las geoformas de erosión glaciaria son dominantes. Circos glaciarios y artesa son rasgos comunes. En los alrededores del cerro Atravesado, se observan bajos montículos de "rocas cantereadas", con gran número de estrías o surcos; sobre ellos aparecen dispersos numerosos erráticos o restos de *till*, los que se hacen continuos sobre el plano superior de la muesca de arranque del movimiento de VVC. Otros depósitos de *till* aparecen más aisladamente, constituyendo los remanentes de las morenas laterales de los cajones mencionados y en las cuencas de los circos glaciarios (Fig. 3).

Vale mencionar cierta geoforma cuya morfología remeda aquella de un circo glaciario. Su génesis es compleja, estando diversamente influenciada por la estructura local (dominantemente horizontal), por la meteorización y la acción fluvial. Está desarrollada en el ámbito de las volcanitas terciarias, donde normalmente se alternan bancos muy resistentes (lavas) con otros de menor dureza (tobas principalmente). Esta secuencia estructural no sólo explica los fuertes resaltes de los perfiles longitudinales de los valles del área, sino que ha facilitado el desarrollo de una especie de nichos, preferentemente localizados en sus cabeceras, a lo largo del tramo superior del valle. Estas geoformas, aquí definidas como *alcoves* (American Geological Institute 1957), de aspecto similar a un anfiteatro, serían el resultado del fenómeno de la erosión diferencial que realiza un curso de agua al pie de la sobresaliente escarpa de un banco duro superior, que sobreyace a un estrato friable. De este modo, en el correspondiente rellano inferior se forma una suave depresión semicircular (que suele estar ocupada por agua), fácilmente confundible con un circo glaciario. Para su progresiva ampliación, las caídas de rocas, pequeños deslizamientos rotacionales, la misma geliflucción y la congelifración, tienen primordial participación.

Se han observado aislados bloques, que por sus características morfométricas son considerados como de indudable origen glaciario (erráticos), que aparecen diseminados con una irregular distribución superficial y distalmente en los sectores marginales de los depósitos diamícticos de la avalancha de rocas de VVC.

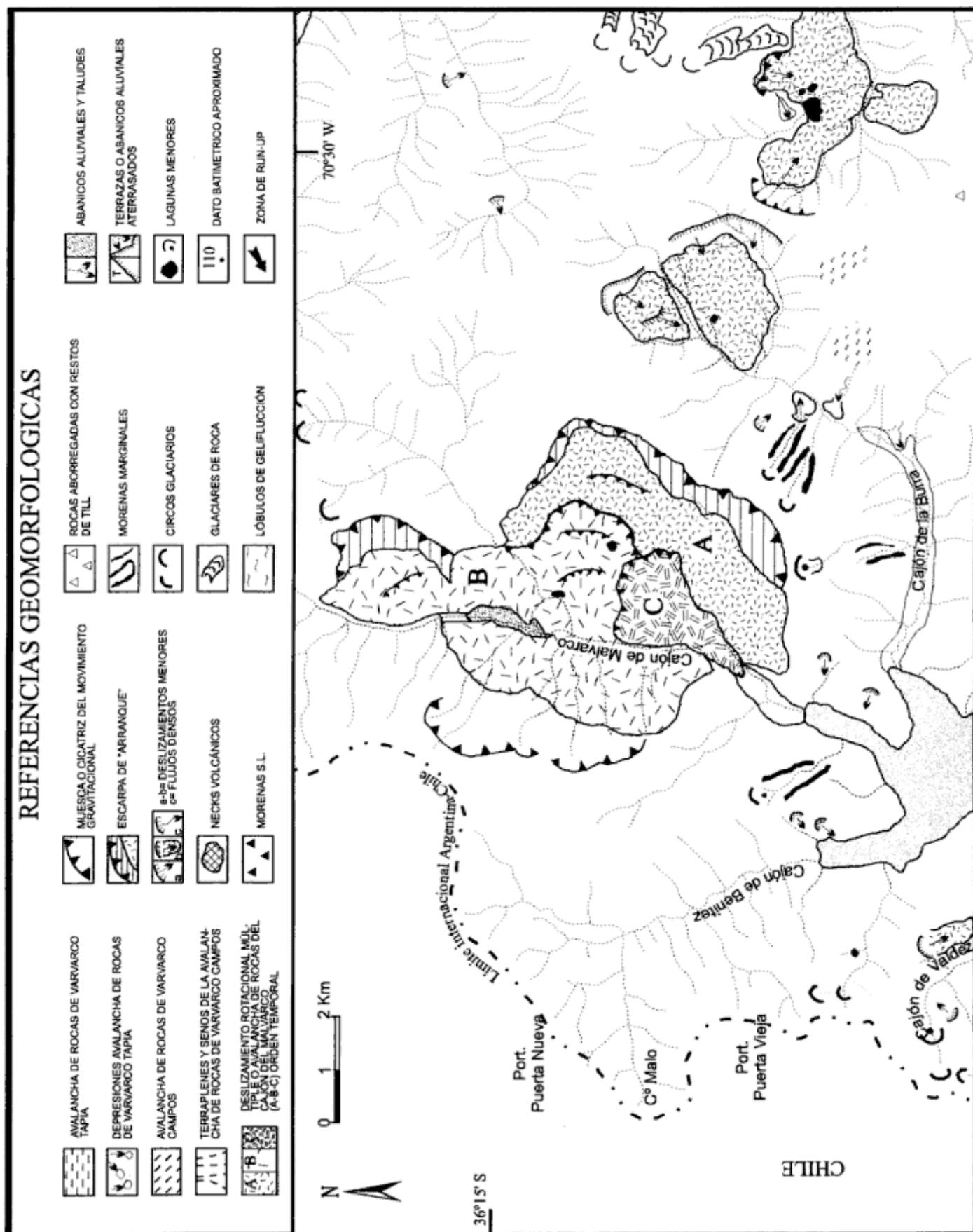


Figura 4: Mapa geomorfológico de la región de las avalanchas de rocas de VVT, VVC y el deslizamiento múltiple del Cajón de Malvarco.



Figura 4: Continuación.

El valle del "Glaciar Troncal de Varvarco", muestra una acentuada pendiente en sus laterales, un rasgo que se hace más pronunciado en el ambiente del granitoide paleozoico. Se han medido valores de 40° (bahía del Desembarco) y algo superiores, en los asomos graníticos situados inmediatamente al oeste del refugio "Los Cerrillos".

La rectitud del borde occidental del valle que aloja a las lagunas (donde predomina el granitoide), es la consecuencia del fenómeno del desbastamiento glaciar (*trimming*) de los espolones de los previos valles fluviales, luego de su invasión por los glaciares. El denso fracturamiento observado tanto en el granitoide pérmico y en el intrusivo dacítico, aparece como un argumento válido para sostener la hipótesis de la presencia de una falla en el oeste de las lagunas.

### Descripción de las avalanchas de rocas de Varvar Co Tapia y Varvar Co Campos

Atendiendo a la diferente preservación de sus rasgos geomorfológicos se determinó una mayor antigüedad para la avalancha de rocas de VVT. La descripción de las respectivas avalanchas de rocas respetará ese orden temporal, comenzando por esta última.

Se hace conveniente aclarar que la mecánica de los movimientos aquí considerados es interpretada fundamentalmente a través del análisis de los rasgos morfológicos de sus depósitos y está sujeta a otras interpretaciones. No se ha podido reconocer en los distintos ejemplos descriptos, la superficie de la cizalla basal que controló el movimiento, pero se puede afirmar que dada la forma curva que tienen en planta las coronas de las cicatrices de sus arranques, es válido inferir que esa superficie de rotura también fue curva, con su concavidad hacia arriba y afuera.

Los elementos de juicio de mayor valor fueron obtenidos en la avalancha de VVC. Sus principales datos morfométricos se hallan en la Tabla 1.

La litología de los sectores correspondientes al desprendimiento de las masas rocosas de ambas avalanchas, muestra un notorio predominio de rocas básicas, una reducida proporción de rocas intermedias con afinidades basálticas. En algunos casos se observó analcima.

Swanson *et al.* (en Costa y Schuster 1998), clasificaron geomorfológicamente los endicamientos naturales causados por los deslizamientos de acuerdo a su configuración en planta y su relación con los fondos de los valles que obstruyeron. Las avalanchas de rocas aquí analizadas corresponderían al "Tipo II"; son de gran tamaño, cubriendo todo su piso y en ocasiones suelen acumular depósitos a variada altura, sobre el lateral opuesto a la zona de arranque del movimiento. Junto al "Tipo III", son consideradas como las de mayor amenaza potencial.

A pesar de estas consideraciones los autores descartan cualquier condición de amenaza potencial para ambas avalanchas. Sus considerables volúmenes, la extensión del área cubierta por cada una de ellas y sus correspondientes desagües ajustados a sus respectivos niveles de base locales, eliminan esa posibilidad.

### Avalancha de rocas de Varvar - Co Tapia (Figs. 4 y 5)

Sus depósitos cubren una amplia superficie en el tramo superior del valle del río Varvarco, calculada en unos 15,35 km<sup>2</sup>, mostrando en planta una distribución asimétrica.

A partir del arranque del movimiento, su extenso lóbulo se asemeja en planta a un abanico; aguas a-

Tabla 1: Datos morfométricos de las avalanchas de rocas.

| VARVARCO TAPIA                                   |                       | VARVARCO CAMPOS                        |  |
|--|-----------------------|--|--|
| Superficie                                       | 15,35 km <sup>2</sup> | Superficie                             | 17,98 km <sup>2</sup>  |
| Espesor observado                                | 6-8 m                 | Espesor estimado                       | ± 150 m  |
| Longitud de la escarpa de arranque               | 3.750 m               | Longitud de la escarpa de arranque     | 8.000 m  |
| Altura de la escarpa                             | 300 m                 | Altura máxima de la escarpa            | 600 m  |
| Recorrido inicial de la avalancha hacia el oeste | 5.500 m               | Distancia del recorrido hacia el oeste | a) en el valle 3.500 m<br>b) en el cajón de Los Chenques 4.000 m |
|  |                       | Run-up                                 | 250 m  |
|  |                       | Velocidad alcanzada                    | 70 m/s o 252 km/h  |
|  |                       | Pérdida por fricción (F)               | 35,45  |
|  |                       | Velocidad alcanzada (V= 10(2gh/100-F)) | 87,18 m/s o 313 km/h   |
|  |                       | Volumen movilizado                     | 3,51 x 10 <sup>9</sup> m <sup>3</sup>                            |



**Figura 5:** Montaje no controlado de fotogramas del área de la avalancha de rocas de VVT.

bajo se deforma, alargándose hacia el sur, por el control que ejerciera la inicial pendiente del valle. Los típicos rasgos de su morfología primaria están fuertemente modificados por degradación subaérea, de tal modo que su paisaje se compone de una sucesión de bajas lomadas de moderadas pendientes, entre las que se disponen suaves depresiones, consideradas una probable herencia de su original *hummocky topo-*

*graphy*. Estos bajos, luego de nevadas o lluvias, alojan cuerpos de agua efímeros.

El promedio de sus espesores no pudo ser estimado ante la ausencia de perfiles adecuados, pero de las observaciones se concluyó que en ellos hay una acentuada irregularidad y que el mismo es menor que el de VVC, muy reducido. Un análisis a la distancia de un perfil inaccesible, expuesto en la margen iz-

quiera de la abrupta y profunda garganta (llega a superar los 120 metros) del río Varvarco aguas abajo del desagüe de la laguna VVT, permitió calcular localmente su espesor en unos 6-8 metros. La realización de un perfil detallado se vio obstaculizado por las dificultades de su acceso, principalmente por la profundidad y fuerte corriente del río, la presencia de rápidos resultantes de la gran cantidad de bloques residuales de la avalancha en el cauce, la gran inestabilidad del talud y su elevado ángulo de la pendiente. Subyacentes, se observaron afloramientos discontinuos de volcanitas, entre las que sobresale por sus tonos negruzcos, una roca vítrea.

Aisladamente en el borde superior de la garganta, se suelen observar perfiles muy superficiales compuestos por dos delgadas capas estratificadas, de las cuales la superior (tono castaño claro) es arcillo-limosa, en tanto que a la inferior la integran partículas (3-4 mm) rocosas de volcanitas, muy angulosas, ásperas e irregulares. Ambas acumulaciones no superan los dos metros de espesor. Son consideradas el relleno por acción de procesos exógenos no determinados, de aquellas primarias depresiones del relieve superficial y original de la avalancha.

El estudio petrográfico de los bloques que componen la avalancha permitió individualizar dos tipos principales de rocas. Una de ellas es un basalto de tonos negros, porfírico, con pasta afanítica y vesicular, con feno y microcristales de labradorita zonal, con alteración arcillosa, de olivina alterada en hematita-iddingsita, augita y titanogaugita. Pasta intergranular a intersertal. Otra roca estudiada es una basanita?, de color negruzco, con similares características en su pasta. Los fenocristales son más abundantes, observándose andesina básica a la que en orden decreciente le siguen olivina alterada y titanogaugita. Su textura es intergranular, en la que participan masas terrosas de analcima y algo de feldespato alcalino (< 5%). Las vesículas en ambos casos están rellenas por calcedonia, arcillas y ceolitas.

El análisis morfológico de los bloques ha permitido determinar su origen no glaciario. Se reconoce la angularidad en sus aristas -a pesar de la evidente meteorización soportada- en tanto que sus caras o superficies, corresponden a planos de fracturas o diaclasas y no a facetas generadas por la abrasión glaciaria. Los escasos bloques expuestos en la superficie del depósito, aparecen aislados o agrupados, ya sea sobresalientes o semicubiertos por material arenoso grueso o tamaño grava, material proveniente de la meteorización subsecuente de la acumulación o de la fracción más fina del depósito.

Superficialmente no se han individualizado en el área de este depósito diamfético, bloques erráticos u otros elementos afines a un *till* glaciario o formas derivadas de la morfogenia glaciaria. Como se mencionara, sólo han sido observados en un tramo de la garganta del río Varvarco.

Estos elementos adjudicables a un *till* glaciario, aparecen localizados en una posición muy inferior respecto de los depósitos de la avalancha (-120 m), es decir en una situación altimétrica que hace imposible sugerir la generación de la laguna de VVC como una consecuencia de la obstrucción del valle por tales acumulaciones.

Una destacada evidencia morfológica para la determinación de la génesis de estas últimas en relación con una avalancha de rocas, ha sido la identificación de la ubicación de la escarpa o muesca del arranque del movimiento, a pesar de su ulterior e intensa degradación. En la VVT no se advierte una abrupta y limpia escarpa superior (una suerte de «cara libre» comúnmente presente en avalanchas recientes); aquí es reemplazada por un elevado e ininterrumpido talud. Tampoco la corona de la muesca muestra su continuidad inicial. Se compone de tres tramos interrumpidos por la erosión fluvial. No se distinguió una depresión intermedia, tan propia de modernas avalanchas de rocas; aparentemente ha sido colmatada por los depósitos del talud y del amplio abanico aluvial basal construido por los numerosos y pequeños cursos efímeros que recorren el talud y que rápidamente se insumen en esos depósitos. La extensa vega que se halla a su pie, tiene su origen en el afloramiento de esas aguas. No se han observado los comunes terraplenes laterales o las crestas de presión transversales.

Otro testimonio geomórfico de su mayor antigüedad que la avalancha de VVC, lo constituye su relieve surcado por una reducida, pero ya organizada red fluvial, la que suele drenar las aguas de ciertas depresiones previas hacia alguno de los cursos principales que circundan la zona de esta avalancha. Sólo en aisladas áreas el drenaje es aún centrípeto.

Dos valles subsecuentes la marginan; por el norte el curso del Cajón de Chacaico, que ha superado un breve y natural endicamiento por la avalancha de VVT. Las evidencias de ello están constituidas por los finos depósitos limosos (de muy limitado desarrollo y propios de un cuerpo de agua estancada) hallados aguas arriba de la obstrucción. Un curso innominado que constituye su límite sur, se localiza entre la masa de la avalancha y los afloramientos de las volcanitas mesosilíceas terciarias adyacentes.

Actualmente, la profunda garganta sobreimpuesta del río Varvarco interrumpe la continuidad de su extensión superficial y expone su complejo sustrato compuesto por las sedimentitas asignadas con dudas al Mesozoico, las volcanitas vítreas y los sugeridos *tills*.

#### *Mecánica del movimiento*

La intensa degradación ha dejado escasas evidencias para el análisis de la mecánica de su movimiento. Tomando en cuenta los rasgos de la zona de a-

rranque, se supone que el movimiento de la masa tuvo inicialmente el carácter de un deslizamiento rotacional. Posteriormente la avalancha fluyó libremente en un amplio espacio (lo que explicaría su reducido espesor y notoria diferencia en tal sentido con la de VVC), con una preferencial dirección este-oeste, que la llevó a impactar contra los asomos de los granitoides occidentales. En ellos, limitados tramos de sus pendientes exponen leves *run-ups*, que no han sido valorados. Con posterioridad, se expandió lateralmente hacia el norte y el sur. En este último caso alcanzó una componente mayor a favor de la pendiente del valle en el que se acumulara.

Se acepta que la laguna VVT, resultante del endicamiento, debió ser más extensa que la actual, con un mayor desarrollo hacia el norte; se estima que gran parte de ella fue cubierta por la posterior acumulación de la avalancha de VVC.

#### *Avalancha de rocas de Varvar-Co Campos (Figs. 4 y 6)*

Sus acumulaciones originaron la gran laguna de VVC, la que ubicada al norte de la VVT, abarca una mayor superficie y volumen que esta última. Ambas lagunas están conectadas por un pequeño canal excavado en depósitos de la avalancha de VVC, que atraviesa varias lagunitas cuya situación coincide con depresiones primarias de su irregular relieve.

En el paisaje de sus acumulaciones y carentes de selección alguna, sobresalen enormes bloques de las lavas y aglomerados basálticos, que proceden de la escarpa de arranque situada sobre el margen oriental de la laguna. Corrientemente superan los 2 m de diámetro, siendo bastante comunes aquellos de 5 metros. Un gigantesco bloque constituido por aglomerados basálticos, de unos 8-10 m de altura (con base oculta), 8 m de ancho y 6 m de profundidad, es visible desde el camino, antes de alcanzar la bajada hacia el refugio "Los Cerrillos".

El sector superior de la cicatriz o muesca de la avalancha se halla compuesto por un espeso manto de lava basáltica, de colores negros, porfírico y con pasta afanítica. Su textura intergranular envuelve a escasos cristales de olivina alterada y andesina zonal, alterada en arcillas. En la pasta aparecen también augita y enstatita. Pese a la composición del feldespato, la textura y el índice de color (55 -58%), permite su consideración como transicional a un basalto.

Los bloques componentes del diamicto presentan características aristas agudas, sus caras coincidentes con planos de diaclasas o de ruptura y escasa o nula abrasión. Estos rasgos sumados al caótico ensamblamiento de los bloques, los hace claramente distinguibles de los de origen glaciario (erráticos). Una matriz muy gruesa compuesta por clastos de variado tamaño (grava y arena gruesa) suele hallarse

esporádicamente, albergando bloques mayores.

Sus rasgos morfológicos evidencian una limitada y mucho menor degradación que en la avalancha de VVT. Su escarpa de arranque, un verdadero acantilado, expone muy leves modificaciones; el sector superior de la muesca es sumamente escarpado, aspecto muy notorio por el control ejercido por un banco de lava horizontal. Su configuración cóncava en planta es asimétrica, cerrando con un ángulo más agudo hacia el norte. La extensa y elevada muesca del arranque (600 m) se prolonga hacia el norte y a partir del cajón de la Enfermería, por un tramo de menor altura y de unos 2.500 m de largo.

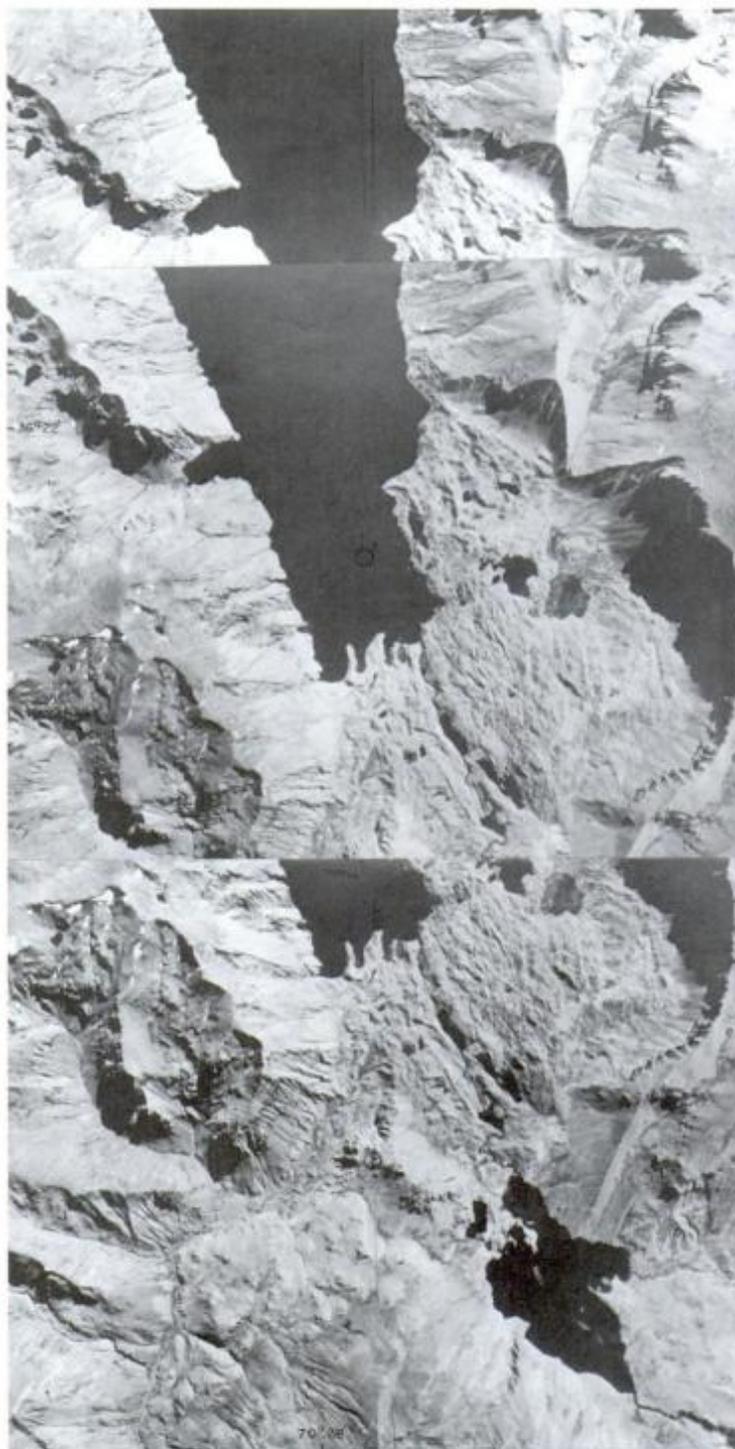
El expeditivo análisis del perfil de la cicatriz del movimiento confirmó una sucesión alternante -bastante rítmica- de mantos lávicos y aglomerádicos de composición basáltica, con espesores que varían irregularmente entre 2 y 5 m, la que se dispone con suaves inclinaciones al oeste o noroeste (entre 4° y 5°), lo que posibilitó el desarrollo de un *dipping-out* (inclinación hacia el exterior) de reducida pendiente. Hacia los niveles inferiores de la escarpa los mantos aglomerádicos alcanzan potencias entre 10 y 15 metros. Entre las capas lávicas ha sido posible diferenciar una facies muy diaclasada de otra más densa, maciza; la primera en el área cercana al cerro Atravesado, da lugar a apilamientos lajosos heterogéneos.

Sobre la zona de la corona de la escarpa se hallan acumulaciones de *till* vinculables al campo de alimentación colectiva y local del cerro Atravesado, donde se supone tuvieron origen las lenguas glaciaarias tributarias de La Lagunita y de la Enfermería.

La reducida dispersión superficial y fundamentalmente distal de los escasos bloques considerados como erráticos -por sus características morfométricas-, distinguida en las porciones distales del SO de la avalancha de VVC, es interpretada como respondiendo a aquella particularidad que a menudo se hace presente en las avalanchas de rocas: "del mantenimiento del orden secuencial de las unidades rocosas" (Coates 1977). En la fase depositacional de las mismas se ha podido comprobar la preservación en la masa acumulada, del ordenamiento vertical estratigráfico de la zona de arranque. Esta interpretación, también contribuye a descartar el origen glaciario de estas acumulaciones, ya que permite afirmar que aquellos bloques han derivado de los depósitos de *till* reconocidos en la corona. Asimismo, elimina la posibilidad de una turbulencia en gran escala en la masa durante el movimiento.

Del valle glaciario del cajón de la Enfermería ha desaparecido su tramo inferior, debido a que dicho sector formó parte del desprendimiento de la avalancha. Su actual condición de "valle colgante", no guarda entonces ninguna relación genética con la morfogenia glaciaria.

No se distinguió una depresión intermedia, ya sea



**Figura 6:** Montaje no controlado de fotogramas del área de la avalancha de rocas de VVC.

porque nunca existió o porque las acumulaciones del talud (coluvial o resultantes de flujos densos o pequeños deslizamientos), la han sepultado. Al pie de la escarpa y a un nivel inferior al talud, se individualizan abanicos aluviales locales de reducidas dimensiones, cuyos depósitos han colmatado en parte una de las mayores lagunitas localizadas en este tramo proximal de la avalancha. De ellas, la de mayor

porte se halla algo al oeste de la citada. Junto a otras depresiones de dispar tamaño que saben albergar cuerpos menores de agua, constituyen un paisaje multicuenal local, que sin duda contribuyó a su confusión con un relieve "morénico" por anteriores investigadores de la región. Si bien algunas de esas cuencas se interconectan entre sí, el drenaje regional carece de organización.

Numerosas crestas de presión pueden ser identificadas en esta avalancha. Forman una sucesión de cordones elongados, dispuestos en forma transversal al movimiento inicial y principal, con una orientación general norte-sur. También es posible reconocer las consecuentes y elongadas depresiones asociadas, con similar disposición espacial.

### Mecánica de su movimiento

El movimiento que afectó un gran volumen del macizo rocoso, pudo verse facilitado por una lenta expansión lateral hacia el eje del valle, iniciada con la pérdida del anterior apoyo brindado por la masa del "Glaciar Troncal de Varvarco", a consecuencia de su desaparición por un progresivo retroceso. A ello también contribuyó el fuerte empinamiento de sus laderas, relacionado con el desbastamiento (*trimming*) producido por la abrasión glaciaria y la debilidad de su sustentación basal, compuesta por las tobas mesosilíceas alteradas. El probable comportamiento de las partículas componentes durante el transporte no ha sido analizado.

El movimiento podría haber sido lento e imperceptible durante un largo período (etapa o fase cuasi-estática), para culminar en un rápido deslizamiento desencadenado por un *shock* sísmico (etapa dinámica).

Tomando en cuenta los rasgos de la cicatriz del desprendimiento y a pesar de no haberse podido reconocer la superficie de la cizalla basal que controló el movimiento, la forma curva en planta de la primera, permite inferir que esa superficie de rotura también fue curva, con la concavidad hacia arriba. Es válido suponer que en la etapa dinámica, el movimiento inicialmente tuvo las características de un gran deslizamiento rotacional (*slump*), cuya masa se desplazó posteriormente en forma transversal al profundo valle glaciario transformado en un flujo (avalancha de rocas), invadiéndolo y rellenándolo hasta superar la actual cota topográfica de los 1.900 metros. La expeditiva batimetría realizada, permitió estimar la extensión aproximada del límite norte de las

acumulaciones de la avalancha de VVC, hoy bajo las aguas de esa laguna (Fig. 4).

Para entender su gran movilidad se toman en cuenta las características geomórficas de las acumulaciones. Si bien ellas en general responden a una típica topografía *hummocky*, hay ciertos rasgos que se consideran exclusivamente ligados a la mecánica del movimiento.

La sucesión de crestas de presión, de orientación general norte-sur y transversales al movimiento (que alternan con depresiones elongadas dispuestas casi paralelamente), están compuestas esencialmente por bloques de variado tamaño correspondientes a lavas, aglomerados y brechas volcánicas basálticas. Estas estructuras son el resultado exclusivo de la mecánica del movimiento, excluyéndose la posibilidad de constituir un reflejo de la morfología previa, subyacente, de la zona de acumulación o depender de las características litológicas del área de arranque. Las crestas se habrían originado por sucesivos cabalgamientos superficiales (Fig. 7), producidos en la masa diamfética luego de su impacto contra el obstáculo representado por el opuesto lateral del valle. Ello ocurrió después de un recorrido de sentido este-oeste estimado en 3.500 metros. También contribuyó eficazmente la gran movilidad de la masa -en parte relacionada con su gran volumen- y la falta de suficiente espacio en el valle para su libre desplazamiento.

Los abruptos terraplenes o crestas de presión transversales (y los laterales) son aspectos típicos de estos movimientos en sus etapas finales. Según Eisbacher y Clague (1984) están relacionados con la súbita detención de los frentes de las avalanchas de rocas en movimiento, que en este caso se relaciona con el citado obstáculo.

Se considera que buena parte de la gran movilidad exhibida se debe a la incorporación de volúmenes no determinados de agua, que la avalancha hallara a su paso, provenientes de una anterior y más extensa laguna de VVT. Ello favoreció una mayor fluidalidad y velocidad. La reducida superficie actual de la laguna de VVT, se debe entonces a su invasión por las posteriores acumulaciones de la a-

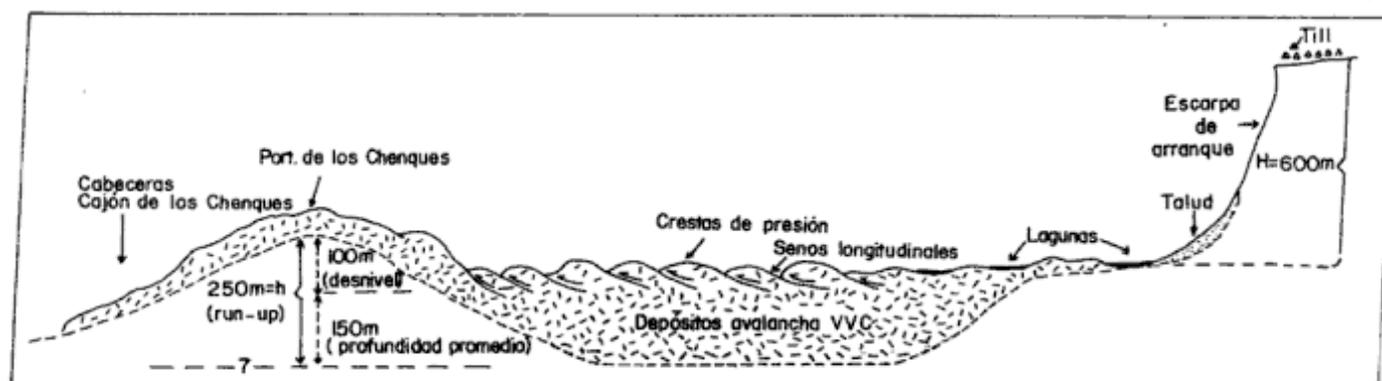


Figura 7: Perfil esquemático transversal y sin escala del valle de Varvarco a la latitud de la avalancha de rocas de VVC.

avalancha de VVC.

Distalmente hay claras evidencias morfológicas sobre las consecuencias del choque de la masa en movimiento contra las empinadas pendientes occidentales de los granitoides paleozoicos. La masa tuvo la suficiente energía como para trepar un tramo de su faldeo y superar a través de un bajo portezuelo, la divisoria de aguas local que separaba este tramo del valle glaciario que hoy aloja las lagunas, de las cabeceras de un afluente del río Neuquén denominado cajón de los Chenques. Sus materiales se proyectaron en forma de una estrecha lengua a través de unos 4.000 m de longitud a lo largo de las nacientes de este tributario, rellenando su tramo superior. Probablemente se movilizó como un flujo saturado en agua (*debris flow*?).

En ese punto, el desnivel entre la superficie de las acumulaciones y el actual piso del portezuelo -según los mapas topográficos disponibles- sería del orden de los 100 metros.

Los datos batimétricos obtenidos alcanzaron una profundidad máxima próxima a los 155 metros. Aceptando la existencia de las irregularidades propias del piso de un valle glaciario, se promedió la profundidad de la laguna en 150 metros. Este valor, sumado al ya mencionado de 100 m, permite proponer que la altura (h) del obstáculo superado o el *run-up*, sería del orden de los 250 metros. Admitiendo tales datos, es posible estimar la velocidad alcanzada por la avalancha de VVC, adoptando el modelo propuesto por Francis y Baker (1977) (ver Tabla 1).

Contemporáneamente o penecontemporáneamente al citado impacto, hubo una expansión lateral de la masa en el fondo del valle. Su menor extensión hacia el norte, lo compunea el progresivo incremento de la profundidad de la laguna de VVC, a medida que uno se aleja de las exposiciones superficiales de la acumulación diamétrica. Los dispersos y expeditivos datos batimétricos obtenidos, abogan en tal sentido. Se interpreta que la expansión ha sido mayor hacia el sur, controlada por la pendiente general del valle, con la consiguiente reducción de la superficie de la previa laguna VVT. La zona distal también tiene un característico e irregular relieve superficial, con elevaciones y depresiones, muchas veces ocupadas permanente o efímeramente por agua. Distalmente, en su margen occidental se localizan varias lagunitas que deben su origen de depresiones entre la masa de la avalancha y las pendientes de los granitoides paleozoicos.

La fase dinámica de la avalancha de VVC debió corresponder a un movimiento de elevada velocidad (Tabla 1), justificada por los siguientes argumentos: la masa se movilizó transversalmente a un valle previo, al que rellenó; fue tan veloz su desplazamiento que no tuvo posibilidades de encauzarse inicialmente aguas abajo del mismo influenciada por su pendiente. La avalancha además de endicar completa-

mente este tramo del valle del Varvarco, dando origen a la laguna homónima, ascendió contrapendiente un desnivel de 250 m de alto (*run-up*), lo que reclama una gran velocidad. La estructuración de sus acumulaciones por medio de cabalgamientos ocurridos en una masa de material incoherente, heterogéneo, también requiere alta velocidad. Lo mismo debe aceptarse al considerar la gran "distancia de viaje" de la avalancha de VVC.

#### *Cálculos estimativos del volumen de la avalancha de rocas de VVC*

La estimación del volumen se realizó a partir de la discrepancia existente entre la topografía actual o post-avalancha (Fig. 8a) y la topografía glaciaria preavalancha interpretada (Fig. 8b), representada por una topografía residual (Fig. 8c). Para ello se plotearon 728 puntos, separados una equidistancia de 250 m, conformando una malla dentro de la cuadrícula cuyos límites están representados por las coordenadas Gauss-Kruger 2352000-2358250 y 5965200-5972000. El mapa resultante muestra un área positiva representada -en este caso- por el material movilizado, otra negativa que corresponde al material depositado y una cota de equilibrio o cota cero que se vincula con la coincidencia de cotas entre los mapas primarios objeto de la sustracción. Mediante esta interpretación, la estimación del volumen movilizado alcanza a:

$$V_m = 3,51 \times 10^9 \text{ m}^3$$

Se considera que la disparidad entre los valores obtenidos para el material depositado y el movilizado, se debe a la incertidumbre para ponderar parámetros tales como las características morfológicas del piso glaciario, los escasos y dispersos datos batimétricos, la disposición y superficie del plano de cizalla basal, antecedentes concretos de los valores a adicionar debido al esponjamiento del material depositado, etc.

Los autores reconocen que el valor volumétrico estimado es impactante y supera lo conocido en materia de este tipo de movimientos. Aparece como de mayor magnitud que aquel de Usoy (Tadzhikistan, USSR;  $2,0\text{-}2,5 \times 10^9 \text{ m}^3$ ) o al de Saint Helen's ( $2,8 \times 10^9 \text{ m}^3$ , USA), alcanzando valores sólo inferiores a aquel de Saidmared (Irán), cuyo volumen ha sido estimado entre los 24 y 32  $\text{km}^3$  (Shoaei y Ghayoumian 1998). Si bien se reconoce que un buen porcentaje de la acumulación se halla cubierta por las aguas de la laguna en una extensión no determinada, se considera que este cálculo sólo tiene un carácter aproximativo. Se reclama prudencia para su aceptación como un dato definitivo.

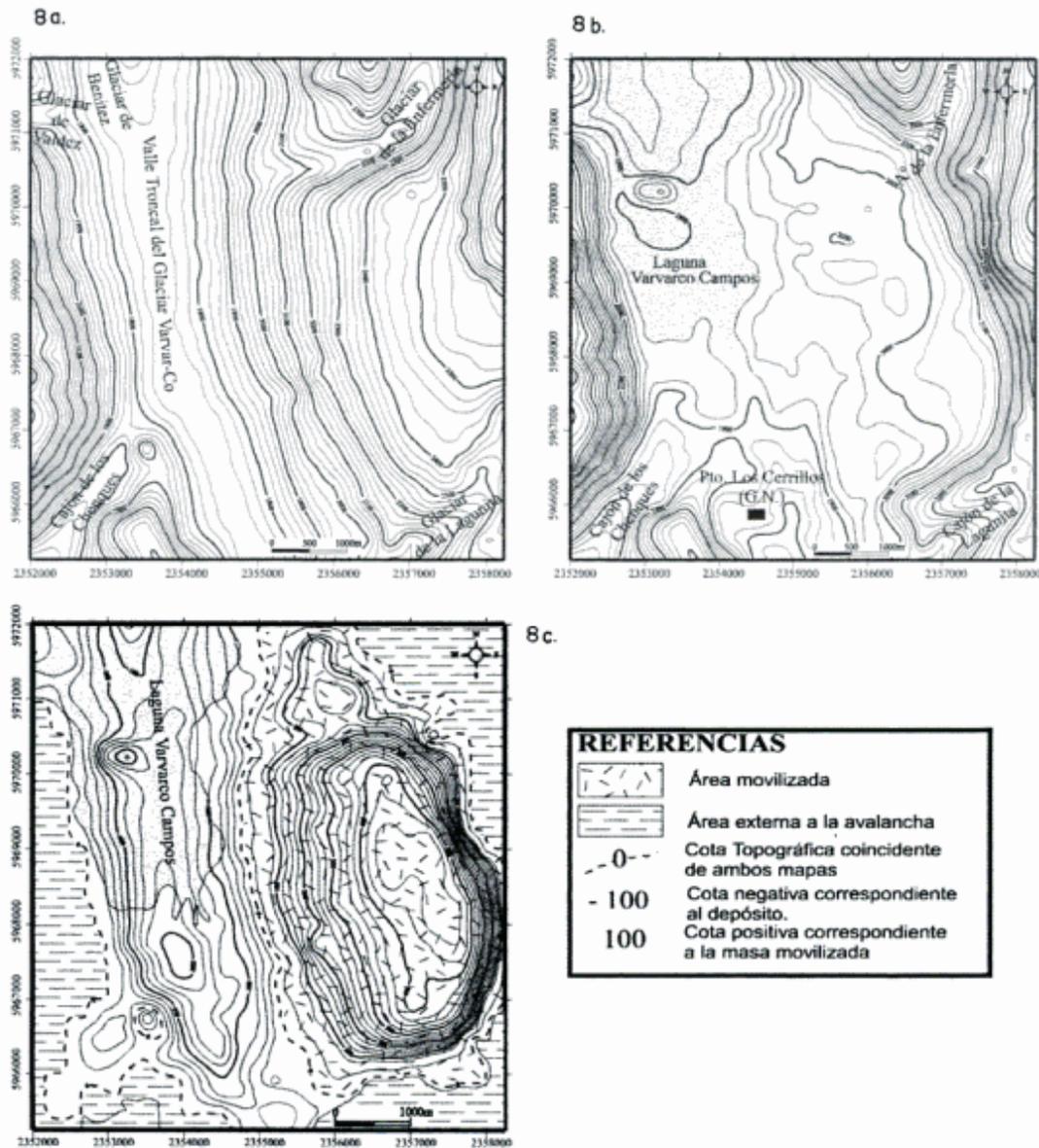


Figura 8: Topografía del área de la avalancha de rocas de VVC: a, actual (post-avalancha); b, reconstrucción en la época glaciaria (preavalancha); c, mapa residual.

*Deslizamiento rotacional múltiple del Cajón de Malvarco (Fig. 4)*

Este movimiento se sitúa en el tramo inferior y medio del cajón homónimo, sobre su faldeo oriental. Es interpretado como un antiguo y gran movimiento del tipo deslizamiento rotacional y el más moderno. Posteriormente fue afectado por perturbaciones que removilizaron la masa inicial, bajo la forma de dos movimientos de la misma tipología, no contemporáneos. En su área se observaron flujos distales posteriores.

Se ha estimado la superficie de cada uno de los sectores de este complejo movimiento, determinándose los siguientes valores:

A) movimiento inicial: 8,36 km<sup>2</sup>;

B) movimiento intermedio: 8,04 km<sup>2</sup>;

C) movimiento final: 2,92 km<sup>2</sup>.

El volumen total no ha sido calculado. Sus diferencias morfológicas y la posición de las muescas de arranque de los distintos deslizamientos, sólo han permitido distinguir la secuencia de movilización.

El más antiguo y superior evidencia una mayor degradación, con marcado remodelado de su morfología inicial. Su asimétrica escarpa de arranque -aún reconocible- tiene un desarrollo aproximado de 7 km, con una pronunciada curvatura en su margen norte. El intermedio, puede ser subdividido en dos tramos, uno septentrional con su propia muesca de arranque fuera del ámbito del movimiento superior y otro desarrollado en las acumulaciones de este último; su muesca de arranque se extiende a lo largo de unos

7,5 kilómetros. Internamente muestra evidencias de movimientos secundarios en sus depósitos, expresadas por cicatrices menores.

La muesca o cicatriz del movimiento aquí definido como final, afecta no sólo al inicial sino también al intermedio. Sus materiales se han proyectado valle abajo en forma de una corta lengua (flujo). Pequeñas depresiones, ocasionalmente ocupadas por agua o mallines, son comunes en el área de los dos últimos movimientos, al igual que su carencia de una red fluvial organizada y mantenimiento de rasgos primarios característicos.

Como se mencionara, sólo se ha podido establecer una secuencia relativa de estos acontecimientos, basados en sus aspectos morfológicos. La probable penecontemporaneidad de los dos últimos deslizamientos, es un hecho posible.

Aparentemente, este complejo movimiento, a pesar de lo voluminoso de sus depósitos y su reiteración en un mismo lugar, no alcanzó a obturar el valle. No se ha logrado interpretar la presencia de sedimentos lagunares aguas arriba del mismo.

En el faldeo opuesto (occidental) se hallan evidencias morfológicas de un movimiento similar (*slump*) con pasajes distales a flujos. Si bien es posible abogar por su anterioridad al intermedio y final de la vertiente opuesta, su relación temporal con el inicial queda incierta.

### **Factores favorables (estructurales, climáticos e hidrológicos) para el movimiento de estas avalanchas**

Es de interés mencionar una serie de factores geológicos y geomórficos preexistentes y considerados condicionantes, que llegaron a determinar la proclividad de la masa rocosa al movimiento e influir en el grado de su movilidad.

1) A través de la imagen satelital, una visión regional permite comprobar que tanto los deslizamientos como las avalanchas, tienen sus zonas de desprendimiento en la margen oriental de los valles glaciarios y además en zonas constituidas por las volcanitas genéricamente asignadas al Terciario. Aparentemente las condiciones de yacencia y estructurales de las mismas también han favorecido la generación de estos fenómenos.

2) Características topográficas: según Keefer (1984b), la energía cinética necesaria para el transporte a largas distancias, del material de una avalancha de rocas, proviene de la caída inicial. Afirma, luego de un análisis de 50 avalanchas, que este tipo de movimientos reclaman desniveles superiores a los 150 m e inclinaciones mayores de 25°; estos valores son ampliamente superados en los casos de VVT y VVC.

A ello se suma el fuerte y general empinamiento

observado en los faldeos de los valles o cajones, una consecuencia del intenso desbastamiento glaciario (*trimming*) de los laterales de los previos valles fluviales. En el caso del tramo del "Glaciar Troncal de Varvarco", inmediatamente al sur y al norte de la bahía del Comedero, sus pendientes alcanzan valores entre 34° y 40° respectivamente y de 21° en las cercanías de la zona en que ocurrió la avalancha. Este último valor expresaría las modificaciones sufridas por los reiterados y diversos movimientos gravitacionales (principalmente flujos) posteriores.

3) Características estructurales de las rocas en el lugar de la avalancha: a) el denso fracturamiento de las lavas basálticas, particularmente en la facies lamosa, ha favorecido su debilitamiento y la acción de la congelifración; a ello se suma la elevada porosidad de los aglomerados y brechas básicas; b) las marcadas discontinuidades físicas observables en la estructura de la dispar secuencia basáltica, contribuyeron al decaimiento de su resistencia. Tales caracteres permitieron la infiltración del agua, con el consiguiente aumento de la presión de poros en las rocas y el incremento del peso en la ladera, lo que pudo haber ocasionado una mengua de la resistencia de las rocas a lo largo de la zona del movimiento.

4) Las condiciones climáticas pasadas (y aún las actuales) favorecieron los procesos de congelamiento y descongelamiento, con crecimiento de cristales de hielo en oquedades, suministrando así una herramienta básica para la meteorización física de las rocas, a las que debilitó progresivamente.

5) Otro de los factores relacionados al clima y al medio fisiográfico, se refiere a la orientación de las pendientes en las que se hacen presentes estos grandes movimientos en la región norte de la provincia del Neuquén (González Díaz 1998a y b). A lo largo del valle del "Glaciar Troncal de Varvarco" y sus tributarios se puede comprobar que su normal ocurrencia es en aquellas orientadas hacia el oeste. Son pendientes de baja insolación y mayor contenido de humedad. Durante los períodos más fríos del Pleistoceno debieron albergar coberturas nivales, cuyo derretimiento estacional incrementó la inestabilidad de las laderas.

6) Condiciones geológicas: la localización de la secuencia basáltica pliocena, discordantemente apoyada sobre un conjunto de tobas mesosilíceas (Terciario medio?) alteradas, debió constituir un factor influyente para una potencial movilización de la estructura rocosa. Pese a que en el sector de la avalancha de VVC esas tobas no afloran, su infrayacente continuidad está asegurada por su presencia en ambos extremos de la cicatriz del movimiento. Los numerosos deslizamientos menores comprobados regionalmente en ámbitos cercanos y con similar relación geológica, refuerzan esta conclusión.

7) El orden secuencial de los tres movimientos importantes del área estudiada (VVT, VVC y el deslizamiento múltiple del Cajón de Malvarco), guarda

una correlación temporal acorde con el progresivo retiro del frente glaciario hacia el norte. Ello sería un indicio de la importancia que pudo adquirir la pérdida del "apoyo" que brindaba la masa glaciaria -durante su ablación- al facilitar consecuentemente la expansión lateral de la masa rocosa hacia el eje del valle, estableciendo así mayores condiciones de inestabilidad en las pendientes.

### Posibles fuentes sismogénicas promotoras de los movimientos

Los datos disponibles de sismicidad instrumental facilitados por el INPRES para el sector comprendido entre los paralelos S69°00' y S72°00', y los meridianos O35°00' y O38°00', sólo registran la actividad sísmica regional desde el año 1928 hasta 1995. En dicho listado no se reconocen terremotos de magnitud significativa destacándose sólo cuatro eventos con magnitudes de 5,5 (1/3/32), 6,5 (29/9/40), 6,5 (6/10/55) y 4,5 (2/5/84). El primero se localiza algo al oeste de la población de Barrancas; los otros se sitúan más alejados en Mendoza. Entre los datos hay una decena de terremotos registrados no muy lejos del área de las lagunas, de los que no hay registros de su magnitud; su profundidad es muy variada, oscilando entre los 20 y 230 kilómetros. La región que engloba la zona analizada está considerada como de "baja a moderada" intensidad (INPRES 1977).

Para una mejor aproximación al problema de la definición del mecanismo inductor de estos movimientos locales, deben considerarse dos aspectos importantes.

a) No existen estudios sobre las eventuales fallas cuaternarias de la zona y en consecuencia tampoco se conoce la recurrencia de sus movimientos. Es posible que existan estructuras con períodos de retorno moderados o prolongados de su actividad y por lo tanto su potencial difícilmente pueda ser detectado mediante la corta penetración temporal de la sismicidad instrumental o por reportes históricos.

b) La zona de estudio se encuentra a 300 km de la localización indicada para la fosa oceánica y a sólo 200 km de la costa chilena, en un segmento latitudinal que ha sido afectado por siete terremotos destructivos durante el presente siglo (Castaño y Bastías 1981), incluyendo el sismo de Ms 8,4 que afectó la región de Concepción.

En este sentido se considera que la sismicidad de la región, donde se han localizado algunos de los terremotos de mayor magnitud en la presente centuria y la situación del área de estudio respecto de los probables epicentros, configuran un cuadro sismotectónico con disponibilidad de suficiente energía sísmica como para generar las avalanchas de rocas aquí analizadas.

### Conclusiones

a) El origen de las lagunas Varvar Co Campos y Varvar Co Tapia, se relaciona con endicamientos naturales del valle superior del río Varvarco, por acumulaciones de avalanchas de rocas. Se descarta así la antigua hipótesis de su génesis por una obstrucción por depósitos glaciarios (morenas terminales). Sus posteriores desagües no han tenido las consecuencias catastróficas ocurridas en la laguna Carrilauquen del río Barrancas (Groeber 1916). Ello resulta de sus enormes volúmenes y la gran extensión areal de sus depósitos, parámetros éstos que se contraponen con aquellos de la avalancha del río Barrancas.

b) Considerando el diferente estado de preservación de rasgos geomorfológicos se entiende que la avalancha más antigua es la de VVT. Ambas avalanchas muestran marcada disparidad en cuanto a sus respectivos grados de erosión.

c) Aparentemente hay una estrecha relación temporal entre la ocurrencia de estos tres movimientos y el progresivo retiro del glaciar que se alojaba en el valle del Varvarco. Dentro de dicho esquema, el deslizamiento rotacional múltiple del cajón de Malvarco, es considerado como el más joven de esta sucesión de grandes deslizamientos. Por lo anterior, se interpreta que la ocurrencia de los movimientos descritos aconteció durante la fase regresiva del glaciar de Varvarco o con posterioridad a la fase de su englazamiento principal.

d) El hallazgo de otras lagunas vecinas a la zona de influencia de las de VVT y VVC, como una consecuencia de movimientos similares (González Díaz 1998a y b), sugiere la participación de un único generador regional para la ocurrencia de éstos. Las condiciones sismotectónicas de la región refuerzan la posibilidad de considerar a la actividad sísmica como mecanismo inductor de las avalanchas.

e) Para la avalancha de VVC se logró establecer y estimar decisivos aspectos estructurales y morfológicos vinculados a su dinámica y características de la constitución de sus depósitos y la evaluación de algunos de sus parámetros, debido a la mejor conservación de sus formas primarias.

f) Se ha estimado la velocidad (313 km/h) y el volumen ( $3,51 \times 10^9 \text{ m}^3$ ) de la avalancha de VVC. Este último es considerado sólo una aproximación; su incertidumbre nace de la imposibilidad de la obtención de datos fehacientes en observaciones de campaña. Su grado de movilidad ha sido tal, que la masa logró superar un desnivel (*run-up*) estimado en 250 m y además proyectarse por las cabeceras del cajón de los Chenques (cuenca del río Neuquén), a lo largo de unos 4.000 metros.

### Agradecimientos

Esta presentación ha sido posible gracias al subsi-

dio otorgado por la Secretaría de Ciencia y Técnica (UBACYT) de la Universidad de Buenos Aires (Proyecto Ex-244), por el CONICET (PIA-6577) y por la Universidad Nacional de San Luis (Proyecto 348901).

Se hace particular mención de la colaboración y el apoyo logístico brindado por el Jefe del Escuadrón 30 de Chos Malal, Jorge Maldonado y la inapreciable ayuda de Jorge Mas, médico de esa localidad, quien facilitara su embarcación y se encargara de la navegación por la laguna VVC, haciendo posible su reconocimiento y la realización de una expeditiva batimetría de la misma. También se agradece a C. Navarro y A. Pérez, y autoridades del INPRES por haber facilitado los datos instrumentales de sismos del período 1928-1995. Un similar reconocimiento a los colegas del IGRM, Liliana Sacomani, por el estudio petrográfico de algunas muestras del área de estudio, a Leonardo Escosteguy por su colaboración en campaña y a las técnicas fotogrametristas de la misma institución, Alicia Bombechi y Lilian Chiavetti, por la restitución del área de la avalancha de rocas de VVC.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- American Geological Institute, 1957. Glossary of Geology and Related Sciences. American Geological Institute, 325 p. Washington.
- Castaño, J. y Bastías, H., 1981. Análisis del riesgo sismotectónico y su aplicación a la estimación del riesgo sísmico. INPRES. Publicación Técnica, 7: 1-42. San Juan.
- Coates, D.R., 1977. Landslides perspectives. En: Coates, D.R. (Ed.): Landslides. The Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology, 3: 3-28. Boulder, Colorado.
- Costa, J.E. y Schuster, R.L., 1998. The formation and failure of natural dams. Geological Society of America, 100: 1054-1068.
- Dirección Nacional del Servicio Geológico y Servicio Geológico Neuquino, 1995. Mapa Geológico y de Recursos Minerales de la Provincia del Neuquén, escala 1: 500.000.
- Eisbacher, G.H. y Clague, J.J., 1984. Destructive mass movement in high mountains - Hazard and management. Geological Survey of Canada, Paper. 84 - 16, 230 p.
- Francis, P.W. y Baker, M.C.W., 1977. Mobility of pyroclastic flows. Nature, 270: 164-165.
- González Díaz, E.F., 1982. Chronological zonation of granitic plutonism in the northern Patagonian Andes of Argentina: the migration of intrusive cycles. Earth Sciences Reviews, 18: 385-393. The Netherlands.
- González Díaz, E.F., 1998a. Mapa geomorfológico de la Hoja Geológica "Las Ovejas" (Provincia del Neuquén), escala 1:250.000. Dirección de Geología Ambiental y Aplicada (SEGEMAR, Inédito).
- González Díaz, E.F., 1998b. Mapa-Inventario de grandes movimientos gravitacionales en la zona comprendida por los paralelos 36°00' y 37°00' y el meridiano 70°00' y el límite argentino-chileno. Dirección de Geología Ambiental y Aplicada (SEGEMAR, Inédito).
- González Díaz, E.F. y Ferrer, J.F., 1986. Geomorfología de la Provincia del Neuquén. Consejo Federal de Inversiones, 98 p. (Inédito).
- González Díaz, E.F. y Valvano, J. (jr.), 1971. Plutonitas cretácicas y neoterciarias entre el sector norte del lago Nahuel Huapi y el lago Traful (Provincia del Neuquén). Actas 7° Congreso Geológico Argentino (Neuquén), 1: 227-242. Buenos Aires.
- Groeber, P., 1916. Informe sobre las causas que han producido las crecientes del río Colorado (Territorios del Neuquén y La Pampa) en 1914. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, Boletín 11 (Serie B, Geología): 1-29. Buenos Aires.
- Groeber, P., 1920. Mutación del divortium aquarum del norte del Neuquén en el Plioceno superior. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, Boletín 1 (Serie F): 5-17. Buenos Aires.
- Groeber, P., 1923. El origen del Petróleo de Barrancas. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, Boletín 6 (Serie F): 1-20. Buenos Aires.
- Groeber, P., 1947. Observaciones a lo largo del meridiano 70. 3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken. Revista de la Sociedad Geológica Argentina, II: 347-408. Buenos Aires.
- Groeber, P., 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29° 30'. Revista Museo Argentino "Bernardino Rivadavia", Ciencias Geológicas, 1(5), 352 p. Buenos Aires.
- Hauser, A., 1993. Remociones en masa en Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín 45: 1-73. Santiago.
- Holmberg, E., 1978. Rasgos Geomorfológicos. En: Geología y Recursos Naturales del Neuquén. 7° Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Relatorio: 119-127. Buenos Aires.
- INPRES, 1977. Publicación Técnica 5, 38 p. Instituto Nacional de Prevención Sísmica. San Juan.
- Keefer, D.K., 1984a. Rock-avalanches caused bay earthquakes: source characteristics. Science, 223: 1288-1290.
- Keefer, D.K., 1984b. Landslides caused by earthquakes. Geological Society of America, Bulletin, 95: 406-421.
- King, W.V.D.O., 1934. The Mendoza River flood of 10-11 January, 1934, Argentina. Geographical Journal, 84: 321-326.
- Méndez, V., Zanettini, J.C. y Zappettini, E.O., 1995. Geología y Metalogénesis del Orógeno Andino Central. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales 23, 190 p. La Plata.
- Núñez, E., 1968. Informe Final Zona "Varvarco", Área de Reserva n° 37, Provincia del Neuquén. Plan Cordillerano, Dirección General de Fabricaciones Militares (Inédito).
- Plan Cordillerano, 1968. Programa para las Naciones Unidas para el Desarrollo. Dirección Nacional de Fabricaciones Militares (Inédito).
- Secretaría de Minería, 1982. Convenio de Cooperación Internacional del Japón-Secretaría de Minería. Informe de estudios básicos sobre exploración de recursos minerales en la República Argentina. Estudios geológicos en la República Argentina, Fase I, Mapa de compilación de datos geológicos y de recursos minerales, escala 1: 250.000 (Inédito).
- Shoaei, Z. y Ghayoumian, J., 1998. Seidmeh landslide, the longest complex slide in the world. Proc. 8th International IAEG Congress (Vancouver), 2: 1337-1342.
- Turner, J.C.M., 1973. Descripción Geológica de la Hoja 37 a-b, Junín de los Andes, Provincia del Neuquén. Servicio Nacional Minero-Geológico, Boletín 138, 86 p. Buenos Aires.
- Yrigoyen, M.R., 1979. Cordillera Principal. En: 2do Simposio de Geología Regional Argentina, 1: 651-694. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- Zanettini, J.C., 1987. Esquema estratigráfico y alteraciones hidrotermales en el Cajón de los Chenques, Provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 42 (1-2): 24-31. Buenos Aires.

Recibido: 22 de marzo, 1999

Aceptado: 15 de marzo, 2000

# Sistemas deltaicos dominados por avenidas fluviales en el Grupo Curamalal (Paleozoico inferior), Cuenca paleozoica de Ventania, provincia de Buenos Aires, Argentina

Carlos ZAVALA<sup>1,2</sup>, Gustavo AZÚA<sup>1</sup>, R. Hugo FREIJE<sup>2</sup> y J. José PONCE<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca.

E-mail : czavala@criba.edu.ar

<sup>2</sup>Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

**ABSTRACT.** *Flood-dominated deltaic systems of the Lower Palaeozoic Curamalal Group, Palaeozoic Ventania Basin, Buenos Aires province, Argentina.* The Curamalal Group (Ordovician ?) represents the first depositional episode recorded in the Palaeozoic Ventania Basin. Although it seems clear that the origin and evolution of this basin were related to the structural history of the south-western margin of Gondwana during the Palaeozoic, its precise genesis continues to generate controversies. The main outcrops are located in the north-western side of the Sierras Australes foldbelt, and comprise an overall fining-upward succession of clastic deposits up to 1000 m thick, unconformably overlying a Precambrian basement. The Curamalal Group is composed of four formations, named (from base to top) La Lola (conglomerates), Mascota, Trocadero (sandstones) and Hinojo (fine sandstones and mudstones). Field studies, supported by three detailed stratigraphical sections measured in the Cerro Pan de Azúcar area, permit the reconstruction of the depositional processes and geometry of the La Lola and Mascota formations. Seven facies have been identified, and are related here to the downstream dilution of fluvial-derived highly-concentrated sediment dispersions. The proximal facies are composed of sand-rich matrix-supported conglomerates (facies 1) related to hyperconcentrated flows (HCF), which underwent flow transformation downstream, resulting in residual clast-supported conglomerates (facies 2), and a range of coarse- to fine-grained sandstones (facies 3 to 5) with HCS; and mudstones (facies 6) related to high to low density waning turbidity currents. In some places, these gravity-derived deposits show evidence of tidal reworking (facies 7). The deposits are characterised by an essentially tabular geometry, and may be interpreted as proximal shelfal sandstone lobes partially modified by tides, in a flood-dominated fan-delta system.

**Key words:** *Sedimentology, Deltaic systems, Palaeozoic, Ventania, Buenos Aires, Argentina*

**Palabras clave:** *Sedimentología, Sistemas deltaicos, Paleozoico, Ventania, Buenos Aires, Argentina*

## Introducción

El Grupo Curamalal (Harrington 1947, 1972) corresponde al primer evento depositacional en la cuenca paleozoica de Ventania (Fig. 1). Se compone por depósitos clásticos (conglomerados, areniscas y en menor medida pelitas), cuyo espesor superaría los 1.000 m, dispuestos en discordancia sobre rocas ígneas y metamórficas del basamento precámbrico (Varela y Cingolani 1975). Según Harrington (1947, 1972) se reconocen en este grupo cuatro unidades litoestratigráficas, a las que denominó (de abajo hacia arriba) como formaciones La Lola, Mascota, Trocadero e Hinojo, las que presentan en general una disposición granodecreciente (Fig. 2). Harrington (1947, 1972) interpretó a estas rocas como producidas por sistemas aluviales que pasan hacia arriba a sistemas marinos de plataforma. Posteriormente Andreis y López Gamundí (1985) y Andreis *et al.* (1989) interpretaron a los depósitos conglomerádicos basales como playas gravosas con altas pendientes

adossadas al basamento cristalino, relacionadas a la acción de corrientes litorales a lo largo de la paleocosta.

En general, el alto grado de deformación tectónica que afecta gran parte de los afloramientos ha limitado la realización de estudios sedimentológicos de detalle que permitan una actualización de la estratigrafía propuesta por Harrington (1947, 1972), tanto en lo referente al control de los espesores de las unidades, relaciones estratigráficas laterales y paleoambientes involucrados.

En este trabajo se propone una nueva interpretación paleoambiental para los depósitos clásticos gruesos ubicados a la base del Grupo Curamalal (formaciones La Lola y Mascota), basado en el análisis de facies sedimentarias y la medición de tres secciones estratigráficas de detalle. Dado que los asomos de la base de esta unidad son muy limitados, en esta etapa del trabajo se seleccionó la zona del cerro Pan de Azúcar (Fig. 1), sin lugar a dudas la mejor por la baja perturbación tectónica y buena continuidad lateral de los afloramientos.

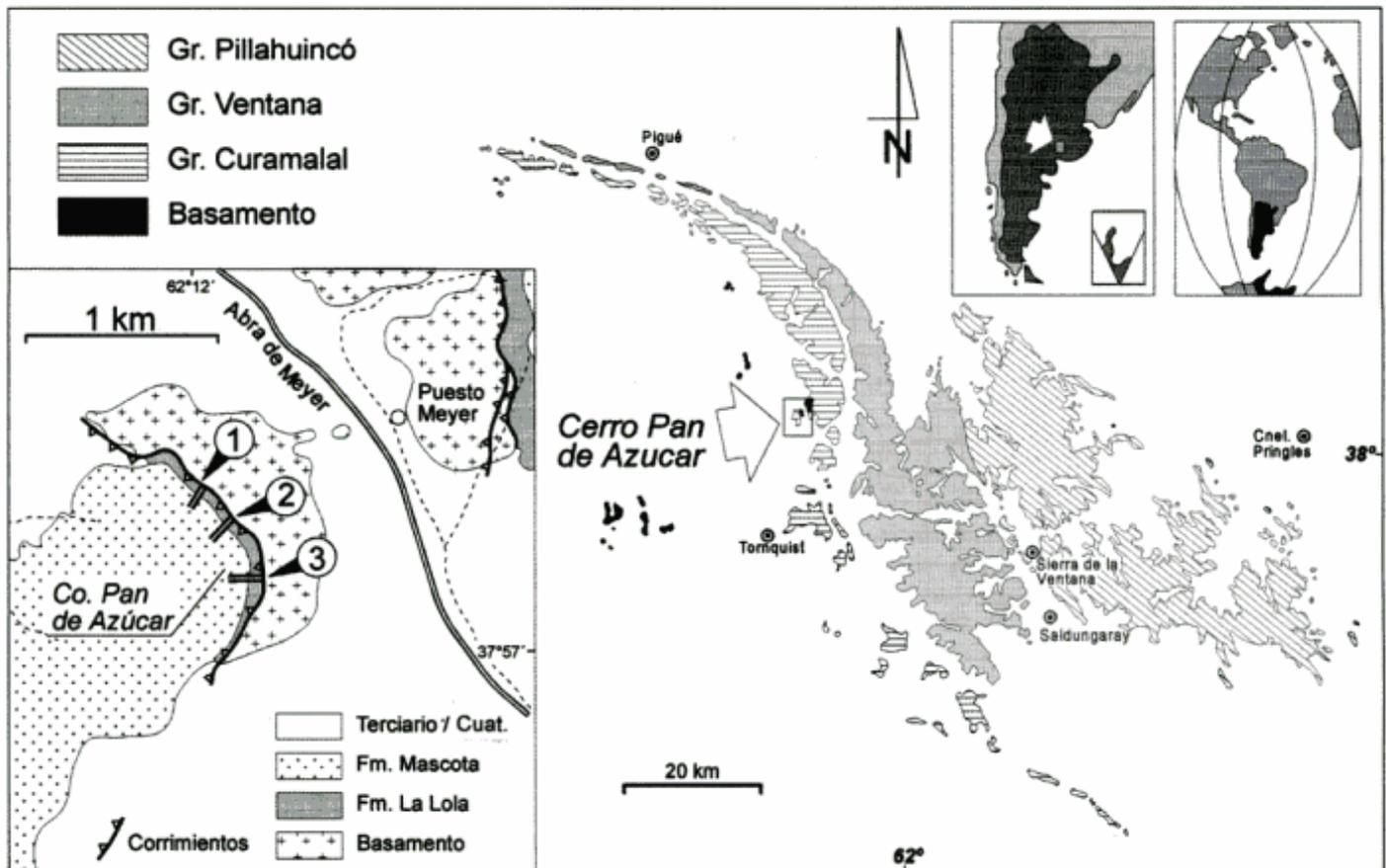


Figura 1: Mapa de ubicación de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires, con indicación del área de estudio y las secciones estratigráficas medidas.

### Marco geológico

Las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires, también conocidas como Sierra de la Ventana, constituyen un cordón serrano de unos 150 km de longitud, con alturas máximas de 1.200 m s.n.m., donde afloran rocas del Precámbrico al Paleozoico (Figs. 1 y 2). Estos afloramientos son en realidad asomos locales de lo que fuera el basamento y relleno de una extensa cuenca sedimentaria elongada, extendida a lo largo del margen SO de Gondwana durante el Paleozoico, dado que depósitos equivalentes afloran en el sur de Sudáfrica (Cape Foldbelt) y Antártida (Ellsworth Mountains) (Keidel 1916; Buggisch 1987). La génesis precisa de esta cuenca continúa generando controversias, ya que ha sido interpretada como un aulacógeno (Harrington 1970; Turner 1975), una cuenca de retro-arco (Lock 1980; Forsythe 1982; Dalziel y Forsythe 1985; Uliana *et al.* 1985), y un prisma miogeoclinal de margen pasivo (Ramos 1984, 1988). Las rocas más antiguas (basamento y base de la columna sedimentaria) se ubican en el flanco oeste del cordón serrano (Fig. 1), haciéndose progresivamente más jóvenes hacia el este. De la misma manera, se reconoce una disminución del grado de metamorfismo desde el oeste al

este (Harrington 1947; Buggisch 1987). Las rocas del basamento son principalmente graníticas, las que en los cerros San Mario y del Corral (base del cerro Pan de Azúcar) indican una edad precámbrica tardía (598-671 Ma) (Varela y Cingolani 1975). La existencia en la región de rocas ígneas con edades radimétricas más recientes (hasta pérmica) no ha sido adecuadamente explicada hasta el presente. La cubierta sedimentaria se compone de una espesa sucesión de depósitos clásticos de plataforma hasta continentales, en donde Harrington (1947, 1972) reconoció tres grupos limitados por discordancias regionales, a los que denominó como Curamalal, Ventana y Pillahuincó (Fig. 2). De estos tres grupos, sólo los dos superiores han sido parcialmente ubicados estratigráficamente en base a su contenido fosilífero, sugiriendo una edad devónica para la parte superior del Grupo Ventana (Formación Lolén), y pérmica para el Grupo Pillahuincó (Harrington 1947; Llambías y Prozzi 1975). Harrington (1947) propuso una edad silúrica para el Grupo Curamalal, la que se corroboraría por la presencia en estos depósitos de trazas fósiles de *Scolithos* de grandes dimensiones (*Spreitenbau*), las que sugerirían una edad paleozoica temprana (Buggisch 1987). No obstante Buggisch (1987) considera que de acuerdo a correlaciones con la Cape Fold-

belt (Sudáfrica) la base del Grupo Curamalal debería ubicarse en el Ordovícico. Otras implicancias surgen del trabajo de Varela y Cingolani (1975), quienes obtuvieron una edad radiométrica de 388 Ma para un clasto de riolita contenido en el conglomerado basal del Grupo Curamalal, lo que indicaría una edad máxima para la unidad. De ser así, toda la sucesión estratigráfica de las Sierras Australes podría corresponder al intervalo Devónico temprano-Pérmico (Cobbold *et al.* 1986). En lo que respecta a la deformación y evolución estructural de las sierras, el modelo dista de ser el definitivo. Si bien Keidel (1916) y Schiller (1930) destacaron la importancia del fallamiento en la deformación, Harrington (1947, 1970) interpreta a esta cadena como un ejemplo de plegamiento puro. Estudios posteriores revitalizaron la importancia del fallamiento (referencias en Tomezzoli y Cristalini 1998) llegando a interpretar a las Sierras Australes como una faja plegada y corrida (Von Gosen *et al.* 1990, 1991). Otros autores (Martínez 1980; Sellés Martínez 1986, 1989; Cobbold *et al.* 1986, 1991; Japas 1988, 1989) propusieron un esquema transpresivo, pero sin coincidir en la dirección de los esfuerzos principales. De cualquier manera, parece claro que la deformación de las Sierras Australes es pre-miocena (Harrington 1947), con un episodio tectónico principal que podía ubicarse en el Pérmico tardío-Triásico temprano (Cobbold *et al.* 1986).

### Análisis de facies

El trabajo de campo consistió en la medición de tres secciones estratigráficas de detalle (Fig. 3), complementada con la observación cuidadosa de las características internas de los cuerpos de roca y sus relaciones laterales a fin de posibilitar un análisis de facies. La descripción de las facies sedimentarias, orientada al estudio de los mecanismos de transporte y sedimentación, permitió la identificación de 7 facies cuyas relaciones laterales pudieron ser controladas en el campo gracias a las buenas condiciones de los afloramientos.

### Facies 1

**Descripción:** Son conglomerados matriz-sostén, donde clastos bien redondeados de cuarcita de hasta 25 cm de diámetro se encuentran dispersos en una matriz de arena gruesa bien seleccionada (Figs. 4c, 4d). Estos clastos son en su mayoría elongados, y se disponen generalmente con su eje mayor paralelo a la estratificación. Los cuerpos son tabulares a irregulares (Fig. 4a), de base neta o neta-erosiva, con espesores de hasta 1,5 m, y presentan a menudo gradación normal o inversa.

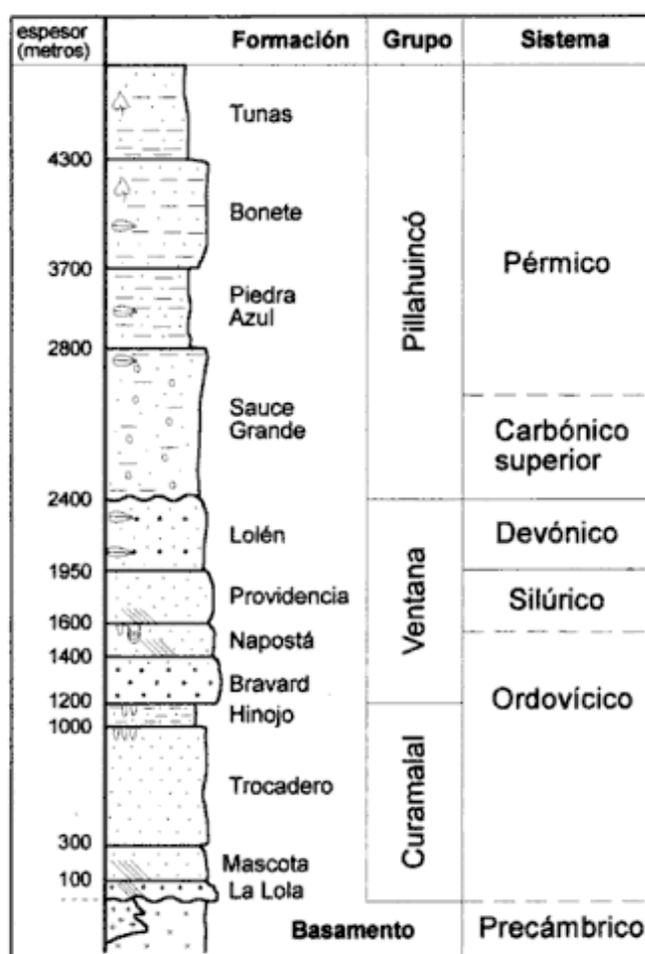
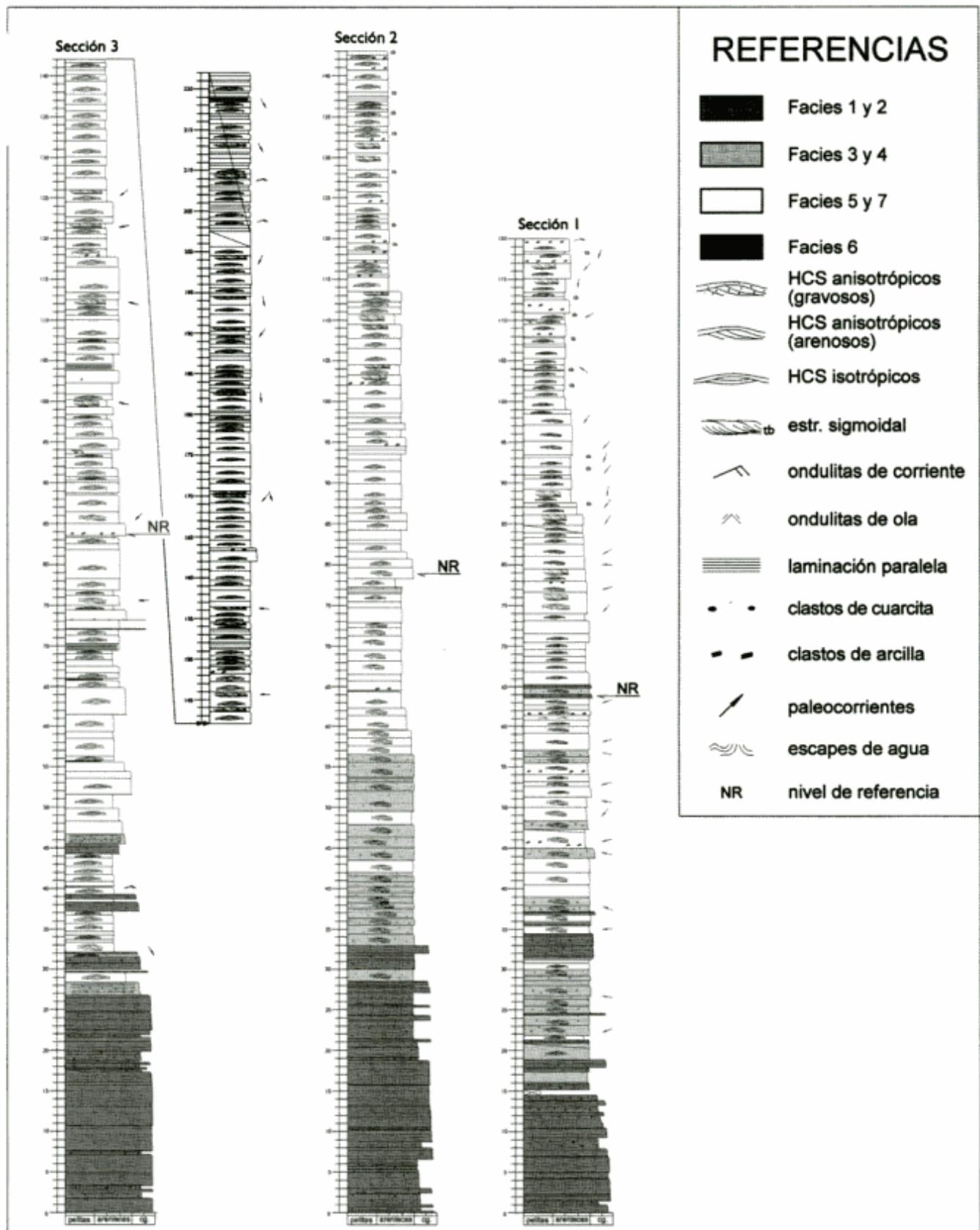


Figura 2: Columna estratigráfica de la Cuenca paleozoica de Ventania (modificado de Buggisch 1987).

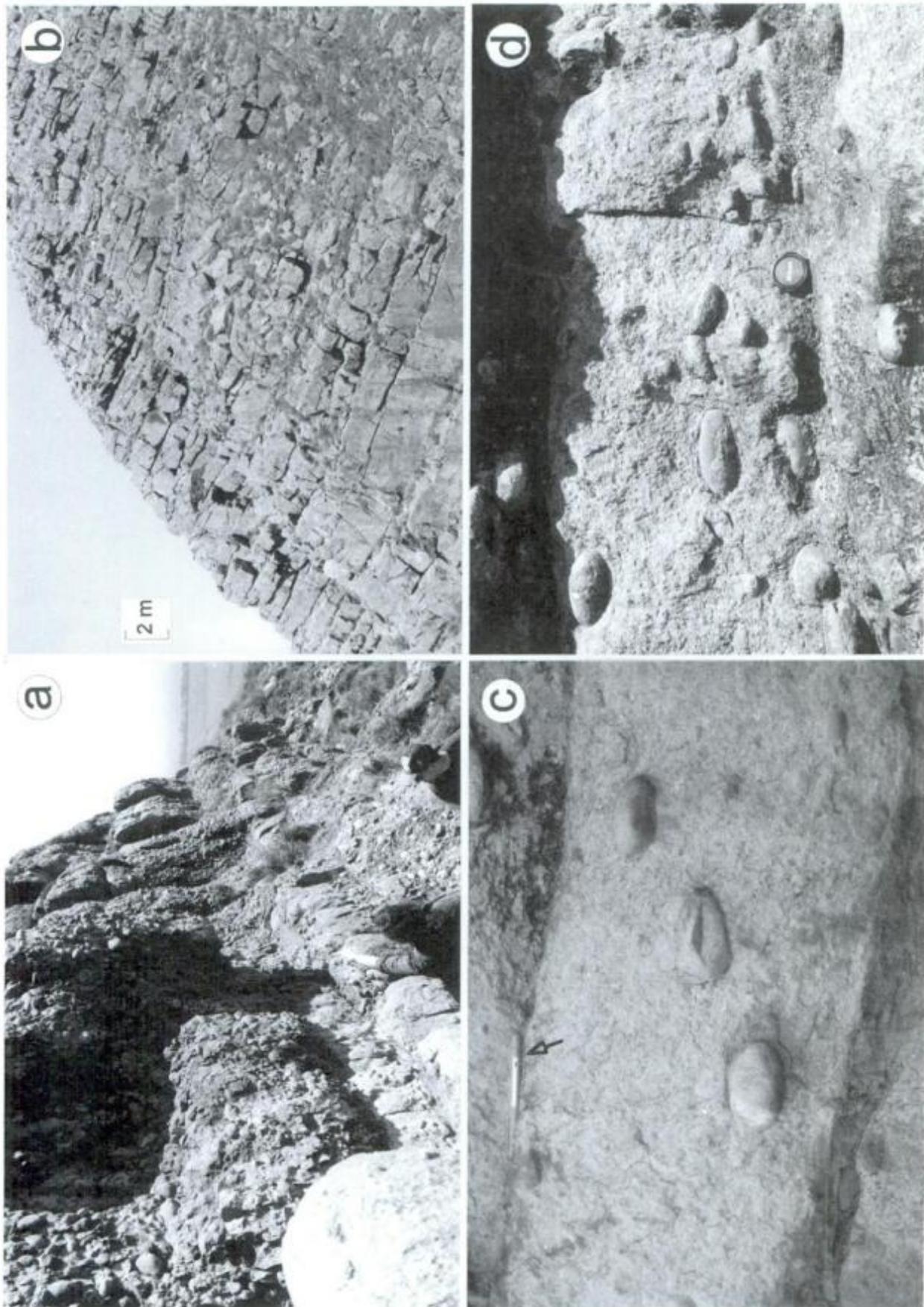
**Interpretación:** La falta de ordenamiento interno y la presencia de clastos redondeados dispersos en una matriz arenosa sugiere que esta facies se habría depositado "en masa" a partir de un flujo hiperconcentrado de origen fluvial (Smith 1986, 1987; Smith y Lowe 1991; Mutti 1992). La presencia de un cierto alineamiento de los clastos indicaría un flujo laminar (Lindsay 1966, 1968; Fisher 1971) favorecido por una alta densidad del flujo y la existencia de una cierta cohesión de la matriz.

### Facies 2

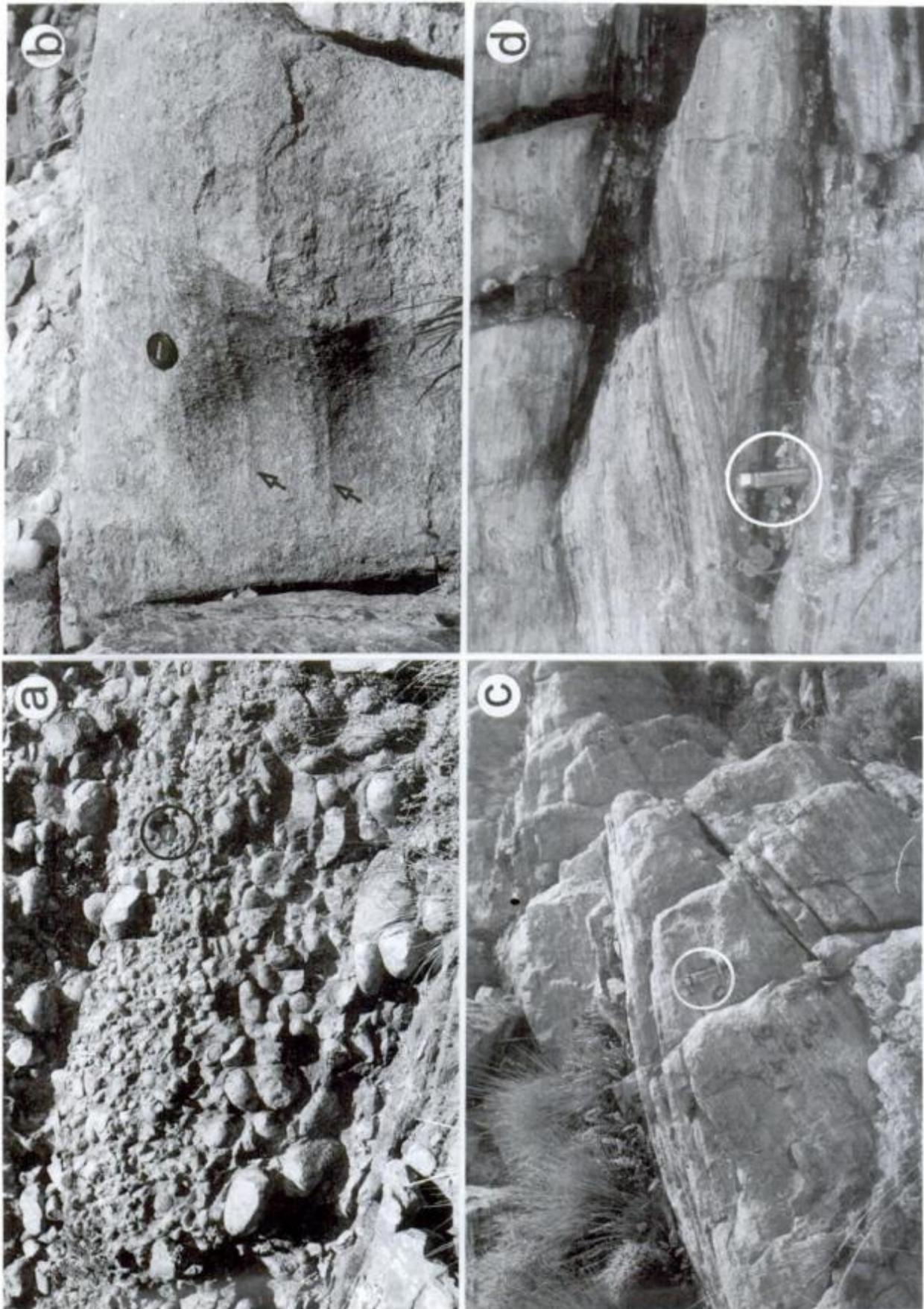
**Descripción:** Se integra por potentes cuerpos de conglomerados clasto-sostén (Fig. 5a), frecuentemente amalgamados, con bases erosivas y espesores variables entre 0,5 a 4 metros. La mayoría de los clastos son de cuarcitas, bien redondeados y con diámetros que oscilan entre 3 y 25 centímetros. Los clastos suelen presentar imbricación, integrando bancos tabulares a irregulares, los que se presentan masivos o con gradación normal.



**Figura 3:** Secciones estratigráficas detalladas del Grupo Curumal en el cerro Pan de Azúcar. Para la localización de las mismas véase la figura 1.



**Figura 4:** a, Vista general de los afloramientos basales del Grupo Curamalal (Formación La Lola) en el cerro Pan de Azúcar. Nótese las geometrías algo irregulares de las facies gruesas. b, Vista panorámica de la sección superior (Formación Mascota) aflorante en la misma localidad. Nótese la geometría tabular de las capas arenosas. La escala es aproximada. c, Detalle de la facies 1, clastos cuarcílicos redondeados de grandes dimensiones inmersos en una matriz de arena gruesa. Los clastos mayores presentan su eje mayor paralelo a la estratificación. La lapicera de escala (flecha). d, Detalle de la facies 1, progresiva segregación de los clastos mayores hacia la base de la capa. La tapa de la cámara fotográfica de escala.



**Figura 5:** a, Vista de la facies 2, la que se compone por conglomerados clasto-sostén, los que se presentan amalgamados (las superficies de amalgamación se indican con las flechas). Nótese la gradación normal de la capa. La tapa de la cámara (círculo) de escala. b, Detalle de la facies 3, la que se compone por areniscas gruesas y clastos aislados con una difusa laminación interpretada como carpetas de tracción (flechas). La tapa de la cámara de escala. c y d, Vista de la facies 5, la que se integra por bancos arenosos tabulares con HCS. Nótese la divergencia de las láminas y la típica geometría en domo de la estructura. El encendedor de escala (círculo) en ambas.

**Interpretación:** La presencia de una fábrica clasto sostén, donde los clastos de grandes dimensiones se encuentran en contacto físico entre sí, indica una depositación partícula a partícula. Los clastos serían progresivamente segregados como consecuencia de una transformación de flujo (Fisher 1983; Mutti 1992) entre un flujo hiperconcentrado (flujo laminar) y una corriente turbidítica de alta densidad (flujo turbulento). Esta transformación se relacionaría a una dilución del flujo original por incorporación de agua ambiente (*surface transformation* de Fisher 1983). La presencia de gradación normal en algunas capas podría deberse a una dilución progresiva. Al igual que en la facies 1, los clastos redondeados de grandes dimensiones se interpretan como de origen fluvial.

### Facies 3

**Descripción:** Corresponden a areniscas gruesas con una difusa laminación con carpetas repetidas de 1 a 4 cm cada una (Fig. 5b), las que internamente muestran gradación inversa entre arena gruesa y pequeñas gravas. Los bancos presentan una geometría tabular, con espesores de 0,4 a 1,5 m y bases netas a levemente erosivas. Es común en esta facies la presencia de gravas aisladas de hasta 2 cm entre las láminas.

**Interpretación:** Estas láminas se interpretan como carpetas de tracción depositadas a partir de una corriente de turbidez gravosa de alta densidad (Lowe 1982; Mutti 1992). Este depósito se originaría por una bipartición del flujo, donde un flujo laminar más denso (Todd 1989) se diferenciaría en la parte basal a partir de un flujo turbulento (*gravity transformation* de Fisher 1983). La presencia de gradación inversa en las láminas indica que el mecanismo principal de sustentación sería la presión dispersiva por colisión intergranular (Bagnold 1954; Lowe 1982; Todd 1989). El apilamiento de sucesivas láminas se relacionaría a la repetición cíclica de este mecanismo (Lowe 1982).

### Facies 4

**Descripción:** Son areniscas medias a gruesas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo asintótica a la base, cuyos *sets* muestran espesores entre 0,50 y 1 metro. Se observa en general en las capas una disminución hacia arriba en el ángulo de inclinación de los *foresets*, adquiriendo hacia el techo una forma de domo. Los bancos son tabulares a algo irregulares dispuestos con base neta, con gradación normal y espesores de hasta 2 metros. Esta facies presenta comúnmente clastos de arcilla y pequeñas gra-

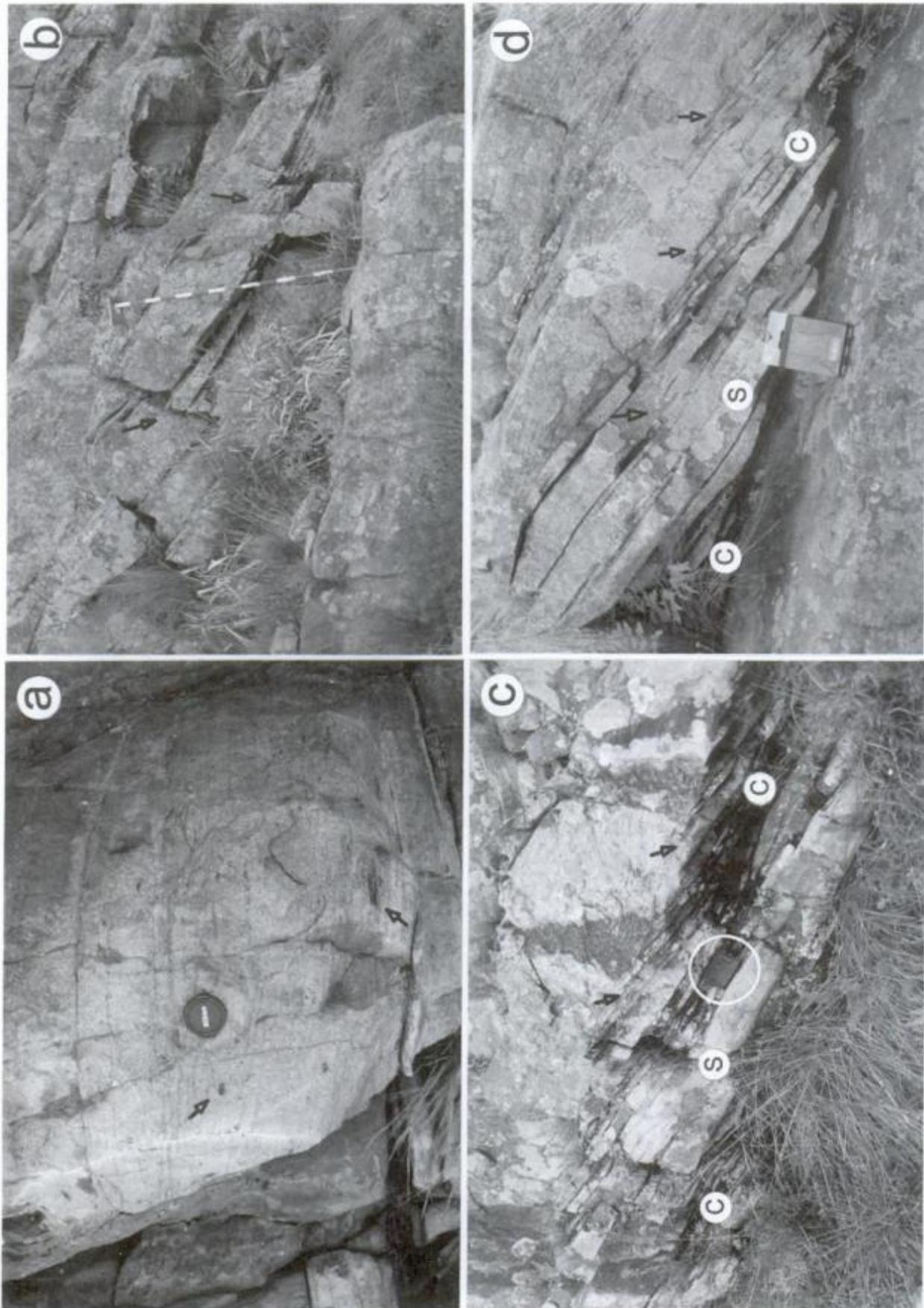
vas (hasta 1 cm de diámetro) dispersas entre las láminas de estratificación.

**Interpretación:** La geometría y evolución vertical de las estructuras entrecruzadas permiten interpretarlas como estratificación entrecruzada de tipo *hummocky* (HCS) anisotrópica. Esta estructura sugiere que esta facies se habría depositado a partir de una corriente unidireccional predominante con una corriente oscilatoria subordinada (flujo combinado) (Nottvedt y Kreisa 1987; Duke *et al.* 1991; Mutti *et al.* 1994). La geometría e inclinación decreciente de las láminas frontales de los HCS anisotrópicos indicaría altas tasas de decantación a partir del flujo original, la que asociada al flujo unidireccional conformaría una estructura de tracción-decantación de gran magnitud. La presencia de pequeñas gravas asociadas a una estructura de tracción-decantación sugiere que éstas serían aportadas por la corriente a partir de un flujo turbulento de gran escala, asignable a una corriente de turbidez gravosa de alta densidad que desacelera. La ausencia de una evidente canalización indicaría que estas facies podrían tener un origen similar a las facies F6 reconocidas por Mutti (1992) para sistemas turbidíticos. Esta última estructura ha sido relacionada a un salto hidráulico, entre una corriente turbidítica de alta densidad (supercrítica), y una corriente turbidítica de baja densidad (subcrítica). Debido a la expansión del flujo, las partículas más gruesas que no pueden ser mantenidas en suspensión por la turbulencia decantarían generando formas de lecho características.

### Facies 5

**Descripción:** Comprende areniscas medias a finas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo con geometría de domo (Figs. 5c, 5d). Las láminas internamente muestran divergencia, las que pueden presentar o no una dirección de migración predominante. Esta facies se observa en bancos tabulares gradados de hasta 2 m de espesor con base neta. A menudo incluye clastos angulosos de arcilla (*clay chips*) de hasta 1 cm (Fig. 6a), los que son más abundantes hacia la base de las capas.

**Interpretación:** De acuerdo a sus características, las estructuras principales son interpretadas como HCS anisótropos e isotropos. Esta estructura se vincula a flujos combinados, con predominancia de la componente unidireccional en los HCS anisótropos, u oscilatoria en los HCS isotropos (Arnott y Southard 1990). Si bien los HCS isotropos han sido relacionados a eventos de tormenta en plataformas dominadas por oleaje (Harms *et al.* 1982; Dott y Burgeois 1982; Duke *et al.* 1991) su presencia ha sido asimis-



**Figura 6:** a, Detalle de la facies 5, donde se observan los clastos de arcilla (*clay-chips*) dentro de las láminas basales de las areniscas con HCS. La tapa de la cámara de escala. b, Vista de la facies 7, en la que puede apreciarse la estratificación asintótica a la base, y la ocurrencia de láminas pelíticas más abundantes a la base, las que son progresivamente truncadas hacia la parte media-alta de la estructura (flechas). El búsculo de Jacob (1.5 m) de escala. c y d, Detalle del tramo basal de la facies 7, donde puede observarse la naturaleza cíclica de la migración de la estructura, la que se relacionaría a variaciones de la energía del medio a lo largo del día lunar, con ciclos de sicigia (S) y cuadratura (C). Se indican además las truncaciones de las láminas arcillosas (flechas). La brújula de escala (círculo) en ambas.

mo reconocida en distintos ambientes continentales y marino marginales, relacionados a avenidas fluviales catastróficas (Mutti *et al.* 1996). La ausencia en estos depósitos de evidencias significativas de retrabajo de ola (como por ejemplo *ripples* modificados de ola), sugiere que la componente oscilatoria de estas corrientes habría sido inducida por la irrupción de un flujo gravitativo de origen subaéreo en una cuenca marina somera (Mutti *et al.* 1994b). De acuerdo a las características texturales se interpreta que esta facies se habría depositado a partir de corrientes turbidíticas arenosas de baja densidad que desaceleran.

**Facies 6**

**Descripción:** Constituida por pelitas masivas, las que se ubican en pequeños niveles tabulares a lenticulares de 1 a 5 cm de espesor, ubicados hacia el techo de las facies arenosas. Estos niveles pelíticos son poco frecuentes, y a menudo se encuentran muy erosionados.

**Interpretación:** De acuerdo a su composición se interpreta que esta facies correspondería a procesos de decantación de materiales pelíticos a partir de aguas calmas.

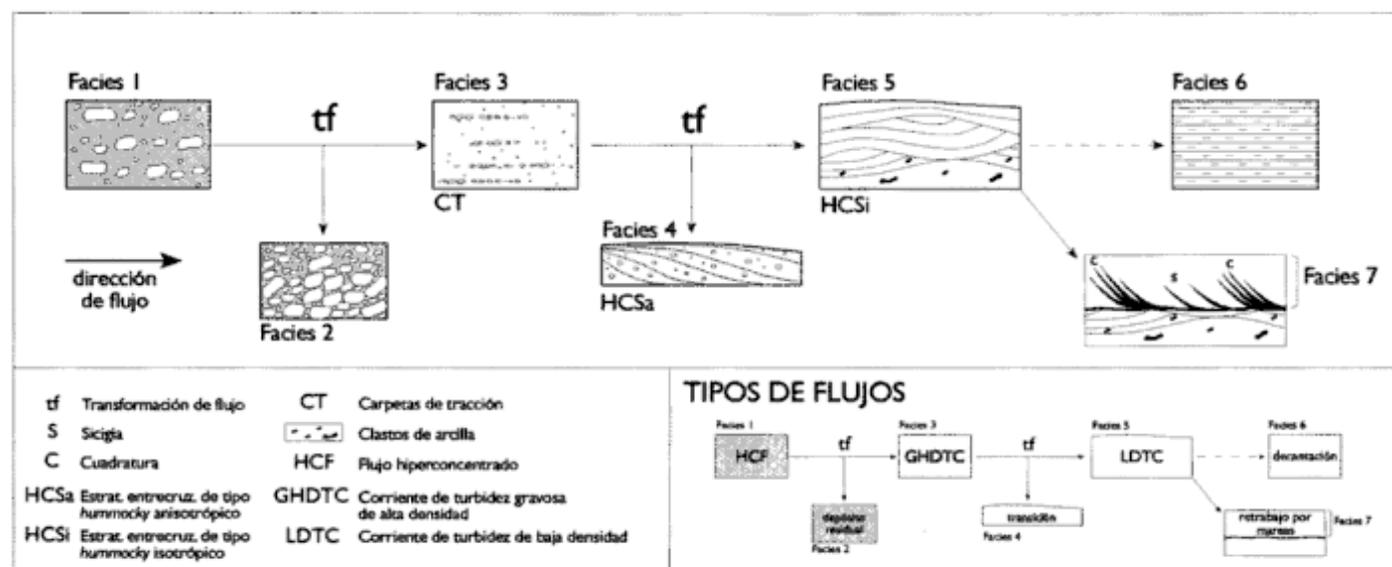
**Facies 7**

**Descripción:** Incluyen areniscas medias a finas, las que presentan estratificación entrecruzada de alto ángulo asintótica a la base (Fig. 6b). Los *sets* muestran espesores de hasta 2 m, dispuestos con base neta a levemente erosiva. Hacia la parte frontal de las láminas arenosas de *foreset* se reconocen delgadas intercalaciones pelíticas que son progresivamente truncadas hacia la parte media de la estructura (Figs. 6b y 6d).

**Interpretación:** La textura, geometría y arreglo interno de estas estructuras permiten interpretarlas como estratificación entrecruzada sigmoidal, diagnóstica de la actividad de las mareas (Allen 1980; Terwind 1981; Mutti *et al.* 1985). Las láminas arcillosas presentes en el *foreset* de la estructura corresponderían a *mud-drapes* originados durante períodos de pausa entre dos mareas sucesivas. El ordenamiento cíclico del espesor y ocurrencia de estas láminas arcillosas (Figs. 6c y 6d) sugiere la existencia de ciclos de sicigia y cuadratura (*neap-spring cycles*) desarrollados a lo largo del día lunar (Kreisa y Moiola 1986; Mutti *et al.* 1985; Deynoux *et al.* 1993).

**Cortejo de facies y modelo depositacional**

De acuerdo al agrupamiento natural de las facies observado en el campo (sintetizado en la Fig. 7) se puede inferir que las facies anteriormente descritas, aparentemente distintas, pertenecen en realidad a diferentes posiciones a lo largo de un mismo evento genético. De este modo, las facies reconocidas se vincularían a la progresiva dilución corriente abajo de flujos de alta concentración de origen fluvial, en



**Figura 7:** Esquema general de las relaciones laterales entre las facies reconocidas en este trabajo. Estas facies corresponderían a la dilución de flujos de alta concentración de origen fluvial en un ambiente marino somero. Las facies proximales son conglomerados arenosos matriz-sostén (facies 1) relacionados a flujos hiperconcentrados, los que corriente abajo sufren transformaciones de flujo resultando en conglomerados residuales clasto-sostén (facies 2), areniscas gruesas a finas (facies 3 a 5, con carpetas de tracción y HCS) y pelitas (facies 6) asociadas a corrientes turbidíticas de alta y baja densidad que desaceleran. En algunos sectores, los depósitos gravitativos evidencian retrabajo por corrientes de mareas (facies 7).

un medio marino somero. Dado su alta concentración de sedimentos, estos flujos se comportarían como corrientes de fondo (hiperfónicas), ya que su densidad supera la del medio marino.

Las facies proximales corresponden a conglomerados matriz sostén (facies 1), correspondientes a flujos hiperconcentrados, los que corriente abajo sufren transformaciones de flujo originando conglomerados clasto sostén (facies 2) y un espectro de facies arenosas (facies 3 a 5) con HCS y pelitas (facies 6), relacionadas a la desaceleración de corrientes turbidíticas de alta y baja densidad (Fig. 7). Estas facies se agrupan en dos distintos cortejos de facies, correspondientes en realidad a dos posiciones extremas dentro de una serie continua de posibilidades. Cada uno de los cortejos de facies responde a distintas condiciones de eficiencia de flujo (Mutti *et al.* 1994a). En los flujos de baja eficiencia, existe una relación física entre las facies de flujos hiperconcentrados (facies 1) con depósitos de corrientes turbidíticas de baja densidad (facies 5 y 6), careciendo de las facies intermedias de areniscas gruesas, dado que estas fracciones son atrapadas en la facies 1 (Fig. 8a). Estos últimos flujos se relacionarían a corrientes de pequeño volumen y duración.

Como consecuencia de su mayor eficiencia, los flujos de gran magnitud no preservan las facies proximales de flujos hiperconcentrados, las que sufren una completa transformación, resultando en conglomerados residuales clasto-sostén (facies 2), y una amplia variedad de facies de areniscas gruesas a finas (facies 3 a 5) (Fig. 8b).

Estos eventos depositacionales se relacionan a avenidas fluviales "catastróficas", de gran magnitud y alta concentración que irrumpirían en la cuenca de manera episódica en el tiempo geológico, produciendo la parte más voluminosa del registro sedimentario. Los procesos propios del ambiente marino (olas y mareas) adquieren importancia en la redistribución

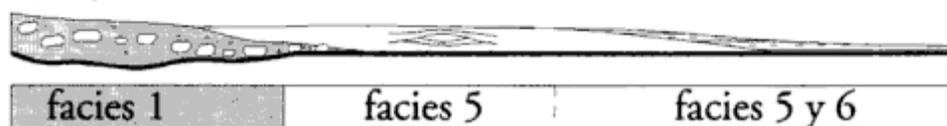
de los sedimentos durante los períodos de calma del sistema fluvial. Este sería el caso de la facies 7, la que presenta estructuras diagnósticas de la actividad de las mareas. El hecho de que esta facies se disponga con base neta-erosiva sobre depósitos de origen fluvio-deltaico, indicaría que las formas de fondo generadas por la dinámica mareal se componen de sedimentos removilizados localmente durante períodos "normales" (Fig. 7).

En la Fig. 9 se muestra la correlación detallada de las secciones estratigráficas presentadas en la Fig. 3. Esta correlación ha sido realizada utilizando criterios de análisis de facies sustentados por un riguroso control de campo, facilitado además por la existencia de un conspicuo nivel arenoso reconocido en todas las secciones (nivel de referencia). En dicha correlación puede observarse que la geometría de estos depósitos es esencialmente tabular, lo que permite interpretarlos como lóbulos arenosos de plataforma de tipo proximal, pertenecientes a un sistema de *fandelta* dominado por avenidas fluviales catastróficas (Mutti *et al.* 1996). Las paleocorrientes medidas en los afloramientos (45 mediciones sobre estructuras direccionales) indican una proveniencia desde el nordeste, la que es coincidente con los cambios de facies observados en la correlación.

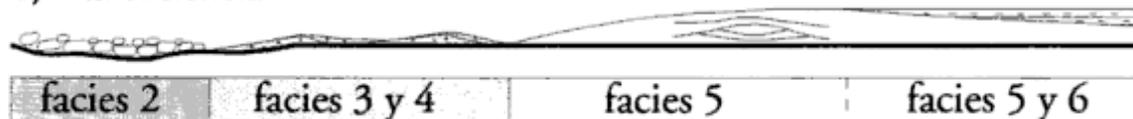
## Conclusiones

El análisis de facies presentado en este trabajo muestra claramente que estos depósitos en su mayoría se relacionarían a flujos de alta densidad, sin evidencias significativas de procesos de ola. Esto llevaría a una sustancial reinterpretación del origen propuesto precedentemente para la base del Grupo Curamalal por otros autores (Andreis y López Gamundí 1985; Andreis *et al.* 1989).

### a) Baja eficiencia



### b) Alta eficiencia



**Figura 8:** Modelo conceptual de las relaciones laterales entre las facies para flujos de baja (a) y alta eficiencia (b), los que representan en realidad dos puntos extremos de las posibles variaciones. En el primer caso (a) la falta de una completa transformación de las facies de flujos hiperconcentrados (facies 1) permitiría un limitado volumen de facies arenosas (facies 5), ya que gran parte de la arena quedaría atrapada en las facies proximales. En el segundo caso (b) las facies proximales relativamente inmaduras (facies 1) se transformarían totalmente en conglomerados clasto sostén (facies 2) posibilitando un mayor volumen y variedad de facies arenosas mejor seleccionadas (facies 3, 4 y 5).

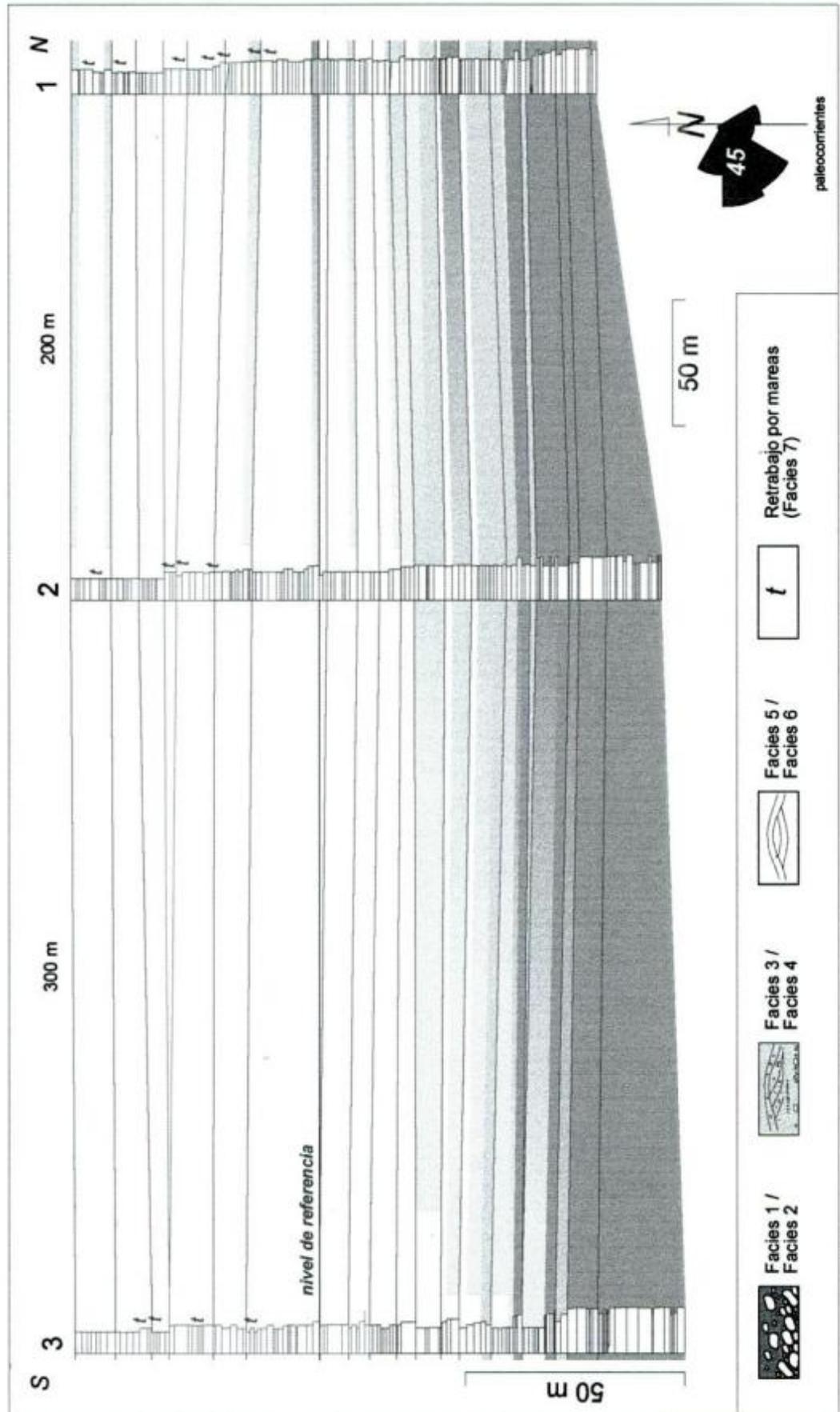


Figura 9: Correlación detallada de las secciones estratigráficas presentadas en la figura 3. La ubicación de dichas secciones se muestran en el mapa de la figura 1. Nótese la geometría tabular de las capas y la gradación de facies de norte a sur (coincidente con las paleocorrientes).

Las facies reconocidas se vincularían a la progresiva dilución corriente abajo de flujos de alta concentración de origen fluvial, en un medio marino somero. Estos flujos poseerían densidades comprendidas entre los 2,3 - 1,9 g/cm<sup>3</sup> (para flujos hiperconcentrados) y algo menos de 1,1 g/cm<sup>3</sup> para corrientes turbidíticas de baja densidad (Beverage y Culbertson 1964; Middleton 1970; Pierson y Scott 1985; Smith 1986; Pierson y Costa 1987; Costa 1988; Weirich 1989). Estos valores de densidad superan ampliamente las del medio marino (1,022-1,027 g/cm<sup>3</sup>, Mulder y Syvitski 1995) por lo que estos flujos se desplazarían hacia la cuenca como corrientes de fondo (corrientes hiperpícnicas en el sentido de Bates 1953). La presencia de contactos netos-erosivos entre las capas, así como la ocurrencia de intraclastos de arcilla (*clay chips*) dentro de los depósitos indicaría que estas corrientes producirían una importante erosión submarina sobre los depósitos precedentes. Esto último podría explicar la frecuente amalgamación de los bancos arenosos y la relativa escasez de depósitos pelíticos.

El análisis de facies indica un ambiente deltaico, en el sentido de que flujos de origen fluvial se depositaron en un medio marino. No obstante, un sistema deltaico de estas características (de bajo gradiente dominado por corrientes hiperpícnicas) resulta difícil de clasificar usando las categorías existentes para la sedimentación deltaica (*i.e.* Galloway 1975; Elliott 1986; Potsma 1990a, b), las que se basan principalmente en la comparación con análogos actuales. Sistemas deltaicos fósiles similares a éste han sido descritos en el delta de Huriwai (Jurásico de Nueva Zelanda) por Ballance (1988), en el Eoceno de los Pirineos (Grupo de Santa Liestra, Mutti *et al.* 1994b), y en el Pleistoceno de los Apeninos (grupos de Aliano y Tursi, Zavala y Mutti 1996) entre otros (Mutti *et al.* 1996).

La existencia de espesas sucesiones de lóbulos arenosos de plataforma no confinados, de gran continuidad lateral con *hummocky cross-stratification* caracteriza a los sistemas de abanicos deltaicos (*fan-deltas*) dominados por avenidas catastróficas (Mutti *et al.* 1996). Estos sistemas fluvio-deltaicos se desarrollan preferentemente en marcos fisiográficos tectónicamente activos, caracterizados por sistemas fluviales de pequeña y mediana escala con redes de drenaje localizadas en zonas elevadas, y áreas de transferencia de alto gradiente adyacentes a cuencas marinas. Este hecho contrasta con la clásica interpretación de estos depósitos como acumulados en plataformas estables (Harrington 1947) en una cuenca de margen pasivo (Ramos 1984, 1988).

La sucesión analizada muestra en general un arreglo estrato y grano decreciente (Fig. 9), donde pueden reconocerse al menos dos secuencias separadas por el "nivel de referencia" (límite de secuencia?). En estas secuencias, las facies reconocidas en el tra-

mo basal corresponden a posiciones proximales dentro del cortejo de facies presentado oportunamente, en tanto que hacia la parte superior de la sección, las facies sedimentarias predominantes se ubicarían en posiciones medias a distales. El hecho de que facies proximales sean progresivamente sucedidas en la vertical por facies más distales podría explicarse por una retrogradación del sistema vinculada a un ascenso relativo del nivel del mar, una disminución en el volumen de los aportes fluviales, o una combinación de ambas. De estas posibilidades, la que parece más razonable es la disminución en el volumen de los aportes fluviales, ya que hacia la parte alta de la sucesión adquieren importancia los procesos de difusión (por mareas) indicando al mismo tiempo una menor actividad del sistema fluvial y un ambiente poco profundo. Esta disminución del aporte sedimentario podría relacionarse con ciclos tipo Davisianos (Mutti *et al.* 1996), caracterizados por una disminución progresiva en la disponibilidad de sedimentos fluviales relacionados a un ciclo de levantamiento tectónico y denudación.

La evidencias de retrabajo por mareas presentadas en este trabajo constituyen la primera mención de este tipo de procesos en la cuenca paleozoica de Ventania.

### Agradecimientos

Los autores agradecen al CONICET, con cuyo apoyo se están llevando a cabo estas tareas de investigación, así como también al Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur. Se agradecen asimismo las importantes sugerencias aportadas por los árbitros, las que contribuyeron a mejorar este trabajo. Finalmente deseamos expresar nuestro sincero reconocimiento a Mirta Quattrocchio, por su apoyo e incentivo constante durante la realización de las tareas.

### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allen, J.R.L., 1980. Sand waves: a model of origin and internal structure. *Sedimentary Geology*, 26: 281-328.
- Andreis, R. y López Gamundi, O., 1985. Interpretación paleoambiental de la secuencia paleozoica del Cerro Pan de Azúcar, Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires. 1<sup>er</sup> Jornadas Geológicas Bonaerenses, Resumen: 241. La Plata.
- Andreis, R., Iñiguez, A., Lluch J. y Rodríguez, S., 1989. Cuenca paleozoica de Ventania, Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.): *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán, p. 265-298. San Miguel de Tucumán.
- Arnott, R.W. y Southard, J.B., 1990. Exploratory flow-duct experiments on combined-flow bed configurations, and some im-

- plications for interpreting storm-event stratification. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60 : 211-219.
- Bagnold, R.A., 1954. Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Proceedings of the Royal Society of London, Series A*, 225: 49-63.
- Ballance, P.F., 1988. The Huriwai braidplain delta of New Zealand: a late Jurassic, coarse-grained, volcanic-fed depositional system in a Gondwana forearc basin. En: Nemeč, W. y Steel, R.J. (Eds.): *Fan deltas: sedimentology and tectonic setting*. Blackie and Son Limited, p. 431-444. London.
- Bates, C.C., 1953. Rational theory of delta formation. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 37 : 2119-2162.
- Beverage, J.P. y Coulbertson, J.K., 1964. Hyperconcentrations of suspended sediment. *American Society of Civil Engineers, Proceedings, Hydraulic Division Journal*, 90, HY6: 117-128.
- Buggisch, W., 1987. Stratigraphy and very low grade metamorphism of the Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires (Argentina) and implications in Gondwana correlation. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 1 (7/8): 819-837.
- Cobbold, P.R., Massabie, A.C. y Rossello, E.A., 1986. Hercynian wrenching and thrusting in the Sierras Australes Forebelt, Argentina. *Hercynica*, 2 (2) : 135-148. París.
- Cobbold, P.R., Gapais, D. y Rossello, E.A., 1991. Partitioning of transpressive motions within a sigmoidal foldbelt. The Variscan Sierras Australes, Argentina. *Journal of Structural Geology*, 13 (7): 743-758.
- Costa, J.E., 1988. Reologic, Geomorphic, and Sedimentologic Differentiation of Water Floods, Hyperconcentrated Flows, and Debris Flows. En: Baker, V.R., Kochel, R.C. y Paiton, P.C. (Eds.): *Flood Geomorphology*, Wiley-Interscience Publication, p. 113-122. New York.
- Dalziel, I.W.D. y Forsythe, R.D., 1985. Andean evolution and the terrane concept. En: Howell, D. (Ed.): *Tectonostratigraphic terranes of the circum-pacific region*. CPCEHR Earth Sciences Series 1: 565-581. Houston.
- Deynoux, M., Düringer, P., Khatib, R. y Villeneuve, M., 1993. Laterally and vertically accreted tidal deposits in the Upper Proterozoic Madina-Kouta Basin, southeastern Senegal, West Africa. *Sedimentary Geology*, 84: 179-188.
- Dott, R.H. Jr. y Bourgeois, J., 1982. Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of America, Bulletin*, 93: 663-680.
- Duke, W.L., Arnott, R.W.C. y Cheel, R.J., 1991. Shelf sandstones and hummocky cross-stratification: New insights on stormy debate. *Geology*, 19 : 625-628.
- Elliott, T., 1986. Deltas. En: Reading, H.G. (Ed.): *Sedimentary Environments and Facies*, Second edition, Blackwell, p. 113-154. Oxford.
- Fisher, R.V., 1971. Features of coarse-grained, high-concentration fluids and their deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, 41(4): 916-927.
- Fisher, R.V., 1983. Flow transformations in sediment gravity flows. *Geology*, 11: 273-274. Boulder.
- Forsythe, R.D., 1982. The late Paleozoic to early Mesozoic evolution of Southern South America : a plate tectonic interpretation. *Journal of the Geological Society of London*, 139 (6): 671-682.
- Galloway, W.E., 1975. Process framework for describing the morphology and stratigraphic evolution of the deltaic depositional systems. En: Broussard, M.L. (Ed.): *Deltas, models for exploration*, pp. 87-98. Houston Geological Society, Houston.
- Harms, J.C., Southard, J.B. y Walker, R.G., 1982. Structures and sequences in clastic rocks. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course*, 9, 249 p., Tulsa.
- Harrington, H.J., 1947. Explicación de las Hojas Geológicas 33m (Sierra de Curamalal) y 34m (Sierra de la Ventana). Provincia de Buenos Aires. *Boletín de la Dirección de Minería y Geología*, 61, 43 p. Buenos Aires.
- Harrington, H.J., 1970. Las Sierras Australes de Buenos Aires, República Argentina: cadena aulacogénica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25(2): 151-181. Buenos Aires.
- Harrington, H.J., 1972. Sierras Australes de Buenos Aires. En: Leanza, A.F. (Dir. y Ed.): *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, p. 395-405. Córdoba.
- Japas, M.S., 1988. Análisis cuantitativo de la deformación en el sector oriental de las Sierras Australes de Buenos Aires y su implicancia geodinámica. Tesis Doctoral, Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, 359 p. (Inédito).
- Japas, M.S., 1989. Las Sierras Australes de Buenos Aires : Nuevas evidencias de un sistema de deformación en un régimen transpresivo. Reunión sobre Geotranssectas de América del Sur, p. 203-207 (Mar del Plata). Montevideo.
- Keidel, J., 1916. La geología de las sierras de la Provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las montañas del Cabo y los Andes. *Ministerio de Agricultura, Anales de la Dirección Nacional de Geología y Minería*, 11 (3): 5-77. Buenos Aires.
- Kreisa, R. y Moiola, R.J., 1986. Sigmoidal tidal bundles and other tide-generated sedimentary structures of the Curtis Formation, Utah. *Geological Society of America, Bulletin*, 97: 381-387.
- Lindsay, J.F., 1966. Carboniferous subaqueous mass movement in the Manning-Macleay Basin, Kempsey, New South Wales. *Journal of Sedimentary Petrology*, 36: 719-732.
- Lindsay, J.F., 1968. The development of clast fabric in mudflows. *Journal of Sedimentary Petrology*, 38: 1242-1253.
- Llambías, E. y Prozzi, C.R., 1975. Ventania. En: *Geología de la Provincia de Buenos Aires. Relatorio del 6º Congreso Geológico Argentino*, p.79-102. Buenos Aires.
- Lock, B.E., 1980. Flat-plate subduction and the Cape Fold Belt of South Africa. *Geology*, 8: 35-39. Colorado.
- Lowe, D.R., 1982. Sediment gravity flow II. Depositional models with special reference to deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52: 279-297. Tulsa.
- Martínez, C., 1980. Structure et evolution de la chaîne Hercynienne et de la chaîne Andine dans le nord de la cordillère des Andes de Bolivie. *Travaux et documents de L'OSTROM*, 119: 1-352. París.
- Middleton, G.V., 1970. Experimental studies related to problems of flysch sedimentation. *Geological Society of Canada, Special Paper*, 7: 253-272.
- Mulder, T. y Syvitski, J.P.M., 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *Journal of Geology*, 103: 285-299. Chicago.
- Mutti, E., 1992. Turbidite sandstones. AGIP - Istituto di Geologia Università di Parma, 275 p., San Donato Milanese.
- Mutti, E., Rosell, J., Allen, G.P., Fonescu, F. y Sgavetti, M., 1985. The Eocene Baronia tide-dominated delta-shelf system in the Ager Basin. En: Mila, M.D. y Rosell, J. (Eds.): *Excursion Guidebook : VI European Regional Meeting, International Association of Sedimentologists, Lerida, Spain, Excursion 13*: 579-600.
- Mutti, E., Davoli, G., Mora, S. y Papani, L., 1994a. Internal stacking patterns of ancient turbidite systems from collisional basins. En: Weimer, P., Bouma, A.H. y Perkins, B. (Eds.): *Submarine Fans and Turbidite Systems, Papers Presented at the GCSSEPM 15th Annual Research Conference*, p. 257-268. Austin.
- Mutti, E., Davoli, G. y Tinterri, R., 1994b. Flood-related gravity-flow deposits in fluvial and fluvio-deltaic depositional systems and their sequence-stratigraphic implications. En: Posamentier, H. y Mutti, E. (Conv.): *Second high-resolution sequence stratigraphy conference, June 20-27 1994, Abstracts Book*, p. 131-136. Tremp.
- Mutti, E., Davoli, G., Tinterri, R. y Zavala, C., 1996. The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins. *Memorie di Scienze Geologiche, Università di Padova*, 48: 233-291.
- Nøttvedt, A. y Kreisa, R.D., 1987. Model for the combined-flow

- origin of hummocky cross-stratification. *Geology*, 15: 357-361.
- Pierson, T.C. y Costa, J.E., 1987. A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. En: Costa, J.E. y Wieczorek, G.F. (Eds.), *Debris flows/avalanches: process, recognition, and mitigation*. Geological Society of America, *Reviews in Engineering Geology*, 7: 1-12. Boulder.
- Pierson, T.C. y Scott, K.M., 1985. Downstream dilution of a lahar: Transition from debris flow to hyperconcentrated stream flow. *Water Resources Research*, 21 (10): 1511-1524.
- Postma, G., 1990a. Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. En: Colella, A. y Prior, D.B. (Eds.): *Coarse-Grained Deltas*, International Association of Sedimentologists, Special Publication, 10: 13-27. Oxford.
- Postma, G., 1990b. An analysis of the variation in delta architecture. *Terra Nova*, 2: 124-130. Oxford.
- Ramos, V., 1984. Patagonia: un continente paleozoico a la deriva. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 2: 311-325. Buenos Aires.
- Ramos, V., 1988. Tectonics of the Late Proterozoic - Early paleozoic: a collisional history of Southern South America. *Episodes*, 11(3): 168-174. Ottawa.
- Schiller, W., 1930. Investigaciones geológicas en las montañas del Sudoeste de la Provincia de Buenos Aires. *Anales del Museo de La Plata, Sección Mineralogía y Geología*, 4, Serie 2, 1, 101 p., Buenos Aires.
- Sellés Martínez, J., 1986. Las Sierras Australes de Buenos Aires, su vinculación a un cizallamiento regional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41 (1-2): 187-190. Buenos Aires.
- Sellés Martínez, J., 1989. The structure of Sierras Australes (Buenos Aires, Argentina). An example of folding in a transpressive environment. *Journal of South American Earth Sciences*, 4: 317-329. Exeter.
- Smith, G.A., 1986. Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: terminology and depositional process. *Geological Society of America, Bulletin*, 97: 1-10.
- Smith, G.A., 1987. Sedimentology of volcanism-induced aggradation in fluvial basins: examples from the Pacific Northwest, USA. En: Ethridge, F.G., Flores, R.M. y Harvey, M.D. (Eds.): *Recent developments in fluvial sedimentology*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 39: 217-228. Tulsa.
- Smith, G.A. y Lowe, D.R., 1991. Lahars: volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow-hyperconcentrated continuum. En: Fisher, R.V. y Smith, G.A. (Eds.): *Sedimentation in volcanic settings*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 45: 59-70. Tulsa.
- Terwindt, J.H.J., 1981. Origin and sequences of sedimentary structures in inshore mesotidal deposits of the North Sea. *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, 5: 4-26.
- Todd, S.P., 1989. Stream-driven, high-density gravelly traction carpets: possible deposits in the Trabeg Conglomerate Formation, SW Ireland and some theoretical considerations of their origin. *Sedimentology*, 36: 513-530. Oxford.
- Tomezzoli, R.N. y Cristolini, E.O., 1998. Nuevas evidencias sobre la importancia del fallamiento en la estructura de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53 (1): 117-129. Buenos Aires.
- Turner, J.C.M., 1975. Síntesis. En: *Geología de la Provincia de Buenos Aires. Relatorio del 6º Congreso Geológico Argentino*, p. 9-27. Buenos Aires.
- Uliana, M., Biddle, B., Phelps, D.W. y Gust, D.A., 1985. Significado del vulcanismo y extensión mesojurásicas en el extremo meridional de Sudamérica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49 (3/4): 231-243. Buenos Aires.
- Varela, R. y Cingolani, C., 1975. Nuevas edades radimétricas del basamento aflorante en el perfil del Cerro Pan de Azúcar - Cerro del Corral y consideraciones sobre la evolución geocronológica de las rocas ígneas de las Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires. *Actas 6º Congreso Geológico Argentino*, 1: 543-556. Buenos Aires.
- Von Gosen, W., Buggisch, W. y Dimieri, L.V., 1990. Structural and metamorphic evolution of the Sierras Australes (Buenos Aires Province / Argentina). *Geologische Rundschau*, 79 (3): 797-821.
- Von Gosen, W., Buggisch, W. y Krumm, S., 1991. Metamorphic and deformational mechanisms in the Sierras Australes fold thrust belt (Buenos Aires Province, Argentina). *Tectonophysics*, 185: 335-356. Amsterdam.
- Weirich, F., 1989. The generation of turbidity currents by subaerial debris flows, California. *Geological Society of America, Bulletin*, 101: 278-291.
- Zavala, C. y Mutti, E., 1996. Stratigraphy of the Plio-Pleistocene Sant'Arcangelo Basin, Basilicata, Italy. *Riunione annuale 1996 del Gruppo Informale di Sedimentologia*, p. 279-282. Catania, Italia.

**Recibido:** 7 de abril, 1999

**Aceptado:** 15 de marzo, 2000

## Plutonismo proterozoico en Antártida: el Granito Bertrab y su cortejo de diques

Rogelio Daniel ACEVEDO<sup>1</sup>, Enrique LINARES<sup>2</sup>, María Luz VALÍN-ALBERDI<sup>3</sup>, Héctor OSTERA<sup>2</sup>  
y Agustín MARTIN-IZARD<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC), Av. Malvinas Argentinas s/n°, (9410) Ushuaia, Tierra del Fuego.

E-mail: acevedo@arnet.com.ar

<sup>2</sup> Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS), Pabellón INGEIS, Ciudad Universitaria, (1428) Buenos Aires.

E-mail: lineares@isotopo.ingeis.uba.ar; chapo@isotopo.ingeis.uba.ar

<sup>3</sup> Universidad de Oviedo, Departamento de Geología, Arias de Velasco s/n°, (33005) Oviedo, Asturias, España.

E-mail: mlvalin@asturias.geol.uniovi.es; amizard@asturias.geol.uniovi.es

**ABSTRACT.** *Proterozoic plutonism in Antarctica: the Granito Bertrab and its associated dyke-swarms.* Bertrab Nunatak is located in the Vahsel Bay area, Weddell Sea, Antarctica. It is composed of a granitic body, «Granito Bertrab», cut by acid (aplite/rhyolite and quartz veins) and basic dyke-swarms. Granito Bertrab is a coarse-grained, granophyric quartz-feldspar-biotite granite with minor normative corundum (1%) that indicates peraluminous affinities. Melanocratic calc-alkaline dykes, with labradorite-andesine and amphibole megacrysts, have a lamprophyric character. One of these is cut by a leucocratic dike, that represents the final stage in the magmatic activity. Petrological evidence indicates that there is a temporally, spatially and genetically intimate association between the granite and the dykes. K-Ar data on samples of the granite give an age of  $996 \pm 40$  Ma, and the Rb-Sr isochron age recalculated using the published data of Eastin and Faure give an age of  $971 \pm 8$  Ma using five samples, and  $992 \pm 12$  Ma when the aplitic member is not included. These results are in good agreement with the K-Ar age and mean that the Granito Bertrab was emplaced in the late Mesoproterozoic.

**Key words:** *Bertrab Nunataks, Bertrab Granophyre, Proterozoic, Antarctica*

**Palabras clave:** *Nunatak Bertrab, Granito Bertrab, Proterozoico, Antártida*

### Introducción

El nunatak Bertrab emerge sobre la Barrera de Hielo frente a Bahía Vahsel en el Mar de Weddell, a 3.200 km en línea recta en dirección SE de la ciudad de Ushuaia. Allí se alza la Base Antártica Belgrano II, del Ejército Argentino. Sus coordenadas geográficas son 77°52'29" Latitud Sur y 34°37'36" Longitud Oeste (Fig. 1). Constituye, junto a los nunataks Moltke (78°01'S; 35°07'O) y Littlewood (77°52'; 34°19'O), los únicos afloramientos rocosos en una extensa superficie de miles de kilómetros cuadrados de hielos permanentes.

### Antecedentes

Las descripciones petrográficas de Teruggi (1955) y Cordini (1959) han sido las primeras menciones, precursoras del informe geológico de Toubes Spinelli (1983), sobre las rocas ígneas que constituyen el nunatak Bertrab.

Caminos y Massabie (1980), siguiendo a Cordini (1959), ubican tentativamente a las mismas en el "Precámbrico inferior" (Proterozoico), por compara-

ción con los asomos efusivos regionales de los nunataks Moltke y Littlewood, cuyas determinaciones radiométricas habían arrojado valores de  $840 \pm 30$  Ma (Aughenbaugh *et al.* 1965; K/Ar sobre roca total),  $1001 \pm 16$  Ma (Eastin y Faure 1971; Rb/Sr sobre roca total), y con posterioridad,  $1076 \pm 7$  Ma (Storey *et al.* 1994; isocrona Rb/Sr sobre roca total),  $1106$  y  $1112$  Ma (Gose *et al.* 1997; edades U/Pb sobre circón) y  $996 \pm 40$  Ma (Acevedo *et al.* 1998; K/Ar, sobre roca total).

### Marco geológico

El nunatak Bertrab está compuesto principalmente por un cuerpo granítico denominado Granito Bertrab ("Bertrab Granophyre" para Gose *et al.* 1997) que constituye, aparentemente, la cúpula emergente de una plutonita de mayores dimensiones, sin relaciones geológicas conocidas con su encajante debido a la cobertura de hielo.

El afloramiento mayor, sobre el cual está construida la Base Belgrano II, presenta una forma oblonga y su perímetro visible, variable según la temporada, es de unos 640 metros. Composicionalmente se trata de un cuerpo granitoide, con variaciones a pórfiro granítico, microgranito y granófiro.

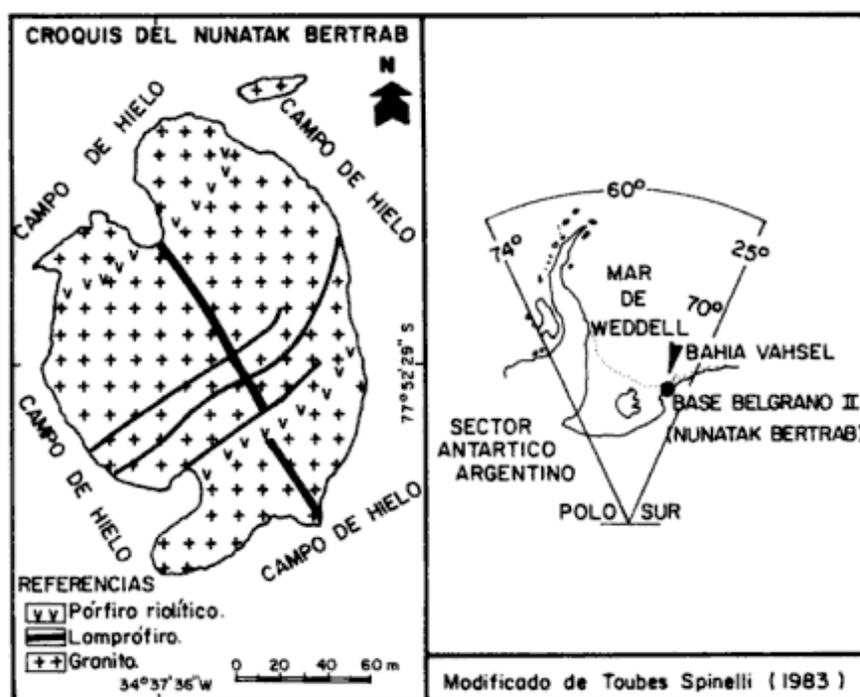


Figura 1: Mapa de ubicación geográfica y croquis geológico del nunatak Bertrab. Modificado de Toubes Spinelli (1983).

Cortando al granito aparece un cortejo de diques leucocráticos (aplitas y venas de cuarzo) y melano-cráticos de composición basáltica, que fueron descritos por Toubes Spinelli (1983) como lamprófiros espesartíticos. Dicho autor reconoce cuatro filones, dos de lamprófiro y dos de pórfiro, uno riolítico y otro granítico, este último desplazando al mayor de los diques básicos.

Entre estos diques máficos se distingue uno de mayor espesor (0,8 m), de color muy oscuro y textura afanítica, dispuesto en azimuth 160°. Además, existe un conjunto de tres diques paralelos de menor espesor (unos 0,3 m), separados entre sí 10 y 20 m, con azimuth 40°. De estos últimos, el central presenta xenocristales de feldespato de hasta 5 cm de diámetro, facies que se repite en el segundo afloramiento del nunatak.

### Petrografía

La observación de superficie del Granito Bertrab permite apreciar una roca de color gris blanquecino a rosado llegando incluso hasta rojo intenso. En muestra de mano se distingue una diversidad textural que va del grano fino al grueso, con facies porfirica también de variada granulometría, constituida por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y mica (biotita).

Al microscopio presenta una textura granuda hipidiomorfa inequigranular. Se observa también el desa-

rollo de textura gráfica y granofírica, esta última radial a partir de individuos de plagioclasa. Asimismo, puede reconocerse textura *drop like* (micropegmatítica) de cuarzo en feldespato.

El feldespato potásico, ortosa (40%), subhedral, frecuentemente micropertítico, aparece en avanzado estado de alteración arcillosa. El cuarzo (35%) es anhedral, relativamente abundante e intersticial. La plagioclasa, oligoclasa (15%), también se halla alterada, aunque la sericitización aquí no alcanza a obliterar su maclado (leyes de Carlsbad y albita) y zonabilidad (directa). Pueden encontrarse también finos rebordes de albita secundaria. La biotita (<5%) forma motas y está alterada a clorita. Hay escaso anfibol, verde, fibroso e intersticial, posiblemente como producto de alteración de algún piroxeno anterior. Como minerales accesorios hay algunos opacos (magnetita) y circón, con apatita, titanita y epidoto en cantidades menores.

Los diques oscuros que cortan al granito están compuestos por una roca que presenta una estructura masiva, de color gris oscuro a negro, con macro y hasta megacristales (de hasta 8 cm de sección) de labradorita-(andesina), y feldespato alcalino potásico microantipertítico minoritario. También hay fenocristales de anfibol sobre la base de los cuales se ha clasificado a la roca como un lamprófiro de carácter espesartítico (Cordini 1959; Toubes Spinelli 1983).

La pasta, que constituye hasta un 90% del volumen en las muestras observadas, tiene una textura intergranular a subofítica y está composicionalmente representada por tablillas idiomorfas de plagioclasa

(55%), labradorita, que presentan una frecuente zonalidad directa y relictos de un clinopiroxeno (25%) que ha sido alterado a anfíbol, biotita y clorita, con cantidades variables de minerales opacos (ilmenita y, en menor cantidad, pirita), titanita y apatita. Como otros minerales de alteración hay carbonato y escaso cuarzo removilizados. También ilmenita y una masa oscura indeterminable producto de la destrucción de los minerales félicos.

Los megacristales de feldespatos (algunos de varios centímetros), parecieran haber crecido sobre núcleos de labradorita a expensas de la roca granítica merced a un proceso de asimilación de Na por endomorfismo de los diques, mostrando sutiles indicios texturales de desequilibrio entre las fases constituyentes a través de un fenómeno de *embayment*, o sea la resorción por reacción del cristal de plagioclasa con el líquido basáltico y la consecuente formación de cristales esqueléticos. El exomorfismo de los diques sobre el granito ha producido el crecimiento sobre éste de mica oscura.

El dique de aplita es muy silíceo, de color pardo, con algunos cristales de feldespato potásico de pequeño tamaño que le dan a la roca un aspecto fenoríolítico. Su espesor es de unos pocos centímetros y la textura de la pasta es sacaroidal. Se lo interpreta como un producto posterior de soluciones residuales del magma que dio origen a la roca granitoide.

### Composición mineral

Mediante la técnica de microsonda electrónica se han obtenido datos químicos puntuales de los minerales constituyentes de las muestras 1GB1 y 1GB2 (roca granitoide), 1BB1, 1BB2 y 1BB4 (diques básicos), 1PR1 (riolita), representativas de las entidades aflorantes en el nunatak Bertrab, cuyos análisis de feldespatos, piroxeno y anfíboles pueden verse en las Tablas 1, 2 y 3 respectivamente.

El Granito Bertrab tiene feldespato potásico ( $Or_{75}Ab_{23}An_2$ ) y oligoclasa ( $Ab_{75}An_{23}Or_2$ ), con albita ( $Ab_{97}An_2Or_1$ ) secundaria en una de las muestras.

El anfíbol es actinolita, con una relación Si vs. Ti típica de anfíboles metamórficos (#Ti 0,015 - bajo frente a #Si 7,673).

En la clorita predomina el contenido en hierro sobre el magnesio ( $Fe/Fe+Mg=0,614$  en 5 análisis), ya que se ha formado a expensas de la alteración de la biotita (de allí que sea rica en Ti), por lo que se trata de chamosita según la clasificación de Bailey (1980).

Los diques melanocráticos tienen dos facies granulométricas de feldespatos, como grandes cristales y en la mesostasis. Consisten principalmente de labradorita ( $An_{39}Ab_{40}Or_1$ ), usualmente con bordes de andesina en el caso de los megacristales. El conte-

nido en Or puede llegar a 6-9%.

El piroxeno, que forma una textura subofítica con la plagioclasa, es augita ( $Wo_{43}En_{34}Fs_{23}$ ).

El anfíbol de tales diques es, en orden de abundancia, magnesio-hornblenda (dos de cada tres análisis), actinolita y ferro-hornblenda (Leake *et al.* 1997). Se ha detectado además un posible ejemplar de kaersutita (análisis n°72 - #Ti 1,126), aunque deficiente en  $Ca_B$  (y con vacancias en esa posición) y  $Na_A$  según la nomenclatura de la I.M.A., por lo cual sería entonces una titano-tschermakita. La kaersutita es un componente frecuente en traquibasaltos y ciertos lamprófiros.

Los óxidos de Fe-Ti identificados son ilmenita y su variedad rica en manganeso, pirofanita, cuya fórmula estructural (sobre cuatro análisis) es  $(Fe_{0,63}Mn_{0,37})TiO_3$ .

También hay flogopita, la cual presenta, sobre la base de otros cuatro análisis, según Sack y Ghiorso (1989), una fórmula  $K(Fe^{+2}_{0,34}Mg_{0,66})_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$ .

La clorita, rica en Mg, según la clasificación de Bailey (1980), es clinocloro.

Finalmente, el dique riolítico contiene fenocristales de feldespato potásico. Como minerales accesorios posee magnetita, rutilo y apatita.

### Geoquímica

En la Tabla 4 se presentan los análisis químicos de los elementos mayoritarios y trazas y las normas C.I.P.W. de las rocas aflorantes en el nunatak Bertrab: 1GB3 roca granitoide; 1PR1 riolita; 1BB3, 1LB2 y 1LB4 diques básicos.

El Granito Bertrab muestra un alto contenido de sílice (73-74%), altos valores de  $K_2O$  y  $Na_2O$ , y bajos contenidos de  $CaO$ . De acuerdo a los índices de Shand, es un granito peraluminoso, con registro de corindón normativo. La composición normativa (Le Maitre 1989) lo ubica como granito.

De acuerdo con la clasificación químico-mineralógica de Debon y Le Fort (1983, 1988), el Granito Bertrab podría ser considerado como un granito monzonítico, aunque se debe señalar cierta deficiencia de potasio en algunos análisis químicos en comparación con la observación modal general de un feldespato potásico abundante.

Los valores geoquímicos de elementos mayores comparados entre el granito y el dique de aplita indican una evolución normal y un vínculo de consanguinidad entre la plutonita y su cortejo filoniano félico, como ha sido señalado ya por Storey *et al.* (1994). Esta riolita sería pues un diferenciado póstumo del granito y el aumento en las relaciones K/Ba y Ba/Sr está en relación con ello, concordantes con una cristalización previa de plagioclasa (como fase mineralógica retentiva sucesivamente del Sr y el Ba)

**Tabla 1:** Composiciones químicas de los feldespatos del Granito Bertrab (GB1 y GB2), del dique riolítico (PR1) y de los diques basálticos (BB1, BB2 y BB4). Fuente: microsonda electrónica de la Universidad de Oviedo.

|                                | IGB1 |      |      |      |      |      |      |      |      | IGB2        |       |      | IPR1 |      |      |      |      |      |      |      |  |
|--------------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|--|
|                                | 1.1  | 1.2  | 1.3  | 1.4  | 1.5  | 4.1  | 5.3  | 6.2  |      | 2.1.1       | 2.4.2 | 5.4  | 1    | 2    | 4    | 5    | 9    | 17   | 19   |      |  |
| SiO <sub>2</sub>               | 63,4 | 63,1 | 64,6 | 64,5 | 63,3 | 64,4 | 65,2 | 65,8 |      | 70,4        | 69,9  | 69,5 | 65   | 64,8 | 63,6 | 64   | 63,9 | 64,9 | 64,6 |      |  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0    | 0,01 | 0,06 | 0    | 0,03 | 0,08 | 0    | 0,01 |      | 0,02        | 0,04  | 0    | 0,04 | 0,01 | 0,04 | 0    | 0,1  | 0,03 | 0    |      |  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 22,8 | 22,7 | 22,2 | 22,1 | 22,0 | 22,1 | 18,5 | 21,6 |      | 19,1        | 19,1  | 19,7 | 18,1 | 18,1 | 17,8 | 18,1 | 18   | 18   | 18   |      |  |
| FeO*                           | 0,14 | 0,25 | 0,26 | 0,17 | 0,19 | 0,23 | 0,17 | 0,12 |      | 0,16        | 0,09  | 0,17 | 0,07 | 0    | 0,08 | 0,08 | 0,30 | 0,11 | 0,06 |      |  |
| MnO                            | 0    | 0    | 0    | 0    | 0,04 | 0    | 0,03 | 0    |      | 0           | 0,03  | 0    | 0,01 | 0    | 0    | 0,07 | 0    | 0    | 0,04 |      |  |
| MgO                            | 0,03 | 0    | 0    | 0,01 | 0    | 0,01 | 0    | 0    |      | 0           | 0     | 0,01 | 0,02 | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0,02 |      |  |
| CaO                            | 5,41 | 5,68 | 4,53 | 4,70 | 4,87 | 4,69 | 0,49 | 3,68 |      | 0,27        | 0,39  | 0,27 | 0,01 | 0    | 0    | 0    | 0    | 0,03 | 0    |      |  |
| Na <sub>2</sub> O              | 8,33 | 8,07 | 8,85 | 8,58 | 8,51 | 8,36 | 3,02 | 9,15 |      | 10,9        | 10,9  | 10,5 | 0,64 | 0,60 | 0,23 | 0,31 | 0,29 | 0,43 | 0,17 |      |  |
| K <sub>2</sub> O               | 0,18 | 0,31 | 0,23 | 0,32 | 0,33 | 0,53 | 11,5 | 0    |      | 0,08        | 0,08  | 0,13 | 15,6 | 16,0 | 16,7 | 16,7 | 16,5 | 16,3 | 16,4 |      |  |
| Total                          | 100  | 100  | 101  | 100  | 99,3 | 100  | 99,0 | 100  |      | 101         | 101   | 100  | 99,4 | 99,6 | 98,5 | 99,2 | 99,1 | 99,9 | 99,2 |      |  |
| Si                             | 11,2 | 11,2 | 11,3 | 11,4 | 11,3 | 11,3 | 12,0 | 11,5 |      | 12,1        | 12,1  | 12,0 | 12,0 | 12,0 | 12,0 | 12,0 | 12,0 | 12,0 | 12,0 |      |  |
| Ti                             | 0    | 0    | 0,01 | 0    | 0    | 0,01 | 0    | 0    |      | 0           | 0     | 0    | 0    | 0    | 0,01 | 0    | 0,01 | 0    | 0    |      |  |
| Al                             | 4,75 | 4,74 | 4,58 | 4,59 | 4,62 | 4,59 | 4,01 | 4,45 |      | 3,88        | 3,89  | 4,03 | 3,95 | 3,96 | 3,90 | 3,98 | 3,97 | 3,94 | 3,94 |      |  |
| Fe <sup>2+</sup>               | 0,02 | 0,04 | 0,04 | 0,02 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,02 |      | 0,02        | 0,01  | 0,02 | 0,01 | 0    | 0,01 | 0,01 | 0,05 | 0,02 | 0,01 |      |  |
| Mn                             | 0    | 0    | 0    | 0    | 0,01 | 0    | 0,01 | 0    |      | 0           | 0     | 0    | 0    | 0    | 0    | 0,01 | 0    | 0    | 0,01 |      |  |
| Mg                             | 0,01 | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    |      | 0           | 0     | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0,01 |      |  |
| Ca                             | 1,02 | 1,08 | 0,85 | 0,89 | 0,93 | 0,88 | 0,10 | 0,69 |      | 0,05        | 0,07  | 0,05 | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0,01 | 0    |      |  |
| Na                             | 2,85 | 2,77 | 3,01 | 2,93 | 2,94 | 2,85 | 1,08 | 3,11 |      | 3,63        | 3,66  | 3,54 | 0,23 | 0,22 | 0,08 | 0,11 | 0,10 | 0,15 | 0,06 |      |  |
| K                              | 0,04 | 0,07 | 0,05 | 0,07 | 0,08 | 0,12 | 2,71 | 0    |      | 0,02        | 0,02  | 0,03 | 3,69 | 3,79 | 4,02 | 3,98 | 3,95 | 3,86 | 3,90 |      |  |
| An                             | 26,1 | 27,5 | 21,8 | 22,8 | 23,6 | 22,9 | 2,5  | 18,2 |      | 1,4         | 1,9   | 1,4  | 0,1  | 0    | 0    | 0    | 0    | 0,2  | 0    |      |  |
| Ab                             | 72,8 | 70,7 | 76,9 | 75,3 | 74,5 | 74,0 | 27,7 | 81,8 |      | 98,2        | 97,6  | 97,9 | 5,8  | 5,4  | 2,0  | 2,8  | 2,6  | 3,8  | 1,6  |      |  |
| Or                             | 1,05 | 1,81 | 1,33 | 1,85 | 1,92 | 3,09 | 69,8 | 0    |      | 0,48        | 0,48  | 0,78 | 94,1 | 94,6 | 98,0 | 97,2 | 97,4 | 96,0 | 98,4 |      |  |
| <b>IPR1</b>                    |      |      |      |      |      |      |      |      |      |             |       |      |      |      |      |      |      |      |      |      |  |
|                                |      |      |      |      |      |      |      |      |      | <b>IBB1</b> |       |      |      |      |      |      |      |      |      |      |  |
|                                |      |      |      |      |      |      |      |      |      |             |       |      |      |      |      |      |      |      |      |      |  |
| SiO <sub>2</sub>               | 64,5 | 65,2 | 63,7 | 64,3 | 64,4 | 64,7 | 65,1 | 65   | 69,2 | 53,3        | 51,7  | 52,1 | 52,8 | 54,7 | 54,8 | 57,4 | 52,9 | 53,1 | 55,9 |      |  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0    | 0,02 | 0,01 | 0    | 0    | 0    | 0,02 | 0    | 0,39 | 0,10        | 0,07  | 0,09 | 0,11 | 0,15 | 0,15 | 0,07 | 0,12 | 0,12 | 0,14 |      |  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 18   | 17,8 | 17,9 | 17,8 | 17,8 | 17,9 | 17,7 | 17,7 | 15,9 | 28,3        | 29,4  | 29,2 | 29,3 | 27,2 | 27,4 | 26,4 | 28,6 | 28,5 | 27,5 |      |  |
| FeO*                           | 0,08 | 0,05 | 0,05 | 0,04 | 0,01 | 0,06 | 0,04 | 0,06 | 0,17 | 0,68        | 0,53  | 0,39 | 0,47 | 0,74 | 0,81 | 0,54 | 0,55 | 0,54 | 0,46 |      |  |
| MnO                            | 0,01 | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0,02 | 0,05 | 0    | 0,02        | 0,06  | 0    | 0    | 0,07 | 0,13 | 0,04 | 0    | 0,06 | 0,05 |      |  |
| MgO                            | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0,10        | 0,12  | 0,09 | 0,07 | 0,13 | 0,10 | 0,10 | 0,13 | 0,11 | 0,13 |      |  |
| CaO                            | 0    | 0    | 0,01 | 0    | 0    | 0    | 0    | 0,01 |      | 11,9        | 13,2  | 13,0 | 12,9 | 10,4 | 10,5 | 7,4  | 12,2 | 11,9 | 9,1  |      |  |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,26 | 0,20 | 0,30 | 0,23 | 0,19 | 0,27 | 0,21 | 0,17 | 0,26 | 4,57        | 3,89  | 4,09 | 4,21 | 5,37 | 5,28 | 5,58 | 4,62 | 4,57 | 5,24 |      |  |
| K <sub>2</sub> O               | 16,7 | 16,7 | 16,5 | 16,8 | 17,0 | 16,3 | 16,4 | 16,5 | 14,7 | 0,24        | 0,23  | 0,17 | 0,17 | 0,20 | 0,24 | 1,37 | 0,23 | 0,24 | 1,00 |      |  |
| Total                          | 99,6 | 100  | 98,5 | 99,2 | 99,4 | 99,2 | 99,5 | 99,5 | 100  | 99,2        | 99,2  | 99,1 | 100  | 98,9 | 99,4 | 98,9 | 99,3 | 99,1 | 99,5 |      |  |
| Si                             | 12,0 | 12,1 | 12,0 | 12,0 | 12,0 | 12,1 | 12,1 | 12,5 |      | 9,75        | 9,49  | 9,56 | 9,60 | 10,0 | 9,98 | 10,4 | 9,68 | 9,72 | 10,1 |      |  |
| Ti                             | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0,05 |      | 0,01        | 0,01  | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,02 |      |  |
| Al                             | 3,95 | 3,88 | 3,98 | 3,92 | 3,92 | 3,93 | 3,88 | 3,88 | 3,49 | 6,11        | 6,36  | 6,32 | 6,28 | 5,86 | 5,89 | 5,65 | 6,17 | 6,15 | 5,87 |      |  |
| Fe <sup>2+</sup>               | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0    | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,03 | 0,10        | 0,08  | 0,06 | 0,07 | 0,11 | 0,12 | 0,08 | 0,08 | 0,08 | 0,07 |      |  |
| Mn                             | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0,01 | 0    | 0           | 0,01  | 0    | 0    | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0    | 0,01 | 0,01 |      |  |
| Mg                             | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0,03        | 0,03  | 0,02 | 0,02 | 0,04 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,04 |      |  |
| Ca                             | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 2,33        | 2,61  | 2,55 | 2,50 | 2,04 | 2,04 | 1,43 | 2,39 | 2,34 | 1,76 |      |  |
| Na                             | 0,09 | 0,07 | 0,11 | 0,08 | 0,07 | 0,10 | 0,08 | 0,06 | 0,09 | 1,62        | 1,39  | 1,46 | 1,48 | 1,90 | 1,87 | 1,96 | 1,64 | 1,62 | 1,84 |      |  |
| K                              | 3,96 | 3,95 | 3,95 | 4,00 | 4,05 | 3,87 | 3,88 | 3,92 | 3,39 | 0,06        | 0,05  | 0,04 | 0,04 | 0,05 | 0,06 | 0,32 | 0,05 | 0,06 | 0,23 |      |  |
| An                             | 0    | 0    | 0,1  | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 58,1        | 64,4  | 63,1 | 62,2 | 51,1 | 51,5 | 38,6 | 58,5 | 58,2 | 46,0 |      |  |
| Ab                             | 2,3  | 1,8  | 2,7  | 2,0  | 1,7  | 2,5  | 1,9  | 1,5  | 2,6  | 40,5        | 34,3  | 36,0 | 36,8 | 47,7 | 47,0 | 52,9 | 40,2 | 40,4 | 48,0 |      |  |
| Or                             | 97,7 | 98,2 | 97,2 | 98,0 | 98,3 | 97,5 | 98,1 | 98,5 | 97,4 | 1,42        | 1,31  | 0,97 | 0,99 | 1,19 | 1,42 | 8,55 | 1,33 | 1,38 | 6,02 |      |  |
| <b>IBB1</b>                    |      |      |      |      |      |      |      |      |      |             |       |      |      |      |      |      |      |      |      |      |  |
|                                |      |      |      |      |      |      |      |      |      |             |       |      |      |      |      |      |      |      |      |      |  |
| SiO <sub>2</sub>               | 55,0 | 51,6 | 52,9 | 53,8 | 54,5 | 52,7 | 51,8 | 51,6 | 51,2 | 50,3        | 51,6  | 58,9 | 53,5 | 56,5 | 51,7 | 65,7 | 52,0 | 56,3 | 53,6 |      |  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,09 | 0,01 | 0,14 | 0,09 | 0,15 | 0,21 | 0,10 | 0,05 | 0,12 | 0,02        | 0,13  | 0,11 | 0,06 | 0,13 | 0,08 | 0,03 | 0,13 | 0,21 | 0,14 |      |  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 28,1 | 29,1 | 28,6 | 28,2 | 27,7 | 28,3 | 28,7 | 28,7 | 29,1 | 29,4        | 29,6  | 28,9 | 25,5 | 28,3 | 25,8 | 28,7 | 19,9 | 28,4 | 25,4 | 27,9 |  |
| FeO*                           | 0,34 | 0,51 | 0,58 | 0,77 | 0,54 | 0,95 | 0,33 | 0,50 | 0,35 | 0,40        | 0,46  | 0,52 | 0,30 | 0,27 | 0,40 | 0,43 | 1,04 | 0,72 | 0,85 | 0,71 |  |
| MnO                            | 0,02 | 0,05 | 0    | 0    | 0,03 | 0,04 | 0,04 | 0,02 | 0,01 | 0,02        | 0     | 0,07 | 0    | 0    | 0    | 0,01 | 0,03 | 0,01 | 0,04 |      |  |
| MgO                            | 0,11 | 0,15 | 0,14 | 0,11 | 0,09 | 0,20 | 0,17 | 0,17 | 0,04 | 0,07        | 0,12  | 0,17 | 0,01 | 0,03 | 0    | 0,13 | 0,54 | 0,17 | 0,10 | 0,06 |  |
| CaO                            | 11,9 | 13,2 | 12,1 | 11,6 | 10,9 | 11,7 | 13,1 | 13,1 | 12,8 | 13,5        | 14,0  | 13,3 | 8,1  | 11,7 | 8,6  | 13,2 | 1,2  | 12,4 | 8,7  | 11,1 |  |
| Na <sub>2</sub> O              | 4,88 | 4,23 | 4,96 | 5,41 | 5,67 | 4,76 | 4,43 | 4,35 | 4,56 | 4,24        | 3,90  | 4,25 | 7,51 | 5,18 | 6,66 | 4,38 | 9,75 | 4,75 | 6,67 | 5,58 |  |
| K <sub>2</sub> O               | 0,21 | 0,24 | 0,19 | 0,25 | 0,21 | 0,37 | 0,16 | 0,20 | 0,17 | 0,15        | 0,14  | 0,21 | 0,15 | 0,09 | 0,21 | 0,24 | 1,21 | 0,23 | 0,25 | 0,19 |  |
| Total                          | 101  | 99,2 | 99,8 | 100  | 99,7 | 99,3 | 98,8 | 98,7 | 98,8 | 99,0        | 98,6  | 99,1 | 101  | 99,1 | 98,3 | 99,1 | 99,4 | 98,9 | 98,5 | 99,3 |  |
| Si                             | 9,89 | 9,50 | 9,65 | 9,77 | 9,90 | 9,67 | 9,55 | 9,53 | 9,51 | 9,44        | 9,33  | 9,51 | 10,5 | 9,78 | 10,3 | 9,54 | 11,7 | 9,60 | 10,3 | 9,8  |  |
| Ti                             | 0,01 | 0    | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,03 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0           | 0,02  | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0    | 0,02 | 0,03 | 0,02 |  |
| Al                             | 5,96 | 6,31 | 6,16 | 6,06 | 5,93 | 6,13 | 6,24 | 6,26 | 6,33 | 6,40        | 6,43  | 6,28 | 5,36 | 6,10 | 5,56 | 6,24 | 4,17 | 6,18 | 5,49 | 6,01 |  |
| Fe <sup>2+</sup>               | 0,05 | 0,08 | 0,09 | 0,12 | 0,08 | 0,15 | 0,05 | 0,08 | 0,05 | 0,06        | 0,07  | 0,08 | 0,05 | 0,04 | 0,06 | 0,07 | 0,16 | 0,11 | 0,13 | 0,11 |  |
| Mn                             | 0    | 0,01 | 0    | 0    | 0    | 0,01 | 0,01 | 0    | 0    | 0           | 0     | 0,01 | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0,01 | 0,01 |  |
| Mg                             | 0,03 | 0,04 | 0,04 | 0,03 | 0,02 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,01 | 0,02        | 0,03  | 0,05 | 0    | 0,01 | 0    | 0,04 | 0,14 | 0,05 | 0,03 | 0,02 |  |
| Ca                             | 2,29 | 2,60 | 2,36 | 2,25 | 2,12 | 2,30 | 2,59 | 2,60 | 2,52 | 2,67        | 2,78  | 2,63 | 1,55 | 2,28 | 1,68 | 2,61 | 0,23 | 2,45 | 1,72 | 2,18 |  |
| Na                             | 1,70 | 1,51 | 1,75 | 1,91 | 2,00 | 1,70 | 1,59 | 1,56 | 1,63 | 1,52        | 1,40  | 1,52 | 2,60 | 1,84 | 2,36 | 1,57 | 3,37 | 1,70 | 2,37 | 1,98 |  |
| K                              | 0,05 | 0,06 | 0,05 | 0,06 | 0,05 | 0,09 | 0,04 | 0,05 | 0,04 | 0,04        | 0,03  | 0,05 | 0,03 | 0,02 | 0,05 | 0,06 | 0,27 | 0,05 | 0,06 | 0,04 |  |
| An                             | 51,1 | 62,5 | 56,8 | 53,4 | 50,9 | 56,4 | 61,5 | 61,8 | 60,1 | 63,2        | 65,9  | 62,7 | 37,0 | 55,2 | 41,1 | 61,7 | 6,0  | 58,3 | 41,4 | 51,8 |  |
| Ab                             | 47,7 | 36,2 | 42,1 | 45,2 | 47,9 | 41,5 | 37,6 | 37,1 | 38,9 | 35,9        | 33,3  | 36,2 | 62,2 | 44,3 | 57,7 | 37,0 | 86,9 | 40,4 | 57,2 | 47,1 |  |
| Or                             | 1,19 | 1,34 | 1,07 | 1,39 | 1,16 | 2,13 | 0,89 | 1,10 | 0,97 | 0,85        | 0,79  | 1,17 | 0,80 | 0,51 | 1,22 | 1,34 | 7,07 | 1,29 | 1,41 | 1,04 |  |

Cationes por 32 O.

Tabla 1: Continuación.

|                                | IBB1 |      |      | IBB2 |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |  |
|--------------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|--|
|                                | 78   | 88   | 90   | 1.1  | 1.2  | 1.3  | 1.4  | 1.6  | 1.8  | 1.9  | 1.10 | 1.12 | 3.1  | 3.2  | 3.3  | 3.4  | 4.1  | 4.2  | 5.2  |  |
| SiO <sub>2</sub>               | 52,5 | 54,2 | 60,4 | 55,1 | 53,3 | 55   | 59,6 | 54,7 | 52,9 | 54,6 | 54   | 53,6 | 54,4 | 55,8 | 54,3 | 54   | 52,6 | 54,5 | 54,2 |  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,05 | 0,17 | 0,02 | 0,15 | 0,03 | 0,05 | 0,05 | 0,08 | 0,05 | 0,1  | 0,08 | 0,09 | 0,07 | 0,06 | 0,09 | 0,03 | 0,07 | 0,07 | 0,08 |  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 28,6 | 27,2 | 23,4 | 27,0 | 28,9 | 27,3 | 24,7 | 27,9 | 28,9 | 27,6 | 28,1 | 28,6 | 27,7 | 26,6 | 28,2 | 28,7 | 29,3 | 27,0 | 27,7 |  |
| FeO <sup>4</sup>               | 0,51 | 0,46 | 0,65 | 0,84 | 0,58 | 0,80 | 0,51 | 0,67 | 0,66 | 0,64 | 0,92 | 0,83 | 0,77 | 0,73 | 0,58 | 0,41 | 0,63 | 0,88 | 0,71 |  |
| MnO                            | 0,05 | 0,07 | 0    | 0,02 | 0,03 | 0    | 0,05 | 0    | 0    | 0,01 | 0,07 | 0,06 | 0,03 | 0    | 0    | 0,01 | 0,10 | 0    | 0    |  |
| MgO                            | 0,10 | 0,14 | 0    | 0,10 | 0,13 | 0,10 | 0,04 | 0,13 | 0,12 | 0,12 | 0,12 | 0,13 | 0,09 | 0,11 | 0,12 | 0,13 | 0,12 | 0,12 | 0,11 |  |
| CaO                            | 12,2 | 10,1 | 5,55 | 11,4 | 12,8 | 11,4 | 7,75 | 11,9 | 13,0 | 11,7 | 12,1 | 12,5 | 11,5 | 10,6 | 11,8 | 12,1 | 13,1 | 11,3 | 11,6 |  |
| Na <sub>2</sub> O              | 4,99 | 5,92 | 8,88 | 5,18 | 4,33 | 5,16 | 7,11 | 4,90 | 4,21 | 4,87 | 4,72 | 4,52 | 4,82 | 5,52 | 4,71 | 4,63 | 4,09 | 5,09 | 4,9  |  |
| K <sub>2</sub> O               | 0,16 | 0,30 | 0,20 | 0,22 | 0,16 | 0,23 | 0,37 | 0,20 | 0,17 | 0,20 | 0,17 | 0,16 | 0,20 | 0,27 | 0,16 | 0,12 | 0,16 | 0,19 | 0,18 |  |
| Total                          | 99,1 | 98,6 | 99,1 | 99,9 | 100  | 99,9 | 99,9 | 100  | 100  | 99,8 | 99,9 | 99,9 | 99,7 | 99,6 | 100  | 100  | 100  | 99,2 | 99,5 |  |
| Si                             | 9,6  | 10,0 | 10,9 | 10,0 | 9,7  | 10,0 | 10,7 | 9,9  | 9,6  | 9,9  | 9,8  | 9,7  | 9,9  | 10,1 | 9,8  | 9,8  | 9,6  | 10,0 | 9,87 |  |
| Ti                             | 0,01 | 0,02 | 0    | 0,02 | 0    | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0    | 0,01 | 0,01 | 0,01 |  |
| Al                             | 6,19 | 5,90 | 4,98 | 5,77 | 6,18 | 5,83 | 5,21 | 5,93 | 6,20 | 5,91 | 6,01 | 6,10 | 5,94 | 5,69 | 6,03 | 6,12 | 6,28 | 5,81 | 5,95 |  |
| Fe <sup>2+</sup>               | 0,08 | 0,07 | 0,10 | 0,13 | 0,09 | 0,12 | 0,08 | 0,10 | 0,10 | 0,10 | 0,14 | 0,13 | 0,12 | 0,11 | 0,09 | 0,06 | 0,10 | 0,14 | 0,11 |  |
| Mn                             | 0,01 | 0,01 | 0    | 0    | 0,01 | 0    | 0,01 | 0    | 0    | 0    | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0    | 0    | 0    | 0,02 | 0    | 0    |  |
| Mg                             | 0,03 | 0,04 | 0    | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,01 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,03 | 0,03 | 0,03 |  |
| Ca                             | 2,40 | 1,99 | 1,07 | 2,21 | 2,49 | 2,22 | 1,48 | 2,30 | 2,53 | 2,28 | 2,35 | 2,42 | 2,25 | 2,05 | 2,29 | 2,34 | 2,55 | 2,22 | 2,27 |  |
| Na                             | 1,78 | 2,11 | 3,11 | 1,82 | 1,52 | 1,81 | 2,46 | 1,72 | 1,48 | 1,72 | 1,66 | 1,59 | 1,70 | 1,94 | 1,66 | 1,62 | 1,44 | 1,80 | 1,73 |  |
| K                              | 0,04 | 0,07 | 0,05 | 0,05 | 0,04 | 0,05 | 0,08 | 0,05 | 0,04 | 0,05 | 0,04 | 0,04 | 0,05 | 0,06 | 0,04 | 0,03 | 0,04 | 0,04 | 0,04 |  |
| An                             | 56,9 | 47,8 | 25,4 | 54,2 | 61,4 | 54,3 | 36,8 | 56,6 | 62,5 | 56,4 | 58,1 | 59,9 | 56,3 | 50,6 | 57,5 | 58,7 | 63,3 | 54,6 | 56,1 |  |
| Ab                             | 42,2 | 50,6 | 73,5 | 44,6 | 37,7 | 44,4 | 61,1 | 42,3 | 36,6 | 42,4 | 40,9 | 39,2 | 42,6 | 47,9 | 41,6 | 40,7 | 35,8 | 44,3 | 42,8 |  |
| Or                             | 0,89 | 1,69 | 1,08 | 1,22 | 0,92 | 1,33 | 2,10 | 1,13 | 0,96 | 1,15 | 0,99 | 0,91 | 0,14 | 1,54 | 0,95 | 0,70 | 0,95 | 1,07 | 1,01 |  |
|                                | IBB2 |      |      |      | IBB4 |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |  |
|                                | 5.3  | 5.4  | 5.5  | 6.3  | 7.1  | 7.2  | 7.3  | 7.4  | 1.1  | 1.2  | 1.3  | 1.4  | 1.5  | 1.6  | 1.8  | 1.9  | 1.10 | 1.11 |      |  |
| SiO <sub>2</sub>               | 53,3 | 55,9 | 53   | 52,7 | 55,3 | 54,5 | 53,3 | 53,5 | 54,6 | 53,3 | 53,8 | 52,6 | 52,5 | 54,4 | 53,7 | 53,2 | 52,3 | 52,6 |      |  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,07 | 0,08 | 0,12 | 0,1  | 0,17 | 0,07 | 0,09 | 0,04 | 0,13 | 0,07 | 0,15 | 0,09 | 0,14 | 0,12 | 0,13 | 0,07 | 0,11 | 0,07 |      |  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 28,5 | 26,6 | 28,6 | 29,4 | 26,7 | 28,6 | 28,8 | 28,6 | 27,6 | 29,3 | 28,4 | 29,7 | 29,2 | 29,0 | 28,1 | 29,0 | 28,9 | 29,3 |      |  |
| FeO <sup>4</sup>               | 0,74 | 0,89 | 0,82 | 0,77 | 0,84 | 0,39 | 0,37 | 0,23 | 0,79 | 0,60 | 0,65 | 0,59 | 0,51 | 0,50 | 0,67 | 0,65 | 0,65 | 0,49 |      |  |
| MnO                            | 0,07 | 0    | 0,02 | 0    | 0    | 0    | 0,03 | 0,11 | 0,08 | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0,07 | 0,07 |      |  |
| MgO                            | 0,13 | 0,15 | 0,18 | 0,20 | 0,11 | 0,15 | 0,13 | 0,13 | 0,12 | 0,12 | 0,10 | 0,14 | 0,14 | 0,14 | 0,15 | 0,16 | 0,14 | 0,13 |      |  |
| CaO                            | 13,0 | 10,7 | 12,6 | 11,5 | 11,0 | 12,1 | 12,6 | 12,2 | 11,1 | 12,8 | 11,9 | 13,2 | 13,1 | 12,1 | 12,0 | 12,7 | 12,9 | 13,2 |      |  |
| Na <sub>2</sub> O              | 4,43 | 5,39 | 4,54 | 3,77 | 5,30 | 4,54 | 4,73 | 4,67 | 5,01 | 4,29 | 4,76 | 4,07 | 4,12 | 4,78 | 4,62 | 4,32 | 4,02 | 3,94 |      |  |
| K <sub>2</sub> O               | 0,13 | 0,24 | 0,13 | 0,16 | 0,30 | 0,12 | 0,13 | 0,15 | 0,25 | 0,14 | 0,19 | 0,12 | 0,14 | 0,23 | 0,22 | 0,15 | 0,13 | 0,11 |      |  |
| Total                          | 100  | 99,8 | 100  | 99,5 | 99,8 | 101  | 100  | 99,6 | 99,6 | 100  | 99,9 | 100  | 100  | 100  | 99,6 | 99,9 | 99,3 | 99,8 |      |  |
| Si                             | 9,7  | 10,1 | 9,6  | 9,6  | 10,1 | 9,8  | 9,7  | 9,7  | 9,92 | 9,62 | 9,78 | 9,52 | 9,56 | 9,74 | 9,78 | 9,64 | 9,58 | 9,58 |      |  |
| Ti                             | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,01 |      |  |
| Al                             | 6,10 | 5,69 | 6,15 | 6,33 | 5,72 | 6,08 | 6,16 | 6,13 | 5,91 | 6,24 | 6,03 | 6,34 | 6,27 | 6,13 | 6,04 | 6,19 | 6,25 | 6,28 |      |  |
| Fe <sup>2+</sup>               | 0,11 | 0,14 | 0,13 | 0,12 | 0,13 | 0,06 | 0,06 | 0,04 | 0,12 | 0,09 | 0,10 | 0,09 | 0,08 | 0,07 | 0,10 | 0,10 | 0,10 | 0,08 |      |  |
| Mn                             | 0,01 | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0,02 | 0,01 | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0,01 | 0,01 |      |  |
| Mg                             | 0,03 | 0,04 | 0,05 | 0,05 | 0,03 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,04 |      |  |
| Ca                             | 2,52 | 2,07 | 2,46 | 2,25 | 2,14 | 2,34 | 2,45 | 2,38 | 2,17 | 2,48 | 2,31 | 2,56 | 2,56 | 2,33 | 2,35 | 2,47 | 2,54 | 2,57 |      |  |
| Na                             | 1,56 | 1,89 | 1,60 | 1,33 | 1,87 | 1,58 | 1,66 | 1,65 | 1,77 | 1,50 | 1,68 | 1,43 | 1,46 | 1,66 | 1,64 | 1,52 | 1,43 | 1,39 |      |  |
| K                              | 0,03 | 0,06 | 0,03 | 0,27 | 0,07 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,06 | 0,03 | 0,05 | 0,03 | 0,03 | 0,05 | 0,05 | 0,04 | 0,03 | 0,03 |      |  |
| An                             | 61,3 | 51,5 | 60,1 | 58,4 | 52,5 | 59,2 | 59,2 | 58,6 | 54,3 | 61,8 | 57,4 | 63,8 | 63,3 | 57,7 | 58,2 | 61,4 | 63,6 | 64,4 |      |  |
| Ab                             | 38,0 | 47,1 | 39,2 | 34,6 | 45,8 | 40,1 | 40,1 | 40,6 | 44,2 | 37,4 | 41,5 | 35,6 | 36,0 | 41,1 | 40,5 | 37,7 | 35,7 | 34,9 |      |  |
| Or                             | 0,73 | 1,37 | 0,74 | 7,03 | 1,71 | 0,72 | 0,73 | 0,84 | 1,45 | 0,80 | 1,11 | 0,68 | 0,78 | 1,28 | 1,25 | 0,87 | 0,74 | 0,64 |      |  |
|                                | IBB4 |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |  |
|                                | 1.12 | 1.13 | 2.2  | 4.1  | 4.2  | 4.3  | 4.4  | 4.5  | 4.7  | 4.8  | 4.9  | 4.10 | 4.11 | 4.12 | 4.13 | 4.14 | 4.15 | 4.16 | 4.17 |  |
| SiO <sub>2</sub>               | 51,7 | 53,1 | 54,7 | 54,2 | 55,2 | 51,9 | 53,1 | 53,1 | 53,4 | 52,9 | 54,0 | 53,9 | 53,4 | 53,7 | 55,2 | 53,7 | 53,6 | 53,4 | 53,5 |  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,16 | 0,10 | 0,15 | 0,07 | 0,12 | 0,03 | 0,10 | 0,10 | 0,09 | 0,05 | 0,06 | 0,12 | 0,06 | 0,06 | 0,13 | 0,03 | 0,09 | 0,01 | 0,08 |  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 29,2 | 28,9 | 27,6 | 27,9 | 27,6 | 29,5 | 28,9 | 29,2 | 28,5 | 28,7 | 28,4 | 28,4 | 28,7 | 28,3 | 27,4 | 28,7 | 28,8 | 28,8 | 28,9 |  |
| FeO <sup>4</sup>               | 0,51 | 0,52 | 0,79 | 0,79 | 0,90 | 0,99 | 0,58 | 0,67 | 0,74 | 0,73 | 0,54 | 0,86 | 0,25 | 0,30 | 0,95 | 0,30 | 0,46 | 0,34 | 0,17 |  |
| MnO                            | 0,06 | 0,01 | 0    | 0,08 | 0,09 | 0,12 | 0,02 | 0,03 | 0    | 0,09 | 0    | 0,04 | 0,06 | 0    | 0,05 | 0    | 0    | 0,05 | 0,01 |  |
| MgO                            | 0,14 | 0,11 | 0,13 | 0,13 | 0,11 | 0,24 | 0,16 | 0,14 | 0,11 | 0,10 | 0,11 | 0,19 | 0,14 | 0,13 | 0,10 | 0,12 | 0,15 | 0,08 | 0,11 |  |
| CaO                            | 13,3 | 12,5 | 11,2 | 11,5 | 11,1 | 13,4 | 12,8 | 12,8 | 12,2 | 12,5 | 11,8 | 12,0 | 12,2 | 12,0 | 11,0 | 12,2 | 12,0 | 12,3 | 12,3 |  |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,80 | 4,30 | 4,99 | 4,74 | 4,99 | 3,84 | 4,08 | 4,46 | 4,49 | 4,41 | 4,46 | 4,99 | 4,49 | 4,44 | 5,38 | 4,54 | 4,69 | 4,47 | 4,60 |  |
| K <sub>2</sub> O               | 0,16 | 0,17 | 0,25 | 0,28 | 0,23 | 0,17 | 0,16 | 0,13 | 0,15 | 0,16 | 0,22 | 0,20 | 0,13 | 0,13 | 0,26 | 0,15 | 0,11 | 0,18 | 0,15 |  |
| Total                          | 99,1 | 99,8 | 99,9 | 99,7 | 100  | 100  | 100  | 101  | 99,6 | 99,7 | 99,5 | 101  | 99,4 | 99,0 | 100  | 99,9 | 100  | 99,6 | 99,8 |  |
| Si                             | 9,51 | 9,66 | 9,93 | 9,86 | 9,97 | 9,47 | 9,65 | 9,61 | 9,73 | 9,66 | 9,81 | 9,76 | 9,74 | 9,81 | 9,96 | 9,75 | 9,72 | 9,72 | 9,71 |  |
| Ti                             | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0    | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0    | 0,01 | 0    | 0,01 |  |
| Al                             | 6,27 | 6,21 | 5,91 | 5,98 | 5,87 | 6,34 | 6,20 | 6,26 | 6,12 | 6,18 | 6,09 | 6,06 | 6,16 | 6,09 | 5,91 | 6,15 | 6,15 | 6,18 | 6,19 |  |
| Fe <sup>2+</sup>               | 0,08 | 0,08 | 0,12 | 0,12 | 0,14 | 0,15 | 0,09 | 0,10 | 0,11 | 0,11 | 0,08 | 0,13 | 0,04 | 0,05 | 0,14 | 0,05 | 0,07 | 0,05 | 0,03 |  |

y ulterior de feldespato potásico.

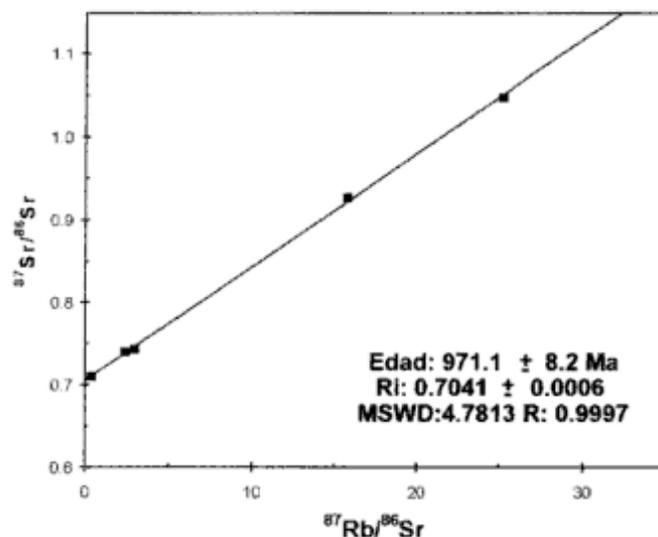
La evolución de dicha relación entre las etapas granito y riolita, de acuerdo con Marmottans (1976), habría estado controlada por la cristalización del feldespato potásico. El empobrecimiento en Ba y Sr desde el granito a la riolita es común en la evolución magmática hacia líquidos residuales graníticos tras un proceso importante de separación de plagioclasa e incluso biotita.

Algunos elementos incompatibles de elevada carga (Nb, Ce y Zr, no el Y) registran contenidos similares a granitoides evolucionados del tipo I. La valoración de estos elementos como discriminantes permite excluir la posibilidad de que, siendo peraluminoso, pueda corresponder al tipo «A», dado que los valores de Zr y elementos HFS para estos últimos son bastante mayores. Según Thieblemont y Cabanis (1990), sus relaciones Nb-Rb-Y le asignarían al granito y sus derivados ciertas afinidades alcalinas.

Respecto a la composición química de los diques básicos, globalmente corresponde a la de basaltos-andesitas basálticas en sentido amplio (Le Maitre 1989). Su alto contenido en potasio, así como su tendencia hacia la andesita basáltica, es engañosa por la participación en el análisis de los macrocristales de feldespato.

**Tabla 2:** Composiciones químicas del piroxeno de los diques máficos (BB2). Fuente: microsonda electrónica de la Universidad de Oviedo.

|                                | IBB2  |       |       |      |
|--------------------------------|-------|-------|-------|------|
|                                | 2.3   | 2.4   | 6.1   | 6.2  |
| SiO <sub>2</sub>               | 49,4  | 49,6  | 49,4  | 48,9 |
| TiO <sub>2</sub>               | 1,88  | 1,64  | 1,88  | 2,02 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2,78  | 2,75  | 3,29  | 3,48 |
| FeO                            | 14,2  | 14,3  | 13,6  | 13,1 |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0     | 0     | 0,02  | 0    |
| MnO                            | 0,33  | 0,40  | 0,39  | 0,27 |
| NiO                            | 0     | 0,02  | 0     | 0    |
| MgO                            | 11,7  | 11,9  | 11,6  | 11,3 |
| CaO                            | 20    | 20,1  | 20,4  | 20,4 |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,35  | 0,39  | 0,43  | 0,46 |
| K <sub>2</sub> O               | 0     | 0     | 0,01  | 0    |
| Total                          | 100,7 | 101,2 | 101,1 | 99,9 |
| TSi                            | 1,87  | 1,86  | 1,86  | 1,86 |
| TAI                            | 0,12  | 0,12  | 0,15  | 0,14 |
| TFe <sup>3+</sup>              | 0,01  | 0,02  | 0     | 0    |
| M1Al                           | 0     | 0     | 0     | 0,02 |
| M1Ti                           | 0,05  | 0,05  | 0,05  | 0,06 |
| M1Fe <sup>3+</sup>             | 0,05  | 0,07  | 0,07  | 0,04 |
| M1Fe <sup>2+</sup>             | 0,24  | 0,21  | 0,23  | 0,24 |
| M1Cr                           | 0     | 0     | 0     | 0    |
| M1Mg                           | 0,66  | 0,67  | 0,65  | 0,64 |
| M1Ni                           | 0     | 0     | 0     | 0    |
| M2Mg                           | 0     | 0     | 0     | 0    |
| M2Fe <sup>3+</sup>             | 0,15  | 0,15  | 0,13  | 0,13 |
| M2Mn                           | 0,01  | 0,01  | 0,01  | 0,01 |
| M2Ca                           | 0,81  | 0,81  | 0,82  | 0,83 |
| M2Na                           | 0,03  | 0,03  | 0,03  | 0,03 |
| M2K                            | 0     | 0     | 0     | 0    |
| Sum.cat.                       | 4     | 4     | 4     | 4    |
| Wo                             | 42    | 41,7  | 43    | 43,9 |
| En                             | 34,2  | 34,4  | 34    | 33,8 |
| Fs                             | 23,8  | 23,9  | 23    | 22,4 |



**Figura 2:** Isocrona  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  del Granito Bertrab (recalculada utilizando los datos analíticos de Eastin y Faure 1971).

La vinculación genética entre el Granito Bertrab y su cortejo de diques queda evidenciada por el estudio geocronológico Rb/Sr de Eastin y Faure (1971), en el que se demuestra la coetaneidad de las diferentes facies litológicas. La baja relación inicial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,7042) para una roca de tal edad puede indicar un magma parental de composición basáltica de procedencia mantélica con cierta contaminación cortical, también visible en los contenidos de K y Al.

Si se proyectan K<sub>2</sub>O frente a SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub> frente a MgO, Zr frente a Nb, Y frente a SiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> frente a CaO y Ni frente a Cr, los diques básicos se presentan dentro del campo de los lamprófiros hornbléndicos de Rock *et al.* (1988). La generación de estas rocas máficas ha sido asociada a un predominio de la presión de agua por encima de la presión de CO<sub>2</sub> en la fuente.

## Edad

La falta de deformación y alteraciones del cuerpo granítico ha permitido realizar un buen estudio geocronológico. Dataciones radimétricas fueron llevadas a cabo en el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS) por el método de K/Ar sobre roca total. Asimismo, utilizando los datos analíticos de las cinco muestras del nunatak Bertrab presentadas por Eastin y Faure (1971), se recalculó la edad propuesta por dichos autores ( $1001 \pm 16$  Ma), utilizando los nuevos valores de la constante de desintegración del  $^{87}\text{Rb}$  y diferentes modelos para la construcción del diagrama isocronico.

El análisis potasio-argón efectuado por medio de la técnica de roca total, arrojó los siguientes datos analíticos:

**Tabla 3:** Composiciones químicas de los anfíboles del Granito Bertrab (GB2) y de los diques máficos (BB1). Fuente: microsonda electrónica de la Universidad de Oviedo.

|                                | 1GB2  |       |       |       |       |       | 1BB1 |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |  |  |  |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|--|--|--|
|                                | 2.2.1 | 2.2.3 | 2.3.1 | 2.4.3 | 2.5.1 | 2.5.2 | 2.4  | 3.1  | 3.7  | 4.1  | 4.5  | 6.0  | 6.5  | 7.2  | 7.3  | 7.9  | 8.2  | 8.3  | 8.4  | 8.5  | 8.6  | 8.7  | 8.9  | 9.1  |  |  |  |
| SiO <sub>2</sub>               | 52,9  | 53,8  | 50,4  | 50,3  | 51,6  | 53,3  | 50,3 | 50,4 | 51,2 | 51,5 | 45,0 | 51,0 | 49,9 | 42,4 | 50,0 | 50,4 | 49,4 | 49,7 | 49,3 | 51,0 | 48,6 | 52,1 | 50,1 | 51,1 |  |  |  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,19  | 0,06  | 0,16  | 0,20  | 0,17  | 0,02  | 0,43 | 1,39 | 0,36 | 0,41 | 1,11 | 0,56 | 0,83 | 10,3 | 0,82 | 0,46 | 0,62 | 0,58 | 0,64 | 0,05 | 0,40 | 0,05 | 0,48 | 0,44 |  |  |  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2,57  | 1,93  | 3,11  | 3,40  | 2,73  | 1,24  | 3,40 | 3,12 | 2,97 | 2,99 | 8,02 | 3,07 | 3,71 | 3,63 | 3,73 | 2,71 | 4,10 | 4,16 | 4,11 | 3,61 | 4,49 | 2,28 | 3,86 | 3,02 |  |  |  |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,02  | 0,07  | 0     | 0,01  | 0     | 0,02  | 0,03 | 0    | 0,06 | 0    | 0    | 0    | 0    | 0,01 | 0,02 | 0    | 0    | 0    | 0    | 0,04 | 0,02 | 0,02 | 0,10 | 0    |  |  |  |
| FeO*                           | 14,5  | 13,2  | 15,4  | 15,2  | 14,2  | 14,3  | 17,0 | 17,0 | 17,1 | 16,4 | 16,6 | 15,5 | 16,7 | 17,5 | 16,0 | 15,8 | 16,3 | 16,8 | 16,9 | 15,9 | 16,3 | 15,6 | 16,4 | 15,7 |  |  |  |
| MnO                            | 0,87  | 1,37  | 0,96  | 1,04  | 1,20  | 1,90  | 0,38 | 0,56 | 0,36 | 0,53 | 0,30 | 0,53 | 0,48 | 2,45 | 0,56 | 0,44 | 0,50 | 0,57 | 0,41 | 0,57 | 0,42 | 0,38 | 0,65 | 0,63 |  |  |  |
| MgO                            | 13,8  | 13,9  | 12,9  | 13,0  | 13,4  | 13,2  | 12,6 | 12,2 | 12,6 | 12,3 | 10,7 | 13,4 | 12,6 | 12,1 | 13,3 | 13,8 | 13,2 | 12,9 | 12,5 | 13,6 | 13,2 | 14,3 | 13,1 | 13,4 |  |  |  |
| CaO                            | 11,9  | 12,3  | 11,9  | 11,5  | 12,2  | 12,4  | 11,9 | 12,7 | 12,1 | 12,3 | 12,9 | 12,0 | 12,0 | 8,8  | 12,2 | 12,2 | 12,3 | 12,2 | 12,3 | 11,8 | 12,0 | 12,6 | 12,1 | 12,2 |  |  |  |
| Na <sub>2</sub> O              | 1,31  | 0,45  | 1,16  | 1,66  | 0,99  | 0,40  | 0,53 | 0,56 | 0,65 | 0,63 | 0,18 | 0,53 | 0,70 | 0,35 | 0,71 | 0,51 | 0,75 | 0,82 | 0,68 | 0,83 | 1,05 | 0,44 | 0,92 | 0,63 |  |  |  |
| K <sub>2</sub> O               | 0,50  | 0,23  | 0,65  | 0,68  | 0,46  | 0,21  | 0,22 | 0,29 | 0,21 | 0,25 | 0,08 | 0,34 | 0,31 | 1,22 | 0,29 | 0,27 | 0,31 | 0,29 | 0,28 | 0,24 | 0,41 | 0,12 | 0,33 | 0,25 |  |  |  |
| Total                          | 98,5  | 97,3  | 96,8  | 97,0  | 96,9  | 96,9  | 96,7 | 98,1 | 97,4 | 97,3 | 96,5 | 96,9 | 97,3 | 98,7 | 97,6 | 96,7 | 97,5 | 98,1 | 97,1 | 97,6 | 97,0 | 97,8 | 98,0 | 97,3 |  |  |  |
| cationes por 23 O              |       |       |       |       |       |       |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |  |  |  |
| TSi                            | 7,69  | 7,85  | 7,52  | 7,47  | 7,64  | 7,87  | 7,43 | 7,44 | 7,54 | 7,62 | 6,85 | 7,50 | 7,36 | 6,18 | 7,33 | 7,43 | 7,26 | 7,27 | 7,30 | 7,42 | 7,19 | 7,57 | 7,33 | 7,50 |  |  |  |
| TAI                            | 0,31  | 0,15  | 0,48  | 0,53  | 0,36  | 0,13  | 0,57 | 0,55 | 0,46 | 0,38 | 1,15 | 0,50 | 0,64 | 0,63 | 0,65 | 0,47 | 0,71 | 0,72 | 0,70 | 0,58 | 0,78 | 0,39 | 0,67 | 0,50 |  |  |  |
| TFe <sup>3+</sup>              | 0     | 0     | 0     | 0     | 0     | 0     | 0    | 0,01 | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 1,20 | 0,02 | 0,10 | 0,03 | 0,01 | 0    | 0,03 | 0,04 | 0,01 | 0    | 0    |  |  |  |
| TTi                            | 0     | 0     | 0     | 0     | 0     | 0     | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    |  |  |  |
| Sum T                          | 8     | 8     | 8     | 8     | 8     | 8     | 8    | 8    | 8    | 8    | 8    | 8    | 8    | 8    | 8    | 8    | 8    | 8    | 8    | 8    | 8    | 8    | 8    | 8    |  |  |  |
| CAI                            | 0,13  | 0,18  | 0,07  | 0,07  | 0,12  | 0,08  | 0,03 | 0    | 0,05 | 0,14 | 0,29 | 0,03 | 0,01 | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0,02 | 0,04 | 0    | 0    | 0    | 0,02 |  |  |  |
| CCr                            | 0     | 0,01  | 0     | 0     | 0     | 0     | 0    | 0    | 0,01 | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0,01 | 0    | 0    | 0,01 | 0    |  |  |  |
| CFe <sup>3+</sup>              | 0     | 0     | 0,12  | 0,15  | 0     | 0     | 0,49 | 0,02 | 0,29 | 0    | 0,35 | 0,40 | 0,50 | 0,40 | 0,40 | 0,44 | 0,49 | 0,39 | 0,55 | 0,53 | 0,36 | 0,43 | 0,33 |      |  |  |  |
| CTi                            | 0,02  | 0,01  | 0,02  | 0,02  | 0,02  | 0     | 0,05 | 0,15 | 0,04 | 0,05 | 0,13 | 0,06 | 0,09 | 1,13 | 0,09 | 0,05 | 0,07 | 0,06 | 0,07 | 0,01 | 0,04 | 0,01 | 0,05 | 0,05 |  |  |  |
| CMg                            | 2,98  | 3,03  | 2,87  | 2,88  | 2,96  | 2,91  | 2,77 | 2,68 | 2,76 | 2,71 | 2,44 | 2,94 | 2,78 | 2,64 | 2,90 | 3,04 | 2,90 | 2,82 | 2,76 | 2,94 | 2,92 | 3,09 | 2,86 | 2,92 |  |  |  |
| CFe <sup>2+</sup>              | 1,76  | 1,61  | 1,81  | 1,75  | 1,75  | 1,77  | 1,62 | 2,07 | 1,81 | 2,02 | 2,11 | 1,56 | 1,66 | 0,43 | 1,54 | 1,45 | 1,53 | 1,56 | 1,72 | 1,38 | 1,46 | 1,50 | 1,57 | 1,60 |  |  |  |
| CMn                            | 0,11  | 0,17  | 0,12  | 0,13  | 0,15  | 0,24  | 0,05 | 0,07 | 0,05 | 0,07 | 0,04 | 0,07 | 0,06 | 0,30 | 0,07 | 0,05 | 0,06 | 0,07 | 0,05 | 0,07 | 0,05 | 0,05 | 0,08 | 0,08 |  |  |  |
| CCa                            | 0     | 0     | 0     | 0     | 0     | 0     | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    |  |  |  |
| Sum C                          | 5     | 5     | 5     | 5     | 5     | 5     | 5    | 5    | 5    | 5    | 5    | 5    | 5    | 5    | 5    | 5    | 5    | 5    | 5    | 5    | 5    | 5    | 5    | 5    |  |  |  |
| BMg                            | 0     | 0     | 0     | 0     | 0     | 0     | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    |  |  |  |
| BFe <sup>2+</sup>              | 0     | 0     | 0     | 0     | 0     | 0     | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    |  |  |  |
| BMn                            | 0     | 0     | 0     | 0     | 0     | 0     | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    |  |  |  |
| BCa                            | 1,85  | 1,91  | 1,90  | 1,83  | 1,93  | 1,96  | 1,88 | 2,00 | 1,91 | 1,95 | 2,00 | 1,89 | 1,89 | 1,37 | 1,91 | 1,93 | 1,95 | 1,91 | 1,95 | 1,84 | 1,91 | 1,96 | 1,90 | 1,91 |  |  |  |
| BNa                            | 0,15  | 0,09  | 0,10  | 0,17  | 0,07  | 0,04  | 0,12 | 0    | 0,09 | 0,05 | 0    | 0,11 | 0,11 | 0,10 | 0,09 | 0,07 | 0,06 | 0,09 | 0,05 | 0,16 | 0,09 | 0,04 | 0,10 | 0,09 |  |  |  |
| Sum B                          | 2     | 2     | 2     | 2     | 2     | 2     | 2    | 2    | 2    | 2    | 2    | 2    | 2    | 1,47 | 2    | 2    | 2    | 2    | 2    | 2    | 2    | 2    | 2    | 2    |  |  |  |
| ACa                            | 0     | 0     | 0     | 0     | 0     | 0     | 0    | 0,01 | 0    | 0    | 0,10 | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    |  |  |  |
| ANa                            | 0,22  | 0,04  | 0,24  | 0,31  | 0,22  | 0,07  | 0,03 | 0,16 | 0,09 | 0,13 | 0,32 | 0,05 | 0,09 | 0    | 0,12 | 0,08 | 0,16 | 0,15 | 0,15 | 0,08 | 0,21 | 0,08 | 0,16 | 0,09 |  |  |  |
| AK                             | 0,09  | 0,04  | 0,13  | 0,13  | 0,09  | 0,04  | 0,04 | 0,06 | 0,04 | 0,05 | 0,16 | 0,06 | 0,06 | 0,23 | 0,05 | 0,05 | 0,06 | 0,06 | 0,05 | 0,05 | 0,08 | 0,02 | 0,06 | 0,05 |  |  |  |
| Sum A                          | 0,31  | 0,08  | 0,36  | 0,44  | 0,30  | 0,11  | 0,07 | 0,22 | 0,13 | 0,18 | 0,58 | 0,11 | 0,15 | 0,23 | 0,17 | 0,13 | 0,22 | 0,20 | 0,20 | 0,12 | 0,29 | 0,10 | 0,22 | 0,14 |  |  |  |
| S cat                          | 15,3  | 15,1  | 15,4  | 15,4  | 15,3  | 15,1  | 15,1 | 15,2 | 15,1 | 15,6 | 15,1 | 15,2 | 14,7 | 15,2 | 15,1 | 15,2 | 15,2 | 15,2 | 15,1 | 15,3 | 15,1 | 15,1 | 15,2 | 15,1 |  |  |  |
| S ox                           | 23    | 23    | 23    | 23    | 23    | 23    | 23   | 23   | 23   | 23   | 23   | 23   | 23   | 23   | 23   | 23   | 23   | 23   | 23   | 23   | 23   | 23   | 23   | 23   |  |  |  |

Muestra AK N°: 3873

K: 2,90 %

<sup>40</sup>K: 8,657x 10<sup>-8</sup> mol/g

<sup>40</sup>Ar<sub>rad</sub>: 66,828 x 10<sup>-10</sup> mol/g

<sup>40</sup>Ar<sub>atm</sub>: 40,0 %

Edad: 996 ± 40 Ma

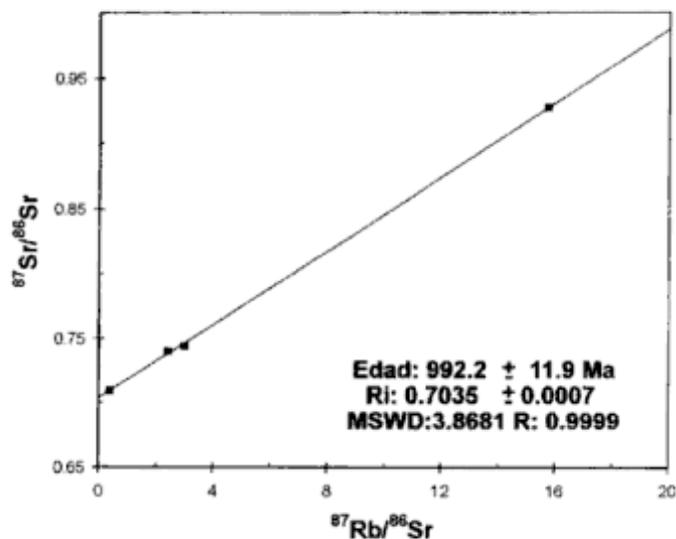
Error analítico: 4,0 %

La isocrona construida utilizando las cinco muestras analizadas por los autores antes mencionados dio una edad de 971 ± 8 Ma (Fig. 2), mientras que la hallada excluyendo los datos analíticos del miembro aplítico es de 992 ± 12 Ma (Fig. 3). En ambos casos se utilizaron los modelos York y Williamson, con resultados coincidentes.

|  | Incluye aplita | Sin miembro aplítico |
|--|----------------|----------------------|
| Edad   | 971 ± 8        | 992 ± 12             |
| ( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>i</sub> | 0,70419        | 0,70354              |
| MSWD   | 4,78           | 3,99                 |
| Coef. correl.                                      | 0,9998         | 0,9999               |

Las edades halladas para las dos isocronas rubidio-estroncio son concordantes entre sí, dentro del error analítico del método y también con el valor hallado por medio de la datación potasio-argón.

La excelente concordancia de ambos métodos refleja un rápido enfriamiento y la ausencia en la región de eventos posteriores, fundamentalmente de la Orogenia Ross que ha modificado en otras áreas las edades potasio-argón.



**Figura 3:** Isocrona <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr - <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr Granito Bertrab (ídem anterior pero excluyendo el miembro aplítico).

**Tabla 4:** Análisis químicos ICP de roca total y normas CIPW del Granito Bertrab (GB3), dique riolítico (PR1) y de su cortejo de diques básicos (BB3, LB3, y BB4). (Acme Labs. Analista: C. Leong).

|                                | 1GB3  | 1PR1   | 1BB3  | 1LB3  | 1BB4   |
|--------------------------------|-------|--------|-------|-------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 73,24 | 74,11  | 49,04 | 49,36 | 49,85  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 13,63 | 12,34  | 16,49 | 19,51 | 19,71  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2,75  | 2,44   | 12,07 | 9,34  | 9,47   |
| MgO                            | 0,34  | 0,11   | 6,48  | 4,09  | 4,09   |
| CaO                            | 1,01  | 0,3    | 7,98  | 8,05  | 8,1    |
| Na <sub>2</sub> O              | 4,35  | 1,5    | 2,54  | 3,21  | 3,25   |
| K <sub>2</sub> O               | 4,1   | 7,8    | 2,68  | 0,79  | 0,84   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,31  | 0,15   | 1,83  | 1,31  | 1,33   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,02  | <0,01  | 0,24  | 0,24  | 0,19   |
| MnO                            | 0,06  | 0,03   | 0,21  | 0,15  | 0,15   |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,001 | <0,001 | 0,003 | 0,002 | <0,001 |
| Ba                             | 1270  | 762    | 308   | 270   | 272    |
| Cu                             | <50   | <50    | <50   | <50   | 53     |
| Zn                             | 53    | <50    | 262   | 82    | 88     |
| Ni                             | <20   | <20    | 52    | 60    | 46     |
| Co                             | <50   | <50    | <50   | <50   | <50    |
| Sr                             | 100   | 43     | 346   | 493   | 498    |
| Zr                             | 230   | 243    | 133   | 78    | 79     |
| Ce                             | <50   | 69     | <50   | <50   | <50    |
| Y                              | 26    | 47     | 30    | 19    | 18     |
| Nb                             | <10   | 10     | <10   | <10   | <10    |
| Sc                             | <10   | <10    | 45    | 32    | 33     |
| Ta                             | <50   | <50    | <50   | <50   | <50    |
| PPI                            | 0,6   | 0,3    | 1,2   | 3,6   | 3,7    |
| Sum                            | 100,7 | 99,3   | 100,9 | 99,8  | 100,8  |

#### normas CIPW

|           |       |       |       |       |       |
|-----------|-------|-------|-------|-------|-------|
| cuarzo    | 29,5  | 34,64 | 0,55  | 5,35  | 5,25  |
| corindón  | 0,14  | 0,82  | 0     | 0     | 0     |
| circón    | 0,05  | 0,05  | 0,03  | 0,01  | 0,02  |
| ortosa    | 24,23 | 46,09 | 15,84 | 4,67  | 4,96  |
| albita    | 36,81 | 12,69 | 21,49 | 27,16 | 27,5  |
| anortita  | 5,17  | 1,66  | 25,68 | 36,49 | 36,71 |
| dióxido   | 0     | 0     | 5,43  | 0     | 0     |
| enstatita | 0,85  | 0,27  | 13,62 | 10,19 | 10,19 |
| ilmenita  | 0,13  | 0,06  | 0,46  | 0,34  | 0,33  |
| hematita  | 2,75  | 2,44  | 12,07 | 9,34  | 9,47  |
| rutilo    | 0,24  | 0,12  | 0     | 0,53  | 0,45  |
| titanita  | 0     | 0     | 3,9   | 1,47  | 1,72  |
| apatita   | 0,05  | 0     | 0,57  | 0,57  | 0,45  |
| total     | 99,9  | 98,85 | 99,64 | 96,13 | 97,05 |

Ref: < es menor que (límite de detección del método).

## Discusión

La asociación espacial entre basaltos y granitos post-orogénicos es un fenómeno común en el registro geológico. La relación parental entre estas rocas ha sido una cuestión debatida desde antaño (véase Suzuki y Shiraki 1980). En el caso presentado aquí se comprueban ciertos hechos que son importantes en la interpretación:

a) La asociación espacial del Granito Bertrab con los diques leuco y melanocráticos que lo cortan es un indicio no sólo del emplazamiento más o menos simultáneo sino también de la posible conexión genética entre los distintos tipos litológicos.

b) El cortejo de diques se asemeja a un emplazamiento «central» en el sentido de Rock *et al.* (1988), consistente con la geoquímica presentada. El relajamiento progresivo de la corteza con el tiempo ha favorecido la profusión del emplazamiento de los diques durante los últimos estadios del ciclo magmático.

c) El origen del crecimiento de los megacristales de feldespato de los diques melanocráticos debe buscarse indudablemente en el granito.

d) La edad K/Ar de 996 Ma ± 40 del Granito Bertrab y su cortejo de diques es similar, dentro del error analítico de los métodos utilizados, con el valor hallado por medio de isocronas Rb/Sr, y lo ubica cronológicamente en el Mesoproterozoico alto. La relación inicial <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr de 0,7042 indicaría un origen mantélico con escasa contaminación cortical.

e) El Granito Bertrab tiene las características de un plutón posttectónico, emplazado pasivamente. Esto es consistente con su asociación temporal tardía a uno de los picos de actividad magmática en el territorio antártico (1050 Ma), señalado por Grikurov *et al.* (1982). El Granito Bertrab podría pertenecer a una fase magmática postrera de la orogenia Grenvilliana (*Grenville Province*) en sentido temporal (entre 1000-1300 Ma según Pankhurst *et al.* 1988 o 1000 Ma según Moores 1991), no regional, producto de la formación del supercontinente de Rodinia, sin que ello signifique necesariamente una anterior coherencia con Laurentia.

## Conclusiones

El Granito Bertrab es un granitoide peraluminoso, con altos contenidos de K<sub>2</sub>O y Na<sub>2</sub>O y relaciones Nb-Rb-Y que le confieren ciertas afinidades alcalinas. Su asociación espacial, temporal y genética con un cortejo de diques basálticos y riolíticos (emplazados en ese orden), ambos expresados en sentido amplio, sugiere que el complejo ha derivado de un único magma parental primigenio, constituyendo su expresión más evolucionada y superficial.

Las edades rubidio-estroncio y potasio-argón sugieren una intrusión y enfriamiento rápidos, asociados a la última fase del ciclo magmático mesoproterozoico superior del área, con un emplazamiento posttectónico pasivo para el conjunto. Los sistemas no han sido disturbados por episodios registrados en otros sectores por la Orogenia Ross.

Las dataciones radimétricas efectuadas por el método K/Ar y las isocronas, construidas sobre la base de los datos analíticos de Eastin y Faure (1971) son coincidentes con las informadas por Storey *et al.* (1994) y Gose *et al.* (1997) y demuestran la vinculación genética entre todas las rocas aflorantes en el nunatak Bertrab.

## Agradecimientos

Es menester expresar el reconocimiento a la Dirección Nacional del Antártico, al Instituto Antártico Argentino, al Ejército Argentino y a la Armada Ar-

gentina por su apoyo logístico en tan altas latitudes. Se agradece asimismo a P. Recabarren, S.R. Ozu y J. Tolosa por haber colaborado con el primero de los autores en la colección de material litológico de los afloramientos rocosos de la región.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Acevedo, R.D., Linares, E., Valín, M.L., Oстера, H.A. y Martín-Izard, A., 1998. El Granito Bertrab (Antártida occidental): un cuerpo eruptivo de mil millones de años. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía. Resúmenes de comunicaciones del Congreso de Mineralogía y Petrología SEM98 y 18 Reunión de la SEM*, 21-A: 28-29. Bilbao.
- Aughenbaugh, N.B., Lounsbury, R.W. y Behrendt, J.C., 1965. The Littlewood Nunataks, Antarctica. *Journal of Geology*, 73: 889-894.
- Bailey, S.W., 1980. Summary of recommendations of AIPEA Nomenclature Committee. *Clay Minerals*, 15: 85-93. USA.
- Caminos, R. y Massabie, A.C., 1980. Antártida Argentina e Islas del Atlántico Sur. En: Turner, J.C.M. (Ed.): 2° Simposio Geología Regional Argentina, 2: 1529-1575. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- Cordini, I.R., 1959. El conocimiento geológico de la Antártida. Instituto Antártico Argentino, Publicación N° 6. Buenos Aires.
- Debon, F. y Le Fort, P., 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of The Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 73: 135-149.
- Debon, F. y Le Fort, P., 1988. A cationic classification of common plutonic rocks and association: principles, method, application. *Bulletin of Mineralogy*, 111: 493-510.
- Eastin, R. y Faure, G., 1971. The age of the Littlewood Volcanics of Coats Land. *Journal of Geology*, 79(2): 241-245.
- Grikurov, G.E., Kamenev, E.N., y Kameneva, G.I., 1982. Granitic complexes in Antarctica. En: Campbell Craddock, F. (Ed.): *Antarctic Geoscience*, p. 695-701.
- Gose, W.A., Helper, M.A., Connelly, J.N., Hutson, F.E. y Dalziel, I.W.D., 1997. Paleomagnetic data and U-Pb isotopic age determinations from Coats Land, Antarctica: Implications for late Proterozoic plate reconstructions. *Journal of Geophysical Research*, 102(B4): 7887-7902.
- Le Maitre, R.W. (Ed.), 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, 193 p. Oxford.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Stephenson, N.C.N., Whittaker, E.J.W. y Youzhi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association. Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineralogical Magazine*, 61: 295-321.
- Marmottans, M., 1976. Contribution à la connaissance des granitoïdes corso-sardes. Li, Rb, Sr, Ba dans les massifs granitiques de Budduso et de Concas (Sardaigne nord-orientale) et dans leurs enclaves. Implications pétrogénétiques. Thèse 3<sup>ème</sup> Université Saint Jérôme. Francia, 56 p. (Inédito).
- Moore, E.M., 1991. Southwest U.S.-East Antarctic (SWEAT) connection: A hypothesis. *Geology*, 19: 425-428.
- Pankhurst, R.J., Hole, M.J., y Brook, M., 1988. Isotope evidence for the origin of Andean granites. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 79: 123-133.
- Rock, N.M.S., Gaskart, J.W., Henne, P.J. y Shand, P., 1988. Late caledonian dyke swarms of Northern Britain: some preliminary petrogenetic and tectonic implications of their province-wide distribution and chemical variation. *Canadian Mineralogist*, 26: 3-22.
- Sack, R.O. y Ghiorsio, M.S., 1989. Importance of considerations of mixing properties in establishing an internally consistent thermodynamic database: thermochemistry of minerals in the system Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>-Fe<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>-SiO<sub>2</sub>. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 102: 41-68.
- Storey, B.C., Pankhurst, R.J. y Johnson, A.C., 1994. The Grenville Province within Antarctica: a test of the SWEAT hypothesis. *Journal of the Geological Society*, 151: 1-4. London.
- Suzuki, K. y Shiraki, K., 1980. Chromite-bearing spessartites from Kasuga-mura, Japan, and their bearing on possible mantle origin andesite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 71: 313-322.
- Teruggi, M.E., 1955. Rocas procedentes del Nunatak Bertrab. En: Capurro, L.R.A. (Ed.): Expedición Argentina al Mar de Weddell. Ministerio de Marina de la República Argentina, Dirección General Navegación e Hidrografía. Buenos Aires.
- Thieblemont, D. y Cabanis, B., 1990. Utilisation d'un diagramme (Rb/100)-Tb-Ta pour la discrimination géochimique et l'étude des roches magmatiques acides. *Bulletin Société Géologique de France*, 8(6, 1): 23-35.
- Toubes Spinelli, R.O., 1983. Geología del Nunatak Bertrab, Sector Antártico Argentino. Dirección Nacional del Antártico. Instituto Antártico Argentino, Contribución N° 296, 9 p. Buenos Aires.

**Recibido:** 14 de abril, 1998

**Aceptado:** 4 de julio, 2000

# Significado estratigráfico y volcanológico de depósitos de flujos piroclásticos neógenos con composición intermedia en la zona del lago Caviahue, provincia del Neuquén

Mario M. MAZZONI<sup>†</sup> y Diego T. LICITRA

Centro de Investigaciones Geológicas. Calle 1 No. 644, (1900) La Plata  
E-mail: dtlicitra@hotmail.com

**ABSTRACT.** *Stratigraphical and volcanological significance of Neogene intermediate pyroclastic flow deposits in the Caviahue lake area, Neuquén province, Argentina.* Although it has been suggested that the Lake Caviahue area is a caldera depression, no precise data on the volcano-tectonic event have been presented. We describe here previously unreported high-grade tuffs cropping out within the depression. The tuffs are dark grey, commonly vitrophyric and highly rheomorphic, lithic rich, welded types, in some cases grading to less welded varieties, that comprise the Lake Caviahue intracaldera facies. We interpret non-welded, dark brown to grey scoriaceous pyroclastic flow deposits, with similar peculiar petrographic components (breadcrusted scoriae) and similar major-element geochemistry, as the equivalent extra-caldera facies. The latter crops-out in surrounding mesas, pediments, and canyons, up to several kilometres east and south of the caldera. Beneath the caldera tuffs, an intimate interlayering of volcanoclastic rocks, sills, basalts and ignimbrites (some of them strikingly similar to the lake Caviahue pyroclastic flow deposits -LCPFD-), testify to a long history of Neogene volcanism in the area. Features related to the caldera are (1) post-caldera growth of Copahue Volcano on the structural rim, (2) a domal area with tensional faults with hot-waters, springs and fumaroles (Copahue Geothermal Field), and (3) a moat, in part filled with post-caldera lava flows. Although these topographical features are suggestive of resurgent doming, important differences in elevation of the caldera floor, localization of welded tuffs as patchy outcrops in its southern part, and high degree of welding and rheomorphic structures, are also consistent with a piecemeal event and tectonic inversion of collapsed blocks. In spite of the Strombolian features and the andesitic composition, one of the first records of a volcano with these features in the Southern Andes, the tuffs are widespread and voluminous (tens of cubic kilometres). Our data suggest that, under special (water-rich?) circumstances intermediate magma chambers can develop devastating pyroclastic flows, comparable to those erupted from more felsic reservoirs.

**Key words:** *Pyroclastic flows, Neogene volcanism, Caldera, Caviahue Lake, Neuquén*

**Palabras clave:** *Flujos piroclásticos, Volcanismo neógeno, Caldera, Lago Caviahue, Neuquén*

## Introducción

El conocimiento geológico regional y estratigráfico del flanco oriental andino al oeste del río Agrio, alrededor de los 38° S, es llamativamente escaso tanto en aspectos del conocimiento básico como en el de la valoración de recursos naturales. Por este motivo hemos comenzado un conjunto de estudios con la intención de mejorar esta deficiencia, de los cuales la presente contribución forma parte.

A partir de nuestro trabajo de campo, hemos considerado que el reconocimiento y mapeo de ignimbritas, que aquí preferimos designar como depósitos de flujos piroclásticos (DFP) de importante volumen, es uno de los criterios con mayor potencialidad en la mejor comprensión de la historia geológica de esta comarca. A este respecto, y en función de la predominancia de depósitos volcanoclasticos en este sector hemos dado especial consideración a los DFP,

ya que como es conocido, pueden constituir importantes niveles guías estratigráficos, y suministrar significativa información geocronológica, petrológica y tectomagmática.

Sobre el particular, y como parte de estas tareas iniciales dentro de un amplio sector comprendido entre los 37°30'-38°10'S y 71°15'-70°45'O, hemos identificado DFP con características composicionales bien diferentes entre sí, en variados niveles estratigráficos que van desde el Mioceno hasta el Holoceno.

Nos referiremos especialmente aquí a los aflorantes en el *bajo de Caviahue* (Groeber 1921) donde nuestras tareas han permitido reconocer la existencia de importantes afloramientos de DFP altamente soldados (facies de intracaldera) en el piso de esa depresión (Mazzoni *et al.* 1998), que proponemos denominar depósitos de flujo piroclástico Lago Caviahue (DFPLC). Consideramos a los DFPLC como elementos críticos en la interpretación del *bajo*, en especial como elementos diagnósticos y evidencia de un

episodio de caldera.

En este sentido consideramos interesante además dar a conocer nuestras argumentaciones -aparte de las evidencias del episodio volcanotectónico-, sobre las características generales del episodio de caldera, temas que serán motivo central de los estudios que aquí presentamos.

Debemos remarcar que las facies de intracaldera jóvenes como las que aquí analizamos, están raramente expuestas por acumularse sobre el pistón colapsado. En calderas más antiguas, y especialmente en aquellas donde la erosión ha alcanzado niveles estructurales profundos, sucede el caso inverso, ya que las depositadas fuera de la depresión -de extracaldera (Lipman 1984)-, por depositarse elevadas topográficamente y por su menor resistencia física, son generalmente erosionadas y no aparecen en el registro estratigráfico (p. ej. Caldera Scafell, Branney y Kokelaar 1994; Caldera Glencoe, Moore y Kokelaar 1998; *San Juan Mountains*, Lipman 1984). Cuando

alguna de estas dos facies no se encuentra presente, falta una de las pruebas más contundentes para documentar el episodio volcanotectónico.

Aún cuando ambas facies afloran, es muchas veces dudosa la correspondencia especialmente en zonas con múltiples ignimbritas, y por lo tanto la certeza sobre el episodio paradigmático de caldera, y para el cálculo de otros parámetros volcanológicos.

En calderas jóvenes es posible la observación directa de estas litofacies cuando son afectadas por fuerte inversión tectónica y/o fuerte resurgencia, que las haga sobresalir topográficamente del piso. Aún cuando este último episodio esté presente (Valles, Galán, Long Valley), la observación puede complicarse por la falta de una disección profunda, que permita un análisis vertical suficientemente confiable de la unidad. Es más, si aún esa última condición se produjera, no es sencilla la correlación entre las facies de intra y extracaldera, ya que muy a menudo presentan fuertes diferencias en el soldamiento, al-

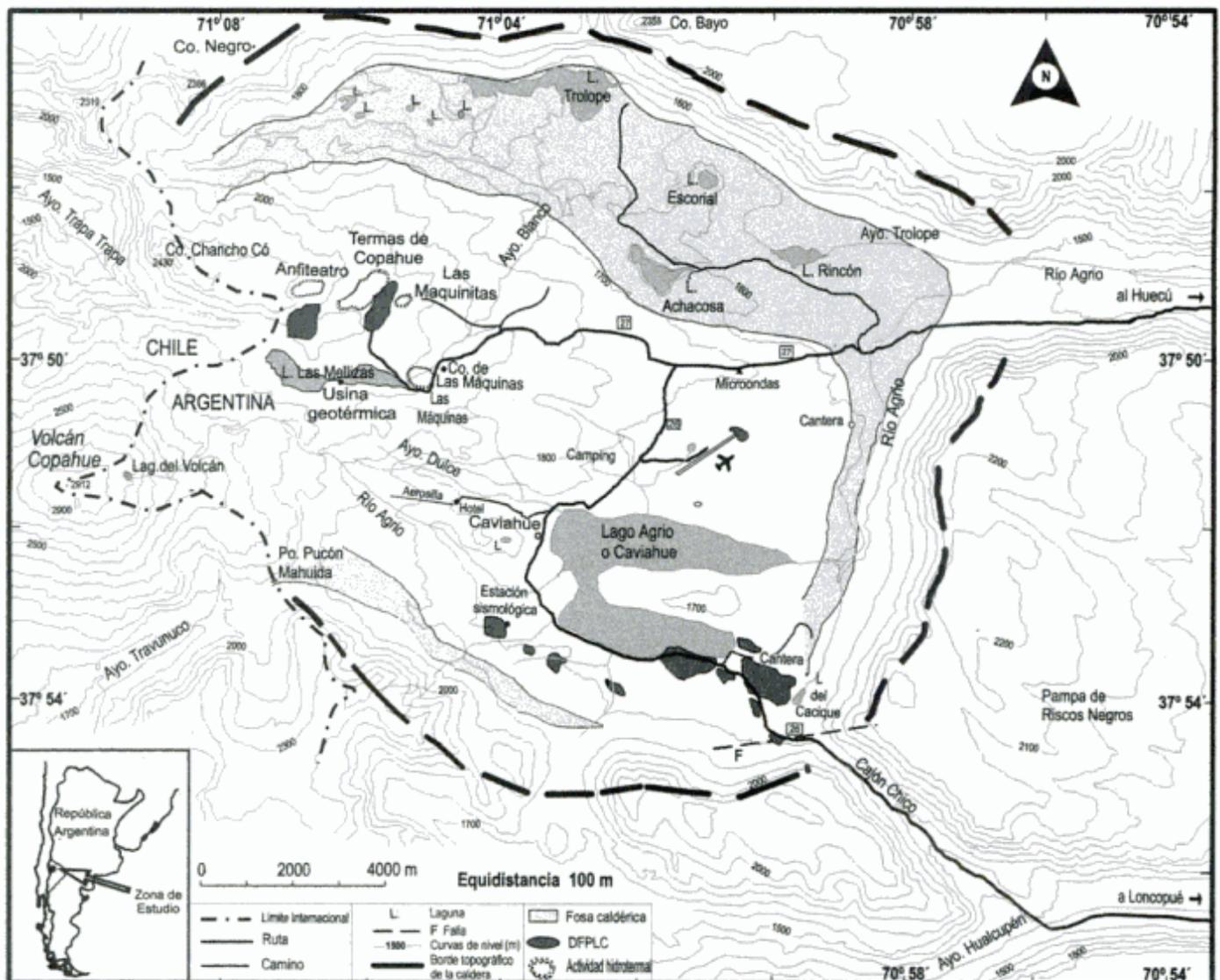


Figura 1: Mapa de ubicación de la hoya de Caviahue, y afloramientos de los depósitos de flujo piroclástico lago Caviahue (DFPLC).

teración, tamaño y abundancia de fenocristales y líticos, grado de soldamiento, devitrificación, aún de la composición química (Lipman 1984) e incluso de sus edades (Cerro Galán; Sparks *et al.* 1985). Estas particularidades son interesantes de resaltar ya que ambas facies son poco parecidas entre sí, y consecuentemente inducen a considerarlas como unidades genética y estratigráficamente diferentes.

Por estos motivos consideramos que los afloramientos de los DFP encontrados son excelentes para el análisis de facies de intracaldera -que sólo raramente se exponen con la extensión y calidad de afloramientos los DFPLC-, y un ejemplo de correlación sencilla y clara entre las facies de intra y extracaldera, a pesar de la información parcial de la que aquí se dispone.

### Fisiografía y ubicación

La zona estudiada se encuentra inmediatamente al este del límite internacional con Chile y del volcán Copahue, específicamente dentro de la denominada depresión de Caviahue (Groeber 1921), descrita fundamentalmente por sus rasgos topográficos como caldera por Pesce (1989), Muñoz Bravo *et al.* (1989), Delpino y Bermúdez (1994). El acceso desde Loncopué es por la ruta 26, en un relieve andino moderado, a excepción del volcán Copahue (2.997 m), que sobresale con su perfil en escudo en el extremo occidental del bajo (Fig. 1).

La hoyada algo elongada en sentido NO-SE, tiene un diámetro promedio de 16 km, y se ubica entre el volcán Copahue, y los extensos pedimentos que con una pendiente de 2 grados se extienden entre los 2.200 m en su borde oriental, hasta los 1000 m en el río Agrío, 32 km al este, al N de Loncopué.

El piso del bajo descende hacia el N, donde en promedio (1.600 m) se encuentra alrededor de 100 m más abajo que el del sector S; el punto más bajo se encuentra hacia la confluencia de los ríos Agrío y Trolope (Fig. 1) y es cercano a los 1.500 metros.

La inclinación del piso de la caldera está claramente evidenciada por el diseño del drenaje, especialmente por el cambio de rumbo del río Agrío, luego de desaguar el lago Caviahue (Fig. 1), por el encauzamiento de coladas de lavas postcaldera y preglaciarias (Pesce 1989, Fig. 2), y patentizada por una serie de lagunas en rosario que flanquean el margen topográfico norte de la depresión (Fig. 1). En este sector y en el borde oriental, es donde el borde topográfico de la depresión está mejor definido, que como es conocido (Lipman 1984 y 1997), es cercanamente exterior al margen estructural (Fig. 1) en las calderas jóvenes.

Las efusiones prepleistocenas del volcán Copahue (Groeber 1920) y fenómenos de deformación post-

| Pesce (1989)                                | Delpino y Bermúdez (1993)                  | Dellapé y Pando (1975)               | Este trabajo*                   |                      |
|---|--|--------------------------------------|---------------------------------|----------------------|
| Volcanismo postcaldera                      | Formación Copahue                          | Vulcanitas sin efectos de glaciación | Lavas sin efectos de glaciación | Holoceno             |
|   | Formación Las Mellizas                     | Vulcanitas con efectos de glaciación | Lavas con efectos de glaciación | Pleistoceno          |
|   | Formación Hualcupén (Miembro Riscos Bayos) |                                      |                                 | Pleistoceno Inferior |
| Volcanismo precaldera (Formación Hualcupén) | Formación Cola de Zorro                    |                                      | DFPLC                           | Plioceno             |
|   |  | Formación Palauco                    | (Caldera) Formación Hualcupén ? | Mioceno              |

**Figura 2:** Cuadro estratigráfico para el área de Caviahue-Copahue. \*Solo se analizan las unidades prepleistocenas. Linares *et al.* (1999) asignan la Formación Hualcupén al Plioceno inferior. Las unidades postcaldera, que no son parte de este estudio, han sido subdivididas por Pesce (1989), por Delpino y Bermúdez (1993) y por Linares *et al.* (1999).

colapso, han provocado la desaparición de la depresión en el sector occidental. El aparente levantamiento en este sector ha motivado el desarrollo de pendientes marcadas hacia el E, reflejadas por el drenaje. La profundidad de la hoyada, que puede estimarse en alrededor de 500 m, es empinada hacia el N (700 m de desnivel) y más suave hacia el SE (Cajón Chico, aproximadamente 400 m de desnivel), donde el borde topográfico coincide prácticamente con una falla (Fig. 1).

En el terreno es evidente la existencia de una trinchera o fosa (*moat*) entre la pared de la caldera y la zona central de la depresión, de algunos metros de desnivel. Abundantes referencias fisiográficas, geológicas y geofísicas de la región, como así también otros datos interesantes referidos a las condiciones climáticas, fitogeografía y geografía humana han sido detallados en el informe Japan International Cooperation Agency (JICA 1992).

### Marco geológico

Desde el punto de vista geotectónico esta zona se ubica al este del arco magmático actual, en la Zona Andina Sur (*Southern Volcanic Zone*) y específicamente en el subsector meridional, que ha sido ubicado entre los 34° y 41° S (Hickey *et al.* 1986). La

región, caracterizada por la ausencia de afloramientos precámbricos o paleozoicos, corresponde al Zócalo volcánico de Copahue, que es seccionado longitudinalmente por el Graben de Loncopué (Ramos 1978).

Información geológica y/o mapeos en el sector que corresponde a la figura 1 han sido aportados por Groeber (1920, 1921), Muñoz Bravo (1988), Muñoz Bravo *et al.* (1989), Pesce (1989), Delpino y Bermúdez (1993), Niemeyer y Muñoz Bravo (1983) y JICA (1992). Pesce (1989) se ocupa de la evolución magmática del complejo efusivo Copahue-Caviahue y de su interpretación geotérmica, aportando secciones y mapas de las estructuras en la región. En JICA (1992) se mapean unidades formacionales, lineamientos y fallas, las que mayormente se agrupan en dos grandes sistemas ONO-ESE y NE-SO.

Otras publicaciones con tratamiento más general y/o regional, con referencias sobre el sector, han sido materializadas por Ramos (1978), Dalla Salda y Franzese (1987), Mazzoni (1997), Stura y Mazzoni (1994), Zanettini (1979), Leanza (1973), Holmberg (1973).

Nuestras observaciones en el terreno fueron realizadas sobre la base de imágenes digitalizadas a escala 1:50.000 y controladas con 50 puntos GPS, dentro y más allá de los límites de la figura 1, usándose como apoyo de las diferentes tareas los mapas de Dellapé y Pando (1975), de Bermúdez y Delpino (1995), la Hoja 33a Volcán Copahue (1962), y fotografías aéreas a escala aproximada 1:50.000.

Las unidades aflorantes en el sector considerado están representadas por acumulaciones mayormente de naturaleza volcánica y volcanoclástica (Mazzoni 1997), con muy variadas litologías, que van desde el Terciario hasta el Actual (Fig. 2). No tratamos en esta contribución las unidades posteriores a los DFPLC, cuyas descripciones y arreglos estratigráficos han sido descritos por Dellapé y Pando (1975), Pesce (1989), Delpino y Bermúdez (1993) y por Linares *et al.* (1999).

### Unidades precaldera

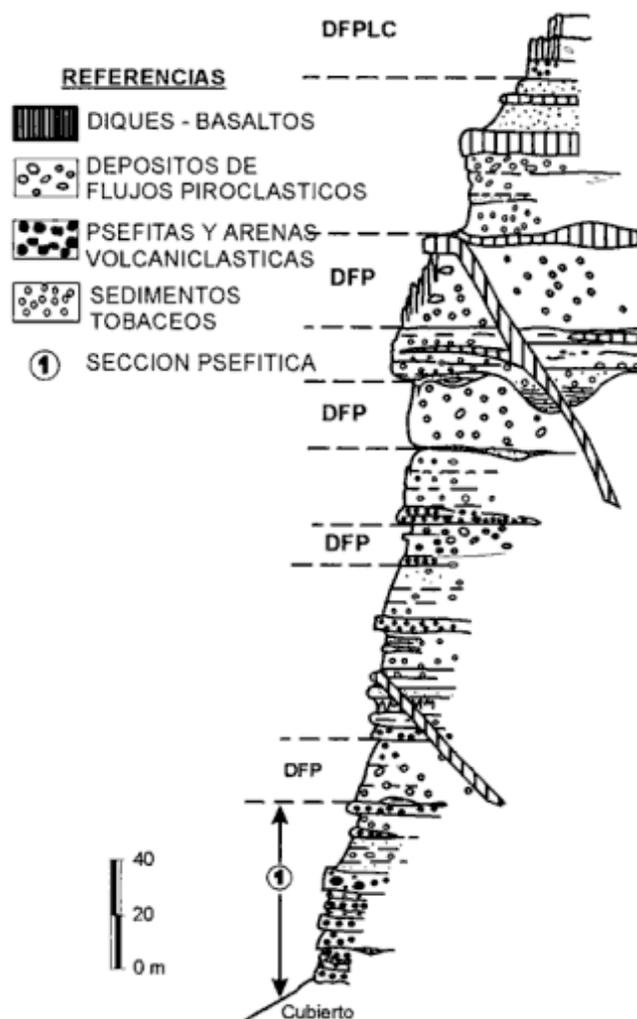
Las rocas más antiguas aflorantes en el sector corresponden a un conjunto de unidades volcánicas y volcanoclásticas del Terciario superior, que han sido correlacionadas con la Formación Palauco (Dellapé y Pando 1975). De acuerdo a lo establecido por Dellapé y Pando (1975), la Formación Palauco (Basalto 1) es en este sector un complejo eruptivo piroclástico constituido por basaltos, brechas piroclásticas y niveles de tobas intercalados. Esta descripción no difiere substancialmente de la que suministran Niemeyer y Muñoz Bravo (1983) para la Formación Cola de Zorro, quienes describen importantes espesores de cenoglomerados, lavas -mayormente andesitas y andesitas basálticas- y brechas volcánicas.

En cambio, trabajos más recientes correlacionan la Formación Cola de Zorro (Muñoz Bravo, 1988; Pesce 1989; Delpino y Bermúdez 1993; Linares *et al.* 1999) y la denominan como Formación Hualcupén en territorio argentino (Fig. 2), sin referencias precisas a su constitución y relaciones estratigráficas.

Pesce (1989), quien introduce el término Formación Hualcupén para estas acumulaciones, le asigna espesores de hasta 450 m, y la describe como integrada por aglomerados volcánicos en su mitad inferior, y por lavas de variada potencia en la superior. Todos estos materiales, según Pesce (1989), tienen como centro de emisión al cerro de las Máquinas.

Al respecto, debe señalarse que la parte inferior de la secuencia precaldera que incluimos en nuestra figura 2 reúne caracteres también en común con los de la Formación Trapa-Trapa, según las descripciones de Niemeyer y Muñoz Bravo (1983).

Nuestras observaciones indican que las unidades que aquí consideramos precaldera afloran en el borde de la depresión y a lo largo de las paredes de



**Figura 3:** Perfil esquemático en el borde E de la hoyada. La sección corresponde a la denominada Formación Hualcupén por otros autores.

los valles de los arroyos Hualcupén y Trolope, del río Agrío -luego de desaguar el lago Caviahue-, en el Cajón Chico, y en otros, fuera de los límites de la figura 1.

El examen a escala de reconocimiento nos ha permitido establecer que se trata de un conjunto de filones capa, diques y coladas máficas, intercalados en secuencias volcanoclásticas (Fig. 3). En la mayoría de las barrancas, predominan netamente en la porción media-inferior los depósitos pefíticos de flujos de detritos gruesos, y en menor proporción conglomerados y psamitas. La parte media a superior en el área revisada está caracterizada por frecuentes DFP, mayormente de composición intermedia, y depósitos piroclásticos con rasgos sinéruptivos (Mazzoni 1998). Una de las características de esta secuencia es la gran variabilidad lateral y vertical de los tipos litológicos descriptos.

Los afloramientos de estos depósitos precaldera están frecuentemente cubiertos por acumulaciones coluviales y/o vegetación, por lo que raramente es posible observar el aspecto abigarrado que los caracteriza, y especialmente, las rocas más antiguas que los integran. El aspecto cromático citado responde a la coloración amarillenta, plomiza, castaña oscura, blanquecina, naranja de los depósitos piroclásticos, que alternan con los castaños oscuros de los pefíticos, y con los grises y negruzcos de los intrusivos y lavas. Estos últimos desarrollan, en contacto con los piroclásticos, fenómenos de cocción con la característica coloración rojo ladrillo.

Las lavas silíceas del cerro Bayo, que afloran en el flanco N de la depresión, parecen estar cortadas por el borde topográfico de la caldera, por lo que corresponderían a efusiones previas, probablemente precursoras del episodio volcanotectónico, y tardías dentro de la historia geológica precaldera. Sin embargo, la edad K/Ar suministrada por Linares *et al.* (1999) de  $0,62 \pm 0,06$  Ma, estaría indicando que las lavas son posteriores al episodio volcanotectónico. En este caso, una posible explicación del aspecto truncado que presentan estas lavas sería que las mismas, una vez depositadas sobre una pendiente abrupta, hayan sido erosionadas, quizás por la acción glacial, produciéndose deslizamientos junto con avalanchas, y adquiriendo con el tiempo el aspecto de una lava cortada por el borde de la caldera.

Este conjunto de sedimentos, lavas e intrusivos precaldera están cubiertos hacia el este, en el borde y fuera de la hoyada, por la facies de extracaldera de los DFPLC (Fig. 3). La figura 3 constituye la sección tipo, pero existen otros afloramientos en donde se comprueba la misma relación estratigráfica.

Muñoz Bravo (1988) suministra para andesitas ubicadas "al este de Copahue" en la Formación Cola de Zorro una edad K/Ar de  $4,3 \pm 0,6$  Ma. A su vez Linares *et al.* (1999), si bien dan una edad media mínima de  $4,3 \pm 0,2$  Ma para la Formación

Hualcupén, advierten que han obtenido otros valores que van desde los 12 a los 6 Ma.

Los reconocimientos efectuados en la zona de trabajo han permitido comprobar que los DFP son frecuentes, aparentemente voluminosos, y recurrentes (Fig. 3), al menos en el flanco oriental de la depresión, como así también las manifestaciones efusivas e intrusivas. Todos estos materiales, junto a las evidencias que se mencionan en este trabajo, denotan que la actividad volcánica eruptiva es antigua, y bastante anterior al episodio de caldera generador de los DFPLC. A este respecto se remarca que tanto los DFP precaldera como especialmente los postcaldera (estos últimos localizados hacia los Riscos Bayos, al este de la figura 1) tienen composiciones diferentes, en algunos casos bastante contrastadas con la que corresponde a los DFPLC, y pueden responder a sucesivos episodios piroclásticos, de uno o más centros eruptivos cercanos.

Sin embargo, de los varios DFP detectados en la pared E de la caldera (Fig. 3), reconocemos que el cuspidal, que aquí consideramos por su ubicación topográfica, yacencia, y composición como DFPLC en facies de extracaldera, representa junto con los de intracaldera, el vaciamiento principal de la cámara magmática cuyo resultado es la caldera de Caviahue. Por su significado geológico y extensión regional, lo interpretamos como una unidad independiente de las precaldera (Hualcupén), y por este motivo proponemos darle el valor litoestratigráfico de DFPLC.

Creemos que los materiales que aquí designamos como precaldera, por las características litológicas y por las dataciones citadas anteriormente, representan un intervalo prolongado de acumulación que provisoriamente consideramos neógeno, hasta tanto se disponga de mayor precisión en su caracterización geocronológica.

Finalmente debemos señalar que los perfiles de anomalías gravimétricas de Bouguer construidos en relación al tope de la Formación Hualcupén, indican que esta unidad puede estar a más de mil metros en el bajo, atenuándose esta profundidad hacia los bordes de la depresión (JICA 1992, Fig. 5-11), una distribución característica de todas las calderas. En ese mismo informe, y en base a la interpretación de perfiles eléctricos, se estima que la profundidad del denominado basamento (Unidades marinas de la Cuenca Neuquina, JICA 1992) estaría entre los 1.700-1.800 m por debajo de la superficie.

### Depósitos de flujo piroclástico Lago Caviahue (DFPLC)

#### Afloramientos

La abundancia de bloques erráticos de tobas solda-

**Tabla 1:** Afloramientos de los depósitos de flujo piroclástico Lago Caviahue (DFPLC) dentro de la hoyada de Caviahue.

| Muestra                                | Tipo   | Cota (m) | Localización          | Latitud  | Longitud |
|--|--------|----------|-----------------------|----------|----------|
| <b>ALREDEDORES DE COPAHUE</b>          |        |          |                       |          |          |
| 98-M-6                                 | 3      | 2.100    | Base del Anfiteatro   | 37 49 05 | 71 06 51 |
| 98-M-8                                 | 4      | 2.100    | Base del Anfiteatro   | 37 49 06 | 71 06 51 |
| 98-MA-15                               | 3      | 2.050    | Cantera al E Copahue  | 37 49 05 | 71 05 45 |
| 98-M-62                                | 4 alt. | 2.070    | E Copahue, ruta 26    | 37 49 09 | 71 05 34 |
| 98-M-63                                | 4      | 2.080    | E Copahue, ruta 26    | 37 49 11 | 71 05 40 |
| 98-M-64                                | 3      | 2.100    | 1 km S Anfiteatro     | 37 49 28 | 71 06 57 |
| 98-M-65                                | 4      | 2.100    | 1 km S Anfiteatro     | 37 49 33 | 71 06 55 |
| 98-M-Cop                               | 4      | 2.075    | SE Copahue            | 37 49 18 | 71 05 39 |
| <b>ZONA SUROESTE DEL LAGO CAVIAHUE</b> |        |          |                       |          |          |
| 98-M-18                                | 1      | 1.730    | R. Agrio, 1ª cascada  | 37 53 09 | 71 04 43 |
| 97-2                                   | 2      | 1.730    | R. Agrio, 1ª cascada  | 37 53 09 | 71 04 43 |
| 97-2B                                  | 3      | 1.730    | R. Agrio, 1ª cascada  | 37 53 09 | 71 04 43 |
| 97-4                                   | 4      | 1.700    | Estac. Sismológica    | 37 53 16 | 71 03 44 |
| 97-4b                                  | 4      | 1.700    | Estac. Sismológica    | 37 53 16 | 71 03 44 |
| 98-M-19                                | 4      | 1.680    | Huella L. Hualcupén   | 37 53 58 | 71 01 45 |
| 98-M-20A                               | 1      | 1.740    | Huella L. Hualcupén   | 37 53 42 | 71 02 50 |
| 98-M-21                                | 1,5    | 1.740    | Estac. Sismológica    | 37 53 42 | 71 02 50 |
| 98-M-22                                | 1,5    | 1.690    | cooperativa           | 37 54 31 | 70 59 31 |
| 92-N-5                                 | 3      | 1.750    | Pared SE hoyada       | 37 53 16 | 71 03 44 |
| 92-N-6                                 | 3      | 1.750    | Pared SE hoyada       | 37 53 16 | 71 03 44 |
| <b>ZONA ORIENTAL DEL LAGO CAVIAHUE</b> |        |          |                       |          |          |
| 92-N-7                                 | 3      | 1.650    | Lago Caviahue         | 37 53 38 | 70 59 55 |
| 92-N-8                                 | 2      | 1.650    | Borde E Lago Caviahue | 37 53 36 | 71 00 11 |
| 92-N-10                                | 3      | 1.670    | Borde E Lago Caviahue | 37 53 18 | 71 02 31 |
| 98-M-23                                | 2      | 1.650    | 500 m E Lago Caviahue | 37 53 32 | 71 01 02 |
| 98-M-24                                | 1,5    | 1.660    | N Lag. Caci que       | 37 53 49 | 70 59 00 |
| 98-M-25                                | 1,5    | 1.660    | Lag. Caci que         | 37 43 49 | 70 59 00 |
| 98-M-27                                | 3      | 1.660    | Lag. Caci que         | 37 54 05 | 70 59 10 |
| <b>AEROPUERTO</b>                      |        |          |                       |          |          |
| 98-M-29                                | 3      | 1.640    | N Pista aviación      | 37 50 45 | 71 00 06 |
| 98-M-49                                | 3      | 1.640    | N Pista aviación      | 37 50 45 | 71 00 06 |

1: no soldadas (matriz rosada o grisácea clara).

1,5: tipos intermedios entre 1 y 2.

2: flamas oscuras (negruzcas en matriz rosada o rojiza).

3: vitrófiros (matriz y flamas negras).

4: reoignimbritas.

Alt.: alterada.

Los números de muestra en negrita indican las rocas con análisis químicos (Tabla 2, Fig. 6). Las cotas tienen un error de  $\pm 30$ -50 metros.

das sobre el piso del bajo de Caviahue es un fuerte indicio de su exposición en la zona, y especialmente en el sector meridional de la depresión (Fig. 1). Estas rocas aparecen con muy buenos afloramientos en varias localidades (Tabla 1), y especialmente en la costa sur y oriental del lago Caviahue, en el extremo nororiental de la pista de aviación, y entre Copahue y las nacientes del arroyo Trapa-Trapa (Fig. 1).

Por lo tanto, un sector importante del área meridional está constituida por DFP (Fig. 1), fuertemente soldados, con tipos gradacionales desde vitrófiros macizos a foliados -rectos o replegados- (Fig. 4), estos últimos con excelentes exposiciones en la Zona de Copahue (Tabla 1, Fig. 4d), y que genéricamente pueden ser considerados como ignimbritas de alto grado (Walker 1983) o de extremadamente alto gra-

do (Branney y Kokelaar 1992).

Los afloramientos más septentrionales de los DFPLC hasta ahora encontrados en el bajo de Caviahue corresponden a los ubicados en el extremo NE de la pista de aviación (Tabla 1, Fig. 1). Debemos señalar que estos materiales fueron incluidos dentro de la Formación Las Mellizas (*welded tuffs*) en el informe JICA (1992), donde se citan afloramientos al SE del lago Caviahue.

Los desniveles máximos de los afloramientos, calculados según los relevamientos de Dellapé y Pando (1975) y el mapa de Bermúdez y Delpino (1995), son cercanos a los 500 metros (Tabla 1). Los más bajos corresponden a los ubicados en la costa sur del lago Caviahue (1.620 m) y los más elevados al área de Termas de Copahue (2.100 m).

Estos DFP están cubiertos por andesitas y/o basalitos postcaldera, que aparecen como delgadas coladas hacia el este del lago Caviahue, que ocultan su extensión en el sector considerado.

Debemos señalar que dentro de la hoyada no se observan las relaciones de base de los DFPLC, los que se encuentran inequívocamente afectados por la acción glaciaria (aborregamientos, estriaciones, bloques erráticos), rasgos especialmente evidentes en la costa sur del lago Caviahue, al igual que la mayor parte de las coladas que los cubren, y que por lo tanto son también prepleistocenas.

### Petrografía

Las rocas de estas facies son duras, tenaces, rojizas (castaño-naranja), grises o negruzcas, en las que se destaca el brillo vítreo, siempre conspicuo en las flamas, extendido a toda la roca cuando es máximo el grado de soldamiento (Fig. 4). En este último caso los especímenes se asemejan a un vitrófiro, con cristales tabulares generalmente blanquecinos de plagioclasa (Fig. 5a), del que sólo se diferencian por la presencia de los litoclastos (Fig. 4). Los feldespatos no exceden el 10% y los 2 mm de tamaño, superando en abundancia y tamaño a los piroxenos (Fig. 5b) y minerales opacos.

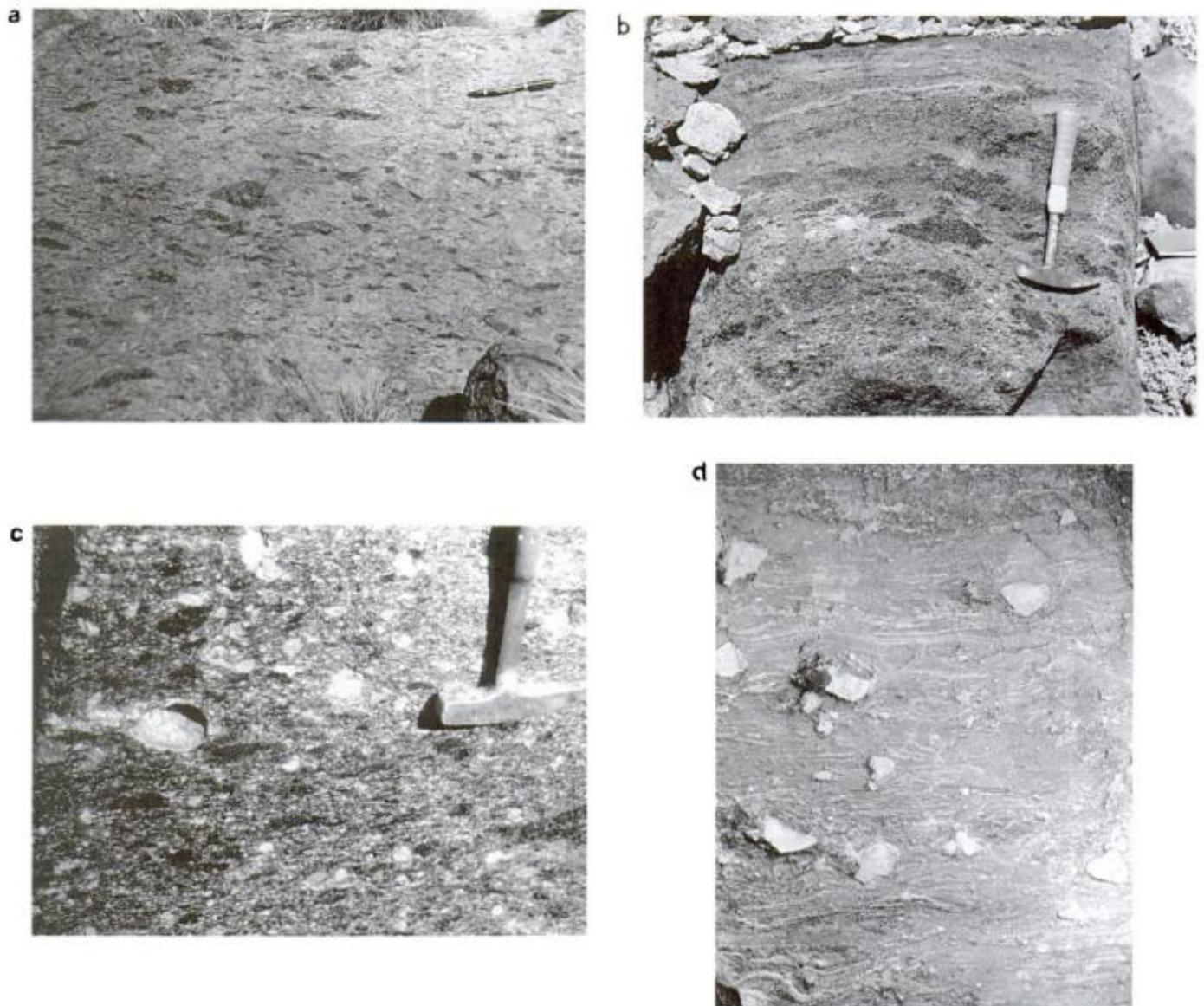
Los rasgos identificatorios de la facies de intracaldera son la presencia de abundantes flamas negras, por lo general grandes -media de varios centímetros- (Fig. 4), y también abundantes y grandes litoclastos de rocas volcánicas intermedias, en su mayoría andesitas poco frías, generalmente de coloración gris-clara a castaño grisácea, y que por este motivo resaltan a medida que crece el soldamiento de los componentes juveniles (Fig. 4). Los litoclastos son identificados también por su morfología generalmente ecuante, reflejo también de su comportamiento rígido durante la compactación (Figs. 4, 5c), contrastado con el de las flamas que resultan de la compactación de los componentes juveniles.

Algunos afloramientos están representados por variedades menos soldadas, y otras prácticamente no soldadas (Tabla 1) con escorias gris-verdosas no deformadas de coloración rojiza naranja. Con frecuencia estas escorias llevan sus oquedades rellenas con palagonita (Fig. 5d), material que denota la existencia de procesos hidrotermales sobre los materiales primarios (Heiken y Wohletz 1992).

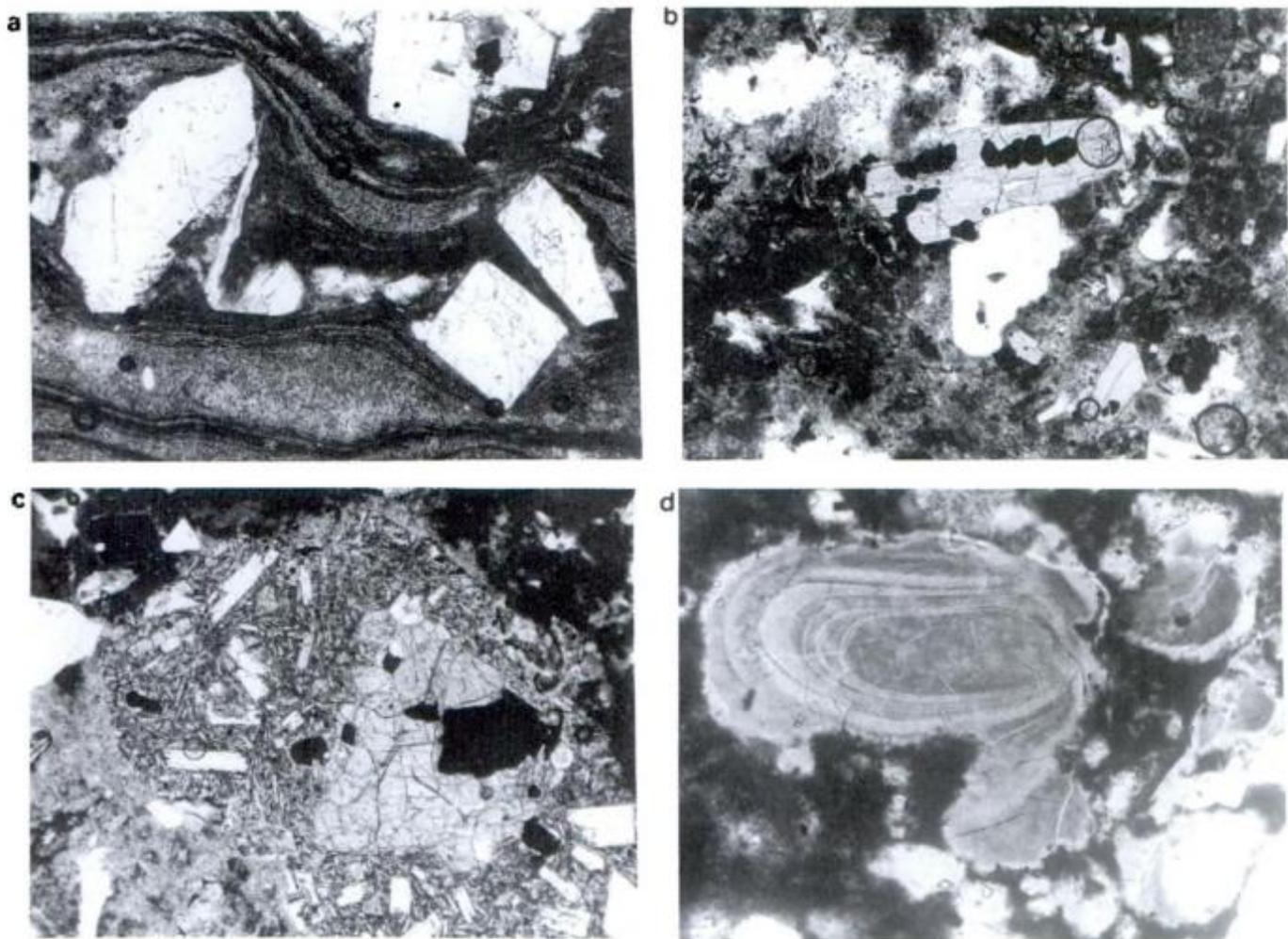
En las muestras menos soldadas (muestras 98-M-18 y 98-M-20a, anexo 1) son bien conspicuas y frecuentes, pómez o escorias de color gris verdoso oscuro moderadamente vesiculadas, aférricas o poco férricas,

con formas irregulares pero predominantemente ecuanteras, de hasta varios centímetros de tamaño.

Estos materiales vesiculados corresponden al material magmático eyectado (juvenil), y por este motivo son los componentes que mejor reflejan las características físicas y químicas de los eyectos originales, resultado del vaciamiento de la cámara magmática. Los grados de soldamiento creciente (1, 2, 3 y 4, Tabla 1) están basados en el colapsamiento progresivo de los fragmentos de pómez, y de la matriz respectivamente. En efecto, el aumento del grado de soldamiento provoca primeramente la deformación de



**Figura 4:** Variedades de soldamiento de los depósitos de flujo piroclástico Lago Caviahue (DFPLC) en el bajo de Caviahue. **a,** *fiamme* con moderado aplastamiento, con tamaño de ejes mayores promedio de aproximadamente 6 centímetros. La matriz, de coloración rojiza, también está moderadamente soldada (tipo 2 del anexo 1, muestra 98-M-23). Los litoclastos, blancuecinos menores a 2 cm son escasos y ecuanteros. Lapicera (14 cm) como escala. **b,** flamas vitrificadas con moderado aplastamiento en matriz vitrificada. Bloque en el piso del Anfiteatro (Fig. 1). Líticos idem 3a. Corresponde al tipo litológico 3 (muestra 92-7, anexo 1). **c,** Variedad con mayor soldamiento que en la Figura 4b. Flamas fuertemente colapsadas en matriz vitrificada. Abundantes litoclastos blancuecinos y ecuanteros de hasta 5 cm. Tipo 3 de Tabla 1. **d,** Ignimbritas reomórficas con abundantes líticos (blancuecinos, subangulosos), muchos de ellos mayores a 10 centímetros. (Tabla 1, muestra 98-M-Cop). Lapicera (14 cm) como escala.



**Figura 5:** Fotomicrografías. **a**, Cristales tabulares de plagioclasa en variedad foliada (muestra 98-M-Cop, Tabla 1, Fig. 3a), con compactación de la foliación reomórfica. Piroxeno que incluye opaco en relación poiquilitica con las plagioclasas en la parte superior. **b**, Piroxeno con inclusiones de opacos en relación glomeroporfirica con plagioclasas. **c**, Litoclastos de andesita. Porfirocristal de augita con inclusiones de opacos. El tamaño del lítico es de 1 milímetro. **d**, Relleno concéntrico de palagonita en vesículas de escorias no soldadas (98-M-19, Tabla 1).

los fragmentos pumíceos y su oscurecimiento para constituir las flamas. Si la compactación continúa luego se oscurece la matriz, y en casos extremos se produce la homogeneización general de todos los componentes vítreos para formar un vitrófiro (Ross y Smith 1961).

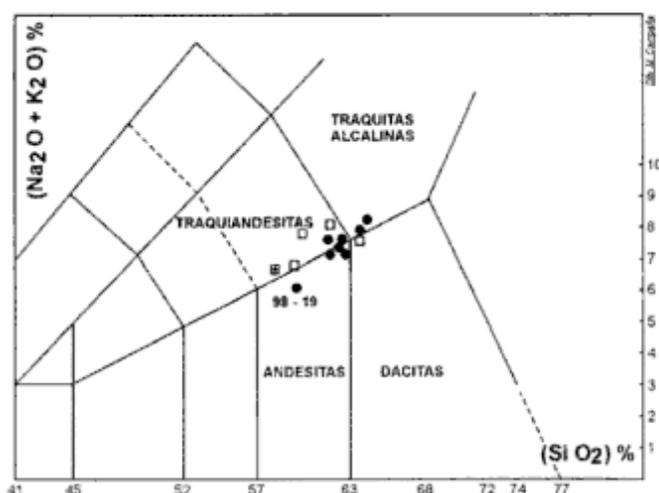
En varias localidades se ha observado la asociación de diversos tipos de soldamiento y especialmente la transición entre los tipos soldados (tipo litológico 3, Tabla 1) y aquellos con fuerte foliación milimétrica, localmente con apretados replegamientos (tipo litológico 4, Tabla 1). Estas estructuras denotan la existencia de fluencia secundaria, por lo que se trata de reoignimbritas. Rocas con características semejantes a esta variedad han sido descritas para las facies de intracaldera de la caldera Bachelor, en el campo volcánico de San Juan (Colorado), y en general denotan depositación cercana a las paredes de la caldera (Lipman 1984), muchas veces caracterizadas

por fallas de crecimiento sinsubsidentes (Branney y Kokelaar 1994; Lipman 1997).

La predominancia de variedades soldadas dentro de la depresión, con frecuente coloración oscura, ha provocado su confusión con otros tipos litológicos (cf. Coladas «a» de Dellapé y Pando, 1975), motivo por el cual no habían sido reconocidos ni mapeados en trabajos previos, pero sí mencionados como parte de la Formación Las Mellizas (JICA 1992).

### Composición

Una de las características peculiares de estos depósitos es la coloración gris oscura del material vesiculado juvenil, diferente al de la mayoría de las ignimbritas (Wilson 1986). En efecto, y como fuera comentado en el punto anterior, tanto las variedades



**Figura 6:** Diagrama Total Alkali Silica (TAS). Los cuadrados corresponden a análisis de muestra total de diferentes afloramientos de la facies de intracaldera. Los redondeles corresponden a escorias de diferentes localidades de la facies de extracaldera.

menos soldadas de los DFPLC de intracaldera, como las que consideramos de extracaldera, contienen escorias semejantes, de coloración gris verdosa a gris oscura. Esta característica cromática y textural, que corresponde más a escoria que a pómez es coherente con la composición química intermedia (Tabla 2, Fig. 6).

Respecto a las características químicas de los DFPLC, se ubican llamativamente alineados entre los campos alcalinos y subalcalinos, ocupando un campo transicional entre andesitas, dacitas, traquiande-

sitas y traquitas alcalinas (Fig. 6, Tabla 2).

Debemos advertir que son raras las citas de DFPLC de moderado a gran volumen, con las características texturales y composiciones de los DFPLC, especialmente en el arco magmático andino. El hallazgo de materiales no soldados, con componentes vítreos y líticos del mismo tipo, en extensas exposiciones hacia el E del borde topográfico (Fig. 7) y con composiciones semejantes (Fig. 6), permite inferir que esos materiales piroclásticos constituyen la facies de extracaldera de esta unidad.

#### *Comentario sobre la composición y textura de los DFPLC*

Las características texturales y composicionales de los DFPLC nos han enfrentado con un problema nomenclatural para caracterizar los materiales vesiculados juveniles de los DFPLC. Creemos que es inadecuado en este caso describirlos como pómez, dado que por su coloración oscura, escasez de vesículas, morfología predominantemente ecuante, y el desarrollo de bordes enfriados, sus características son más propias de escorias, que de fragmentos pumíceos, como fuera mencionado en el punto anterior (Fig. 6).

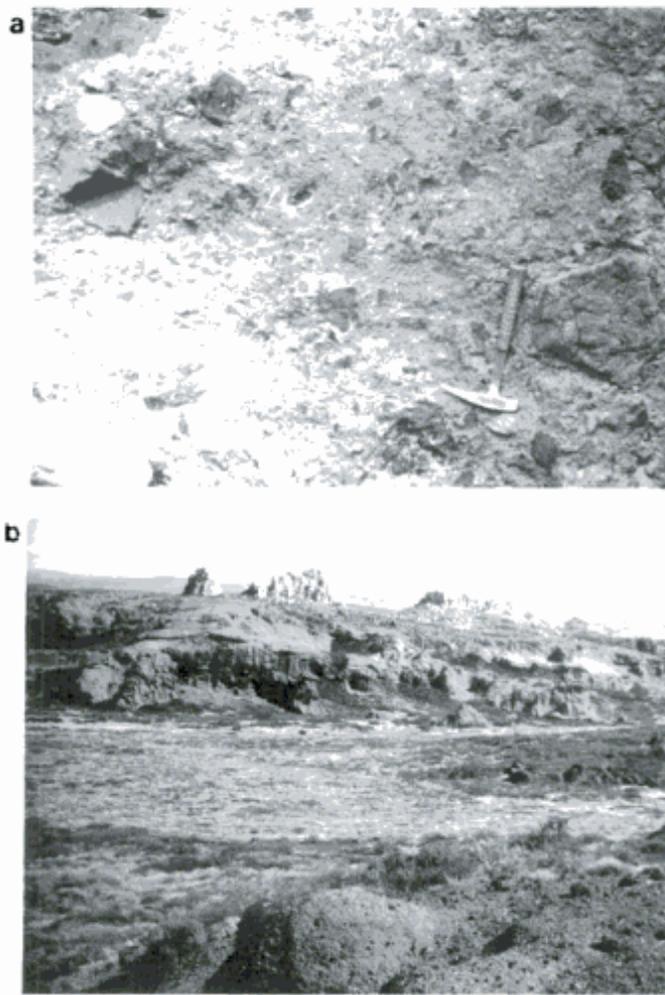
Por esta circunstancia, creemos que el término ignimbrita, usado manifiestamente para materiales félsicos y de coloración clara, no debería ser utilizado para describir estos depósitos, cuyos componen-

**Tabla 2:** Análisis químicos de los DFPLC.

| INTRACALDERA       |                    |                       |                  |                  |                                |                                |      |      |      |                   |                  |                               |                   |                   |        |
|--------------------|--------------------|-----------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------------------|-------------------|--------|
| Muestra            | Roca               | Localidad             | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | MnO  | MgO  | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | H <sub>2</sub> O* | H <sub>2</sub> O' | TOTAL  |
| 98-15a             | Ign. vitrófiro     | Cantera               | 62,58            | 0,70             | 15,25                          | 6,25                           | 0,11 | 1,34 | 3,66 | 4,40              | 3,38             | 0,40                          | 1,13              | 0,60              | 99,80  |
| 98-18              | Ign. Intrac.       | Ultima salto R. Agrio | 61,77            | 0,73             | 16,25                          | 6,05                           | 0,11 | 1,26 | 3,30 | 4,42              | 2,91             | 0,39                          | 1,00              | 0,45              | 98,64  |
| 97-2               | Ign. soldada       | 7 casc., 1750 m       | 63,73            | 0,69             | 15,50                          | 5,80                           | 0,11 | 1,30 | 3,10 | 5,01              | 3,10             | 0,32                          | 0,35              | 0,30              | 99,31  |
| 98-19              | Ign. vitrofírica   | S Lag. Caviahue       | 59,20            | 0,78             | 16,30                          | 2,26                           | 0,13 | 2,00 | 5,05 | 3,81              | 2,46             | 0,44                          | 0,98              | 0,63              | 99,04  |
| 92N-8              | Ign. soldada       | E Lag. Caviahue       | 61,41            | 0,74             | 15,55                          | 6,12                           | 0,12 | 1,60 | 3,68 | 4,65              | 3,01             | 0,34                          | 0,93              | 0,50              | 98,65  |
| 98-25              | Ign. poco sold.    | Lag. del Cacique      | 62,80            | 0,72             | 15,70                          | 6,10                           | 0,12 | 1,60 | 3,90 | 4,35              | 2,91             | 0,36                          | 0,45              | 0,05              | 99,06  |
| 92N-5              | Ign. soldada       | Pared SE caldera      | 64,14            | 0,53             | 15,22                          | 3,50                           | 0,13 | 1,02 | 2,12 | 4,82              | 3,58             | 0,20                          | 2,54              | 0,72              | 98,52  |
| 92N-6              | Ign. soldada       | Pared SE caldera      | 62,48            | 0,71             | 15,64                          | 6,12                           | 0,11 | 1,43 | 3,54 | 4,45              | 3,05             | 0,34                          | 0,63              | 0,50              | 99,00  |
| POMEZ EXTRACALDERA |                    |                       |                  |                  |                                |                                |      |      |      |                   |                  |                               |                   |                   |        |
| 98-74t*            | Ign. Negra total   | Río Hualc., R. Bayos  | 58,00            | 0,75             | 16,11                          | 7,29                           | 0,15 | 2,31 | 4,78 | 4,15              | 2,58             | 0,50                          | 2,36              | 0,68              | 99,66  |
| 98-74p             | Pz ign. Negra      | Río Hualc., R. Bayos  | 61,50            | 0,54             | 15,20                          | 6,32                           | 0,15 | 2,50 | 3,36 | 5,05              | 3,10             | 0,44                          | 1,60              | 0,23              | 99,99  |
| 98-39a             | Pz ign. Negra      | Camino Huecú          | 59,03            | 0,99             | 16,10                          | 8,20                           | 0,16 | 2,48 | 5,40 | 4,58              | 2,16             | 0,67                          | 0,35              | 0,23              | 100,35 |
| 98-42a             | Pz ign. Negra      | Cajón Chico           | 59,71            | 0,81             | 16,25                          | 6,85                           | 0,14 | 2,11 | 4,88 | 4,96              | 2,77             | 0,62                          | 0,43              | 0,40              | 99,90  |
| 92N-13             | Pz ign. Negra-roja | Río Hualc., R. Bayos  | 63,44            | 0,72             | 14,47                          | 6,12                           | 0,14 | 1,22 | 3,10 | 4,70              | 3,05             | 0,46                          | 1,40              | 0,13              | 98,95  |
| Paulina            | Total              | Caldera Newberry      | 60,43            | 1,30             | 16,06                          | 6,51                           | 0,16 | 1,71 | 4,58 | 5,71              | 1,54             | 0,59                          | 0,53              | 0,07              | 99,19  |

\*Unidad de extracaldera (pómez).

Paulina: aglutinados andesíticos. Paulina, Caldera Newberry, MacLeod y Sherrod (1982), agregados para comparación.



**Figura 7:** Facies de extracaldera. **a,** Depósitos de flujo piroclástico Lago Caviahue (DFPLC) en facies de extracaldera. Nótese la textura matriz sostén y la abundancia de bloques escoriáceos con superficie en corteza de pan (a la derecha del martillo), y líticos blanquecinos ecuanes. Cajón Chico. **b,** Afloramientos de los depósitos de flujo piroclástico Lago Caviahue (DFPLC) en facies de extracaldera, primer plano y en la base de la barranca, cubierto por los DFP 1 (rico en líticos) y el 2 (depósito de flujo de cenizas), al tope, biotítico, columnar y blanquecino.

tes juveniles son indicativos de estilos eruptivos estrombolianos, característicos de vulcanismos intermedios a básicos.

Sin embargo, según nuestras cuantificaciones preliminares, los mantos voluminosos de los DFPLC son más típicos de los mecanismos asociados con el desarrollo de calderas (Lipman 1984) que de los estrombolianos, generalmente modestos en materiales eyectados y por lo común vinculados a conos monogenéticos. En nuestra zona de estudio, no hemos detectado aún la presencia de depósitos de caída asociados con los DFPLC, que constituyen un elemento diagnóstico importante como evidencia de estilos plinianos, característica por la cual se podrían invocar mecanismos de tipo fuente (*fountaining*) como responsables de la generación de los DFPLC. Evi-

dentamente las características híbridas y peculiares de estos depósitos sugieren condiciones eruptivas particulares cuyo análisis excede los alcances de esta presentación.

Por estas razones hemos preferido utilizar la denominación más genérica de depósitos de flujo piroclástico (DFP) para su clasificación. Remarcamos que entre los antecedentes referidos a la caracterización de materiales semejantes a los aquí considerados, creemos que el término descriptivo más específico y acorde con las características de los depósitos que aquí nos ocupan sería el de flujos de escoria (*scoria flow deposits*, Mellors y Sparks 1991).

Por lo tanto el color oscuro general de los DFPLC está controlado por la composición, que es más básica que los más frecuentes asociados con el desarrollo de calderas. Consecuentemente la gran profusión de *fiammes* negras en los materiales soldados corresponde a la abundancia de escorias en los materiales eruptados, generados durante la formación de la caldera de Caviahue.

## Discusión

Todas las características texturales de los DFPLC en la depresión de Caviahue son típicas de los DFP de intracaldera (Lipman 1984), por lo que es esperable, tal como fuera expresado, que dentro del bajo no se encuentre la relación de base de esta unidad. Al respecto, especulamos que las facies de intracaldera (soldadas) deben apoyar sobre las que designamos como precaldera (Formación Hualcupén). Esta interpretación responde a lo establecido en el paradigma de calderas (Williams 1941, 1942; Smith y Bailey 1968), dado que las facies de extracaldera de DFPLC (facies no soldada) apoya sobre términos equivalentes a la Formación Cola de Zorro, o Palauco, o Hualcupén, a lo largo de todo el frente acantilado de la caldera. Los mapas y perfiles de anomalías de Bouguer (JICA, 1992) indican la existencia de un espeso relleno de la depresión y un piso (Formación Hualcupén) que puede exceder una profundidad de varios centenares de metros dentro de la misma.

Respecto a la ubicación temporal de los DFPLC, que consideramos son sincrónicos con el episodio de caldera (Lipman 1984), debemos señalar que por no haber sido reconocida previamente, no existen datos de esta unidad. Creemos que el episodio volcánotectónico es más joven que los 4 Ma, según las dataciones de Niemeyer y Muñoz Bravo (1983) para la Formación Cola de Zorro, y más antiguo que los 1,1 Ma, que interpretamos como correspondientes a ignimbritas blancas con biotita, que afloran en los Riscos Bayos (Fig. 7b), que son más jóvenes que los DFPLC. Aparentemente Linares *et al.* (1999), quienes denominan "tobas pumfceas" a las ignim-

britas biotíticas citadas, le asignan un valor de 2,05  $\pm$  0,05 Ma. Consideramos entonces una edad pliocena amplia para los DFPLC, hasta tanto se pueda corroborar con mayor información la parcial que aquí presentamos, y cuya finalidad principal es establecer la relación de los DFPLC con el resto de las unidades descriptas para el sector.

Nuestra investigación en desarrollo, se encuentra abocada a la caracterización de la facies de extracaldera, que aflora discontinuamente en los pedimentos al este de Caviahue y también hacia el sur. En distintos sectores del cajón del Hualcupén se observa que estas facies no soldadas son cubiertas por otros DFP y también por coladas más jóvenes. Los mejores afloramientos de la facies de extracaldera corresponden al sector de los Riscos Bayos, donde las unidades que constituyen los DFPLC -con coloración castaño rojiza y castaño grisácea- afloran separadas por importantes discordancias de otros DFP (Fig. 7b). Entre ellos sobresale en la topografía el que corresponde a un depósito de flujo de ceniza (*ash-flow tuff*) blanco (castaño pálido meteorizado), columnar y biotítico (Formación Riscos Bayos de Pesce 1989; Delpino y Bermúdez 1993; JICA 1992; Tobas Pumíceas, Linares *et al.* 1999) que es explotado para la preparación de bloques de construcción. Todos estos materiales se examinarán en varias localidades y su análisis estratigráfico y volcanológico formarán parte de una contribución específica.

Debemos señalar que en la zona citada, el aborregamiento general de los DFPLC indica una estructuración antigua, por lo menos prepleistocena. A este respecto, el emplazamiento de lavas (de fondo de Valle, Pesce 1989) preglaciarias en el sector N indica que esa topografía existía al momento de su efusión.

Respecto a fenómenos de resurgencia, debemos señalar que la zona más elevada que corresponde a Termas de Copahue reúne rasgos afines con domamiento intracaldérico, característico en calderas donde se evacuan volúmenes de moderados a grandes de materiales piroclásticos (Lipman 1984), tal como parece ser el caso de la caldera Copahue, cuyo volumen calculamos supera los 100 kilómetros cúbicos. El cálculo del volumen de la hoyada fue hecho, en forma expeditiva, en base a mediciones tomadas del mapa (Fig. 1), en donde consideramos un diámetro medio de 16 km y una profundidad media de 0,5 kilómetros. La topografía abovedada que se observa en todo el sector que corresponde con Termas, el Anfiteatro y su fuerte desnivel respecto al piso de la depresión, la presencia de grábenes en su seno (Delpino y Bermúdez 1993, Fig. 2), y manifestaciones hidrotermales tardías (Termas de Copahue, Las Máquinas, Las Maquinitas) son características de los domos resurgentes, con desarrollo de fallamientos tensionales en los modelos de este tipo de calderas (Smith y Bailey 1968; Lipman 1984), que en nuestro estudio correspondería a las manifestaciones

termales citadas.

La presencia de una trinchera perimetral (*moat*), como fuera anteriormente descrito, más difusa en el sector S a consecuencia de haber sido afectada por fallamiento (Fig. 1) de rumbo N82°E, que ha desarrollado cataclasitas en esa pared y ha elevado los DFPLC intracaldera (muestras 92-5 y 92-6, Tabla 1), es también un rasgo típico en calderas resurgentes (Fig. 1). Aparentemente la caldera de Caviahue es de tipo asimétrico (tipo *caldera Long Valley*), con máxima profundidad en el sector norte. Según Lipman (1984), la resurgencia es generalmente asimétrica y más frecuente en calderas con diámetros mayores a 10 km, con mayor levantamiento en el área de mayor colapso previo.

Creemos que la hipótesis de resurgencia y/o inversión tectónica a la que aquí adherimos deber ser analizada en función de mayor información geológica y de los parámetros estructurales y geofísicos citados en los antecedentes (especialmente en JICA, 1992) a los efectos de valorar esta interpretación.

## Conclusiones

De acuerdo a nuestras observaciones, datos propios y ajenos, y a la elaboración de la información previa, consideramos que la unidad hasta ahora reconocida y denominada Formación Hualcupén (equivalente en sentido amplio a Formación Palauco y/o Formación Cola de Zorro, y parcialmente a Trapa-Trapa?) corresponde a las unidades subyacentes a los DFPLC, y por lo tanto son anteriores a la formación de la caldera.

Por su parte, los DFPLC son resultado del colapso caldérico pliocénico, cuya evidencia morfológica es la hoyada, y desde el punto de vista geológico queda documentada por la presencia de los DFPLC en facies de intra y extracaldera.

Los DFPLC constituyen una de las evidencias geológicas más contundentes respecto al origen de la citada hoyada, que está limitada por flancos acantilados que forman su pared topográfica, y rasgos geomórficos típicos en su caracterización. Los afloramientos indican volúmenes importantes de materiales piroclásticos con alto grado de soldamiento, abundancia de grandes litoclastos y estructuras reomórficas, todos rasgos diagnósticos de acumulación como depósitos de flujos piroclásticos proximales, en situación de intracaldera (Lipman 1997).

No obstante, debemos señalar que no se han hallado aún otras facies típicas de ambientes de intracaldera, como las megabrechas (Lipman 1997) y sedimentos de intracaldera, generalmente lacustres (Aragón y Mazzoni 1997), que a veces las acompañan.

Las características que hemos descrito para los DFPLC, corresponden a los rasgos típicos de episodios asociados y ulteriores al hundimiento del techo

de las cámaras magmáticas, probablemente como numerosos bloques en el caso de Caviahue, y no como un único pistón. Esta especulación es consistente con los rasgos de "alto grado" (*high grade*) de la facies de intracaldera de los DFPLC, dado que las fracturas favorecerían un alto flujo de masa, erupción de baja altura tipo fuente (*fountaining*), caracteres que minimizan el enfriamiento de los eyectos (Branney y Kokelaar 1994). Asimismo, los rasgos descriptos son también coherentes con domamiento resurgente de la facies de intracaldera, caracterizada por la instalación tardía de un sistema hidrotermal en estructuras originalmente tensionales del domo resurgido.

Respecto a la ubicación estratigráfica de estos depósitos, que no reúnen requisitos apropiados para una fácil determinación geocronológica, sólo se puede establecer, en base a los antecedentes citados y la actividad glaciaria, que son probablemente pliocenos.

Los DFP que corresponden a esta erupción reúnen una serie de caracteres particulares que creemos son suficientemente significativos y de interés como para analizarlos en mayor detalle. La composición con un campo de variación de SiO<sub>2</sub> entre 58 y 64 % de los DFPLC y sus rasgos estrombolianos con señales de enfriamiento brusco, son elementos diagnósticos significativos para su reconocimiento, pero difíciles de explicar según los mecanismos eruptivos clásicos más frecuentes. Es probable, en virtud de la descripción citada para las escorias, y la variación en los colores de los DFPLC, localmente rojizos en las porciones basales, alguna interacción importante con agua externa. Esta oxidación y la presencia de palagonita pueden tomarse como pruebas preliminares de actividad hidromagmática en la generación de los depósitos.

Si bien este tipo de DFP de composición andesítica y con bombas escoriáceas no son frecuentes, han sido citados en varias calderas, entre ellas Santorini (Mellors y Sparks 1991). A este respecto, señalamos que los DFPLC constituyen una de las primeras citas de "ignimbritas" con estos rangos de SiO<sub>2</sub> y con las características texturales y composicionales que aquí describimos en la Zona Andina Sur (SVZ). Composiciones químicas semejantes son frecuentes en los Andes Centrales (CVZ), pero a diferencia de las aquí consideradas, son altamente cristalinas (Ort *et al.* 1996) y no presentan escorias como componente juvenil. La escasez general de fenocristales en los DFPLC es indicativa de que la temperatura magmática estaba bastante por encima de la temperatura del sólido.

Por todas las características que damos a conocer en este trabajo, consideramos que desde el punto de vista del riesgo volcánico se desprende una conclusión importante, cual es que los volcanismos andinos de composición intermedia pueden desarrollar flujos

piroclásticos voluminosos, del mismo modo que lo hacen los dacíticos y riolíticos, los más peligrosos y temibles de todos los mecanismos endógenos conocidos.

Los rasgos composicionales de los materiales de los DFPLC, y el sistema general hidrotermal de Copahue, que especulamos está asociado al episodio caldérico, representarían una excepción a lo establecido por Smith (1979), en el sentido que todos los sistemas geotermales importantes y relacionados a la producción de energía están ligados a rocas ígneas silíceas de cámaras magmáticas con gran volumen, instaladas en niveles corticales más altos que las cámaras máficas.

Interpretamos que la ubicación del volcán Copahue, cuyo edificio está constituido por rocas datadas en  $1,0 \pm 0,05$  Ma (Linares *et al.* 1999), está controlada por el borde estructural del colapso caldérico que originó los DFPLC, que es sitio frecuente de efusiones postcaldera, tal como sucede en numerosos ejemplos conocidos, como en el caso de Long Valley en Nuevo México (USA).

## Agradecimientos

Los autores desean expresar su agradecimiento a Miguel Haller por las consultas, a los evaluadores por los comentarios críticos que ayudaron a mejorar el trabajo y a J.M. Mazzone por su ayuda en las tareas de campo. Este trabajo fue financiado con recursos correspondientes al PIP 0196 SECYT-CONICET.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aragón, E. y Mazzone, M.M., 1997. Geología y Estratigrafía del complejo volcánico piroclástico del río Chubut medio (Eoceno), Chubut, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 52 (3): 243-256. Buenos Aires.
- Bermúdez, A. y Delpino, D., 1995. Mapa de los peligros potenciales en el área del Volcán Copahue. Sector Argentino. Servicio Geológico Neuquino, Bariloche.
- Branney, M.J. y Kokelaar, P., 1992. A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to no-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite. Bulletin of Volcanology, 54: 504-520.
- Branney, M.J. y Kokelaar, P., 1994. Volcanotectonic faulting, soft-state deformation, and rheomorphism of tuffs during development of a piecemeal caldera, English Lake District. Geological Society of America, Bulletin, 106: 507-530.
- Dalla Salda, L.H. y Franzese, J., 1987. Las megaestructuras del Macizo y Cordillera Norpatagónica Argentina y la Génesis de las Cuencas volcano-sedimentarias Terciarias. Revista Geológica de Chile, 31: 3-13. Santiago.
- Dellapé, D.A. y Pando, G.A., 1975. Relevamiento de la cuenca geotérmica de Copahue. Gerencia de Exploración, YPF, Informe 524, 11 p. (Inédito).

- Delpino, D. y Bermúdez, A.M., 1993. La actividad del Volcán Copahue durante 1992. Erupción con emisiones de Azufre piroclástico. Provincia del Neuquén. 1993. Actas 11º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4: 292-301.
- Delpino, D. y Bermúdez, A.M., 1994. Volcanismo postglacial en el Volcán Copahue (37° 45'). Sector Argentino. Peligros Potenciales Asociados. Actas 7º Congreso Geológico Chileno, 7: 260-265. Concepción. Chile.
- Groeber, P., 1920. Estudio Geológico de Las Termas de Copahue. Dirección Nacional de Minería Geología e Hidrología, Boletín 3, Serie F. Buenos Aires.
- Groeber, P., 1921. La región de Copahue y su glaciación diluvial. *Gaea*, 1: 92-110.
- Heiken, G. y Wohletz, K., 1992. *Volcanology and Geothermal Energy*. University of California Press, 432 p., Berkeley.
- Hickey, R.L., Frey, F.A., Gerlach, D.C. y López Escobar, L., 1986. Multiple source for basaltic arc rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes (34-41° S): trace element and isotopic evidence for the contributions from subducted oceanic crust, mantle and continental crust. *Journal of Geophysical Research*, 91: 5963-5987.
- Hoja 33a Volcán Copahue (1962). Escala 1:200.000. Dirección Nacional de Geología y Minería. Buenos Aires.
- Holmberg, E., 1973. Descripción Geológica de la Hoja 34b, Loncopué. Servicio Nacional Minero Geológico, 152 p., Buenos Aires (Inédito).
- Japan International Cooperation Agency, 1992. The Feasibility Study on The Northern Neuquén Geothermal Development Project. 1992. Final Report. 1-1 a 5-89 p.
- Leanza, H.A., 1973. Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limítrofes jurásicos-cretácicos entre Loncopué y Picún Leufú, provincia del Neuquén. República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 28 (2): 97-132. Buenos Aires.
- Linares, E., Osters, H.A. y Mas, L. C., 1999. Cronología Potasio-Argón del Complejo Efusivo Copahue-Caviahue, Provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 54(3): 240-247. Buenos Aires.
- Lipman, P., 1984. Roots of Ash Flow Calderas in Western North America. *Journal of Geophysical Research*, 89(B10): 8801-8841.
- Lipman, P., 1997. Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bulletin of Volcanology*, 59: 198-218.
- MacLeod, S.M. y Sammel, E. A., 1982. Newberry Volcano, Oregon: A Cascade Range Geothermal Prospect. *Oregon Geology*, 44: 123-131.
- Mazzoni, M.M., 1997. Sedimentation in the andean trasarc. North western Patagonia, Argentina. *Memorias del 1º Congreso Latinoamericano de Sedimentología*, 2: 51-58. Porlamar, Venezuela.
- Mazzoni, M.M., 1998. Rocas piroclásticas secundarias. Relación temporal. Actas 7ª Reunión Argentina de Sedimentología: 215-216. Salta.
- Mazzoni, M. M., Licitra, D.T. y Mazzoni, J.M., 1998. Depósitos de flujos piroclásticos de intracaldera. Lago Caviahue, provincia del Neuquén. Actas 10º Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económica, 2: 230. Buenos Aires.
- Mellors, R.A. y Sparks, R.S.J., 1991. Spatter-rich pyroclastic flow deposits on Santorini, Greece. *Bulletin of Volcanology*, 53: 327-342.
- Moore, I. y Kokelaar, P., 1998. Tectonically controlled piecemeal caldera collapse: A case study of Glencoe volcano, Scotland. *Geological Society of America, Bulletin*, 110, 11: 1448-1466.
- Muñoz Bravo, J.O., 1988. Evolution of Pliocene and Quaternary Volcanism in the Segment of the Southern Andes between 38° and 39° S. Ph. D. Thesis. Department of Geological Sciences, University of Colorado, USA (Inédito).
- Muñoz Bravo, J.O., Stern, Ch. R., Bermúdez, A., Delpino, D., Dobbs, M. F. y Frey, F.A., 1989. El Volcanismo Plio-Cuaternario a través de los 34-39° S de los Andes. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 44 (1-4): 270-286. Buenos Aires.
- Niemeyer, H.R. y Muñoz Bravo, J., 1983. Carta Geológica de Chile 57. Hoja Laguna de la Laja. Región del Bio Bio. Servicio Nacional de Geología y Minería. Santiago.
- Ort, M., Coira, B. y Mazzoni, M.M., 1996. Generation of a crust-mantle mixture: magma sources and contamination at Cerro Panizos, central Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123: 308-322.
- Pesce, A. H., 1989. Evolución volcano-tectónica del complejo efusivo Copahue-Caviahue y su modelo geotérmico preliminar. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 44 (1-4): 307-327. Buenos Aires.
- Ramos, V. A., 1978. Estructura, geología y recursos naturales del Neuquén. Relatorio del 7º Congreso Geológico Argentino: 99-118.
- Ross, C. y Smith, R.L., 1961. Ash-Flow Tuffs: Their Origin Geologic Relations and Identification. *Geological Survey, Professional Paper* 366, 157 p.
- Smith, R. L., 1979. Ash-Flow Magmatism. *Geological Society of America, Special Paper*, 180: 5-27.
- Smith, R. L. y Bailey, R.A., 1968. Resurgent cauldrons. *Geological Society of America, Memoir* 116: 613-662.
- Sparks, R.S.J., Francis, P.W., Hamer, R.D., Pankhurst, R.J., Ocallaghan, L.O., Thorpe, R.S. y Page, R., 1985. Ignimbrites of the Cerro Galan Caldera, NW Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 24: 205-248.
- Stura S. y Mazzoni, M.M., 1994. Facies fluviales volcánoclasticas en terrazas pleistocenas de la Formación Huarenchenque, valle del río Agrío, Neuquén Argentina. Actas 5 Reunión Argentina de Sedimentología: 171-176. Tucumán.
- Walker, G.P.L., 1983. Ignimbrite types and ignimbrite problems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17:65-88.
- Wilson, C.J.N., 1986. *Pyroclastic flows and ignimbrites*. Scientific Progress, Oxford, v.70: 171-207.
- Williams, H., 1941. Calderas and their origin. *University of California, Bulletin of the Department of Geological Sciences*, 25:239-346.
- Williams, H., 1942. The Geology of Crater Lake National Park, Oregon, with a reconnaissance of the Cascade Range southward to Mount Shasta. *Carnegie Institute of Washington, Publication*, 540: 162 p.
- Zanettini, J.C., 1979. Geología de la comarca de Campana Mahuida (provincia del Neuquén). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 24 (1): 61-68. Buenos Aires.

**Recibido:** 19 de febrero, 1999

**Aceptado:** 4 de julio, 2000

# La Formación Loma Fiera (Mioceno superior) y su relación con el volcanismo y el tectonismo neógeno, Mendoza

Ana M. COMBINA<sup>1</sup> y Francisco E. NULLO<sup>2</sup>

<sup>1</sup> CONICET-CRILAR, Anillaco, La Rioja. E-mail: acombina@crilar.com.ar

<sup>2</sup> CONICET-Universidad de Buenos Aires, Pabellón II, Ciudad Universitaria, Buenos Aires.  
E-mail: nullo@newphoenixsrl.com

**ABSTRACT.** *Loma Fiera Formation (Upper Miocene) and its relationships with Neogene volcanism and tectonism, Mendoza.* Loma Fiera Formation outcrops are present in the Cuchilla de la Tristeza area, southern Mendoza province, where they have a wide lateral extent. The petrography, lithofacies evolution and distribution of this unit are analysed, on the basis of detailed measured stratigraphical sections and regional geological relationships. In parallel with changes in the volcanism, two different sedimentary processes took place: a pyroclastic surge, originated by dry hydrovolcanic processes, and active associated lahars. During the lahar-phase sedimentation the volcanic activity changed in intensity and syn-sedimentary hydrothermal activity occurred. The Loma Fiera Formation is contemporaneous with the first volcanic activity of the Huincan II Formation during the Upper Miocene and is related to the El Sosneado thrust uplift.

**Key words:** *Neogene, Continental deposits, Mendoza, Argentina*

**Palabras clave:** *Neógeno, Depósitos continentales, Mendoza, Argentina*

## Introducción

Se describen las características petrográficas y evolutivas de la Formación Loma Fiera (Dessanti 1959) aflorante en la Cuchilla de la Tristeza al sur de la provincia de Mendoza. Este estudio está basado en el levantamiento de dos perfiles de detalle y de numerosas observaciones regionales (Nullo 1985; Combina 1996; Combina *et al.* 1993, 1995; Combina y Nullo 1997; Nullo *et al.* 1998) las que permitieron analizar las litofacies presentes y la distribución de facies en relación con el acontecimiento volcánico.

Los perfiles columnares se llevaron a cabo en dos áreas distantes una de otra, cuyas variaciones verticales y laterales permitieron observar características diferentes en ambos sectores, sin embargo, ambas secuencias pertenecen a la misma unidad y se continúan físicamente a través de la Cuchilla de la Tristeza.

Como antecedentes bibliográficos y considerando solamente los estudios realizados sobre la Formación Loma Fiera en la comarca, se pueden citar los trabajos de Yrigoyen (1972, 1993), Volkheimer (1978), Kozłowski (1984) y Combina (1996).

## Marco geológico regional

Durante el Neógeno, la actividad magmática ha sido continua en el sector cordillerano del sur de la

provincia de Mendoza debido a que la Placa de Nazca se subductó con un ángulo cercano a los 30° (Ramos y Nullo 1993); este comportamiento de la placa subductada se manifestó desde hace 19 Ma y ha controlado la evolución del arco magmático y su expansión hacia el antepaís. Entre los 20 y 10 Ma comenzó en la Cordillera de los Andes un período de emplazamientos batolíticos, acompañado por un levantamiento regional. Al mismo tiempo dominaron los procesos que configuraron el actual arco tectónico-magmático andino. Este magmatismo en el norte cordillerano se desarrolló sobre rocas del Paleozoico superior y Mesozoico, mientras que hacia el sur lo hizo sobre el arco magmático paleógeno.

Entre los 28° y 37° LS, la actividad magmática se localizó sobre la Cordillera Principal, la Cordillera Frontal y en la Precordillera. Este evento magmático ha sido sintetizado por Ramos y Nullo (1993) reconociéndose dentro de él varios pulsos de actividad.

En el área que nos ocupa sobre la base de dataciones radimétricas Baldauf (1993), Baldauf *et al.* (1993, 1997), Ramos y Nullo (1993) y Nullo *et al.* (1997) separaron dos eventos magmáticos menores. La actividad de uno de ellos tuvo lugar en el Mioceno medio y su edad varía entre 17 y 13 Ma, mientras que el otro tuvo lugar en el Mioceno tardío - Plioceno con una edad comprendida entre los 10 y 4,1 Ma. Paralelamente al desarrollo de este magmatismo se depositaron secuencias piroclásticas y volcánicas sedimentarias, que son parcialmente descritas en este trabajo.

## Geología del área de estudio

La Cuchilla de la Tristeza, ubicada al sur de la provincia de Mendoza (Fig. 1) ocupa el sector más oriental de la faja corrida y plegada de Malargüe (Kozłowski *et al.* 1993). Dentro de ella y siguiendo el trazado submeridional del Corrimiento El Sosneado (Nullo y Stephens 1993) se encuentran los principales afloramientos de edad terciaria que están formados por rocas volcánicas, volcanoclásticas y epiclásticas.

El Cretácico tardío-Paleoceno está representado en la comarca por las Formaciones Pircala y Coihueco, que se encuentran separadas por una discordancia erosiva, producto de los procesos volcánicos posteriores y se la reconoce como Fase Pehuenche (Fig. 2); durante el Paleoceno y el Mioceno, el arco magmático paleógeno se encontraba hacia el sudoeste del área, con un tren estructural de dirección noroeste-sudeste (Stephens *et al.* 1999).

Durante el Mioceno hasta el Plioceno temprano inclusive, se desarrollaron varios complejos volcánico-sedimentarios compuestos por las Formaciones Palaoco, Agua de la Piedra, Loma Fiera, Huincán I y II y Coyocho I (Fig. 2) que culminaron con la sedimentación volcanoclástica de las Formaciones Pincheira, Coyocho II y Río Diamante (Dessanti 1956; Combina *et al.* 1993, 1994; Combina y Nullo 1997; Nullo *et al.* 1998; Stephens *et al.* 1999).

La Formación Agua de la Piedra es un conjunto de conglomerados andesíticos que han sido interpretados como abanicos aluviales medios a distales, de edad miocena inferior (Combina *et al.* 1997)

Por arriba de las Formaciones Pincheira, Huincan II y Coyocho II, se reconoce el diatrofismo de la Fase Diaguita (Fig. 2) mientras que entre las Fases Diaguita y Pehuenche se desarrolló la Fase Quechua, con la particularidad de ser una discordancia progresiva y sinorogénica (Nullo *et al.* 1998).



**Figura 1:** Mapa de ubicación, locación de los perfiles y dataciones radiométricas de los cuerpos.

**Formación Huincán** (Yrigoyen 1972, *sinonimia*: Huincanlitense, Groeber 1946, Andesita Huincán, Volkheimer 1978)

Pertencen a esta unidad los cuerpos subvolcánicos de los cerros Alquitrán, Los Buitres y los intrusivos asociados de los cerros Laguna Amarga, La Ventana, La Brea, Media Luna, La Mala Dormida y un grupo de cuerpos menores innominados aflorantes al noroeste de la confluencia del arroyo Las Aucas con el río Diamante (Groeber 1946). La distribución de los cuerpos y la ubicación de las muestras datadas se ha graficado en la figura 1.

Estos cuerpos andesíticos, se disponen principalmente con un rumbo aproximado N-S emplazados a lo largo de la traza del corrimiento El Sosneado (Stephens *et al.* 1991; Baldauf *et al.* 1992; Nullo *et al.* 1995, 1996). Dentro de la Formación Huincan se han reconocido los productos de dos pulsos de actividad magmática (Ramos y Nullo 1993) los cuales posteriormente fueron nominados como Formaciones Huincan I y II (Nullo *et al.* 1998).

Litológicamente, poseen una composición que varía desde andesitas hasta basandesitas y en muy pequeña proporción, dacitas. Los cuerpos de esta unidad han sido clasificados por Stephens *et al.* (1991) en: pre-tectónicos, sintectónicos y post-tectónicos. Según su relación con el Corrimiento El Sosneado y su caracterización geoquímica pueden ser relacionados con la evolución de un arco magmático neógeno (Nullo *et al.* 1997). Las dataciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  realizadas por Baldauf *et al.* (1992, 1997) y Baldauf (1993) permitieron determinar que se incluyera esta unidad, dentro del Mioceno superior-Plioceno inferior. Por las dataciones se determinó una progresiva disminución de la edad en sentido N-S: cerro Alquitrán o

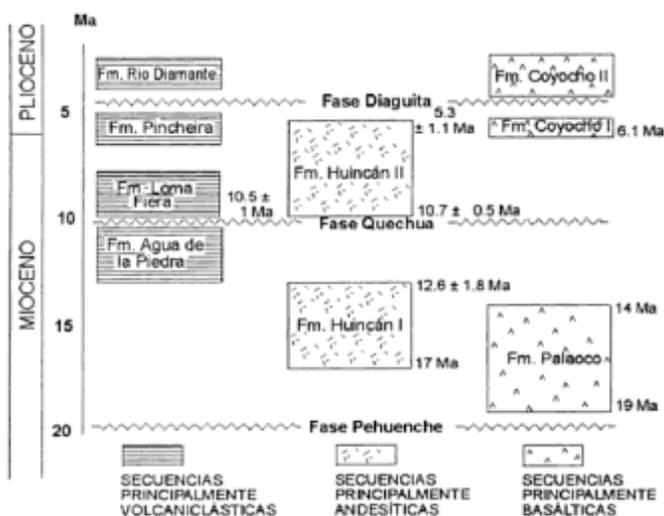


Figura 2: Cuadro estratigráfico local.

Los Buitres ( $10,7 \pm 0,5$  Ma); cerro Laguna Amarga ( $9,4 \pm 0,1$ ;  $9,8 \pm 0,2$  Ma); cerro de la Ventana ( $7,2 \pm 0,3$  Ma); cerro Media Luna ( $6,4 \pm 0,4$  Ma); cerro La Brea ( $7,7 \pm 0,4$  Ma); Mala Dormida ( $5,8 \pm 0,9$  Ma) (véase cuadro Ramos y Nullo 1993). Algunos de estos cuerpos tienen dataciones radiométricas efectuadas por el método K/Ar que arrojaron edades menores que se desestiman (Linares y González 1990).

Estas edades permitieron no sólo datar la edad del Corrimiento El Sosneado, sino también la edad y el sentido del levantamiento que deformó y corrió a las sedimentitas mesozoicas de la cuenca y a las sedimentitas contemporáneas a este evento tectónico-ígneo, entre los 9,8 Ma y los 5 Ma. Esta deformación se conoce como la Fase Quechua (Combina y Nullo 1997).

Con respecto a su disposición intrusiva, se han reconocido algunos cuerpos penetrando las sedimentitas de la Formación Loma Fiera, por lo que algunos de estos cuerpos son posteriores a la Formación Loma Fiera, mientras que son cubiertos discordantemente por las sedimentitas sefticas de la Formación Río Diamante, observándose claramente esta relación en el cuerpo de Laguna Amarga (Combina y Nullo 1997).

**Formación Loma Fiera** (Dessanti 1959, *nom. nov.* para Formación Collón Curá)

La Formación Loma Fiera fue caracterizada por Yrigoyen (1993) como un conjunto de conglomerados, aglomerados, brechas, areniscas tobáceas, tobas y tufitas. En los perfiles aquí descriptos, esta unidad contiene un conjunto de tobas lapillíticas de color blancos a rosado claro, aglomerados y brechas andesíticas grisáceas, que se encuentran dispuestas en discordancia angular sobre las sedimentitas sefti-

cas de la Formación Agua de la Piedra. La discordancia se observa en el arroyo de La Manga al sur de Tres Esquinas.

En la Cuchilla de la Tristeza, esta Formación aflora en el sector medio y norte, donde se destacan por su buena exposición los perfiles del cerro Alquitrán al este y Nido de Águila por el oeste (Fig. 1), en ambos casos no muestra perturbaciones tectónicas, con un buzamiento promedio  $6^\circ$  al norte o  $6^\circ$  a  $10^\circ$  al este.

El Perfil Nido de Águila (Figs. 1 y 4) se encuentra dispuesto en relación de discordancia por arriba de sucesiones sedimentarias pertenecientes a la Formación Pircala-Coihueco y con los conglomerados de la Formación Agua de la Piedra.

Por arriba se dispone discordantemente una sucesión aquí descrita detalladamente cuyos bancos inclinan entre  $10^\circ$  a  $7^\circ$  hacia el este, caracterizados por secuencias piroclásticas pertenecientes a la Formación Loma Fiera. Estos afloramientos constituyen el flanco occidental del anticlinal de la Cuchilla de la Tristeza, mientras que los afloramientos del cerro Alquitrán y alrededores se observan sobre el flanco oriental.

Una muestra de pumicita del perfil Nido de Águila (Fig. 4) de la secuencia superior del perfil (Formación Loma Fiera) arrojó un valor radiométrico de  $10,5 \pm 1,0$  Ma (Baldauf 1993). Similar edad de  $10,0 \pm 0,2$  Ma (Baldauf 1993) brindaron las piroclastitas que afloran al este de la Cuchilla de la Tristeza y que sí son consideradas por numerosos autores como pertenecientes a la Formación Loma Fiera.

*Perfil Cerro Alquitrán* (Fig. 3)

*Litofacies de toba lapillítica -T100-* Toba lapillítica andesítica, rosada clara, donde se pueden observar tres pulsos de 0,1 m cada uno, con gradación normal para los clastos pumíceos andesíticos. El depósito colmata con 0,1 m de toba fina con laminación entrecruzada horizontal y 0,01 m de tobas masivas. Espesor total : 0,41 metros.

*Litofacies de lapillita -T102-* Lapillita fina, de igual color y composición, con laminación entrecruzada muy difusa. Los clastos pumíceos presentan gradación inversa; generando en el techo un nivel de mayor concentración de los mismos, de color blanco. El tamaño promedio de los clastos pumíceos es de dos milímetros; mientras que el tamaño máximo es un centímetro, en éstos hay cristales de plagioclasa blanca y hornblenda verde oscura. Como litoclastos, se observan clastos de cuarzo, anfíboles y de granito rosado (tamaño 1 mm); el porcentaje de éstos es menor al 5 %. Se observan cuerpos tabulares o cuñiformes, según el afloramiento estudiado, con con-



tacto inferior neto ondulado y superior neto plano. En la base se observan solamente clastos líticos; en el medio del depósito hay clastos líticos y pumíceos y en el techo solamente los pumíceos. Estos últimos presentan una grosera gradación normal. Tamaño máximo de clasto (TMC) = 10 cm; tamaño mínimo de clasto (TmC) = 1,5 centímetros.

En la Tabla 1 se han integrado las diferentes litofacies presentes en este perfil, el origen y la interpretación de los ambientes sedimentarios.

**Perfil Nido de Águila (Fig. 4)**

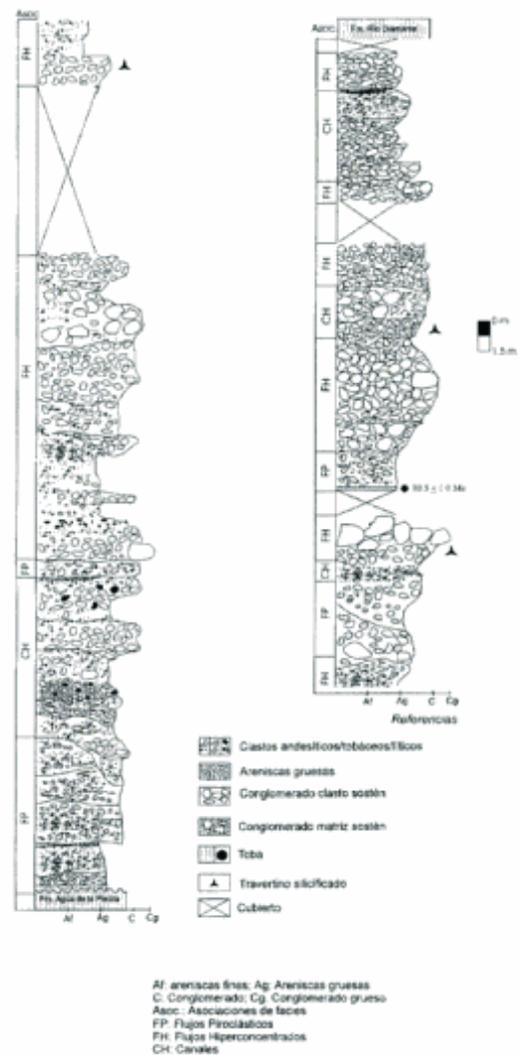
*Litofacies de arenisca conglomerádica fina -C92-* Arenisca conglomerádica fina, de color pardo claro a grisáceo, friable que se presenta en *sets* formados por láminas gruesas. Cada lámina es granocreciente y algunas de ellas poseen ondulitas, de pequeña escala, en el techo. Espesor promedio: 1,5 metros.

*Litofacies de arenisca media masiva -C 93-* Arenisca media, masiva, de color pardo grisáceo, friable, que se presenta en *sets* formados por láminas planas, cuyos contactos inferiores son netos erosivos, de 2 m de espesor. Posee clastos dispersos de andesita, TMC= 8 cm, pero éstos son escasos y se encuentran aislados dentro del depósito.

*Litofacies de arenisca gruesa a guijosa -C 94-* Arenisca gruesa a guijosa de 1,5 m de espesor, con gradación normal muy grosera, que se presenta en un cuerpo tabular(?), formado probablemente por artesas amalgamadas, dado que el contacto inferior es neto festoneado (visible lateralmente) y superior se presenta cubierto.

*Litofacies de conglomerado clasto-sostén polimíctico -C91 y C924-* Conglomerado clasto sostén en cuerpos tabulares, de espesor promedio 1,8 m ligeramente lentiformes, con contacto inferior neto y superior erosionado, que se interdigitan con lentes de contactos difusos de areniscas en forma aislada. Los conglomerados son granocreciente-granodecreciente, el TMC=20 cm; la litología de los mismos se divide, en forma cualitativa en: 35% son dacitas; 20% calizas; 20% rocas sedimentarias clásticas (areniscas de la Formación Tordillo?); 15% son andesitas y el resto son piroclásticas retransportadas. Muchos de los clastos están recubiertos por una delgada capa de travertino (C 91).

*Litofacies de conglomerados matriz sostén, granodecrecientes -C95 y C917-* Conglomerado matriz sostén con matriz infiltrada, que forma una gran lente, de contactos inferior y superior netos, el espesor máximo de esta litofacies es 0,8 m, internamente presenta una selección de clastos muy grosera (granodecreciente); observándose en la base el TMC=40cm (TmC=2cm) y en el techo sólo se observa matriz (arena gruesa). El contacto inferior está señalado por depósitos lag. Los clastos, polimícticos,



**Figura 4:** Perfil Nido de Águila.

son angulosos o redondeados, existiendo mayor porcentaje de los primeros.

*Litofacies de conglomerados clasto sostén a matriz sostén, granodecrecientes -C 96-* Cuerpo ligeramente lenticular (debido a que está parcialmente cubierto), conglomerádico, que de base a techo, pasa de conglomerado clasto sostén a matriz sostén, espesor variable entre 0,8 y 3 metros. La granulometría de los clastos presenta una gradación normal; aunque presenta megaclastos (TMC= 2,5 m) aislados. Los megaclastos son angulosos, mientras que el resto de los clastos son subredondeados a subangulosos. Lateralmente, este cuerpo llega a tener 7 m de espesor y dentro del mismo, se pueden observar lentes de areniscas conglomerádicas intercaladas. Estas areniscas tienen clastos de mayor tamaño aislados y son masivas. El límite superior e inferior de este cuerpo están remarcados por depósitos de travertino; los que

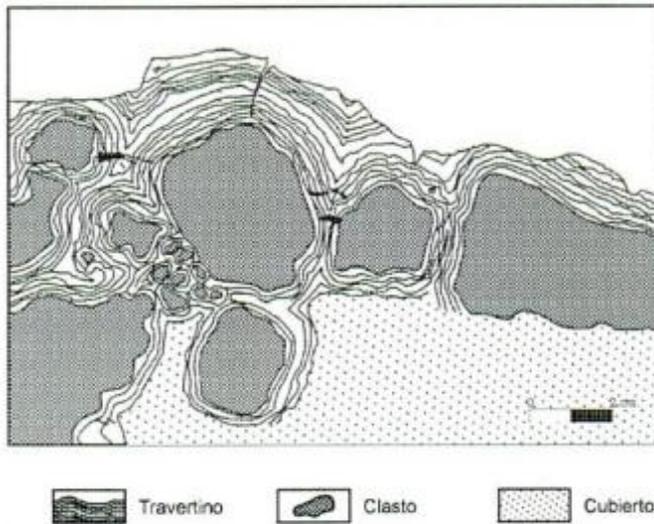


Figura 5: Esquema de los depósitos característicos con travertino.

marcan la base son pequeños tubos entrelazados; mientras que los que señalan el techo son capas concéntricas de carbonato de calcio silicificado, que cubren a los clastos de este conglomerado, formando concreciones tal como lo señala la figura 5. Las capas de carbonato de calcio se observan como bandas blancas y grises, con espesores que varían de 1 a 3 mm, y todo el conjunto no sobrepasa los 2,5 cm de espesor.

*Litofacies de conglomerados clasto sostén, granocreciente -C910, C915 y C922-* Conglomerado clasto-sostén, granocreciente, que lateralmente pasa a matriz sostén; que se presenta en lentes de relación Ancho/Profundidad (A/P) = 4, de contacto inferior neto, aunque en parte es transicional y superior es difuso. La matriz, se presenta infiltrada, dado que sólo uno los clastos presentes en la porción superior. Los clastos son subredondeados a subangulosos, el TMC=45 cm; tamaño promedio de clasto (TPC) = 7 cm y la litología de éstos es variada, observándose calizas, dácitas, areniscas, andesitas y rocas piroclásticas retransportadas, en proporciones similares a las descriptas para la litofacies C91.

*Litofacies de conglomerado fino, matriz sostén, granodecreciente, con estratificación entrecruzada planar -C913, C925 y C929-* Conglomerado medio a fino granodecreciente, matriz sostén, que se presenta en set de estratos finos, entrecruzados planares, de muy bajo grado. El conjunto, en general es grano-estrato creciente; pero individualmente cada estrato granodecreciente. En algunos casos, forman lentes, de contactos muy difusos, que poseen láminas finas de areniscas intercaladas (C 925).

Los clastos de los conglomerados son subredondeados a subangulosos; el TMC aumenta desde el estrato inferior al superior de 3 a 15 cm, respectivamente, siendo el TPC del conjunto, 7 cm y algunos de ellos están ligeramente imbricados (C 929). La estratificación es gruesa (espesor promedio 0,1 m) y gro-

sera. Lateralmente pasan a arenisca masiva gravosa. *Litofacies de conglomerado clasto sostén muy grueso -C 933-* Conglomerado clasto sostén, muy grueso, sin selección ni estructuración, bloques de andesitas, bloques de conglomerados, provenientes de la Formación Agua de la Piedra y de calizas (de éstas últimas el 5%). Los bloques (TMC= 0,80 m), se presentan muy angulosos, mientras que las calizas son más pequeños (TPC= 0,10 m), son subangulosos a subredondeados. Es un cuerpo de base cubierta, canalizado(?), con contacto superior difuso e inferior discordante con la Formación Agua de la Piedra.

*Litofacies de aglomerado granocreciente -C 98-* Aglomerado fino a grueso, de color gris claro y friable, de base inferior neta y superior difusa. La secuencia es grano-matriz creciente muy grosera, dado que grada de aglomerado clasto sostén fino en la base a aglomerado matriz sostén grueso, en el techo. Los clastos son todos andesíticos, TMC= 5 cm, son subredondeados a muy angulosos y se pueden observar cristales de plagioclasas y hornblendas verdes oscuras, de hasta 2 mm de tamaño.

*Litofacies de aglomerado fino, granocreciente -C 930 y C930a-* Set de estratos finos de aglomerado fino granocreciente. Los estratos tienen contacto neto y en el techo de este set se presenta un aglomerado más grueso. Los clastos de estos aglomerados son tobas blancas, de grano fino, retrabajadas. Son de composición andesítica, ya que se observan cristales de hornblenda verde y plagioclasa blanca. El aglomerado del techo, es granocreciente, con contacto inferior difuso.

*Litofacies de toba lítica-C99; C911; C9111 y C912-* Toba lítica, fina a gruesa, en ciclos granodecreciente-granocreciente, grisácea, con clastos tamaño arena gruesa, guijón y guija y megaclastos dispersos (eje A=15 cm); todos ellos de composición andesítica. Los clastos de menor tamaño son angulosos a subangulosos; mientras que los megaclastos son redondeados. El cuerpo es cuneiforme, con contactos difusos. Los mantos se presentan soldados, de color blanquecino, compuestos principalmente por vidrio de tamaño fino, aplastados; fenocristales de hornblenda muy finos, opacos y plagioclasa subordinada. Como accesorio se observa cuarzo. Los mantos muestran una moderada sericitización.

*Litofacies de tobas medianas, granocreciente -C914 y C916-* Tobas de grano medio, granocreciente, que forman cuerpos lenticulares y algunos lobulados que se interdigitan entre sí, lateralmente; presentando todos ellos contactos superiores e inferiores difusos. Los cuerpos lenticulares tienen gravilla dispersa en la base, pero en general el conjunto tiene muy mala selección; la mayoría de los clastos están redondeados. Los clastos son de andesitas, andesitas recubiertas de travertino y de travertino.

*Litofacies de toba fina, masivas con megaclastos -C926a-* Toba fina masiva, rosada, grisácea clara, con

**Tabla 2:** Diferentes litofacies presentes en el perfil Nido de Águila.

| Litofacies                                       | Interpretación   | Origen   | Asociación |
|--|--|--|------------|
| C98, C926a, C99, C911, C9111, C912, C914 y C931  | Depósitos de flujos piroclásticos (Speark 1976 y Fisher y Heinken 1982).   | Dispersiones de gas y sólidos con alta concentración de partículas. Son densos, calientes y laminares. El entrapamiento de gases del magma y del aire hacen que esta dispersión se comporte como un fluido (Scasso y Limarino 1997).   | FP         |
| C930 y C930a                                     | Facies marginales de flujos piroclásticos.   |  |            |
| C95, C917; C96; C910, C915, C922, C933 C93 y C94 | Corresponden a la litofacies Gma, Shg y Smg (Smith 1986, 1987) fueron generadas por flujos Hiperconcentrados (Sigurdsson <i>et al.</i> 1987) | La rápida depositación de una dispersión concentrada explica la fábrica pobre, la gradación normal grosera y ausencia de de lentes areniscas. La bimodalidad de algunos de estos conglomerados, puede explicarse por la depositación por flujos capaces de transportar guijas y guijones, sobre la superficie. Estos depósitos son generados por eventos con características intermedias entre flujos de detritos y flujos normales. | FH         |
| C92, C91, C924, C913, C925 y C929                | Corresponden a las litofacies Gt y Sr (Smith 1987) que generan barras gravosas con ondas de arenas que migraban sobre ellas.                 | Mecanismos de depositación tractivos   | CH         |

megaclastos aislados de 10 a 12 cm de diámetro de andesita. El cuerpo es de forma tabular a cuneiforme y se interdigita con un cuerpo lobulado de tobas finas a medianas, algo guijarrosas, masivas, con clastos de andesitas ligeramente imbricados en la base. *Litofacies de toba gruesa granocreciente* -C 931- Cuerpo mantiforme, tobáceo, de base neta no erosiva, granocreciente. En este cuerpo se pueden diferenciar 2 depósitos piroclásticos granodecrecientes. El primero, de toba gruesa, gris rosada, con clastos pumíceos en la base de TMC= 5 cm y hacia el techo este TMC aumenta a 9 centímetros. Se puede observar -aisladamente- laminación entrecruzada planar de bajo grado; en el resto del depósito los clastos pumíceos y andesíticos están en forma azarosa. El segundo, posee las mismas características, pero su espesor es mucho menor y en el tope superior de éste, se observa laminación paralela planar muy fina, muchas veces remarcada por la presencia de niveles de travertino.

#### *Interpretación de las litofacies del perfil Nido de Águila*

En la Tabla 2, se encuentran las interpretaciones de las litofacies del perfil Nido de Águila y las asociaciones correspondientes.

#### **Génesis de la Formación Loma Fiera**

Esta Formación está caracterizada por depósitos heterogéneos cuyo origen son procesos hidrovolcánicos, término utilizado según lo expuesto por Wohletz (1993). Los depósitos del cerro Alquitrán fue-

ron generados por oleadas piroclásticas producidas por fenómenos hidrovolcánicos; éstos se formaron en el campo de los depósitos secos con fase de vapor sobrecalentado (Wohletz y Sheridan 1979). Dentro de estos depósitos se pueden distinguir los diferentes estadios de depositación de las oleadas que los originaron: las litofacies con dunas se forman en el estadio I; las masivas en estadio II y las planares en el estadio III (Sheridan y Updike 1975) (Fig. 6).

Los procesos hidrovolcánicos secos, tienen agua en fase de vapor sobrecalentado que al enfriarse se condensa y se convierte en agua, la cual produce un flujo de alta densidad que moviliza la tefra, generando de esta forma una secuencia de paleoambientes de depositación acorde a la distancia del centro emisor. Esto sucede en el perfil Nido de Águila, donde se observa un complejo arreglo facial/arquitectural que combina en forma reiterativa procesos de sedimentación piroclásticos y epiclásticos, típicos de áreas sometidas intermitentemente al volcanismo (Haghton 1993).

El perfil Cerro Alquitrán correspondería a los sectores más proximales de la depositación de la erupción, mientras que el perfil Nido de Águila, estaría representando los sectores más alejados de la misma. Palmer y Walton (1990) reconocieron, en secuencias de abanicos volcánicoclasticos medios a distales la presencia de depósitos piroclásticos, flujos hiperconcentrados y algunos canales fluviales (Fig.7). Estos últimos se desarrollaron en períodos de calma volcánica, que se caracterizaron por el retrabajo y redepositación de los productos de los períodos de actividad volcánica (Smith 1987; Palmer y Walton 1990). Durante los períodos de alta acumulación sedimentaria dentro del lahar, que corresponden a los períodos de mayor actividad volcánica, los que que-

daron registrados como las asociaciones FP y FH, están caracterizadas por un alto porcentaje de clastos de origen volcánico. La presencia de flujos hiperconcentrados es típica de la sedimentación inducida por volcanismo que cuando se desarrollan en áreas desconfiadas tienden a generar cuerpos tabulares y lobulados, tal como se observan en el perfil Nido de Águila (Smith 1986, 1987; Palmer y Walton 1990). Los períodos de calma volcánica, se reconocen en este perfil por el considerable aumento en la relación clastos líticos/volcánicos dentro de la Asociación CH.

Durante la depositación de esta asociación de facies, los eventos volcánicos como generadores de carga para el sistema sedimentario han disminuido considerablemente, aunque no totalmente, dado que la matriz de estos depósitos es tobácea. La silicificación de los niveles de travertino indica la probable circulación de aguas termales entre estos depósitos.

La presencia de centros volcánicos activos, pertenecientes a la Formación Huincán II, relacionados al movimiento tectónico del Corrimiento El Sosneado, produjeron una gran cantidad de material que se apiló en las cuencas continentales. Se asociaron a estos eventos los procesos piroclásticos y laháricos, como los aquí descritos para la Formación Loma Fiera que se han ido sucediendo rellenando la cuenca de antepaís entre el Mioceno y el Plioceno temprano (Combina 1996; Combina *et al.* 1995).

La Formación Huincán II se dispuso en forma discordante sobre la Formación Agua de la Piedra (Mioceno) o, en algunos casos, sobre depósitos del Paleoceno; varios autores (Volkheimer 1978; Yrigoyen 1993) señalaron que la Formación Loma Fiera cubrió, en algunos casos, a la Formación Agua de la

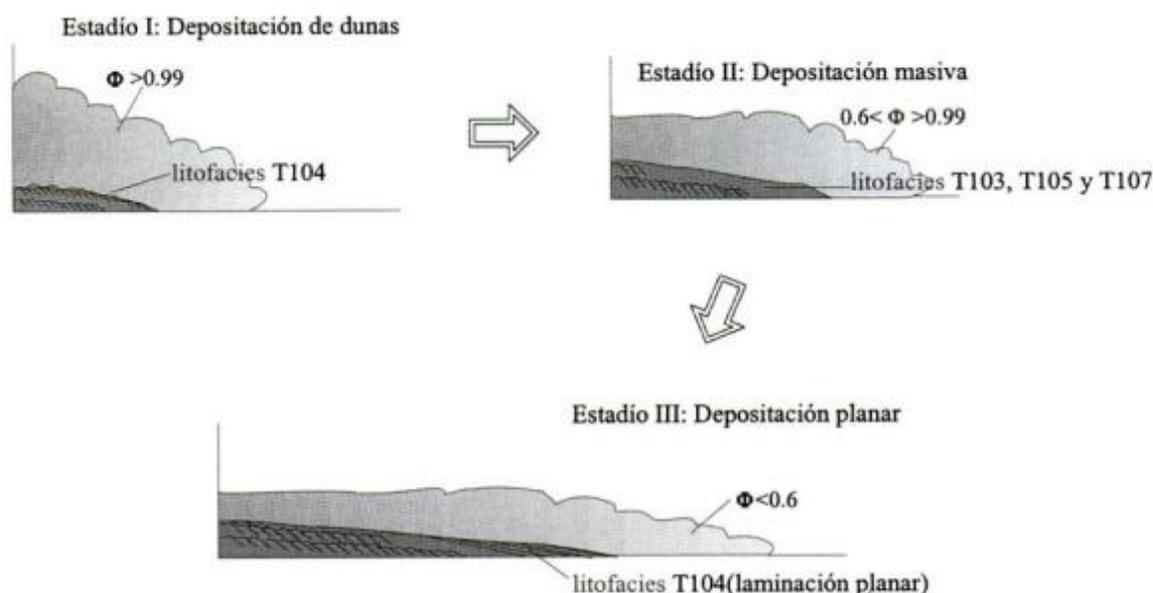
Piedra o la erosionó; pero la posición discordante de esta unidad debe explicarse como consecuencia de la acción de la Orogenia Quechua y no como la acción erosiva de los procesos volcánicos y volcániclos actantes, dado que éstos no poseen tan alto poder erosivo.

### Relaciones entre los procesos tectónicos (fases orogénicas), el volcanismo (Formación Huincán I y II) y la sedimentación (Formación Loma Fiera)

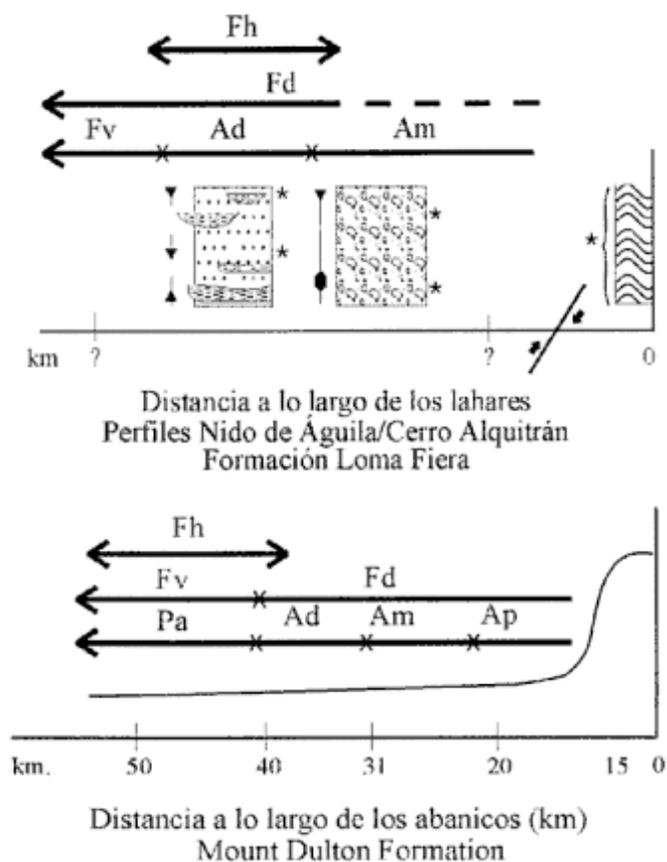
La Orogenia Pehuenche ha sido ubicada entre el Oligoceno y Mioceno (Yrigoyen 1993) y puede ser considerada como el evento tectónico que divide al Paleógeno del Neógeno. A partir del Mioceno comenzó el principal evento compresivo, generador de la sección más oriental de la faja corrida y plegada (Ramos y Nullo 1993). La carga litosférica producida por el levantamiento de la Cordillera de los Andes generó pequeñas cuencas de antepaís que se extendieron en forma subparalela al frente cabalgante.

Los cuerpos volcánicos activos durante el Neógeno no han sido siempre los mismos, tal como lo indican las dataciones realizadas por Baldauf *et al.* (1992) y Bauldaf (1993); este volcanismo ha ido migrando lentamente de sur a norte, por lo que los depósitos asociados presentan esta distribución geográfica/temporal.

Combina y Nullo (1997) determinaron que en el período comprendido entre las fases diastólicas Pehuenche y Diaguita, se desarrolló un Ciclo Sedimentario Neógeno; las unidades aquí estudiadas han sido el comienzo de este ciclo y la fase Quechua a la



**Figura 6:** Diagrama esquemático de los depósitos generados por flujos piroclásticos (modificado de Fisher y Schimincke 1984) y las diferentes litofacies que se han formado.



**Referencias**

- |    |                                      |                      |
|----|--------------------------------------|----------------------|
|    | Depósitos volcánico-lásticos         | Ap: Abanico proximal |
|    | Depósitos piroclásticos              | Am: Abanico medio    |
|    | Tendencia granodivergente /creciente | Ad: Abanico distal   |
| Fd | Flujos de detritos                   | Fv : Fluviales       |
| Fh | Flujos hiperconcentrados             | Pa: Planicie aluvial |

**Figura 7:** Comparación entre los depósitos de la Formación Loma Fiera y los abanicos de la Formación Mount Dutton (modificado de Palmer y Walton 1990).

que han definido como progresiva y sinorogénica, afectó a ambas unidades en sectores más septentrionales dentro de la Cuchilla de la Tristeza, cortando a los cuerpos volcánicos y tectonizando a las secuencias de origen sedimentario. La acción de esta fase compresiva es la responsable del leve cambio del régimen de sedimentación con el que culminó este Ciclo (Formación Río Diamante).

**Conclusiones**

Se describen las litofacies de dos perfiles sedimentarios pertenecientes a la Formación Loma Fiera, aflorantes en el sector medio y norte de la Cuchilla de la Tristeza. Sobre estos datos se reconocieron

principalmente dos procesos sedimentarios actuantes diferentes, con estadios de depositación de oleadas basales secas relacionados a colapsos de columnas y lahares asociados.

Dentro de los depósitos laháricos de la Formación Loma Fiera se reconocieron períodos de mayor y de menor actividad volcánica contemporánea y la presencia de fenómenos de hidrotermalismo sinsedimentario (niveles de travertino silicificado).

Se determinó la contemporaneidad de los primeros pulsos volcánicos de la Formación Huincán II con la Formación Loma Fiera.

Se reconoció que las Formaciones Huincán II y Loma Fiera evolucionaron hacia el norte en forma conjunta coincidentes con el alzamiento del Corrimiento El Sosneado.

La fase Quechua cambió la dinámica del sistema volcánico/sedimentario, produciendo una discordancia que afectó a estas unidades en las áreas más septentrionales de la Cuchilla de la Tristeza.

**Agradecimientos**

Los autores expresan su agradecimiento a los árbitros, quienes contribuyeron a una lectura más clara de la presente contribución. Las campañas contaron con la financiación parcial de la Universidad de Buenos Aires y SEGEMAR.

**TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO**

Baldauf, P., 1993. Timing of deformation in the central Andean Foreland, Western Mendoza, Argentina, using <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating techniques. Master Thesis, The George Washington University. 156 p. (Inédito).

Baldauf, P., Stephens, G., Kunk, M. y Nullo, F., 1992. Argon-Argon ages for the Huincán Intrusive Suite and their implications for the structural development of the Andean Foreland, southern Mendoza Province, Argentina. Geological Society of America, Abstracts with programs, 24: A128.

Baldauf, P., Stephens, G. y Nullo, F., 1993. Stratigraphic and sedimentological constraints on the structural evolution of the foreland fold and thrust belt, Southern Mendoza province, Argentina. Geological Society of America, Abstracts with programs, 25: A233.

Baldauf, P., Stephens, G., Nullo, F., Kunk, M. y Combina, A., 1997. Tertiary uplift magmatism and sedimentation of the Andes, Southern Mendoza province, Argentina. Geological Society of America, Abstracts with programs, 29( 6): A48. Salt Lake City.

Combina, A., 1996. Evolución tectosedimentaria del Terciario continental de la Cuchilla de la Tristeza y su vinculación con los levantamientos de la Cordillera Principal. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físico-Químicas y Naturales, Universidad Nacional de Río Cuarto. Río Cuarto (Inédito).

Combina, A. y Nullo, F., 1997. Consideraciones tectosedimentarias sobre la Formación Río Diamante, Cordillera de los Andes, Argentina. Cuadernos de Geología Ibérica, 22: 305-320, Madrid.

Combina, A., Nullo, F. y Stephens, G., 1993. Depósitos Terciarios

- en el pie de sierra del área de las Aucas, sur de Mendoza. Actas del 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2:180-186.
- Combina, A., Nullo, F., Stephens, G. y Baldauf, P., 1994. Paleoambientes de la Formación Agua de la Piedra, Mendoza, Argentina. Actas 7° Congreso Geológico Chileno, 1:418-424.
- Combina, A., Nullo, F. y Stephens, G., 1995. Miocene uplift of the southern Andes and their related foreland basin. International Association of Sedimentology-16<sup>th</sup> Regional Meeting of Sedimentology - 5<sup>th</sup> Congreso Français de Sédimentologie - ASF Book of Abstracts. Publ. ASF, París, 22:43.
- Combina, A., Nullo, F., Baldauf, P. y Stephens, G., 1997. Ubicación estratigráfica de la Formación Agua de la Piedra, Cuchilla de la Tristeza, Cordillera Principal, Mendoza, Argentina. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 460-464.
- Dessanti, R., 1956. Descripción geológica de la Hoja 27c «Cerro Diamante» - (Provincia de Mendoza), Carta Geológica-Económica de la República Argentina, Escala 1:200.000. Ministerio de Comercio e Industria de la Nación, Dirección de Minería, Boletín 85, 71 p., Buenos Aires.
- Dessanti, R., 1959. Geología del cerro Alquitrán y alrededores, Departamento de San Rafael, Provincia de Mendoza. Notas del Museo de La Plata, Geología, 19, 71:301-325, La Plata.
- Fisher, R.V. y Heiken, G., 1982. Mt. Pele, Martinique: May 8 and 20, 1902 pyroclastic flows and surges. Journal of Volcanology and Geothermy, 13: 339-371.
- Fisher, R.V. y Schmincke, H.U., 1984. Pyroclastic rocks. Springer-Verlag, 472 p., New York.
- Fisher, R.V. y Schmincke, H.U., 1994. Volcaniclastic sediment transport and sedimentation. En: Pye, K. (Ed.): Sediment transport and depositional processes. Blackwell Scientific Publication: 351-388.
- Groeber, P., 1946. Observaciones a lo largo del meridiano 70. Asociación Geológica Argentina, Serie «C» Reimpresiones, 1 (1980). 173 p., Buenos Aires.
- Haughton, P.D.W., 1993. Simultaneous dispersal of volcaniclastic and non-volcaniclastic sediment in fluvial basins: examples from the Lower Old Red Sandstone, east-central Scotland. Special Publications International Association Sedimentology, 17: 451-471.
- Kozłowski, E., 1984. Interpretación estructural de la Cuchilla de la Tristeza, provincia de Mendoza. Actas del 9° Congreso Geológico Argentino, 2: 381-395, Buenos Aires.
- Kozłowski, E., Manceda, R. y Ramos, V., 1993. Estructura. En: Ramos, V. (Ed): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Relatorio del 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos: 235-256.
- Linares, E. y Gonzalez, R., 1990. Catálogo de edades radiométricas de la República Argentina 1957-1987. Asociación Geológica Argentina, Serie "B" Didáctica y Complementaria, 19, 585 p., Buenos Aires.
- Nullo, F., 1985. Descripción Geológica de la Hoja 29a, Cerro Campanario, Mendoza. Servicio Geológico Nacional (Inédito).
- Nullo, F. y Stephens, G., 1993. Estructura y deformación terciaria en el área de las Aucas, sur de Mendoza. Actas del 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3:107-112.
- Nullo, F., Baldauf, P., Stephens, G. y Kunk, M., 1995. Argon-Argon age constraints on fold and thrust belt development in the andean foreland, southern Mendoza Province, Argentina. Geological Society of America, Abstracts with programs, 27: A125.
- Nullo, F., Baldauf, P., Stephens, G., Combina, A. y Kunk, M., 1996. Tertiary evolution of the Andes, Southern Mendoza, Argentina. Geological Society of America, Abstracts with programs, A-59.
- Nullo, F., Stephens, G. y Otamendi, J., 1997. Evolución geotérmica del arco volcánico Neógeno en el sur de Mendoza, Argentina. Actas del 7° Congreso Geológico Chileno, 2:1004-1408.
- Nullo, F., Stephens, G., Combina, A., Dimieri, L., Baldauf, P. y Bousa, P., 1998. Descripción geológica de la Hoja Malargüe. SEGEMAR, 123p. (Inédito).
- Palmer, B. y Walton, A., 1990. Accumulation of volcaniclastic aprons in the Mount Dutton Formation (Oligocene-Miocene), Marysvale volcanic field. Geological Society of America, Bulletin, 102: 743-748.
- Ramos, V. y Nullo, F. 1993. El volcanismo de arco cenozoico. En: Ramos, V. (Ed): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Relatorio del 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos :149-160.
- Scasso, R.A. y Limarino, C.O., 1997. Petrología y Diagénesis de rocas clásticas. Asociación Argentina de Sedimentología. Publicación especial 1, 259 p., Buenos Aires.
- Self, S. y Speak, R., 1978. Characteristics of widespread pyroclastic deposits formed by the interaction of silicic-magma and water. Bulletin Volcanologic, 41:196-212.
- Sheridan, M.F. y Updike, R.G., 1975. Sugarloaf Mountain tephra - a Plesitocene rhyolitic deposit of base-surge origin. Geological Society of America, Bulletin, 86: 571-581.
- Sigurdsson, H., Carey, S.N. y Fisher, R., 1987. The 1982 eruptions of El Chichon volcano, Mexico (3): Physical properties of pyroclastic surges. Bulletin Volcanologic, 49:467-488.
- Smith, G.A., 1986. Coarse-grained non-marine volcaniclastic sediments: terminology and depositional process. Geological Society of America, Bulletin, 97:1-10.
- Smith, G.A., 1987. The influence of explosive volcanism on fluvial sedimentation: The Deschutes Formation (Neogene) in Central Oregon. Journal of Sedimentary Petrology, 54 (4): 613-629.
- Speak, R., 1976. Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. Sedimentology, 23:147-188.
- Stephens, G., Nullo, F. y Baldauf, P., 1991. Geometry and structural history of the Sosneado thrust fault and earlier basement-core folds, southern Mendoza Province, Argentina. Geological Society of America, Abstracts with programs, 23: A139.
- Stephens, G., Nullo, F., Combina, A. y Risso, C., 1999. Evolution of an Upper Miocene proximal basin associated with Andean uplift, Southern Mendoza Province, Argentina. Geological Society of America, Abstracts with programs, A-367, Denver.
- Volkheimer, W., 1978. Descripción geológica de la Hoja 27b, Cerro Sosneado, Provincia de Mendoza. Carta Geológica-Económica de la República Argentina, Escala 1:200.000. Ministerio de Economía, Secretaría de Estado de Minería, Boletín 151, 71 p. Buenos Aires.
- Walker, G.P.L., 1981. Characteristics of two phreatomagmatic ashes and their water flushed origin. Journal of Volcanology Geothermia Research, 9: 395-407.
- Wilson, C.N.J., 1993. Ignimbrites y calderas: perspectivas históricas, ideas actuales y desarrollos futuros. En: Martí, J. y Araña, V. (Eds.): La volcanología actual. Colección Nuevas Tendencias. CSIC, 21:197- 275.
- Wohletz, K.H., 1993. Hidrovolcanismo. En: Martí, J. y Araña, V. (Eds.): La volcanología actual. Colección Nuevas Tendencias, CSIC, 21: 99-195.
- Wohletz, K.H. y Sheridan, M.F., 1979. A model of pyroclastic surge. En: Chapin, C. y Elston, M. (Eds): Ash flow tuff, Geological Society of America, Special Paper, 180:177-192.
- Yrigoyen, M., 1972. Cordillera Principal. En: Leanza, A.F. (Ed.): Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias: 345-364. Córdoba.
- Yrigoyen, M., 1993. Los depósitos sinorogénicos terciarios. En: Ramos, V. (Ed): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Relatorio del 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos: 123-148.

Recibido: 7 de enero, 1999

Aceptado: 4 de julio, 2000

## New paleobotanical evidence from the Valle Chico Formation (Lower Carboniferous), Chubut Province, Argentina

Hugo A. CARRIZO<sup>1</sup> and Carlos L. AZCUY<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Sección Paleobotánica, Fundación Miguel Lillo, Miguel Lillo 251, 4000 San Miguel de Tucumán.  
E-mail: carriz@csnat.unt.edu.ar

<sup>2</sup>Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires.  
E-mail: azcuy@ciudad.com.ar

**RESUMEN.** Nuevas evidencias paleobotánicas en la Formación Valle Chico (Carbonífero inferior), provincia del Chubut, Argentina. El estudio de una nueva asociación de plantas fósiles bien preservadas, provenientes de la Formación Valle Chico, ha permitido identificar ejemplares de licópsidas herbáceas (*Archaeosigillaria conferta* (Frenguelli) Menéndez) y frondes de pteridospermas (*Eusphenopteris devonica* (Frenguelli) Sessarego y Césari), las cuales son indicadores de una edad carbonífera temprana temprana para esa unidad litoestratigráfica. La posición de los niveles fosilíferos, muy próximos a rocas glaciogénicas replantea el debate sobre el comienzo de las glaciaciones en el Paleozoico tardío de la Argentina.

Palabras clave: Paleobotánica, Formación Valle Chico, Carbonífero inferior, provincia del Chubut, Argentina

Key words: Palaeobotany, Valle Chico Formation, Lower Carboniferous, Chubut province, Argentina

### Introduction

In the Patagonian Range, at Cerro Excursión and in its surrounding area (Fig. 1a), east of Esquel city, Neopaleozoic sedimentary rocks, originally termed "Esquel Schists" by Feruglio (1941 and 1949), are exposed. Several authors have mentioned this range and compared it in several instances with other nearby exposures, particularly those located to the east, at the Arroyo Pescado area (Groeber 1942; Suero 1948; Ugarte 1966; Borrello 1969; Rolleri 1970; Lesta and Ferrello 1972; Chebli *et al.* 1979).

The beds were named formally by Cazau (1972) as the Esquel Formation. Detailed lithological, structural, palaeontological and palaeoenvironmental information was presented subsequently by Sepúlveda (1977), Sepúlveda and Cucchi (1978), López Gamundí (1980a, b), Cucchi (1980a, b), Cucchi and Askenasy (1982), González Bonorino and González Bonorino (1988), González *et al.* (1995), Vizán *et al.* (1996). However, different criteria have been employed in assessing the age of this sedimentary succession. The main purpose of this paper is to present new palaeobotanical evidence that could contribute to a precise determination of the age of these deposits.

### Historical review

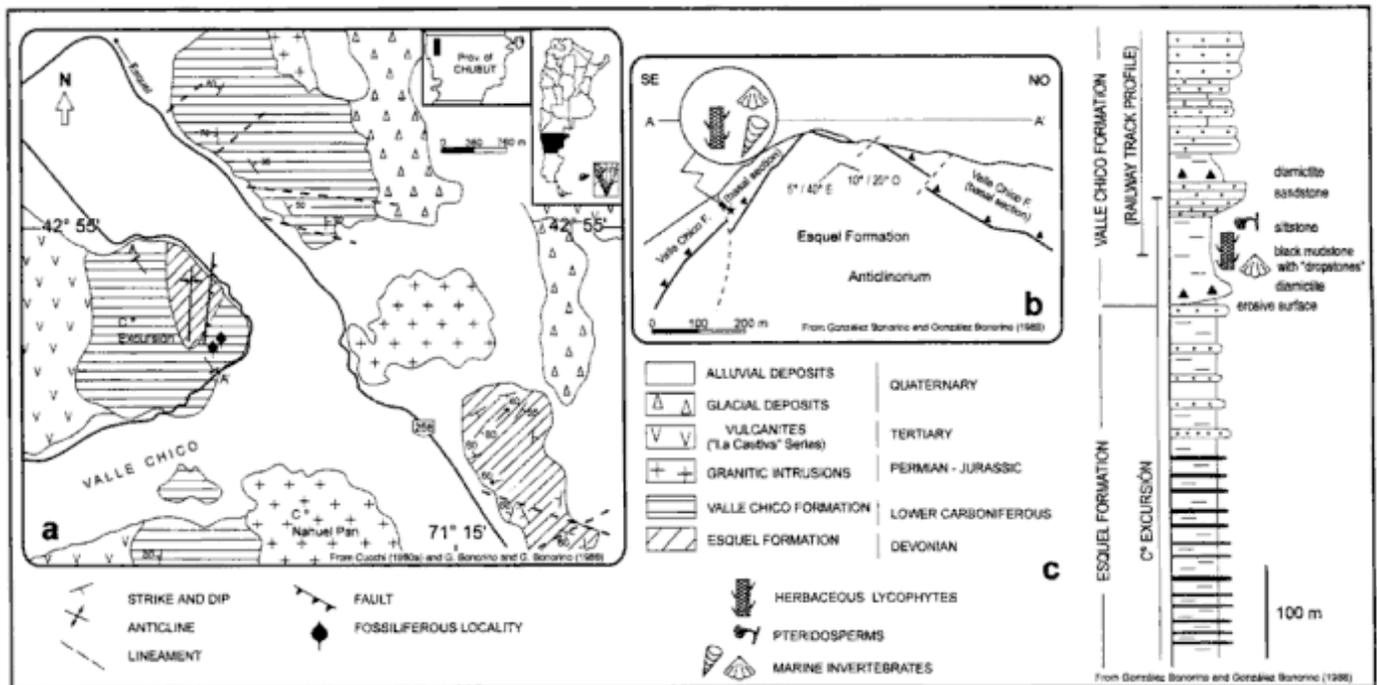
Feruglio (1941 and 1949) considered these deposits as early Palaeozoic in age. He compared them with

the Palaeozoic rocks of Lago San Martín and with the schists of Río Corintos. Ugarte (1966) considered inappropriate to refer the unfossiliferous schists from western Patagonia to the Precambrian period. Suero (1948), suggested a Devonian or even an earlier age for the "Esquel Schists", whereas Lesta and Ferrello (1972) on the discovery of a possible graptolite tentatively attributed them to the Early Palaeozoic.

The first detailed studies were carried out by Sepúlveda (1977), who collected a scarce but significant megaflore from the eastern slope of Cerro Excursión. He documented the presence of one species of lycophyte, doubtfully assigned to *Cyclostigma* Haughton, and stem fragments attributed to a possible sphenophyte, and assigned a Devonian-Early Carboniferous age to the "Esquel Schists".

Sepúlveda and Cucchi (1978) carried out further observations at Cerro Excursión treating the whole rock assemblage as a single unit, which they assigned to the Esquel Formation. Their study allowed a precise positioning for the fossiliferous levels as well as providing a detailed lithological analysis of the formation. They confirmed the presence of *Cyclostigma* sp. and recognised pinnules attributed to *Adiantites* sp. and brachiopods referred to *Lingula* sp. Sepúlveda and Cucchi (1978) referred the Esquel Formation to the Devonian-Early Carboniferous.

López Gamundí (1980a), studied a larger area that included Cerro Excursión, the cutting on the railway track to Esquel and some outcrops at Valle Chico



**Figure 1:** a, Geological outline of the Esquel area showing the distribution of Lower Carboniferous outcrops and the location of the fossiliferous localities. b, View from the north of C° Excursión showing on its eastern slope the location of the fossiliferous levels. c, Scheme profile showing the Esquel Formation and the basal section of the Valle Chico Formation on C° Excursión; between the diamictite in thick mudstone layers elements of the *Archaeosigillaria-Malimanium* Phytozone is located.

(Fig. 1a). He included these deposits in the Esquel Formation, correlating them with the glacial levels of the Tepuel Group. He attributed the Esquel Formation to the Carboniferous Period.

Cucchi (1980a and b) distinguished two lithostratigraphical units in the succession, the Esquel and the Valle Chico formations, and suggested the possible existence of a hiatus between them. Cucchi considered that a complex folding of a medium-to-high intensity affected only the rhythmities, which he attributes to the Esquel Formation (the "lower component" in López Gamundí 1980a), clearly differentiating them from the diamictites, mudstones and quartz sandstones, affected only by gentle, simple folding with no complexities, which he assigned to the overlying Valle Chico Formation. Cucchi (1980a) considered the age of the Valle Chico Formation as Late Carboniferous-Early Permian on the basis of the presence of *Botrychiopsis plantiana* (Carruthers) Archangelsky and Arrondo (Archangelsky in Cucchi 1980a). He also supported the proposed correlations between the Esquel Formation and the Schists from the Arroyo Pescado, and between the Valle Chico Formation and part of the Tepuel Group. Archangelsky (1981) reassigned the specimens collected by Cucchi (1980a) to *Botrychiopsis weissiana* Kurtz *emend.* Archangelsky *et* Arrondo of Late Carboniferous age. At the same time, studies carried out by López Gamundí (1980b) rejected a possible two-fold subdivision for the unit.

However, González Bonorino and González Bonorino (1988) confirmed the existence of two formations, and attributed the discontinuity between them to glacial erosion (Fig. 1c). They assigned a Carboniferous age to the succession and correlated the Esquel and the Valle Chico formations with the Jaramillo and Pampa de Tepuel formations, suggesting the inclusion of the former within the Tepuel Group.

González *et al.* (1995), confirmed the lithostratigraphical division proposed by Cucchi (1980a). They used marine invertebrates such as *Schizodus?* sp., *Palaeolima* sp., *Lingula* sp., as well as plant remains assigned to *Eusphenopteris* sp. and to moulds of lycophytes, in the Valle Chico Formation, to suggest a mid-Carboniferous age for the Valle Chico Formation. They also supported the correlation between the Esquel and the Jaramillo formations.

### Systematic descriptions

#### Class Lycopsidea

*Archaeosigillaria* Kidston 1901 *emend.* Lacey 1962; Grierson and Banks 1963

*Type species: Archaeosigillaria vanuxemii* (Göppert) Kidston 1901

*Archaeosigillaria conferta* (Frenguelli) Menéndez 1965

Figure 3a and b

*Basionym:* *Cyclostigma confertum* Frenguelli (1954), Plate 4 figs. 1, 2.

*Holotype:* LPPb 2427, Frenguelli (1954), Plate 4 figs. 1, 2.

*Type locality:* La Chavela creek, San Juan Province, Argentina.

*Age:* Early Carboniferous.

*Specimens analyzed:* LIL Pb 6253 and 6255.

*Repository:* Sección Paleobotánica, Instituto de Paleontología, Fundación Miguel Lillo (LIL Pb).

*Description:* Specimen LIL Pb 6255 (Fig. 3a) is an internal mould of a branched stem (ramification angle: 45°) 3,6 cm long and ca 2,0 cm wide. Spiniform excrescences, up to 4 mm long, with large decurrent bases, 2 mm wide, are present. The foliar lamina form a concave arch with the axis (arrow, Fig. 3a). Leaf cushions hexagonal, are disposed in vertical rows which diverge toward the branches.

Class Pteridospermopsida

*Eusphenopteris* (Weiss) Novik 1947

*Type species:* *Eusphenopteris obtusiloba* (Brongniart) Novik 1952

*Eusphenopteris devonica* (Frenguelli) Sessarego and Césari 1989  
Figure 3c

*Basionym:* *Adiantites? devonica* Frenguelli 1954, Notas Museo de La Plata 17 (Paleont. 102): 374-375. Plate X figs. 1-5.

*Lectotypes:* LPPB 2453, 2455, 2456 y 2459 Frenguelli (1954), Plate X figs. 1-5.

*Type locality:* La Chavela creek, San Juan Province, Argentina.

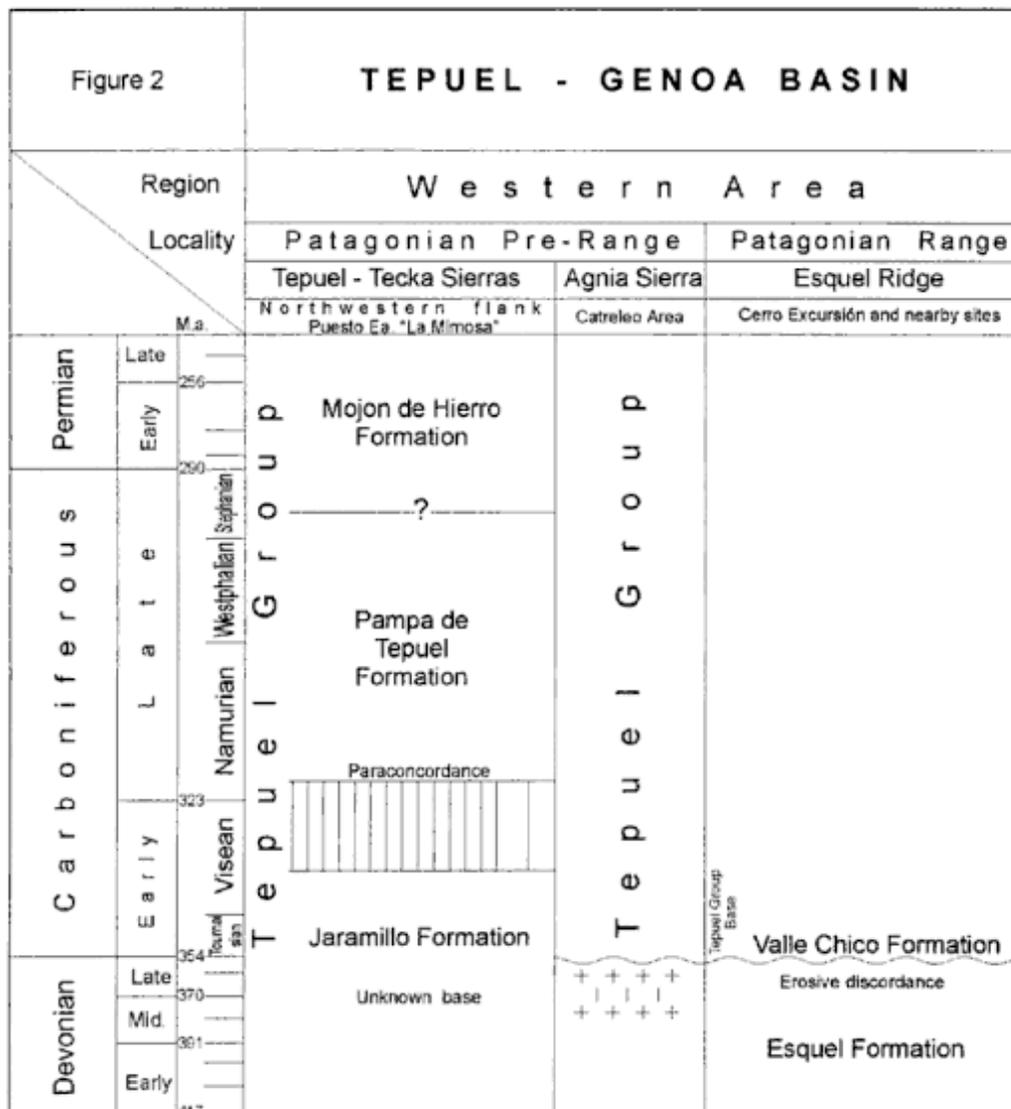
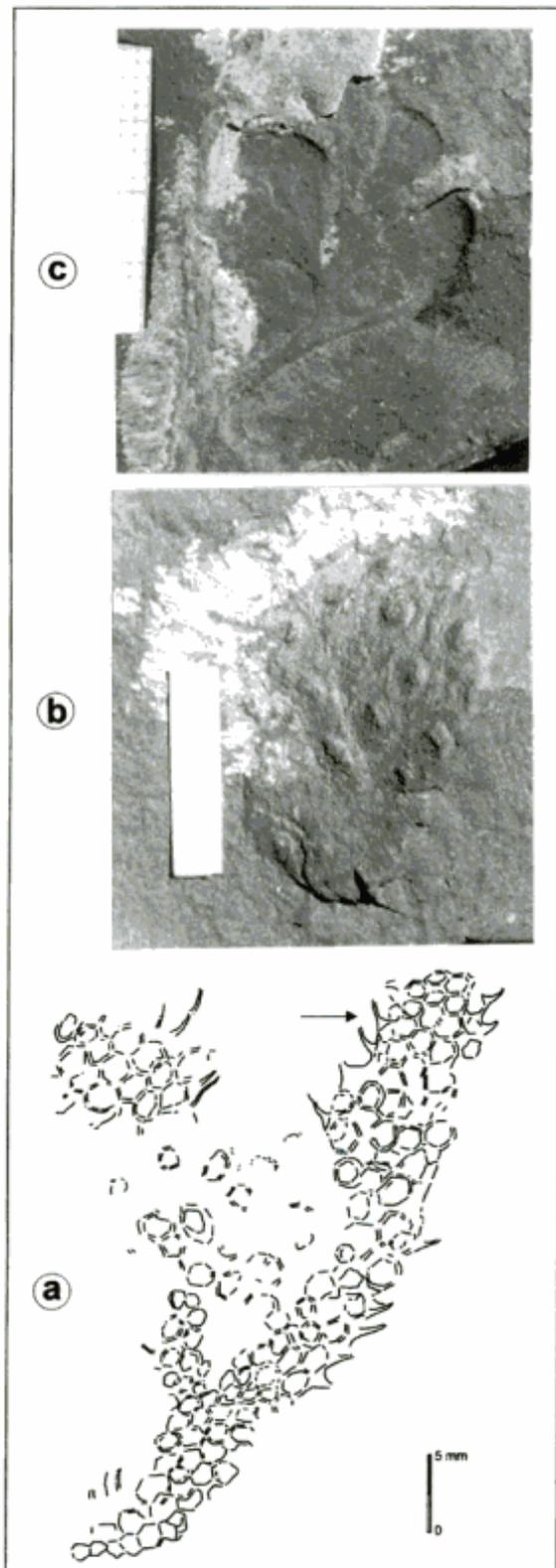


Figure 2: Correlation scheme proposed between formations of early Carboniferous age in the Tepuel-Genoa Basin.



**Figure 3:** a, and b, *Archaeosigillaria conferta* (Frenguelli) Menéndez. a, LIL Pb 6255. A drawing in camera lucida of a ramified axis showing lateral leaves (arrow) and leaf cushions arranged in vertical rows. b, LIL Pb 6253. External mould showing leaf cushions. c, *Eusphenopteris devonica* (Frenguelli) Sessarego and Césari fragment of frond bearing petiolate pinnule over second order rachis (R2).

**Age:** Early Carboniferous.

**Specimens analyzed:** LIL Pb 6236–6239; 6242–6245; 6247.

**Repository:** Sección Paleobotánica. Instituto de Paleontología. Fundación Miguel Lillo (LIL Pb).

**Synonymy:** see Sessarego and Césari 1989.

**Description:** Specimen LIL Pb 6236 (Fig. 3c), is a compression of a bipinnate frond. The first order rachis, R1, (badly preserved), is ca 2,9cm long and 2,5 mm wide. A second order rachis, R2, ca 2,0 cm long and 1,5 mm wide, is inserted on R1 forming an acute angle (ca 50°). R2 supports an apparently symmetrical, bilobate pinnule, ca 1,6 cm wide and 1,8 cm long. The pinnule is prominently petiolate. The petiole is ca 2,0 mm long and 1,0 mm wide. The distal margin of the pinnule forms an obtuse angle with both catadromic and anadromic margins. Pinnule margin entire and slightly crenulate on the apical portion. Venation open, dichotomous distributed on the entire lamina. At the basal edge of the lamina a first dichotomy gives rise to a succession of dichotomizing veins distributed on the whole pinnule surface.

#### Paleobotanical evidence and conclusions

The paleobotanical evidence presented comes from specimens collected by one of the authors (H.A.C.) from the basal levels of the Valle Chico Formation (Fig. 1b and c). The specimens include moderately well-preserved lycophytes and frond fragments. *Archaeosigillaria conferta* (Frenguelli) Menéndez and *Eusphenopteris devonica* (Frenguelli) Sessarego and Césari are conspicuous components of the *Archaeosigillaria-Malimanium* Phytozone of the Early Carboniferous (Carrizo 1998; Carrizo and Azcuy 1997).

Previous age assignments (González Bonorino and González Bonorino 1988; González *et al.* 1995) were derived from the misidentification of fragmentary and poorly preserved pinnules and fronds collected by Cucchi (1980a) from the Valle Chico Formation and identified as *Botrychiopsis weissiana* (Archangelsky 1981; Andreis *et al.* 1987).

The plant remains studied here from the basal part of the Valle Chico Formation near levels containing diamictites (Fig. 1c), indicate an early Early Carboniferous age for the glacial deposits. The palaeobotanical evidence also suggests that the Valle Chico Formation correlates with the Jaramillo Formation, which also contains *Archaeosigillaria conferta*. Figure 2 shows a proposed correlation scheme between the outcrops units in Esquel Ridge and those of the Tepuel - Tecka sierras.

From a paleoenvironmental viewpoint, the presence of this taphoflora in close association with glacial

deposits, as well as the determinations made in the sedimentites from the lower section of the Agua de Lucho Formation in the Jagüé bolsón suggest that the late Palaeozoic glaciations in Argentina may have begun in the earliest Carboniferous (Carrizo and Azcuy 1997; Carrizo 1998).

### Acknowledgements

The authors gratefully acknowledge the interest and help of Eduardo Ottone providing useful comments on the manuscript. The present study has been partially sponsored by the Fundación Miguel Lillo, CONICET through Pip 4024/97 and FONCyT Pict 1864/98.

### REFERENCES

- Andreis, R., Archangelsky, S., González, C., López Gamundí, O. and Sabattini, N., 1987. Cuenca Tepuel-Genoa. In: Archangelsky, S. (Ed.): El Sistema Carbonífero en la República Argentina. Academia Nacional de Ciencias: 169-196. Córdoba.
- Archangelsky, S., 1981. Recientes avances en los estudios paleobotánicos y palinológicos del Carbónico y Pérmico de Argentina. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 53(2): 375-384. Río de Janeiro.
- Borrello, A.V., 1969. Los geosinclinales de la Argentina. Anales Dirección Nacional de Geología y Minería, 14: 1-188. Buenos Aires.
- Carrizo, H. A., 1998. Estudio de floras eocarboníferas de Argentina y su comparación con las de otras regiones relacionadas. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, 304 p. (Unpublished).
- Carrizo, H.A. and Azcuy, C. L., 1997. Las Fitozonas del Carbonífero Temprano de Argentina y la edad de las discordancias relacionadas: una discusión. Revista Universidade Guarulhos. Geociências 2 (nº especial): 19-27. São Paulo.
- Cazau, L., 1972. Cuenca del Nirihau-Norquinco-Cushamen. In: Leanza, A. (Ed.): Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias: 727-740. Córdoba.
- Chebli, G.A., Nakayama, C. and Sciutto, J.C., 1979. Mapa geológico de la provincia del Chubut. Actas 7º Congreso Geológico Argentino, 1: 639-655. Buenos Aires.
- Cucchi, R.J., 1980a. La Formación Esquel: nueva interpretación estratigráfica. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 35(2): 167-173. Buenos Aires.
- Cucchi, R.J., 1980b. La Formación Esquel y la Formación Valle Chico. (Réplica). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 35(4): 588-590. Buenos Aires.
- Cucchi, R.J. and Askenasy, T., 1982. Discontinuidad metamórfica entre las Formaciones Esquel y Valle Chico: Análisis de la cristalinidad de la illita. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 37(3): 362-365. Buenos Aires.
- Feruglio, E., 1941. Nota preliminar sobre la Hoja geológica San Carlos de Bariloche. Boletín de Informaciones Petroleras, 18(200): 27-63. Buenos Aires.
- Feruglio, E., 1949. Descripción geológica de la Patagonia. Dirección General de YPF, 1:1-334. Buenos Aires.
- Frenguelli, J., 1954. Plantas devónicas de la quebrada de La Charnela en la Precordillera de San Juan. Notas Museo de La Plata (n.s.), Paleontología, 17 (102): 359-372. La Plata.
- González, C.R., Taboada, A.C., Diaz Saravia, P. and Aredes, M., 1995. El Carbónico del sector noroccidental de la provincia del Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 50 (1-4): 40-46. Buenos Aires.
- González Bonorino, F. and González Bonorino, G., 1988. La base del Grupo Tepuel en las cercanías de Esquel, Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 43(4): 518-528. Buenos Aires.
- Grierson, J.D. and Banks, H.P., 1963. Lycopods of the Devonian New York State. Palaeontographica Americana, 4 (31): 217-295. Ithaca.
- Groeber, P., 1942. Rasgos geológicos generales de la región ubicada entre los paralelos 41° a 44° y entre los meridianos 69° y 71°. Actas 1º Congreso Panamericano de Ingeniería en Minas y Geología, 2: 369-379. Santiago de Chile.
- Kidston, R., 1901. Carboniferous Lycopods and Sphenophylls. Transaction Natural History Society Glasgow, n.s., 6: 25-140. Glasgow.
- Lacey, W.S., 1962. Welsh Lower Carboniferous Plants. I The Flora of the Lower Brown Limestone in the Vale of Clwyd, North Wales. Palaeontographica, 111B: 126-160. Stuttgart.
- Lesta, P.J. and Ferello, R., 1972. Región Extraandina de Chubut y norte de Santa Cruz. In: Leanza, A.F. (Ed.): Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias: 601-653. Córdoba.
- López Gamundí, O.R., 1980a. La Formación Esquel, litología y estructura. Provincia del Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 35(2): 187-194. Buenos Aires.
- López Gamundí, O.R., 1980b. La interpretación estratigráfica de la Formación Esquel (Comentario). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 35(4): 586-587. Buenos Aires.
- Menéndez, C.A., 1965. *Archaeosigillaria conferta* (Frenguelli) nov. comb. del Devónico de la quebrada de La Chavela, San Juan. Ameghiniana, 4 (2): 67-69. Buenos Aires.
- Novik, E.O., 1947. Classification of Carboniferous pteridosperms. Dokl. Akad. Nauk. SSSR 58 (2): 277-279. Moscow (in Russian).
- Novik, E.O., 1952. The Carboniferous flora of the European part of USSR. Akad. Nauk. SSSR 61(1): 1-468. Moscow (in Russian).
- Rolleri, E.O., 1970. Discordancia en la base del Neopaleozoico al este de Esquel. Actas 4º Jornadas Geológicas Argentinas, 2: 273-319.
- Sepúlveda, E.G., 1977. Acerca de la presencia de restos similares a *Cyclostigma* sp., en los llamados "Esquistos de Esquel" en su localidad tipo al sur de la ciudad homónima (Chubut). Ameghiniana, 14(1-4): 305-306. Buenos Aires.
- Sepúlveda, E. and Cucchi, R., 1978. Contribución al conocimiento de las metasedimentitas de la Formación Esquel en los cerros Excursión, provincia del Chubut. Actas 7º Congreso Geológico Argentino, 1: 437-443. Neuquén.
- Sessarego, H. and Césari, S., 1989. An Early Carboniferous Flora from Argentina. Biostratigraphic Implications. Review of Paleobotany and Palynology, 57: 247-264. Amsterdam.
- Suero, T., 1948. Descubrimiento del Paleozoico Superior en la zona extraandina del Chubut. Boletín de Informaciones Petroleras, 287: 31-48. Buenos Aires.
- Ugarte, F., 1966. La cuenca compuesta carbonífero-jurásica de la Patagonia meridional. Anales de la Universidad de la Patagonia "San Juan Bosco" N° 2, Ciencias Geológicas, 1(1): 37-68. Comodoro Rivadavia.
- Vizán, H., Alberti, R. Revol, P., Conti, E. and Spikermann, J., 1996. Geología del extremo septentrional de la sierra de Tecka (Chubut). Nueva interpretación para la estratigrafía del área de Ap Iwan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 51(4): 365-377. Buenos Aires.

Recibido: 11 de marzo, 1999

Aceptado: 4 de julio, 2000

# Sedimentología y mineralogía de playas de Tierra del Fuego y Sector Antártico Argentino (Arco de Scotia e islas asociadas)

Federico I. ISLA<sup>1</sup>, Jorge O. SPAGNUOLO<sup>2</sup> y Edgardo M. GELÓS<sup>2</sup>

<sup>1</sup> CONICET-UNMDP, Centro de Geología de Costas y del Cuaternario, Casilla de correo 722, 7600 Mar del Plata.  
E-mail: [fisla@mdp.edu.ar](mailto:fisla@mdp.edu.ar)

<sup>2</sup> CONICET, Instituto Argentino de Oceanografía, Camino La Carrindanga, Km 7, 8000 Bahía Blanca.  
E-mail: [jospa@criba.edu.ar](mailto:jospa@criba.edu.ar)

**ABSTRACT.** *Sedimentology and mineralogy of beaches from Tierra del Fuego and the Argentine Antarctic Sector (Scotia Arc and adjacent islands).* The Scotia arc is a region of very complex tectonics, with much evidence of associated volcanism (volcanic arcs of the South Shetland and South Sandwich islands) and on the trailing-edge margins of the South American and Antarctic plates (volcanic rocks of Monte Aymond, and James Ross Island). The beach sediments of the region result from reworking during the Holocene transgression, and during other Pleistocene stillstands of vast amounts of sediment transported seawards by Pleistocene glaciers. Grain-size analysis of these deposits permits the recognition of the principal sedimentation processes; i.e. saltation, armouring and sieving induced by icebergs and their calving. The content of the heavy and light fractions (in the 88-125 microns interval) can be used to distinguish different sources of sediments along the coast. The hydraulic interpretations are biased to the modal grain size (in most cases gravel) while the mineralogical composition was analyzed at the very-fine sand fraction. The mineralogical assemblages showed the effects of waves, and the dispersal of glaciers and icebergs.

**Key words:** *Sedimentology, Mineralogy, Tierra del Fuego, Scotia Arc*

**Palabras clave:** *Sedimentología, Mineralogía, Tierra del Fuego, Arco de Scotia*

## Introducción

Sin caer en frases hechas, podemos afirmar que la Antártida guarda secretos, y la composición de las rocas por debajo de la cubierta de hielo es uno de los secretos más difíciles de dilucidar. Potter (1986) afirmó "denme un puñado de granos de arena de playa, y les diré las rocas de las que derivan". Sus conclusiones terminaron reconociendo que para América del Sur los efectos climáticos y la deriva litoral, entre otros, afectaban significativamente la composición de estas arenas. De todos modos, es práctica regular analizar la composición de las cuencas sedimentarias a través de la mineralogía de sus arenas y utilizar triángulos composicionales propuestos para tal fin (Dickinson y Suczek 1979; Dickinson *et al.* 1983; Nechaev e Ispording 1993).

En el presente trabajo, se analiza de un modo exploratorio la composición textural y mineralógica de las arenas litorales a lo largo del Arco de Scotia, comprendiendo la península San Martín (Pen. Antártica), las islas Orcadas y Shetland del Sur, y las costas norte y sur de la Isla Grande de Tierra del Fuego (Fig. 1). El objetivo es determinar a través de la composición mineralógica de las arenas de playa su relación con las rocas fuentes y por medio del análisis textural el tipo y calidad de los agentes

intervinientes en la depositación; en especial analizar los aportes provenientes de áreas continentales a través de las direcciones de movimiento de los campos de hielo. Se supone que a estas latitudes la alteración química de los minerales es mínima; y teniendo en cuenta la configuración morfológica de las costas en ciertos sectores, el transporte por deriva litoral sería de escasa magnitud. Se busca probar si para estas latitudes es posible afirmar: "denme un puñado de granos de arena de playa y les diré qué rocas hay debajo del hielo". Lamentablemente, algunas de las playas que conforman esta región son de muy difícil acceso o poseen restricciones políticas a su accesibilidad (islas Malvinas, Georgias, y Sandwich del Sur). Por este motivo, las conclusiones deben analizarse considerando estas restricciones.

## Características generales

### *Geología y tectónica*

Este sector del planeta se caracteriza por una tectónica compleja. Por este motivo, hemos simplificado al máximo la introducción a las características tectónicas de la región. El volcanismo ha afectado

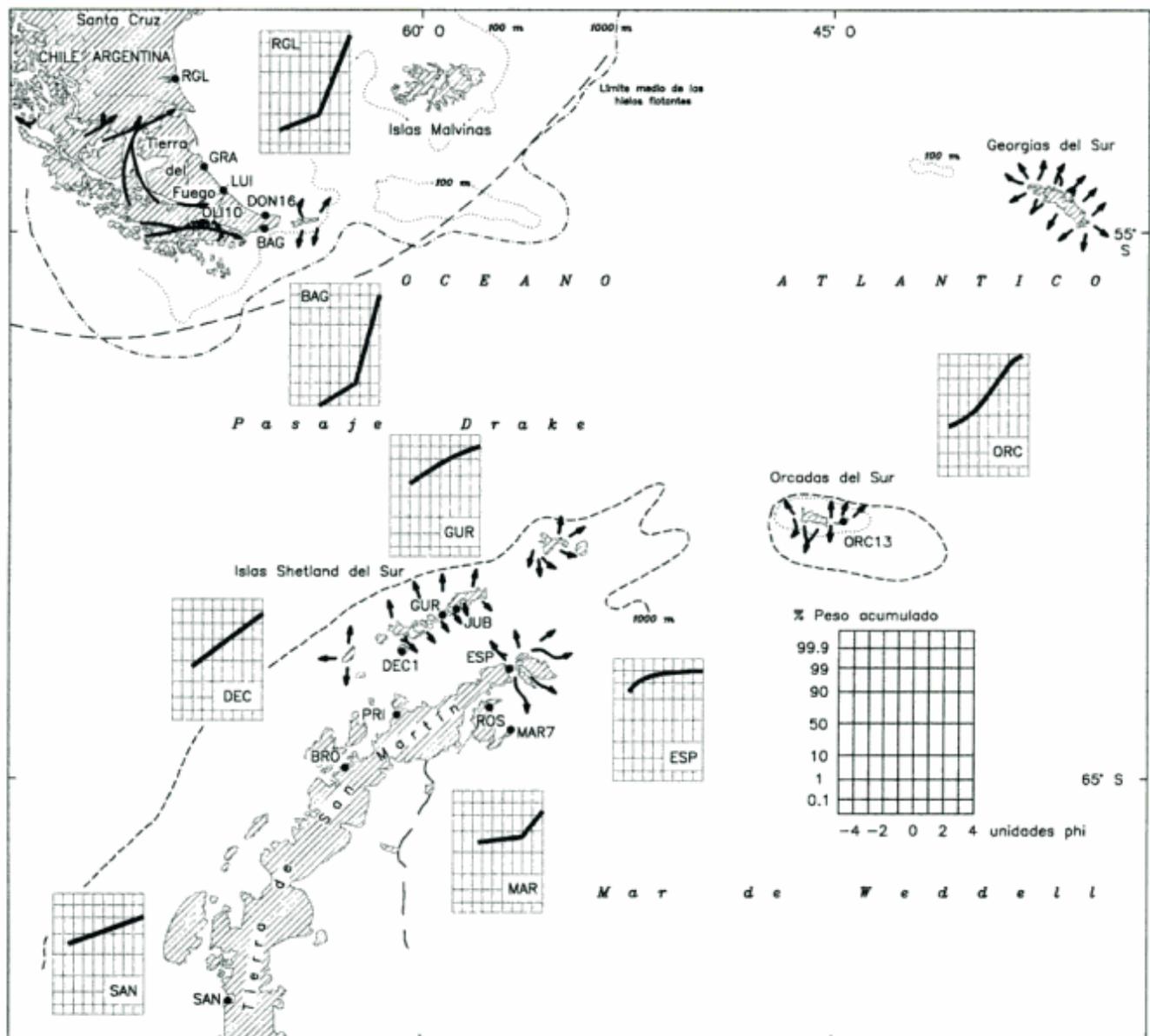


Figura 1: Ubicación de los sitios de muestreo, con diagramas de circulación de los glaciares (compilado de Caldenius 1932; Sugden y Clapperton 1977; Coronato 1995), y distribuciones granulométricas de algas de las playas muestreadas.

tanto los arcos de islas (Shetland del Sur, Sandwich del Sur) como los márgenes pasivos de las placas Americana y Antártica (grupo de volcanes cuaternarios de Monte Aymond y de la isla James Ross). Existen microcontinentes desprendidos de un margen continental activo (tipo Pacífico): Banco Burdwood e islas Georgias del Sur (Winn 1978), mientras otros se habrían originado en un margen pasivo o Atlántico y habrían estado moviéndose y girando en conjunción con la Placa Americana: las islas Malvinas (Mitchell *et al.* 1986).

Las cinco provincias tectónicas principales de la isla Grande y sur de Patagonia son:

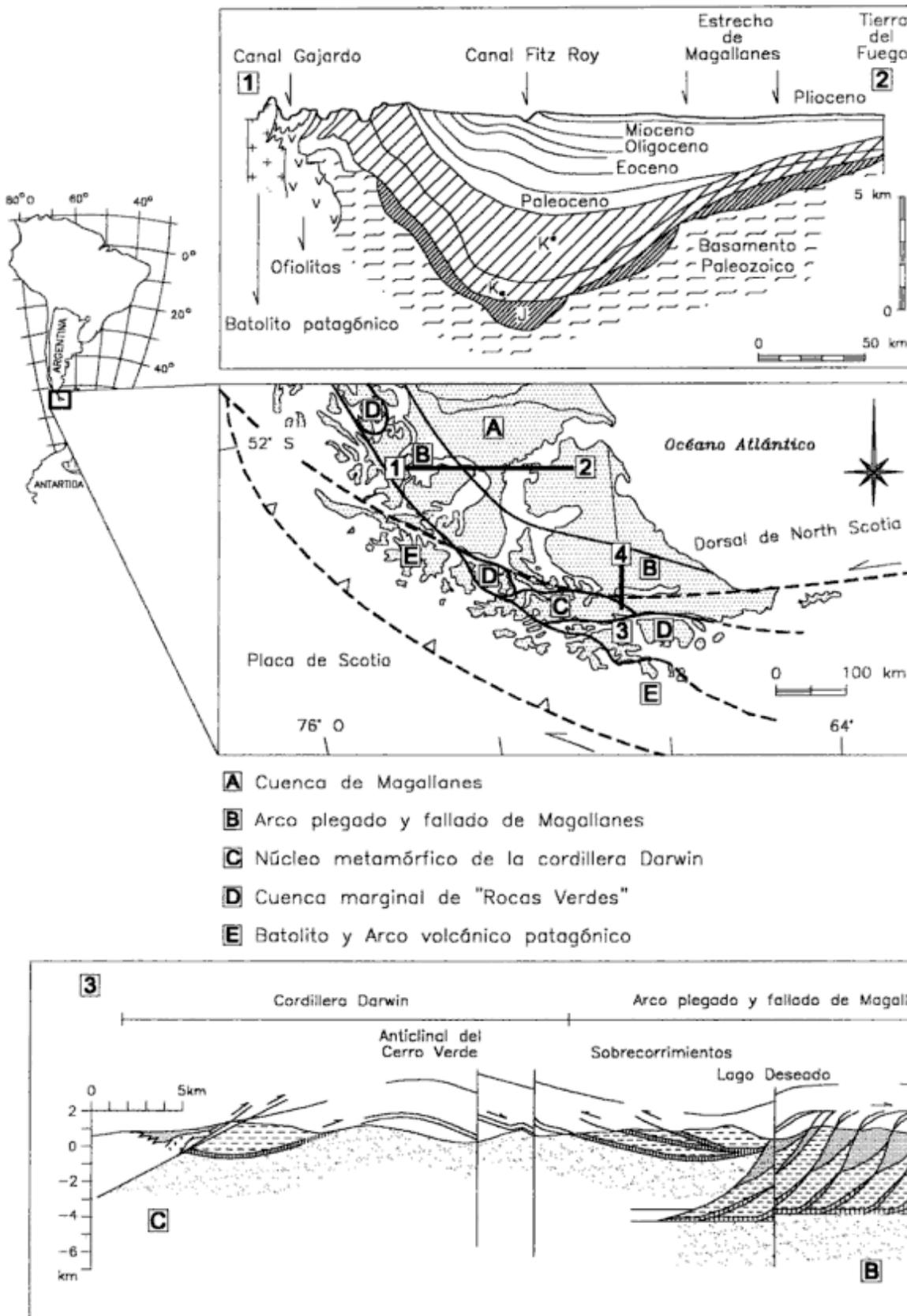
- A. Cuenca de Magallanes (CM),
- B. Arco Plegado y Fallado de Magallanes (APFM),

C. Núcleo Metamórfico de la Cordillera Darwin (NMCD),

D. Dominio de la Cuenca Marginal de "Rocas Verdes" (CMRV), y

E. Batolito Patagónico y Arco Volcánico (BPAV; Klepeis 1994; Fig. 2).

La Cordillera Darwin, conformada por las provincias BPAV, CMRV y NMCD, pertenece a la Placa de Scotia, separada de la Americana (CM + APFM) por la falla transformante del Norte de Scotia (Cunningham 1995; Fig. 2). Sedimentitas del Cretácico tardío dominan en la península Mitre, superponiéndose a volcánicas jurásicas (Camino 1980), y que algunos autores reconocen como CMRV. Inmediatamente al norte del lago Fagnano las sedimentitas cretácicas



**Figura 2:** Esquema geológico del extremo sur de Sudamérica. El perfil geológico O-E demuestra la estructura desde los Andes al estrecho de Magallanes (modificado de Brambati *et al.* 1991). El perfil N-S demuestra las relaciones entre el Arco Plegado y Fallado de Magallanes con la Cordillera Darwin (según Klepeis 1994).

están deformadas según fallas subverticales buzando hacia el suroeste en lo que se ha denominado APFM (Klepeis 1994). Dos *suites* graníticas intruyen la Cordillera Darwin: una serfa de edad jurásica (*Suite* Granítica Darwin) y la otra de edad cretácica (*Suite* Granítica Beagle; Klepeis 1994). La CM posee una profundidad de unos 8 km de sedimentos cretácicos y terciarios (Olea y Davis 1992). En la costa atlántica del norte de la isla Grande afloran sedimentitas miocenas y pliocenas (Codignotto y Malumián 1981). Hacia el sur de la isla Grande dominan las sedimentitas y metamorfitas de edad cretácica (Caminos 1980; Olivero *et al.* 1997).

La porción del pasaje Drake más próximo a las islas Shetland del Sur (ISS) posee una edad de 15 Ma (extremo NO) a 23 Ma (en las proximidades de estas ISS; Winn 1978; Trouw y Gamboa 1992). El prisma acrecional se encuentra próximo a la Fosa de las ISS. Las rocas de alto metamorfismo de las islas Elefante y Smith indicarían bloques ascendidos relacionados a las zonas de fractura de Shackleton y Hero, respectivamente (Trouw y Gamboa 1992; Fig. 3). El sector central del archipiélago es un arco magmático del Cretácico-Terciario medio, compuesto por rocas volcánicas y plutónicas de afinidad calcoalcalina. Existen facies turbidíticas plegadas de edad permo-triásica (Formación Myers Bluff). Las volcanitas más modernas llegan al Cuaternario con erupciones calcoalcalinas muy recientes en la isla Decepción (en 1842, 1912-17, 1929, 1967, 1969 y 1970; Roobol 1973; Mazzuoli *et al.* 1987; Criado *et al.* 1992). La Cuenca o estrecho de Bransfield ha sido interpretada como originada por un esparcimiento interarco, aunque todavía no hay consenso en su modelo debido a una discusión acerca de la profundidad de la zona de Mohorovicic (Trouw y Gamboa 1992). La Cuenca de Bransfield posee un perfil asimétrico con mayores pendientes hacia el norte, y menores hacia el sur (estructural y estratigráficamente un margen tipo Atlántico). Existe una cuenca sedimentaria más vieja y fallada que ha sido asignada a una etapa de *rifting*, y otra más moderna que no posee fallas.

La península Antártica (Pen. San Martín; PSM) está composicionalmente relacionada a las ISS, por lo menos con anterioridad a la etapa de *rift* del estrecho Bransfield. Aparentemente, la mayor cantidad de afloramientos de basamento e intrusivos, a su vez más viejos (Jurásico medio-Cretácico), indicaría que constituyen bloques más elevados y con un mayor grado de erosión. La Cuenca Larsen, margen oeste del Mar de Weddell, se habría originado entre el Jurásico medio y el Cretácico. Durante el Terciario medio, se habría producido la apertura del Pasaje Drake, entre Sudamérica y la Antártida. El arco magmático aportó sedimentos hacia la Cuenca James Ross desde el Cretácico hasta el Eoceno (Marenssi *et al.* 1998) y su posterior levantamiento originó la colmatación de un sector de la Cuenca de Larsen (Trouw y Gamboa 1992).

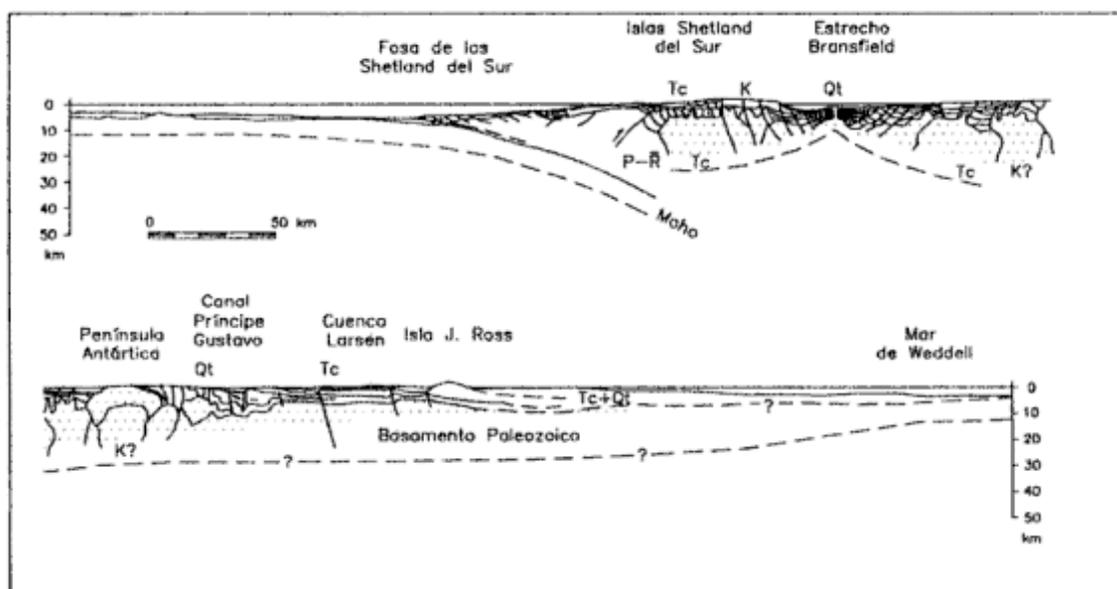
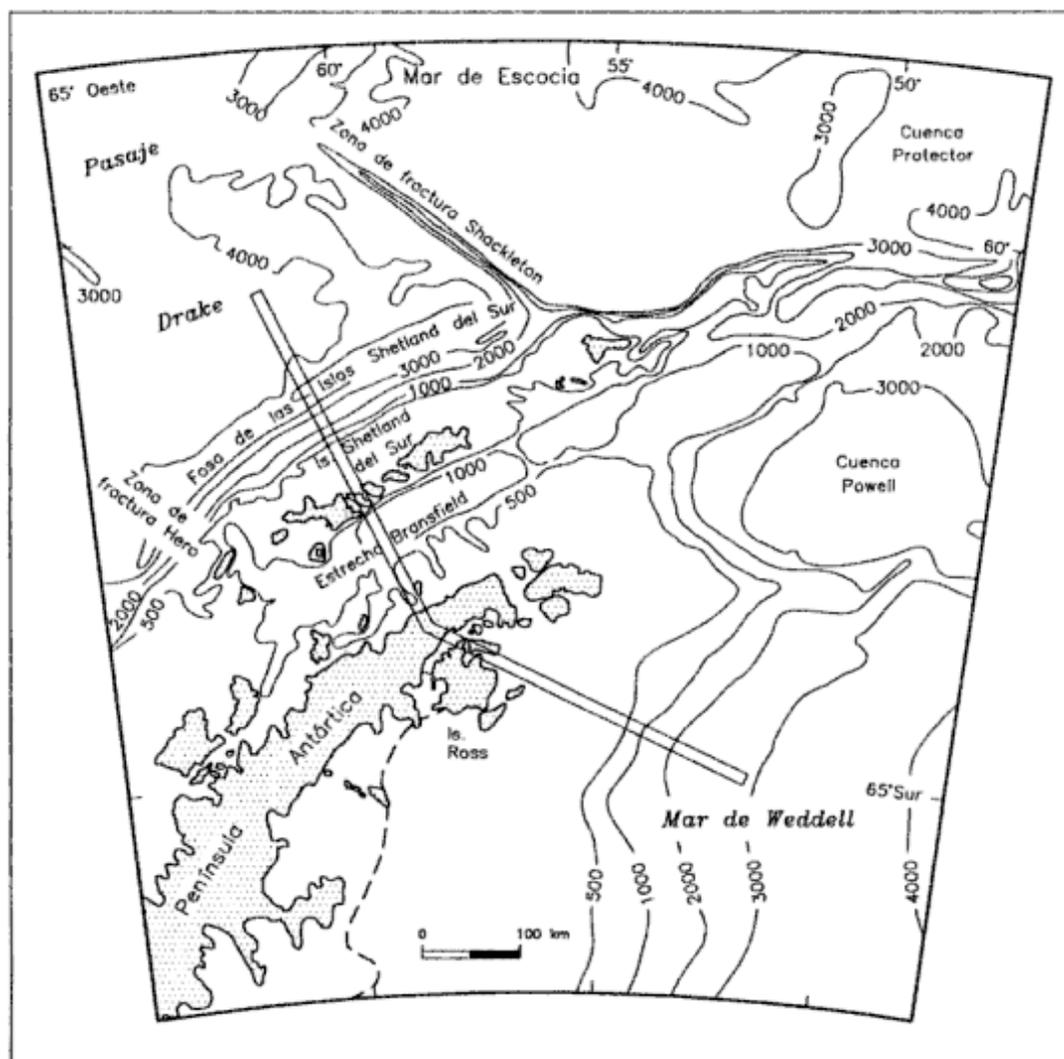
### Dinámica oceánica

Las mareas son macromareales semidiurnas (amplitudes mayores a 4 m) en el sur de la provincia de Santa Cruz y norte de Tierra del Fuego; mesomareales (2-4 m) desde el cabo San Pablo hasta la península Mitre (Bahía Buen Suceso y en la costa norte de la isla de los Estados), y micromareales (menores a 2 m, desigualdades diurnas) a lo largo de toda la costa sur del Archipiélago de Tierra del Fuego hasta el sur de la península Antártica (Servicio de Hidrografía Naval 1998). Los efectos de deriva son mínimos debido a lo recortado de estas costas de altas latitudes. Sólo en la costa atlántica de la isla Grande de Tierra del Fuego existen espigas de gravas (El Páramo, Río Chico, Popper) que prueban un transporte litoral importante (Etchichury y Tófaló 1981; Isla *et al.* 1991; Bujalesky 1997; Gómez Peral y Martínez 1997).

De todos modos, en la interpretación de las playas antárticas deben tenerse en cuenta los efectos estacionales de varamientos de témpanos y los procesos episódicos como las olas de colapso producidas por los frentes de hielo (comunes durante el verano), posibles deslizamientos subácueos, o los *jokulhaupls* (erupciones subglaciarias) que habrían afectado las islas Shetland del Sur en tiempos históricos (Bértola e Isla 1996). También debemos tener en cuenta los procesos de retrabajamiento de los depósitos litorales durante sucesivas fluctuaciones relativas del nivel del mar (algunas puramente glacioeustáticas, otras tectónicas, otras glacioisostáticas) y que originaron una sucesión de playas elevadas (John y Sugden 1971).

### Patrones de circulación del hielo

A efecto de interpretar la proveniencia de los sedimentos se han recopilado los diseños de circulación que tuvieron los glaciares durante el Pleistoceno tardío (Fig. 1). En Tierra del Fuego, diversos autores han confirmado el esquema general del movimiento que tuvieron las masas de hielo glaciares, hacia el norte y sur de la Cordillera Darwin. Debido al patrón de circulación de los hielos fueguinos (reconocido por Caldenius ya en 1932), rocas aflorantes en la vertiente más occidental del Canal Beagle llegaron hasta la costa atlántica en las cercanías de Río Gallegos o Bahía San Sebastián (Caldenius 1932; Raedeke 1978) y depositaron campos de erráticos (Ea. La Sara; Crotti de Ubeda Molina 1955). La glaciación de mayor extensión fue una de las más viejas, mientras que la última, del Pleistoceno tardío, se circunscribió a los valles intermontanos (Caldenius 1932; Raedeke 1978; Rabassa y Clapperton 1990; Isla y Schnack 1995). Sin embargo, debemos



**Figura 3:** Perfil geológico de las islas Shetland del Sur y de la península Antártica, desde el Pasaje de Drake hasta el Mar de Weddell (modificado de Trouw y Gamboa 1992).

reconocer que glaciares importantes se alojaron en valles tectónicos, como los valles del Canal Beagle, Carbajal, Andorra o del lago Fagnano, y que se movieron con menor pendiente hacia el este durante épocas glaciales, desarrollando valles tributarios (Coronato 1995; Coronato *et al.* 1999).

Los distintos archipiélagos del Arco de Scotia, Georgias, Orcadas y Shetland del Sur, irradiaron glaciares propios durante la última glaciación hasta profundidades de 200 m (Fig. 1), y sin que hubieran sido afectados por los campos de hielo provenientes de la península Antártica (Sugden y Clapperton 1977).

## Métodos

Desde 1985, distintos profesionales han ayudado a conformar una colección de muestras de sedimentos de las playas de la Península Antártica y de los archipiélagos del Arco de Scotia (Shetland del Sur, Orcadas del Sur) y de Tierra del Fuego (Tabla 1). Una única muestra fue analizada del sur de Santa Cruz (Baliza Frontón, cabo Buen Tiempo, Río Gallegos) y 5 de Tierra del Fuego (Río Grande, estancia María Luisa, puesto Donata, Bahía Aguirre y delta del río Olivia). Una única muestra fue estudiada de las islas Orcadas del Sur (Caleta Uruguay, isla Lau-

rie). Cuatro correspondieron al Archipiélago de las Shetland del Sur: Base Jubany (dos muestras, isla 25 de Mayo), Refugio Gurruchaga (isla Nelson) y del Destacamento Naval de isla Decepción. En la península Antártica, por razones de operabilidad, las 12 muestras fueron obtenidas en las cercanías de las bases argentinas: Base Esperanza, Base Primavera, Caleta Cierva (Base Primavera), The Naze (El Morro, isla James Ross), NE de bahía Delirio (isla Ross), Base Marambio (isla Marambio), bahía Brandy (isla Ross), Refugio Suecia (isla Cerro Nevado), Puerto Neko (bahía Andvord), Base Brown (bahía Paraíso), Punta Vidt (estrecho de Gerlache) y Base San Martín.

En laboratorio, cada muestra fue secada a temperatura ambiente. En aquellos casos en que hubo fangos fueron eliminados. Cada muestra fue tamizada a intervalos de 0,5 unidades granulométricas phi. Con los valores en peso retenidos se construyeron curvas acumulativas, de las que se obtuvieron gráficamente los percentiles recomendados por Folk y Ward (1957) para el cálculo de estadísticos granulométricos: media aritmética, desvío estándar, asimetría y curtosis. Las distribuciones granulométricas fueron graficadas en papel probabilístico a fin de reconocer los diferentes mecanismos (tracción, saltación, suspensión) dominantes al momento de la sedimentación (Visher 1969), o sus modificaciones post-de-

Tabla 1: Datos granulométricos y porcentajes de la fracción pesada retenida en el intervalo granulométrico 88-125 micrones.

|                | Latitud   | Longitud  | % pefitas | MZ<br>media<br>aritmética | S<br>Desvío<br>estándar | SK<br>asimetría | %<br>pesados<br>en 88-125<br>micrones |
|----------------|-----------|-----------|-----------|---------------------------|-------------------------|-----------------|---------------------------------------|
| DONATA 1       | 54° 30' S | 65° 53' O | 0         | 2,976                     | 0,211                   | -0,018          | 0,36                                  |
| DECEPCION 2    | 62° 59' S | 60° 40' O | 52,2      | -1,133                    | 1,868                   | -0,012          | 2,96                                  |
| CAL. CIERVA-BP | 64° 10' S | 60° 57' O | 58,4      | -1,55                     | 1,255                   | -0,160          | 34,21                                 |
| ISLA ROSS 3    | 63° 55' S | 57° 27' O | 3,7       | 1,17                      | 0,95                    | 0,08            | <5                                    |
| ORCADAS 4      | 60° 30' S | 44° 40' O | 30,0      | -0,8                      | 1,616                   | -0,396          | 5,80                                  |
| RIO OLIVIA 5   | 54° 49' S | 68° 13' O | 37,3      | -0,066                    | 2,226                   | -0,319          | 10,3                                  |
| GALLEGOS 6     | 51° 32' S | 69° 00' O | 2,8       | 0,966                     | 0,930                   | -0,282          | 17,25                                 |
| RIO GRANDE 7   | 53° 48' S | 67° 41' O | 6,1       | 0,966                     | 0,930                   | -0,282          | 3,01                                  |
| BA. AGUIRRE    | 54° 55' S | 65° 58' O | 0         | 2,383                     | 0,281                   | -0,177          | 3,26                                  |
| MA. LUISA 8    | 54° 30' S | 66° 22' O | 13,3      | 2,07                      | 1,81                    | -0,75           | 2,12                                  |
| ESPERANZA 9    | 63° 18' S | 56° 55' O | 99,3      | -3,73                     | 0,465                   | 0,417           | 20,37                                 |
| SAN MARTIN 10  | 68° 06' S | 67° 21' O | 80,5      | -2,55                     | 1,924                   | 0,713           | 47,24                                 |
| MARAMBIO 11    | 64° 15' S | 56° 38' O | 70,5      | -1,783                    | 2,708                   | 0,811           | 7,94                                  |
| GURRUCHAGA 12  | 62° 28' S | 59° 11' O | 94,7      | -3,28                     | 0,865                   | 0,390           | 8,59                                  |
| PRIMAVERA 13   | 64° 03' S | 61° 00' O | 87,1      | -2,766                    | 1,784                   | 0,649           | 6,81                                  |
| BROWN 14       | 64° 54' S | 62° 52' O | 92,2      | -3,45                     | 1,098                   | 0,899           | 8,92                                  |
| JUBANY INF 15  | 62° 14' S | 58° 42' O | 60,0      | 0,30                      | 1,163                   | -0,222          | 27,99                                 |
| JUBANY SUP 16  | 62° 14' S | 58° 42' O | 72,9      | -2,166                    | 2,402                   | 0,909           | 22,31                                 |
| BA. DELIRIO 17 | 64° 02' S | 57° 31' O | 0         | 1,60                      | 0,590                   | -0,090          | 25,0                                  |
| BA. BRANDY 18  | 63° 50' S | 57° 55' O | 4,8       | 1,833                     | 1,979                   | -0,639          | 45,51                                 |
| CO. NEVADO 19  | 64° 21' S | 57° 00' O | 0         | 2,91                      | 1,140                   | -0,224          | <5                                    |
| PTA. VIDT 20   | 64° 53' S | 62° 52' O | 26,6      | -0,266                    | 1,341                   | -0,206          | 15,0                                  |

posicionales inducidas por el efecto del hielo o el varamiento de témpanos. Lamentablemente, debido a que las muestras no fueron recolectadas por los autores, no se dispone de observaciones morfológicas o de los procesos sin y postdeposicionales.

El intervalo 88-125 micrones (arena muy fina) fue utilizado para separar sus componentes pesados y livianos en relación al politungstato de sodio ( $d = 2,82 \text{ g/cm}^3$ ). Para una relación SPT (politungstato de sodio) de 827,5 g en 172,5 g de agua se obtiene una solución con densidad de  $2,85 \text{ g/cm}^3$  (Commeau *et al.* 1992). Los componentes pesados y livianos fueron ponderados en peso, para luego montarse en portaobjetos inmersos en bálsamo del Canadá. Finalmente, ambas fracciones fueron analizadas mineralógicamente al microscopio petrográfico. Con respecto al hallazgo de siderita (carbonato de hierro) en dos muestras suponemos que puede estar indicando la presencia de basaltos, ya que este carbonato es típico de oquedades tipo amígdalas de basaltos. Es un elemento de rápida destrucción en grano suelto. En este caso se hallan en romboedros muy frescos lo que indicaría proximidad a la fuente de aporte. Otra alternativa sería que la siderita provenga de la erosión de sedimentos cretácicos que pudieran contenerla pero no parece tan lógica.

Los porcentajes correspondientes a las diferentes *suites* de pesados se graficaron sobre los triángulos de Nechaev e Ispording (1993). Estos diagramas utilizan tres *suites* de minerales pesados (retenidos en el intervalo 50-100 micrones), con cuyas abundancias relativas se señalan los distintos ambientes tectónicos relacionados con los depósitos de márgenes continentales. Las *suites* empleadas son:

MF: indica procedencia de rocas volcánicas y está integrada por olivino, iddingsita, clinopiroxenos y hornblendas verdes y pardas;

MT: proviene de rocas metamórficas del tipo de los esquistos verdes y las anfibolitas y la constituyen anfíboles de colores claros, verde azulados, epidoto y granate; y

GM: complejos granítico – metamórficos, derivados de la meteorización de rocas ígneas y metamórficas continentales o de corteza sílica; la integran circón, turmalina y estauroлита y, en menor proporción sillimanita, andalusita y cianita. Los triángulos, de tipo rectángulo, reservan el extremo del ángulo recto a la *suite* MT por ser considerada la menos precisa de las tres *suites* para distinguir la proveniencia de los distintos ambientes tectónicos. Para la confección del otro triángulo QFL, se recalcularon los livianos a 100% según los parámetros de Dickinson y Suczek (1979). Estos métodos de análisis están basados en los contenidos mineralógicos en modas psamíticas (areniscas; Dickinson y Suczek 1979; Dickinson *et al.* 1983) mientras que en este estudio se calcularon para porcentajes composicionales de arenas muy finas (intervalo granulométrico 88-125 micrones).

## Resultados

### Granulometría

A través de las distribuciones granulométricas pudimos reconocer dos tipos de playas caracterizadas por distintos procesos de sedimentación dominantes y sus modificaciones posteriores:

a) Playas arenosas dominadas por la saltación. Son playas donde domina la acción de las olas y donde la saltación supera el 60-70% (Fig. 1).

b) Playas de grava dominadas por el acorazamiento. Son playas dominadas por la acción del hielo, o del retrabajo por olas de viejos depósitos glaciogénicos, donde la población usualmente asignada a la tracción supera el 70% (Fig. 1).

*Tierra del Fuego:* Las muestras del norte de Tierra del Fuego disminuyen en granulometría desde el norte donde son gravosas hacia el sur (Isla *et al.* 1991; Bujalesky 1997; Gómez Peral y Martínez 1997). Hacia la península Mitre se muestrearon arenas finas tanto en su costa norte (estancia María Luisa, puesto Donata) como en su costa sur (bahía Aguirre). En el Canal Beagle (delta del río Olivia) se muestrearon arenas gruesas (Tabla 1). Al norte del estrecho de Magallanes, también se muestrearon arenas gruesas (al norte de la desembocadura del río Gallegos).

*Islas Orcadas del Sur:* La única muestra obtenida de la isla Laurie (Caleta Uruguay), archipiélago de las islas Orcadas del Sur (IOS), fue una arena muy gruesa de mala selección obtenida en las inmediaciones de la base argentina (Tabla 1).

*Islas Shetland del Sur y península Antártica:* Las muestras del Archipiélago de las Shetland del Sur así como las muestras obtenidas de las costas de la península San Martín (Antártica) fueron en su mayoría compuestas por gravas. En la isla Decepción, la granulometría media muestreada fue de sábulo, mientras que en un sector vecino a la Base Jubany (isla 25 de Mayo o del Rey Jorge) se ubicaron arenas gruesas, y en la isla Ross, arenas muy gruesas (Tabla 1).

### Relación livianos-pesados

*Tierra del Fuego:* Las muestras de playas de Tierra del Fuego no superaron en su mayoría el 5% en pesados retenidos en la fracción 88-125 micrones. Sólo la muestra del delta del Olivia supera el 10% en minerales pesados (Tabla 1). Hacia el norte de la boca del estrecho, los valores en pesados llegan al

13% por provenir en gran proporción de rocas volcánicas de los alrededores de Río Gallegos.

*Islas Orcadas del Sur:* La única muestra de arena gruesa procesada de las IOS poseía un 6% de componentes pesados en el intervalo granulométrico 88-125 micrones.

*Islas Shetland del Sur:* En el arco de las ISS, los porcentajes de la fracción pesada (contenidos en la fracción 88-125 micrones) se mantuvieron normalmente por encima del 3% alcanzando valores máximos del 20-28% en la Base Jubany. En las playas de la isla Decepción los pesados en esta fracción no alcanzaron el 3% (Tabla 1).

*Península Antártica:* Para la península Antártica, los porcentajes de pesados superaron por lo general el 5%, alcanzando valores máximos en la Base San Martín (44%), Caleta Cierva (32%) y Base Esperanza (16%; tabla 1).

### Mineralogía de arenas muy finas

A través de los porcentajes de minerales pesados, se pudieron reconocer los sectores de costa sometidos a deriva litoral, en donde existe una buena diversidad mineralógica, como la sucesión RGL7, GRA11, LUI18 y DON16 (Tabla 2). En cambio, en los sectores de costa de la península Antártica o islas Shetland del Sur, la restricción de los efectos de deriva se reconoce por la monotonía mineralógica de los componentes pesados, en su mayoría compuestos por escasas especies mineralógicas. Se considera que la diversidad mineralógica está vinculada en forma directa con las fuentes de aporte.

*Tierra del Fuego:* En Tierra del Fuego, los componentes mineralógicos básicos provenientes de los basaltos cuaternarios de Monte Aymond (Santa Cruz) disminuyen de norte a sur (hiperstenos, opacos). Esta tendencia ya fue observada en las arenas muestreadas en el fondo del estrecho de Magallanes. Los minerales pesados poseen porcentajes altos dentro de las cuencas (bahías) I y II, y disminuyen significativamente al sur de la Segunda Angostura (Brambati *et al.* 1991). Del río Grande (GRA11) a la estancia María Luisa (LUI18) y puesto Donata (DON1) disminuyen los piroxenos (hipersteno, augita) y aumentan los anfíboles (anfíboles + hornblenda) y granates (Tabla 2). La muestra de la bahía Aguirre (BAG) posee muy pocos minerales pesados. Los livianos reconocidos son minerales característicos de la formación Yahgán: fragmentos líticos, cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas (Winn 1978; Tabla 3). La muestra

obtenida del delta del río Olivia (Ushuaia) posee componentes típicos de rocas metamórficas de bajo grado como la Formación Yahgán (epidotos, zoisita, clinozoisita).

*Islas Orcadas del Sur:* La muestra analizada de la isla Laurie está compuesta por alterados (89%), y en menor medida glauconita, opacos, hipersteno y granates como componentes pesados (Tabla 2). Entre los componentes livianos dominan los alterados, pastas, feldespatos y cuarzo. Esta composición está indicando las rocas metamórficas de significativo metamorfismo regional (facies de anfibolitas albítica epidótica) que dominan en el archipiélago (islas Coronación, Sygny y Moe). En la isla Laurie afloran además sedimentos neopaleozoicos (Caminos y Massabie 1980).

*Islas Shetland del Sur:* Las muestras de las ISS indican en muchos casos rocas volcánicas básicas (alterados pesados, hipersteno, augita, opacos, pastas y alteritas livianas) como los basaltos de la isla Decepción o las rocas basálticas y volcanoclásticas (de composiciones andesíticas o dacíticas) de los bloques Warszawa y Fildes (Vergara *et al.* 1992). Las arenas muestreadas en Jubany (isla del Rey Jorge o 25 de Mayo) y la base Gurruchaga (isla Nelson) indican una concentración de alterados pesados, epidotos, opacos, alteritas livianas y pastas que provendrían de las rocas que componen el Grupo de la Isla del Rey Jorge (*King George Island Supergroup*: KGIS).

*Península Antártica:* Las arenas colectadas sobre la vertiente occidental de la Península Antártica están dominadas por minerales derivados de rocas metamórficas de bajo grado (Grupo Península Trinidad: Hervé 1992) y otras rocas metamórficas no diferenciadas (Macellari 1992). Tanto en la Base Esperanza, como en Primavera (Caleta Cierva), Brown y San Martín se encontraron alteritas, epidotos y cloritas. En las arenas de la Base Esperanza se hallaron minerales que sugieren orígenes metamórficos (sillimanita, rutilo; ver tabla 3).

En cambio, las muestras de la vertiente oriental (isla James Ross, Base Marambio) poseen minerales típicamente metamórficos (granates, epidotos) pero también minerales básicos (olivinos, hornblenda basáltica). Estos minerales máficos son comunes entre las formaciones cretácicas y terciarias de la isla Marambio (Macellari 1992; Marensi *et al.* 1998). Las alteritas, litoclastos, cuarzo, feldespato potásico y plagioclasas muestreados en la isla Marambio provendrían de las arcosas líticas y litarenitas feldespáticas de las formaciones marinas del daniano (Palamarczuk *et al.* 1984).

**Tabla 2:** Porcentajes mineralógicos en las fracciones pesada (retenida en el intervalo 88-125 micrones).

|               | DON<br>1 | DEC1<br>2 | CCBP | ROS12<br>3 | ORC13<br>4 | OLI10<br>5 | RGL7<br>6 | GRA11<br>7 | LUI<br>8 |
|---------------|----------|-----------|------|------------|------------|------------|-----------|------------|----------|
| Hipersteno    | 1        | 13        | -    | -          | 2          | -          | 60        | 6          | -        |
| Augita        | -        | 15        | -    | -          | -          | -          | 9         | 40         | -        |
| Opacos        | 5        | 17        | -    | 1          | 3          | 4          | 20        | 8          | 10       |
| Alterados     | 21       | 33        | 99   | -          | 89         | 11         | 5         | 20         | 29       |
| Granate       | 4        | -         | -    | 3          | 2          | -          | -         | -          | 2        |
| Zois/clinoz   | 5        | 14        | x    | 1          | -          | 18         | -         | 8          | 6        |
| Epidoto       | 3        | 4         | x    | -          | -          | 67         | 4         | 10         | 9        |
| Olivino       | 3        | 4         | -    | 91         | -          | -          | -         | -          | 8        |
| Glaucónita    | 23       | -         | -    | -          | 4          | -          | -         | -          | -        |
| Anfib. fibr.  | 17       | -         | -    | 3          | -          | -          | -         | -          | 5        |
| Hbl vde.pard. | 12       | -         | -    | -          | -          | -          | 2         | 8          | 15       |
| Circón        | 2        | -         | -    | -          | -          | -          | -         | -          | -        |
| Biotita       | 4        | -         | -    | -          | -          | -          | -         | -          | -        |
| Fibras óseas  | -        | -         | -    | -          | -          | -          | -         | -          | 2        |
| Carbonato     | -        | -         | -    | -          | -          | -          | -         | -          | 3        |
| Sillimanita   | -        | -         | -    | -          | -          | -          | -         | -          | 4        |
| Clorita       | -        | -         | -    | -          | -          | -          | -         | -          | 5        |
| Rutilo        | -        | -         | -    | -          | -          | -          | -         | -          | -        |
| Apatito       | -        | -         | -    | 1          | -          | -          | -         | -          | 2        |

|               | ESP9<br>9 | SAN8<br>10 | MAR7<br>11 | GUR<br>12 | PRI5<br>13 | BRO4<br>14 | JUB13<br>15 | JUB5<br>16 | DEL22<br>17 | JROS<br>18 | NEV21<br>19 | VID20<br>20 |
|---------------|-----------|------------|------------|-----------|------------|------------|-------------|------------|-------------|------------|-------------|-------------|
| Hipersteno    | 4         | -          | 2          | -         | 6          | -          | -           | 2          | -           | -          | -           | 1           |
| Augita        | 4         | -          | 2          | 2         | 8          | -          | 31          | 40         | 1           | 6          | -           | 4           |
| Opacos        | 2         | 3          | 4          | 10        | 4          | 1          | 60          | 35         | 3           | 7          | -           | 5           |
| Alterados     | 66        | 20         | 10         | 32        | 23         | 60         | -           | 14         | 3           | 16         | 13          | 49          |
| Granate       | 2         | -          | 69         | -         | -          | -          | -           | -          | -           | -          | 8           | -           |
| Zois/clinoz   | 2         | 2          | 4          | -         | -          | 4          | -           | 2          | -           | -          | -           | 5           |
| Epidoto       | 4         | 2          | 5          | 52        | 16         | 35         | 2           | 3          | 1           | 15         | -           | 30          |
| Olivino       | 3         | -          | -          | -         | -          | -          | 7           | 4          | 90          | 18         | 17          | -           |
| Glaucónita    | -         | -          | -          | -         | -          | -          | -           | -          | -           | -          | -           | -           |
| Anfib. fibr.  | 1         | -          | -          | -         | -          | -          | -           | -          | -           | -          | -           | 1           |
| Hbl vde.pard. | -         | 69         | 4          | 4         | 16         | -          | -           | -          | -           | 15         | 8           | 1           |
| Circón        | -         | -          | -          | -         | -          | -          | -           | -          | -           | -          | -           | -           |
| Biotita       | -         | -          | -          | -         | -          | -          | -           | -          | -           | -          | 4           | -           |
| Fibras óseas  | -         | -          | -          | -         | 22         | -          | -           | -          | -           | -          | -           | -           |
| Carbonato     | -         | -          | -          | -         | -          | -          | -           | -          | -           | -          | -           | -           |
| Sillimanita   | 1         | -          | -          | -         | -          | -          | -           | -          | -           | -          | -           | -           |
| Clorita       | 10        | 4          | -          | -         | 5          | -          | -           | -          | -           | 1          | -           | 3           |
| Rutilo        | 1         | -          | -          | -         | -          | -          | -           | -          | -           | -          | -           | -           |
| Apatito       | -         | -          | -          | -         | -          | -          | -           | -          | -           | 2          | -           | 1           |
| Estaurolita   | -         | -          | -          | -         | -          | -          | -           | -          | 2           | -          | -           | -           |
| Siderita      | -         | -          | -          | -         | -          | -          | -           | -          | -           | 20         | 50          | -           |

### Triángulos composicionales de minerales pesados y livianos

De acuerdo a los triángulos basados en la composición de minerales pesados retenidos en el intervalo

50-100 micrones (Nechaev e Ispording 1993), las muestras colectadas corresponden en su mayoría a márgenes continentales activos (Fig. 4). Las muestras cuyo contenido en olivinos, piroxenos y hornblenda (MF) excede el 85%, escapan al dominio

**Tabla 3:** Porcentajes mineralógicos en las fracciones liviana (retenida en el intervalo 88-125 micrones).

|           | DON<br>1 | DEC 1<br>2 | CCBP<br>3 | ROS12<br>4 | ORC13<br>5 | OLI10<br>6 | RGL7<br>7 | GRA11<br>8 | BAG<br>9 | LUI<br>10 |
|-----------|----------|------------|-----------|------------|------------|------------|-----------|------------|----------|-----------|
| Alterados | 10       | 7          | 20        | 45         | 40         | 60         | 10        | 30         | 40       | 37        |
| Cuarzo    | 42       | x          | 15        | 3          | 10         | 9          | 4         | 25         | 18       | 23        |
| Pastas    | 6        | 68         | 45        | 40         | 24         | 18         | 75        | 15         | 5        | 8         |
| Plagiocl. | 19       | 2          | 15        | 10         | 18         | 13         | 9         | 13         | 9        | 9         |
| Feld. K   | 5        | 3          | 5         | 2          | 4          | x          | 2         | 17         | 18       | 17        |
| Bioclast. | 14       | -          | -         | -          | 4          | -          | -         | -          | 10       | 6         |
| Vidr.     | 4        | 20         | -         | -          | -          | -          | -         | x          | -        | -         |
| M.Levy    | andesina |            |           |            |            |            |           |            |          | andesina  |

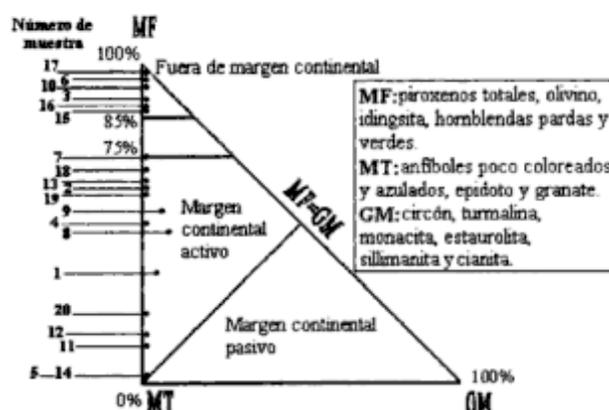
|           | ESP9<br>11 | SAN8<br>12 | MAR7<br>13 | PRI5<br>14 | BRO4<br>15 | JUB13<br>16 | JUB5<br>17 | DEL22<br>18 | JROS<br>19 | NEV21<br>20 | VID20<br>21 |
|-----------|------------|------------|------------|------------|------------|-------------|------------|-------------|------------|-------------|-------------|
| Alterados | 41         | 40         | 20         | 5          | 20         | 50          | 35         | 60          | 16         | 20          | 52          |
| Cuarzo    | 15         | 15         | 20         | 2          | 15         | 7           | 3          | 7           | 10         | 10          | 2           |
| Pastas    | 15         | 10         | -          | -          | 35         | 13          | 20         | 3           | 9          | 8           | 5           |
| Plagiocl. | 15         | 20         | 30         | 3          | 6          | 19          | 24         | 20          | 50         | 47          | 40          |
| Feld. K   | 14         | 10         | 30         | -          | 4          | 7           | 10         | 10          | 14         | 15          | 1           |
| Bioclast. | -          | -          | -          | -          | -          | -           | -          | -           | -          | -           | -           |
| Vidr.     | -          | 5          | -          | 90         | 20         | 4           | 8          | -           | 1          | -           | -           |
| M.Levy    | -          |            |            |            |            |             |            |             |            | andesina    | andesina    |

Andesina (Ab: 65-An:35)

x indica vestigios

tectónico de margen continental (isla Ross, Base Jubany y bahía Delirio). Sin embargo, depósitos deltaicos, estuarinos y marinos poco profundos del Eoceno (Formación La Meseta) poseen un contenido menor de la *suite* MF (que aumenta de la base al techo), pero aún en el dominio de margen continental activo (Marensi *et al.* 1998).

De acuerdo a los triángulos QFL, la mayoría de las arenas corresponden composicionalmente a arcos magmáticos. Prácticamente no se registraron muestras asignables a Orógeno Reciclado (sólo las muestras de la península Mitre: puesto Donata y bahía Aguirre), aunque estas composiciones de arenas fueron reconocidas en algunas formaciones del Cretácico superior-Terciario inferior de la isla Marambio (isla Seymour; Macellari 1992). Se destacan las muestras asignables a arcos volcánicos: Decepción, isla Ross y Base Primavera. La muestra de Río Gallegos obedece a los basaltos cuaternarios de las inmediaciones. Muestras asignables a arcos plutónicos se reconocieron en las bases San Martín y Esperanza; las de Río Grande y Marfa Luisa obedecerían al transporte glaciario (desde la Cordillera Darwin hacia el Atlántico) y su posterior transporte por corrientes litorales hacia el sur. Los fenómenos tectónicos del oeste de la Cuenca Larsen (Cuenca James Ross) indican composiciones asignables a basamento elevado en la bahía Delirio, isla Ross, Refugio Suecia y punta Vidt (Fig. 5).

**Figura 4:** Distribuciones de los contenidos de minerales pesados en los triángulos sugeridos por Nechaev e Ispording (1993). Las muestras están numeradas como en la Tabla 2.

## Discusión

En general podemos indicar que los factores de deriva durante estadíos altos del nivel del mar (interglacial Sangamon o Formación La Sara, y del Holoceno) sólo influyeron en la costa atlántica de Tierra del Fuego, formando las espigas de El Páramo, Río Chico y Cabo Peñas (Bujalesky 1998). En cambio, en los archipiélagos antárticos, la actividad de los glaciares y el movimiento de los témpanos fueron los que se encargaron mayormente de distribuir

los sedimentos. Los campos de hielo que afectaron estas costas lo hicieron según diferentes momentos: mientras las glaciaciones que llegaron a cubrir la actual costa atlántica de Tierra del Fuego fueron varias y anteriores al Pleistoceno tardío (Wisconsin), el sur de la Isla Grande (Canal Beagle) y los archipiélagos antárticos fueron afectados principalmente por la última glaciación Wisconsin (Moat, *sensu* Rabassa y Clapperton 1990).

En la evaluación de la proveniencia de arenas deben existir además efectos locales que escapan a la escala de este trabajo exploratorio. En la Patagonia se observaron diferencias de especies minerales que se atribuyen a aportes locales: por ejemplo, los granos de calcita muestreados en sectores vecinos a plataformas de abrasión calcáreas ubicadas entre el arroyo Salado y el arroyo Verde (Río Negro), disminuyen paulatinamente por deriva hacia el norte (Gelós *et al.* 1994).

En el estrecho de Magallanes, se pueden utilizar los minerales volcánicos para reconocer los efectos del transporte por mareas hacia el interior. Los porcentajes de la fracción pesada en sedimentos de fondo muestreados por la expedición italiana dentro del estrecho superaron el 10% (sobre muestra total) en las bahías orientales (I y II *sensu* Brambati *et al.* 1991), para disminuir significativamente (a menos del 5%) al sur de la Segunda Angostura (Brambati *et al.* 1991).

De los resultados del presente estudio puede considerarse que conforme al diagrama MF, GM y MT, la totalidad de las muestras se ubican en áreas tectónicas de márgenes continentales activos por su elevado contenido de minerales máficos, lo que refleja claramente su origen volcánico (Fig. 4). Estos resultados son directamente comparables con los hallados por Nechaev e Ispording (1993) para los arcos de islas volcánicas del Pacífico noroeste, y con los obtenidos por Etchichury y Tófaló (1996) para las costas argentinas y por Spagnuolo y Gelós (1998) para el sector norte de la plataforma continental del Atlántico suroccidental. A través de la aplicación de los triángulos de Dickinson y Suczek (1979) para minerales livianos, las asociaciones mineralógicas reconocidas corresponden en su mayoría a un arco magmático con muestras que derivan del basamento (Fig. 5), en coincidencia con lo establecido por Gelós y Spagnuolo (1992) para la plataforma continental del sector norte del Atlántico suroccidental.

## Conclusiones

### Granulométricas

A través de las distribuciones granulométricas de los sedimentos muestreados en las playas podemos

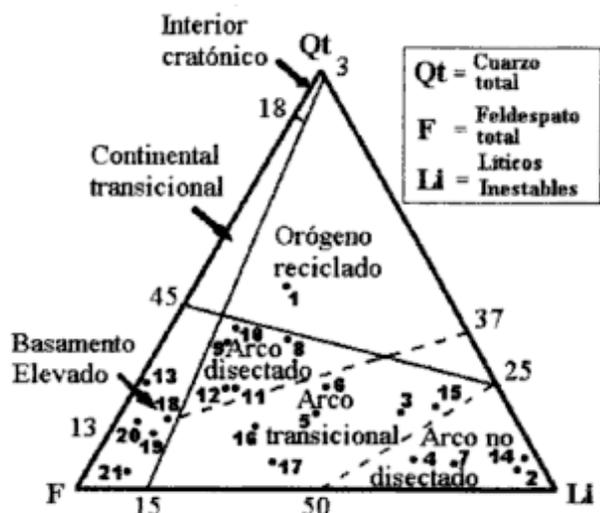


Figura 5: Distribuciones de los contenidos de minerales livianos en los triángulos QFL sugeridos por Dickinson y Suczek (1979). Las muestras están numeradas como en la Tabla 3.

reconocer aquellas donde domina la acción de las olas, y donde dominan los témpanos como agente de transporte o en la fábrica de playas acorazadas.

Los efectos de deriva sólo pueden reconocerse a lo largo de la costa atlántica de Tierra del Fuego.

### Composicionales

Dado el distanciamiento y profundidades entre las islas periantárticas, la composición de las playas responde a fuentes locales, algunas de las cuales permanecen cubiertas por el hielo.

Los componentes máficos reconocidos en sedimentos del sur de Santa Cruz, sector oriental del estrecho de Magallanes y norte de Tierra del Fuego, provendrían del grupo de volcanes cuaternarios vecinos a Río Gallegos.

Los epidotos de las arenas muestreadas en el delta del río Olivia y en la península Mitre provienen de las rocas metamórficas de bajo grado de la Formación Yahgán (Cuenca Marginal de "Rocas Verdes").

Las alteritas de las Islas Orcadas del Sur provienen de las rocas de metamorfismo regional que dominan en el archipiélago.

En las islas Sheltand del Sur se reconocen minerales metamórficos y otros provenientes de volcanitas, predominantemente básicas, como en la isla Decepción. Las alteritas, epidotos y cloritas muestreadas en las islas del sector norte provendrían del Supergrupo de la Isla del Rey Jorge (25 de Mayo).

En las playas de la península Antártica se reconocieron minerales típicamente metamórficos (granate, sillimanita, rutilo, cloritas) que se han asociado al Grupo Península Trinidad o a otras rocas metamórfi-

cas no diferenciadas.

En la Cuenca Larsen, se reconocieron minerales asociables al volcanismo básico cenozoico que afectó este sector, y a las formaciones marinas del Terciario temprano. De acuerdo a los triángulos composicionales, el aumento en los aportes de minerales máficos del Eoceno continuaron hasta la actualidad.

Las conclusiones del presente trabajo son dependientes de nuevos muestreos sistemáticos que pudieran realizarse en la región (islas Malvinas, Georgias del Sur y Sandwich del Sur, Rocas Negras, isla de los Estados y archipiélago fueguino austral).

### Agradecimientos

Los muestreos fueron realizados gracias a la desinteresada colaboración de muchos investigadores que recolectaron en campañas desde 1985: P. Zanola, J.M. Lirio, M.J. Bo, M. Brousson, M. del Hoyo, M. Díaz de Astarloa, y M. Leonardi. Agradecemos especialmente los datos originales proporcionados por P. Potter. Susana Serra tamizó las muestras, separó las fracciones pesadas y livianas, y montó los preparados de grano suelto. M. Farenga fue responsable de todas las figuras del presente trabajo. Agradecemos las sugerencias aportadas por los revisores.

### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bértola, G. R. e Isla, F. I., 1996. Dinámica y evolución de playas de grava de la isla Media Luna, islas Shetland del Sur, Antártida. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51 (2): 119-130. Buenos Aires.
- Brambati, A., Fontolan, G. y Simeoni, U., 1991. Carta sedimentológica dello Stretto di Magellano. *Programma Nazionale di Ricerche in Antartide, Università degli Studi di Trieste, Trieste, Italia*.
- Bujalesky, G.G., 1997. Morfodinámica y evolución histórica de la espiga Punta Popper y la boca de mareas del Río Grande, Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52 (2): 187-201. Buenos Aires.
- Bujalesky, G.G., 1998. Holocene evolution of the coast of Tierra del Fuego, Argentina. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, A.A. Balkema Publishers, 11: 259-294. Rotterdam, Holanda.
- Caldenius, C. C., 1932. Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. *Geografiska Annaler*, 14: 1-164. Suecia.
- Caminos, R., 1980. Cordillera fueguina. *Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias: 1463-1501. Córdoba*.
- Caminos, R. y Massabie, A.C., 1980. Antártida Argentina e Islas del Atlántico Sur. *Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias: 1529-1575. Córdoba*.
- Codignotto, J.O. y Malumián, N., 1981. Geología de la región al norte del paralelo 54° Sur de la Isla Grande de la Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36 (1): 44-88. Buenos Aires.
- Commeau, J., Poppe, J. y Commeau, R., 1992. Separation and identification of the silt-sized heavy-mineral fraction in sediments. *U. S. Geological Survey Circular*, 1071, 13 p. Denver.
- Coronato, A.M.J., 1995. The Last Pleistocene glaciation in tributary valleys of the Beagle Channel, Fuegian Andes, South America. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, A. A. Balkema 9: 153-171. Holanda.
- Coronato, A., Salemmé, M. y Rabassa, J., 1999. Palaeoenvironmental conditions during the early peopling of Southernmost South America (Late Glacial-Early Holocene, 14-8 ka B.P.). *Quaternary International*, 53-54: 77-92, Elsevier. Holanda.
- Criado, C. Arche, A. y Vilas, F., 1992. Mapa geomorfológico preliminar de la Isla Decepción, Islas Shetland del Sur. En: Lopez-Martinez, J. (Ed.): *Geología de la Antártida Occidental. Simposios, 3er. Congreso Geológico de España y 8º Congreso Latinoamericano de Geología*, 3: 293-304. Salamanca, España.
- Crotti de Ubeda Molina, A.I.A., 1955. Petrografía de bloques erráticos y otras rocas de Patagonia y Tierra del Fuego. *Notas del Museo, Universidad Nacional de La Plata*, 17, Geología, 69: 241-258. La Plata.
- Cunningham, W. D., 1995. Orogenesis at the southern tip of the Americas: the structural evolution of the Cordillera Darwin metamorphic complex, southernmost Chile. *Tectonophysics*, 244: 197-229. Holanda.
- Dickinson, W.R. y Sucek, C.A. 1979. Plate tectonics and sandstones compositions. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 63 (12): 2164-2182. USA.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, C.R., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A. y Riberg, P.T., 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America, Bulletin*, 94: 222-235. USA.
- Etchichury, M.C. y Tofalo, O.R. 1981. Sedimentología de muestras litorales de Tierra del Fuego entre Cabo Espíritu Santo y Mina María. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36 (4): 333-357. Buenos Aires.
- Etchichury, M.C. y Tofalo, O.R. 1996. Un margen pasivo con mineralogía contradictoria: litoral argentino. *Actas 6ª Reunión Argentina de Sedimentología: 49-54. San Juan*.
- Folk, R.L. y Ward, W.C., 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal Sedimentary Petrology*, 27 (1): 3-26. Denver.
- Gelós, E.M. y Spagnuolo, J.O. 1992. Relación área de aporte-ambiente tectónico de las psamitas de la plataforma continental argentina entre los 39° y 43° de latitud sur y el Golfo San Matías. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47 (2): 141-146. Buenos Aires.
- Gelós, E.M., Spagnuolo, J.O., Schillizzi, R.A. y Gómez, E.A., 1994. Mineralogía de los sedimentos de playa entre San Antonio Oeste (Río Negro) y Puerto Lobos (Chubut). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49 (1-2): 85-92, Buenos Aires.
- Gomez Peral, M. A. y Martinez, D.E., 1997. Distribución de minerales pesados en playas del litoral atlántico de la Tierra del Fuego, entre Cabo San Sebastián y Cabo Domingo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52 (4): 504-514. Buenos Aires.
- Hervé, F., 1992. Estado actual del conocimiento del metamorfismo y plutonismo en la Península Antártica al norte de los 65° S y el Archipiélago de las Shetland del Sur: revisión y problemas. En: Lopez-Martinez, J. (Ed.): *Geología de la Antártida Occidental. 3er. Congreso Geológico de España y 8º Congreso Latinoamericano de Geología: 19-31. Salamanca*.
- Isla, F. I. y Schnack, E. J., 1995. Submerged moraines offshore Tierra del Fuego, Argentina. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 9: 205-22. Rotterdam, Holanda.
- Isla, F. I., Vilas, F. E., Bujalesky, G., Ferrero, M., Gonzalez

- Bonorino, G. y Arche Miralles, A., 1991. Gravel drift and wind effects over the macrotidal San Sebastián Bay, Tierra del Fuego. *Marine Geology*, 97: 211-224. Amsterdam.
- John, B. y Sugden, D., 1971. Raised marine features and phases of glaciation in the South Shetland Island. *British Antarctic Survey, Bulletin*, 24: 45-111. Inglaterra.
- Klepeis, K.A., 1994. Relationship between uplift of the metamorphic core of the southernmost Andes and shortening in the Magallanes foreland and thrust belt, Tierra del Fuego, Chile. *Tectonics*, 13 (4): 882-904. Holanda.
- Macellari, C. E., 1992. Petrografía sedimentaria del Cretácico Superior-Terciario inferior de la isla Marambio (Seymour), Península Antártica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47 (1): 9-21. Buenos Aires.
- Marensi, S.A., Santillana, S.N., Net, L.I. y Rinaldi, C. A., 1998. Heavy mineral suites as provenance indicators: La Meseta Formation (Eocene), Marambio (Seymour) Island, Antarctic Peninsula. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 5 (1): 9-19. La Plata.
- Mazzuoli, R., Omarini, R., Ortiz Ramis, R., Viramonte, J. y De Rosa, R., 1987. Mecanismos eruptivos de la actividad explosiva reciente en la Isla Decepción. *Actas 10º Congreso Geológico Argentino*, 4: 378-379. S.M del Tucumán.
- Mitchell, C., Taylor, G.K., Cox, K.G. y Shaw, J., 1986. Are the Falkland Islands a rotated microplate? *Nature*, 119: 131-134. Inglaterra.
- Nechaev, V.P. e Ispording, W.C., 1993. Heavy-mineral assemblages of continental margins as indicators of plate-tectonics environments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63 (6): 1110-1117. USA.
- Olea, R. A. y Davis, J.C., 1992. Regionalized variables for evaluation of petroleum accumulation in Magellan Basin, South America. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 61 (4): 558-572. USA.
- Olivero, E., Acevedo, R. y Martinioni, D., 1997. Geología del Mesozoico de Bahía Ensenada, Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52 (2): 169-179. Buenos Aires.
- Palamarczuk, S., Ambrosini, G., Villar, H., Medina, F. Martinez Machiavello, J.C. y Rinaldi, C., 1984. Las formaciones Lopez de Bertodano y Sobral en la Isla Vicecomodoro Marambio. *Actas 10º Congreso Geológico Argentino*, 1: 399-419. S.C. de Bariloche.
- Potter, P. E., 1986. South America and a few grain of sand: part 1. beach sand. *Journal of Geology*, 94: 301-319. USA.
- Rabassa, J. y Clapperton, Ch.M., 1990. Quaternary glaciations of the Southern Andes. *Quaternary Science Reviews*, 9: 153-174. USA.
- Raedeke, L. D., 1978. Formas del terreno y depósitos cuaternarios. Tierra del Fuego Central, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 5: 3-31. Santiago.
- Roobol, M., 1973. Historic volcanic activity at Deception Island. *Bull., British Antarctic Survey*, 32: 23-30. Inglaterra.
- Servicio de Hidrografía Naval, 1998. Tablas de mareas 1998. H-610, Armada Argentina, Buenos Aires, 553 p. Buenos Aires.
- Spagnuolo, J.O. y Gelós, E.M., 1998. Minerales pesados como indicadores de ambiente tectónico en arenas de la plataforma argentina entre los 39° y 43° sur y el Golfo San Matías. *Pesquisas*, 25 (2): 41-46. Porto Alegre.
- Sugden, D.E. y Clapperton C. M., 1977. The maximum ice extent on island groups in the Scotia Sea, Antarctica. *Quaternary Research*, 7: 268-282. USA.
- Trouw, R.A.J. y Gamboa, L.A.P., 1992. Geotranssect Drake Passage-Weddell Sea. A discussion of the main tectonic features. En: Lopez-Martinez, J. (Ed.): *Geología de la Antártida Occidental. Simposios 3er. Congreso Geológico de España y 8º Congreso Latinoamericano de Geología*, 3: 117-125. Salamanca, España.
- Vergara, M., Levi, B., Cancino, A., Avila, A. y Clavero, J., 1992. Campos geotérmicos en Península Fildes, Isla Rey Jorge, Islas Shetland del Sur. En: Lopez-Martinez, J., (Ed.): *Geología de la Antártida Occidental. 3er. Congreso Geológico de España y 8º Congreso Latinoamericano de Geología*: 61-64. Salamanca, España.
- Visher, G. S., 1969. Grain size distributions and depositional processes. *Journal Sedimentary Petrology*, 39: 1074-1106. USA.
- Winn, R.D., 1978. Upper Mesozoic flysch of Tierra del Fuego and South Georgia Island: a sedimentologic approach to lithosphere plate restoration. *Geological Society of America, Bulletin*, 89: 533-547. USA.

**Recibido:** 9 de junio, 1999

**Aceptado:** 24 de agosto, 2000

# Control estructural del volcán Copahue (38°S-71°O): implicancias tectónicas para el arco volcánico cuaternario (36-39°S)

Andrés FOLGUERA y Victor A. RAMOS

Laboratorio de Tectónica Andina, Universidad de Buenos Aires, Facultad de Cs. Ex. y Naturales, Pab. 2 Ciudad Universitaria  
E-mail: folguera@gl.fcen.uba.ar; andes@gl.fcen.uba.ar

**ABSTRACT.** *Structural control of the Copahue volcano. Tectonics implications for the Quaternary volcanic arc (36°-39°S).* The Copahue volcano situated in the Cordillera Principal (38° S, 71°W) is a volcanic centre of Quaternary age developed after the last westward migration of the volcanic front over an extensive volcanic plateau of Pliocene age. Its location is tectonically controlled at the edge of a transtensional intra-arc basin, the Agrio Caldera, that was formed during the early Quaternary and is still active. This basin could have controlled a local strain field dominated by strike-slip displacements responsible for a small fold and thrust belt that deforms the Quaternary alluvial deposits next to the town of Copahue. This fold belt could also correspond to a transpressive flower structure associated with the Liquiñe-Ofqui fault system. The present Andean orogenic front at this latitude is 300 km away from the trench. The identification of this neotectonic front shows that the lithospheric tensional state at this latitude corresponds to a horizontal maximum stress. On this basis, a transtensional origin is proposed for the Agrio Caldera and related volcanism.

**Key words:** *Copahue, Quaternary, Volcanism, Transtension, Caldera, Argentine*

**Palabras clave:** *Copahue, Cuaternario, Volcanismo, Transtensión, Caldera, Argentina*

## Introducción

El levantamiento geológico de las volcanitas cenozoicas del volcán Copahue permitió establecer la existencia de un control estructural de las efusiones cuaternarias. Se ha podido constatar que este mecanismo efusivo se extiende hasta los últimos productos post-glaciales de este centro volcánico. Las observaciones efectuadas han permitido establecer las peculiaridades de la estructura de este sector de la Cordillera de los Andes, extendiéndolas en un enfoque más regional, a fin de comprender el régimen tectónico y las estructuras resultantes en el Cenozoico superior.

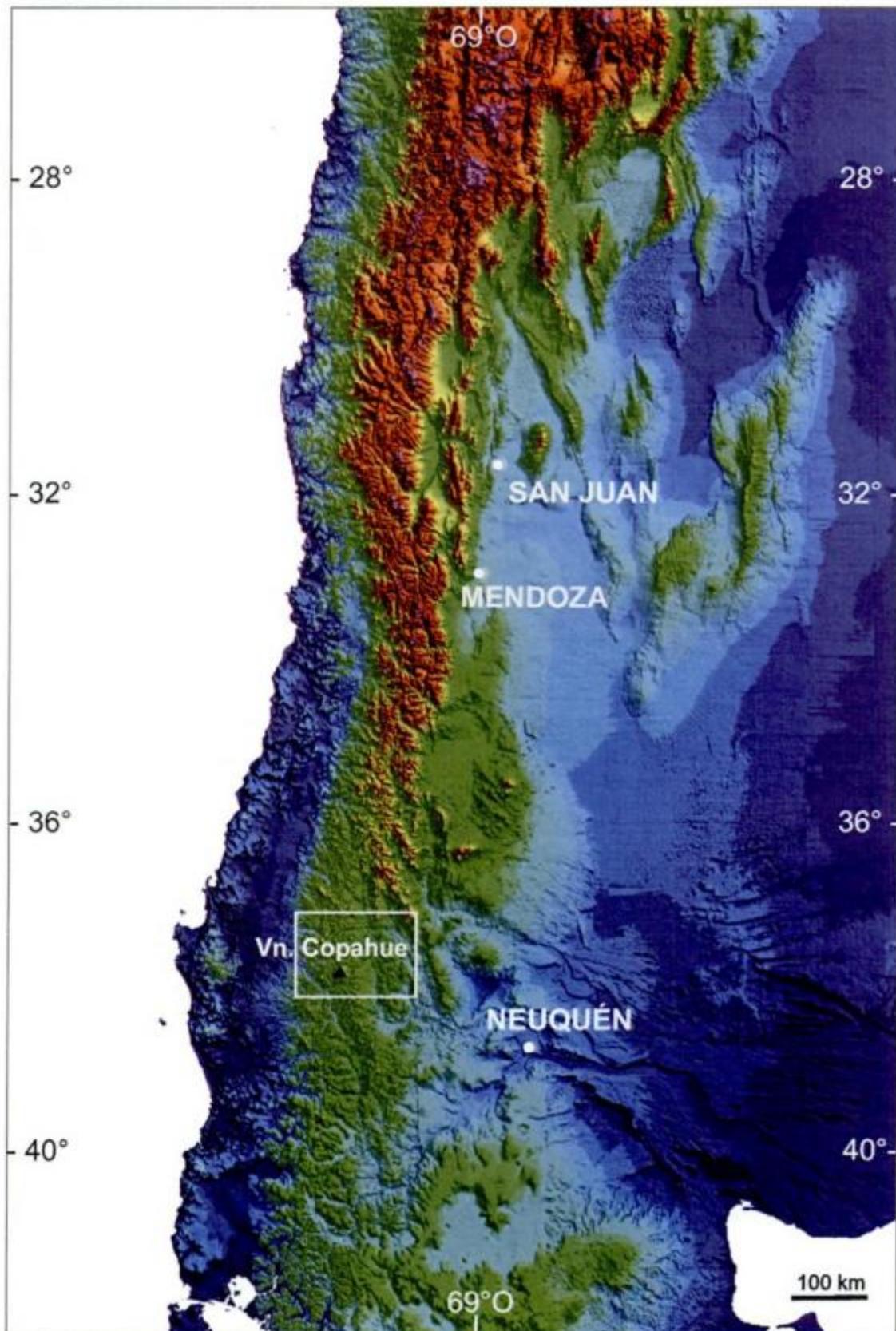
El volcán Copahue se encuentra en la Cordillera Principal Neuquina a los 38°S, constituyendo las alturas máximas de un cordón noroeste que se extiende hacia el sur hasta la latitud del volcán Lanín y que hacia el oeste es limitado por la cuenca superior de los ríos Bío-Bío y Aluminé. Hacia el este se encuentran las nacientes del río Agrio, que en su tramo superior recorre el valle de Loncopué (Figs. 1 y 2). Las alturas principales de este segmento de la cordillera están integradas por los volcanes cuaternarios Chillán, Antuco, Sierra Velluda, Callaqui, Copahue, Tolhuaca, Lonquimay, Llaima, Sierra Nevada, Sollipulli y por bloques de basamento orientales al eje andino como la Cordillera del Viento.

En la zona trabajaron numerosos equipos en dife-

rentes aspectos de la geología. González Ferrán (1970, en González Ferrán 1994) identificó la caldera del Agrio como una depresión de origen volcánico en la que se emplazaba el volcán Copahue (González Ferrán 1994). Dellapé y Pando (1975) realizaron una estratigrafía de los productos interiores a la caldera. Niemeyer y Muñoz (1983) relevaron la Hoja Laguna de La Laja en Chile que llega hasta el límite internacional entre los paralelos 37° y 38° y establecieron la estratigrafía de la zona. Pesce (1989) aportó una estratigrafía de la zona del Copahue con nombres formacionales locales, basado parcialmente en el esquema propuesto por González Ferrán (1970, en González Ferrán 1994).

Stern (1989) en un análisis del segmento de arco volcánico comprendido entre los 38° y 39°S presenta dataciones pertenecientes al interior de la caldera del Agrio. A partir del tren de diferenciación en el perfil columnar y la química de los diferentes niveles intuye la migración del arco volcánico hacia la trinchera oceánica. Delpino y Bermúdez (1993) realizaron una revisión del esquema estratigráfico dejando a un lado el formacional e introduciendo perfodos eruptivos.

Linares *et al.* (1999) obtuvieron dataciones de los diferentes productos volcánicos del área, diferenciados según la estratigrafía de Pesce (1989), y acotaron de esta manera la edad de las sucesiones volcánicas.



**Figura 1:** Ubicación del volcán Copahue y el área levantada en el presente estudio. La topografía digital de los Andes de Argentina y Chile muestra de norte a sur la disminución de las elevaciones en la cordillera hasta alcanzar la latitud de Neuquén (discusión en el texto). Topografía según el U.S.G.S.

### Marco regional del arco volcánico cuaternario (39° - 45°S)

Este segmento de los Andes está caracterizado por la subducción levemente oblicua, con un vector de convergencia de 79° de azimut, de la placa de Nazca bajo la placa sudamericana, situación que se observa al norte del punto triple de Aysén formado por la intersección con la placa Antártica a los 46°30'S. Esta componente oblicua produciría movimientos transcurrentes en la zona del arco volcánico, cuyo frente es paralelo a la trinchera oceánica como resultado de la geometría de la zona de Benioff. Estos movimientos están atestiguados por sismos superficiales a los 39°S y a los 45°S, cuyos mecanismos focales sugieren componentes dextrógiras en las fallas meridianas a la región (Cembrano y Lavenu 1997).

Los movimientos transcurrentes de la llamada falla de Liquiñe-Ofqui (Hervé 1976), que se extiende por más de mil kilómetros en dirección norte-sur entre los paralelos 39° y 46°30' S, fueron verificados como rotaciones de bloques corticales en la zona cercana a la falla a través de estudios paleomagnéticos (García *et al.* 1988) y mediante la medición de indicadores cinemáticos (Cembrano y Lavenu 1997). Este esquema fue extendido hacia el norte hasta los 39°S por Prian *et al.* (1994), López Escobar *et al.* (1995) y Lavenu *et al.* (1997), entre otros.

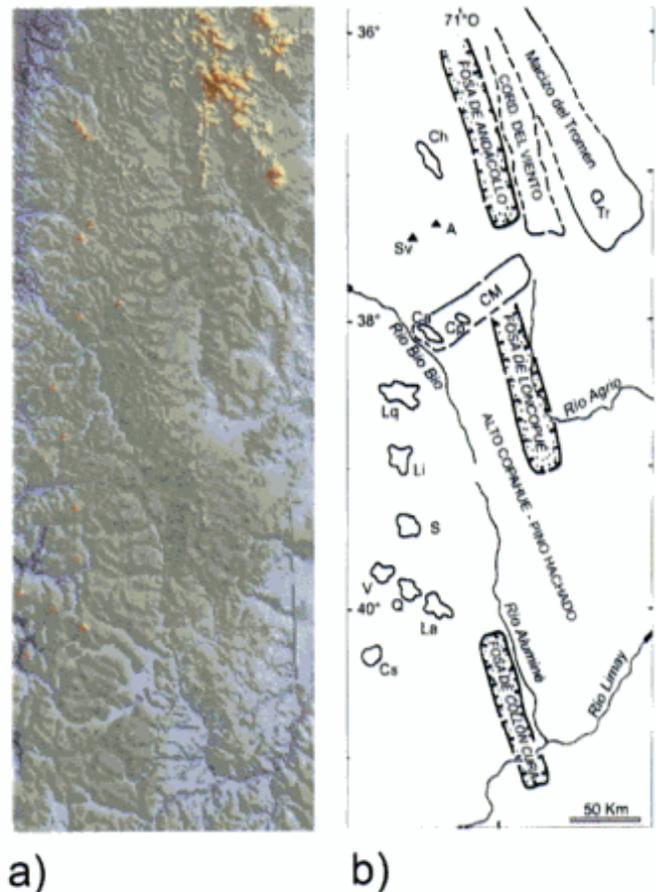
### Geología de la zona del volcán Copahue

El basamento pre-mesozoico de la región expone como unidad más antigua las sedimentitas carboníferas aflorantes en la Cordillera del Viento. En discordancia angular se apoyan volcanitas triásicas que afloran principalmente en la vertiente este de la cordillera (Zöllner y Amos 1973).

En el antepaís andino a estas latitudes se exponen sedimentitas jurásicas marinas de la parte interna de la faja plegada y corrida del Agrio y depósitos marinos y continentales eocretácicos en la parte externa. En la zona del volcán Lonquimay afloran por sectores sedimentitas y volcanitas marinas de probable edad liásica (De la Cruz y Suarez 1997). Hacia el oeste, en la vertiente occidental de la cordillera aflora el extremo norte del batolito patagónico, el cual está compuesto por rocas que van desde el Cretácico al Terciario.

Los depósitos terciarios cordilleranos se localizan en cuencas oblicuas a la estructura andina de edad oligocena superior a miocena inferior de probable origen tafrogénico (Vergara *et al.* 1997a).

Sobre estos niveles se encuentran las volcanitas del Plioceno en fuerte discordancia angular y finalmente los volcanes y domos cuaternarios. El área estudiada comprende una secuencia volcánoclastica



**Figura 2:** a, Modelo digital en el que se observa la topografía de la zona del arco volcánico entre los 36° y los 40° y en el que se reconoce al bloque precordillerano de Copahue - Pino Hachado y a la línea de máximas cumbres representada por el frente volcánico cuaternario. Volcanes: Cs-Choshuenco, V-Villarrica, Q-Quetrupillán, La-Lanín, S-Sollipulli, Ll-Llaima, Lq-Lonquimay, Ca-Callaqui, Cp-Copahue, Sv-Sierra Velluda, A-Antuco, Ch-Chillán, Tr-Tromen. Se indican también el alto del Cordón Mandolegüe y las fosas en *echelón* de Andacollo, Loncopué y Collón Cura.

paleógena a miocena, sobre la que se apoyan las volcanitas pliocenas en discordancia y los depósitos proclásticos y coladas cuaternarios. Sus relaciones espaciales se ilustran en la tabla 1 y la figura 3.

### Formación Cura Mallín (Niemeyer y Muñoz 1983)

Originalmente se reconocieron dos secuencias basándose en criterios litológicos; la inferior denominada Formación Cura Mallín consta de niveles clásticos que hacia la parte superior de la secuencia se intercalan con coladas. La secuencia superior, denominada Formación Trapa Trapa, consta principalmente de coladas andesíticas miocenas. Estudios más recientes al sur a la latitud del volcán Llaima (Suárez y Emparán 1995) redefinieron una única unidad, a la que denominaron Formación Cura Mallín. El espesor máximo de la secuencia ronda en los 4.000

metros. Del lado argentino tiene sus correlatos en las cuencas de Collón Cura y Ñirihuau que se desarrollaron enteramente en el retroarco. Estas cuencas ocupan una posición meridional equivalente a las cuencas de Cura Mallín en Chile.

El ambiente de depositación de esta secuencia correspondió a una planicie pedemontana que progradó en un sistema lacustre. El material sedimentario era procedente de un frente formado por rocas del batolito nordpatagónico y una cadena de volcanes. Los productos de erosión al este del arco volcánico probablemente se acumulaban en una serie de cuencas tafrogénicas de intraarco (Vergara *et al.* 1997b).

A la misma latitud en la vertiente este de la cadena andina, al este de la cuenca de Cura Mallín, los depósitos miocenos son escasos y corresponderían a depósitos sinorogénicos en un ambiente de retroarco (Ramos 1998).

Suárez y De La Cruz (1998) elaboraron una serie de perfiles en la zona del volcán Lonquimay, en las nacientes del Bfo-Bfo, al sudoeste del volcán Copahue caracterizando el ambiente sedimentario. Una barrera de volcanes miocenos, de los que hoy se conservan sus raíces, separaban a las facies parcialmente marinas de la cuenca de Temuco al oeste de una serie de lagunas al este, que fueron colmatadas por depósitos deltaicos y posteriormente cubiertas por abanicos aluviales y coladas del arco.

Edades radiométricas recientemente obtenidas en lavas limitan el desarrollo de la cuenca entre 26 y 22 Ma (Burns y Jordan 1999).

Suárez y Emparán (1995) dataron los cuerpos subvolcánicos en las nacientes del Bfo-Bfo obteniendo edades entre 18 y 12 Ma.

### Formación Cola de Zorro (González y Vergara 1962)

Esta unidad está caracterizada por su gran extensión lateral y su actitud subhorizontal. En territorio argentino ha sido identificada como Formación Hualcupén por Pesce (1989). Recientemente Suárez y De la Cruz (1998) integran a esta unidad a los 38°-39°, en una asociación volcánica perteneciente a la cordillera oriental o del límite, en la cual el conjunto volcánico inferior es correlativo a la Formación Hualcupén que llegaría hasta los 2,5 Ma. Las edades absolutas van de 4 a 5 Ma (Linares *et al.* 1999).

La litología comprende piroclastos de variada granulometría, depósitos laháricos, rocas epiclásticas, coladas andesíticas, basálticas y traquíticas.

La Formación Cola de Zorro se desarrolla entre los 36° y 39°. Las dataciones en la zona la limitan al Plioceno temprano. Esta secuencia tiene una distribución restringida a una faja meridional al este del frente volcánico actual. Los espesores máximos corresponden a la zona del volcán Antuco, en donde se midieron 1.800 metros. En la zona de Copahue el espesor mínimo es de 400 metros (Pesce 1989).

### Formación Riscos Bayos (Pesce 1989)

Localmente, hacia el este de la depresión del Agrio como se puede observar en el mapa de la figura 3, se derraman flujos piroclásticos sobre la Formación Cola de Zorro o Hualcupén. Estas rocas fueron inter-

Tabla 1: Cuadro estratigráfico.

| Niemeyer y Muñoz 1983, Suárez y Emparán 1995, Suárez y De La Cruz 1998   | Pesce 1989  | Delpino y Bermúdez 1993   | Este trabajo basado en Linares <i>et al.</i> 1999   |
|--|---|---|---|
| Estratos volcanes post 1 Ma  | Estrato volcán del Copahue  | <b>Holoceno</b>   | <i>Rocas postcaldera</i>  |
| <b>Pleistoceno superior-Holoceno</b>   | Estrato volcanes y domos del <b>Pleistoceno superior y Holoceno:</b> del Bayo, de Trolope, cerro Trolón y coladas de fondo de valle. Centro efusivo Las Mellizas. | Epoca eruptiva <b>COPAHUE IV</b>  | Domos del Bayo y de Trolope 0,6 Ma.<br>Volcán Trolón: 0,6 Ma.<br>Estrato volcán del Copahue: menor a 1 Ma.<br>Coladas de Trolope: 1,6 Ma. |
| Estrato-volcanes del <b>Pleistoceno inferior</b>   | Formación Riscos Bayos <b>Pleistoceno inferior</b>  | Epoca eruptiva <b>COPAHUE III</b>   | Flujos piroclásticos de Riscos Bayos 2 Ma.  |
|  |   | Epoca eruptiva del <b>Pleistoceno COPAHUE II</b>                              | <i>Rocas precaldera</i><br>Cerro Chancho-Co: 2,6 Ma   |
| Formación Cola de Zorro 35°-39°S (Asociación volcánica del <b>Plioceno-Pleistoceno inferior</b> de la Precordillera, 38°-39°S) | Formación Hualcupén <b>Plioceno</b> (rocas precaldera)  | Epoca eruptiva del <b>Plioceno inferior al Pleistoceno inferior COPAHUE I</b> | Rocas de extracaldera: 4,5 Ma mayoritariamente. Con edades extremas comprendidas entre los 11? y 2,5 Ma.                                  |
| Formación Trapa Trapa<br>Formación Cura Mallín<br><b>Mioceno</b>   |   |   | Basamento de las rocas neógenas:<br>Volcanitas permotriásicas,<br>volcanitas del <b>Mioceno</b> .   |

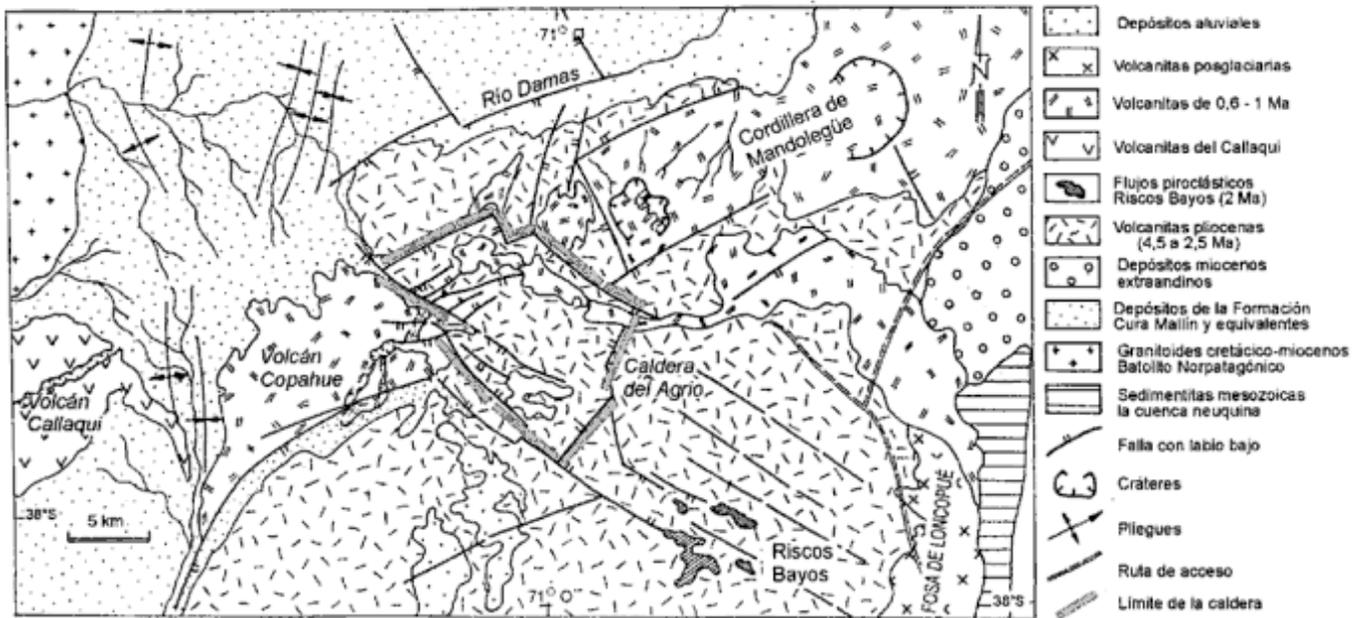


Figura 3: Mapa geológico regional de la región de los volcanes Callaqui y Copahue.

pretadas por Pesce (1989) como los productos de colapso y formación de la caldera del Agrio.

### Complejos eruptivos cuaternarios

La actividad volcánica cuaternaria muestra tres pulsos efusivos bien diferenciados: uno anterior a 1 Ma, otro de esa edad y aún más joven, y otro postglaciario. Entre los 37° y 39°S los volcanes del Cuaternario tardío están relacionados espacialmente con los centros efusivos del Cuaternario temprano. En el volcán Callaqui la secuencia cuaternaria se encuentra completa (Moreno Roa y Lahsen Azar 1986), mientras que en el Copahue no existen productos comprendidos entre 2,5 y 1 Ma (Linares *et al.* 1999). El último pulso efusivo diferenciable corresponde a lavas postglaciarias (Fig. 3), que rellenan parcialmente los grábenes cuaternarios y están también desarrolladas al oeste de la cadena andina en una serie de depresiones norte-sur como la fosa de Loncopué.

La estratigrafía del volcán Copahue ha sufrido modificaciones a través de los distintos autores y sus enfoques. En la tabla 1 se ilustran estos puntos de vista.

Las dataciones aportadas por Linares *et al.* (1999) precisan la historia evolutiva de la zona.

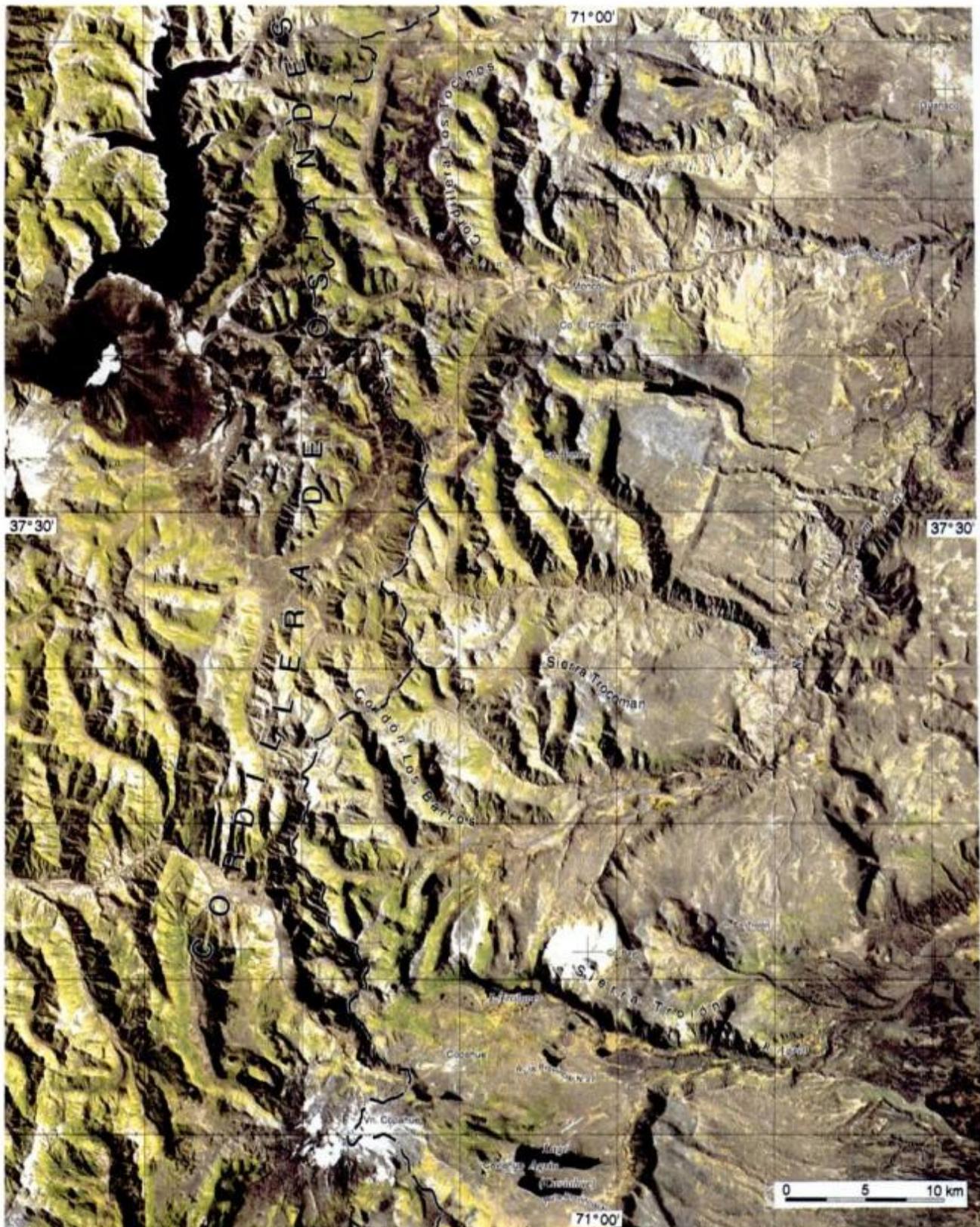
El estratovolcán del Copahue ocupa el extremo sudoeste de una depresión cuaternaria parcialmente rellena con lavas fisurales de 1,6 Ma, denominada caldera del Agrio. Esta depresión de 15 por 20 km controló a través de sus límites las efusiones más recientes de la zona que datan entre 0,6 y 0,7 Ma. La secuencia que se expone en las paredes interio-

res de la cuenca producto del colapso tiene un rango temporal que va desde 11 a 2,5 Ma, aunque mayoritariamente se concentran en 4,5 Ma. La edad más joven es correlacionable con los niveles que conforman el basamento de la cuenca. La edad de formación de la depresión es paralelizada con la de los productos piroclásticos exteriores datados en 2 Ma.

Las estratigrafías propuestas con anterioridad para la zona por Pesce (1989) y Delpino y Bermúdez (1993) diferenciaron básicamente tres unidades: una exterior a la caldera, subhorizontal y dislocada; otra que ocupaba el interior de la depresión y se relacionaba con distintos centros eruptivos, y la última asociada al volcán Copahue que a su vez presentaba productos pre y postglaciarios.

### Estructura

El estudio de los controles estructurales asociados a arcos volcánicos en zonas de convergencia activa y del estado tensional de la litósfera, es objeto de análisis recurrente dada su complejidad (Suter *et al.* 1995; Tickoff y de Saint Blanquat 1997; Paterson y Miller 1998). Esta complejidad se incrementa cuando en la zona del arco volcánico actúan esfuerzos tangenciales producto de convergencia oblicua. En la subducción ortogonal el esfuerzo principal tangencial se propaga hacia el arco y en este caso las raíces del arco volcánico podrían representar áreas de apilamiento tectónico de la corteza dadas sus condiciones reológicas y quizás transmitirse este acortamiento a la corteza superior en el retroarco. Cuando la subducción es oblicua, las raíces del arco



**Figura 4:** Imagen Landsat en donde se reconocen las estructuras cuadrangulares del cerro Bonete, sierra de Trocomán, y la más al sur, que corresponde a la llamada caldera del Agrio, ubicada inmediatamente al este del volcán Copahue. Estas estructuras caracterizan al arco volcánico entre los 37° y los 38°. Los valles transversales de norte a sur corresponden a los ríos Reñileuvú, Picunleo, Damas y Agrio (nombres topográficos según el Instituto Geográfico Militar). Nótese en el sector noroeste, en territorio chileno, al volcán Antuco.

pueden descomponer el esfuerzo y generar una faja con cierto grado de transcurrancia a nivel cortical. Esta anisotropía absorbe gran parte de la magnitud del esfuerzo, al restar la componente paralela, propagándose hacia el antepaís solamente la componente orthogonal, la cual es considerablemente menor a la magnitud original del esfuerzo en función del grado de oblicuidad con respecto al arco (Dewey y Lamb 1992). La partición de los esfuerzos atenúa la propagación de los mismos hacia el retroarco y por lo tanto la formación de relieve orogénico, quedando definido el frente de deformación en la línea del arco volcánico o del antearco, fosilizando al retroarco.

La caldera del Agrio es parte de una serie de formas cuadrangulares alineadas con el arco volcánico cuaternario y al oeste de las efusiones fisurales de retroarco (Fig. 4). Estas cuencas tuvieron su principal fase de desarrollo entre el Plioceno superior y el Pleistoceno inferior.

El volcán Copahue se encuentra en el extremo sudoeste de la caldera del Agrio, que está controlada por dos juegos de fallas: N70°O y N30°E. Estas fallas establecen una zona deprimida de alrededor de 20 por 15 kilómetros. La edad del colapso es correlacionada con la efusión de flujos piroclásticos agrupados en la Formación Riscos Bayos (Pesce 1989). En el interior de la cuenca se desarrollaron grábenes de orientación N70°O y pliegues y fallas inversas de orientación N60°E.

El último pulso de deformación está evidenciado

por una serie de escarpas de hasta dos metros de altura sobre coladas fisurales de la ladera norte del volcán Copahue. Estas fallas y fracturas tienen una orientación N60°E a E-O.

Las coladas postglaciarias se derraman por la ladera norte del volcán en dirección al arroyo Trapa Trapa. Este curso en su tramo superior está controlado por una importante escarpa de falla que descubre una secuencia volcanogénica en el cerro Chanco-Co asignada por Pesce (1989) al centro efusivo Las Mellizas (Fig. 5). Esta escarpa tiene orientación N40°O y se generó con anterioridad a las lavas postglaciarias del Copahue. Esta secuencia había sido atribuida a un aparato volcánico erodado (Pesce 1989). La falla puede ser seguida desde el límite oeste del área de trabajo, donde se encuentran las fuentes termales de Chanco-Co, hasta las lagunas Las Mellizas hacia donde se observa una progresiva pérdida de rechazo, hasta desaparecer todo rasgo morfológico de la misma. A raíz de las nuevas dataciones en el área, la edad de estas rocas es correlativa a los niveles superiores de la sucesión precaldera, por lo cual esta secuencia pertenecería al basamento de la cuenca de intraarco (Fig. 5).

En otras cuencas similares a la caldera del Agrio en la región, la deformación interna se resuelve a través de una serie de hemigrábenes de orientación noroeste que ocupan la parte deprimida (Fig. 6). El escalonamiento de las estructuras extensionales con respecto a los límites latitudinales de las cuencas,

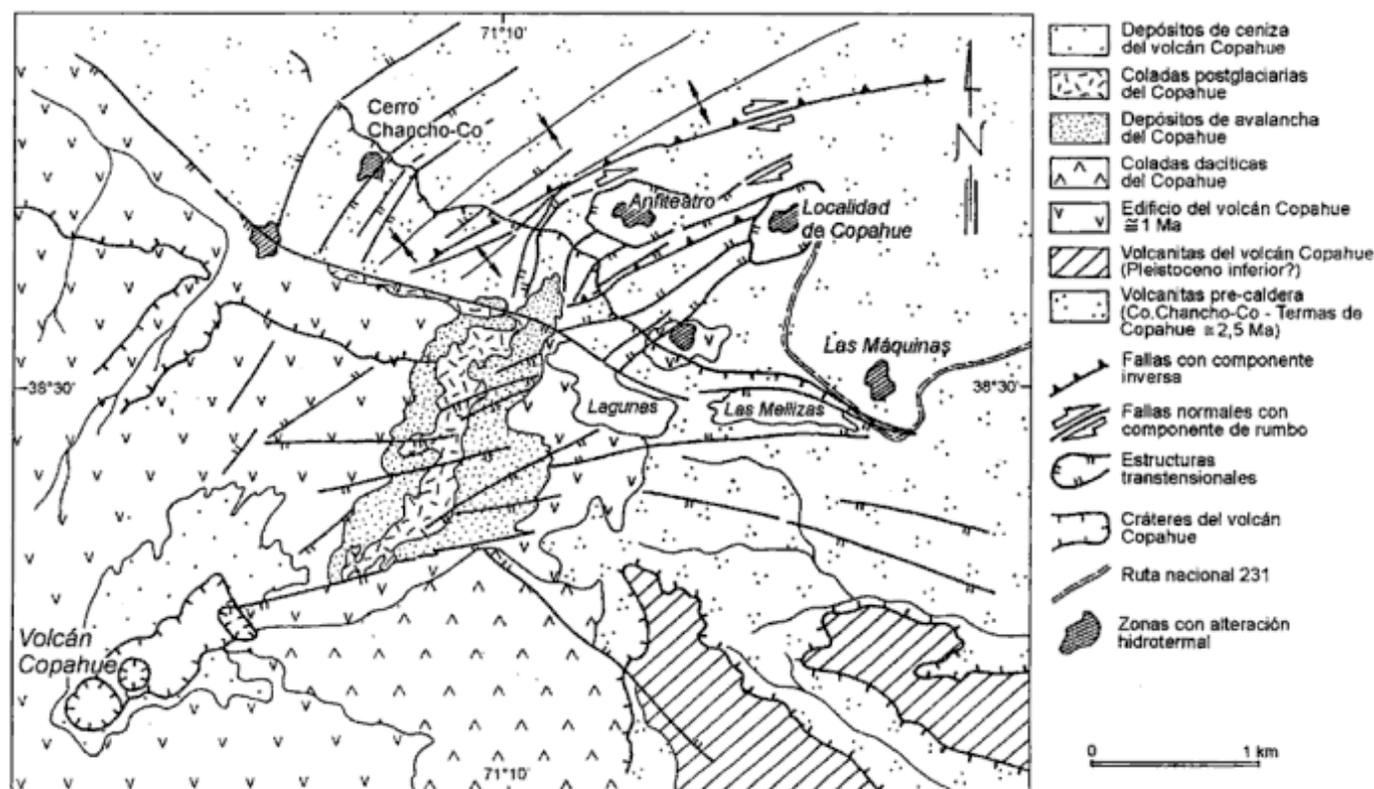
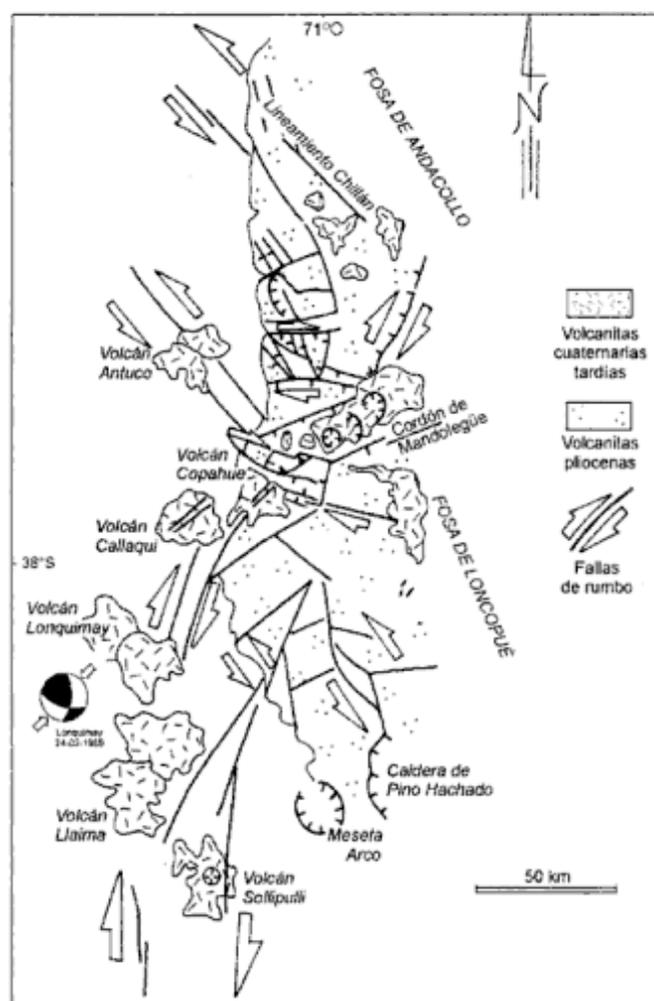


Figura 5: Relevamiento geológico del volcán Copahue, provincia del Neuquén.



**Figura 6:** Esquema geológico que muestra las diferentes depresiones subcuadrangulares (compárese con la figura 4), los volcanes cuaternarios y la componente de rumbo de las estructuras principales observadas entre los 37° y 38° a lo largo de la Cordillera del Límite.

sugiere una componente de rumbo dextrógira para los mismos y una génesis transtensional para las depresiones (Figs. 4 y 6).

Todas estas cuencas de edad cuaternaria tienen como basamento a volcanitas pertenecientes al arco volcánico plioceno-pleistoceno y a sedimentitas y rocas volcánicas del Mioceno. La estructura extensional mayor que define a las cuencas está representada por fallas de rumbo N 40°O a latitudinales, con componentes normales que producen el basculamiento de bloques (Fig. 7).

El cono del volcán Copahue presenta una lineación de ocho cráteres en dirección N60°E que recuerda a la condición de edificio fisural que caracteriza a su vecino el volcán Callaqui. En el volcán Copahue, sólo el extremo oriental de esta lineación muestra signos de actividad (González Ferrán 1994). Esta zona evidencia también signos de actividad tectónica moderna, ya que durante el Holoceno se han abierto una serie de fisuras con consecuente emisión de la-

vas y a su vez, el fallamiento ha seguido afectando a los materiales a medida que eran emitidos. Estos rasgos constituyen los elementos estructurales más jóvenes de la región y sus escarpas no presentan signos de abrasión glaciaria.

Las coladas basales del volcán Copahue están contenidas en una depresión estructural de eje N40°O.

En los alrededores de Copahue el basamento de las efusiones cuaternarias se encuentra localmente plegado. La estructura resultante tiene eje N 60°E con vergencia al sudeste y genera el relieve máximo dentro de la caldera del Agrio, correspondiente al cerro Chanco-Co.

Esta faja plegada de unos 4 km de ancho con geometría escalonada según un eje noroeste, está fallada al sur por el juego extensional N 40° O de las fuentes de Chanco-Co y la laguna las Mellizas que sepulta la secuencia bajo las coladas más jóvenes del volcán Copahue. La edad de la secuencia plegada es pliocena, correlacionable con la Formación Cola de Zorro en Chile. El aspecto escalonado de la estructura, su oblicuidad con respecto a los plegamientos meridionales en las secuencias miocenas y su restricción a la caldera del Agrio, sugieren un campo de esfuerzos local.

Sobre la estructura compresiva se observan fallas directas con rechazos verticales de hasta tres metros. Estos rasgos se extienden por kilómetros en dirección al bajo de Trolope, hacia donde es perceptible una pérdida progresiva del rechazo vertical y una modificación del azimut de nordeste hasta latitudinal. En esta faja pueden identificarse dos escarpas relativas a fallas inversas, con igual actitud que los rasgos extensionales (Fig. 8). Una de ellas limita el flanco norte del valle estructural donde se encuentra la población de Copahue. Estos anticlinales concentran las zonas de extensión, en las cuales se desarrollan grábenes y diaclasas traccionales de hasta cuatro metros en superficie (Fig. 9). En las escarpas de rumbo N60°E se hallaron estrías horizontales y a partir de la reconstrucción en afloramiento de las inflexiones del plano y la generación de espacios y zonas de cierre, se interpretó una componente de rumbo dextrógira de por lo menos tres metros asociada al alzamiento. A estas observaciones habría que sumar el carácter escalonado de las fracturas distensivas siguiendo el rumbo general del cabalgamiento, lo cual indica una componente de rumbo dextral en el alzamiento.

La falla inversa que corona al cerro sería más joven que la estructura anticlinal cercana a la localidad de Copahue, basándose en el grado de conservación de las respectivas estructuras traccionales en ambos anticlinales. A partir de esta observación se concluye que la primera falla inversa corta niveles previamente plegados ya que la vergencia de esta faja es hacia el sudeste.

Las escarpas de falla afectan a coladas preglaciarias

al norte del volcán Copahue y a coladas recientes postglaciarias de la base del Copahue (Fig. 10).

Se destacan unas formas semicirculares, de dimensiones cercanas a las de un cráter con contornos lineares, que ponen de manifiesto la actividad termal en superficie o por lo menos han constituido puntos de surgencia termal en el pasado. Estas depresiones se ubican preferentemente en las fajas de anticlinales sugiriendo algún tipo de conexión. Como ejemplos pueden citarse las cuencas de la población de Copahue, El Anfiteatro, Las Máquinas y Las Maquinitas. Dada la componente de rumbo que presentan las fallas inversas y su relación sistemática con estas cuencas termales, se propone para estas depresiones una génesis transtensional. En ciertos casos poseen geometrías romboédricas controladas por escarpas lineales, como en la cuenca del Anfiteatro al noroeste de la población de Copahue (Fig. 5), donde dos fallas controlan las escarpas norte y sur y otras dos fracturas de orientación noroeste delimitan en conjunto el bloque descendido.

Observaciones recientes en la depresión de la población de Copahue aportan datos acerca de la naturaleza neotectónica de la deformación. Un perfil realizado en una pared expuesta por trabajos de vialidad muestra a los niveles volcánicos de 2,5 Ma (Linares *et al.* 1999) corridos sobre depósitos aluviales (Fig. 11). Esta escarpa tiene orientación N60°E y es la expresión superficial del corrimiento que hacia el noroeste levanta al cerro Chanco-Co. Perfiles realizados en la pared sur de la población de Copahue muestran que este corrimiento es el más distal de

una serie de imbricaciones tectónicas que repiten la sucesión pliocena superior y cabalgan a los depósitos aluviales de probable edad cuaternaria. Se confirma a partir de estos cortes la vergencia hacia el sudeste de esta faja plegada y corrida.

### Caldera del Agrio

El basamento de los volcanes cuaternarios está plegado con un rumbo noroeste y esta deformación sería cuaternaria temprana. El plegamiento, se encuentra restringido a la depresión de la caldera y está representado por el escalonamiento de pliegues según una faja de orientación noroeste al norte del volcán. Un juego distensivo se superpone con aproximadamente la misma orientación de los rasgos compresivos mostrando un control por parte de ellos pero transgrediendo los límites de la zona de cizalla llegando a cortar las coladas más jóvenes del Copahue.

A partir de las edades aportadas por Linares *et al.* (1999) se concluye que la edad de formación de esta cuenca es cuaternaria, post 1,6 Ma, dada la edad de las lavas más viejas internas a la depresión y discordantes con la estructura compresiva. Su evolución comenzó probablemente hace 2 Ma con la extrusión de los flujos piroclásticos de los Riscos Bayos. Los límites de la cuenca siguieron sirviendo de vías de ascenso magmático entre los 1 Ma, con los niveles basales del Copahue y los 0,6 Ma con la implantación de una serie de domos ácidos en la periferia.

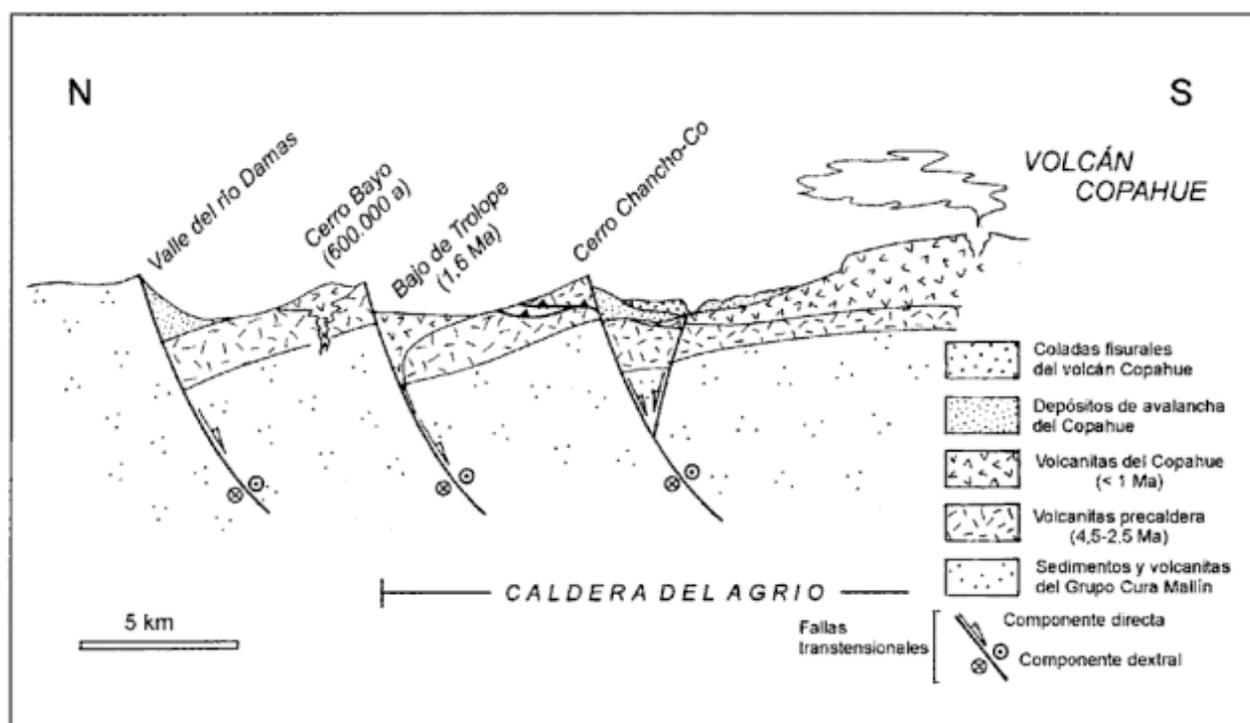
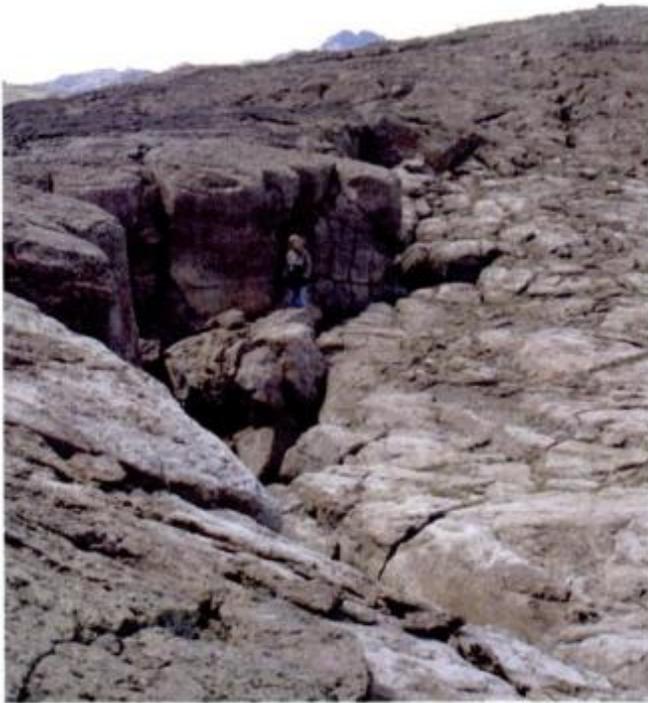
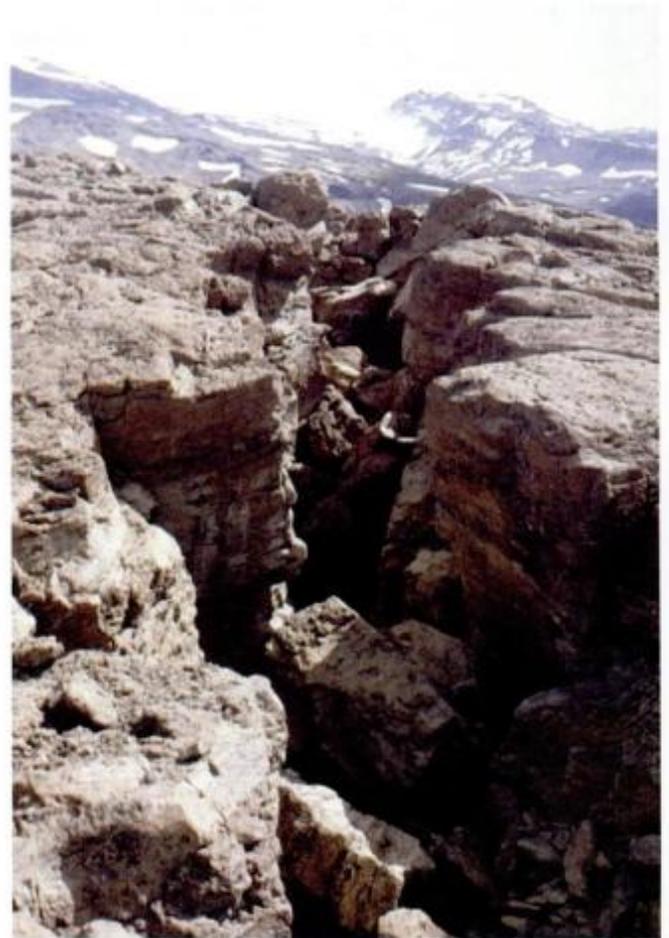


Figura 7: Sección estructural esquemática a lo largo del meridiano que muestra los semigrábenes pleistocenos.



**Figura 8:** Vista al este de una escarpa de falla producto del cabalgamiento del bloque norte. Las rocas aflorantes en esta región corresponden a coladas de 2,5 Ma al sur del cerro Chancho-Co.



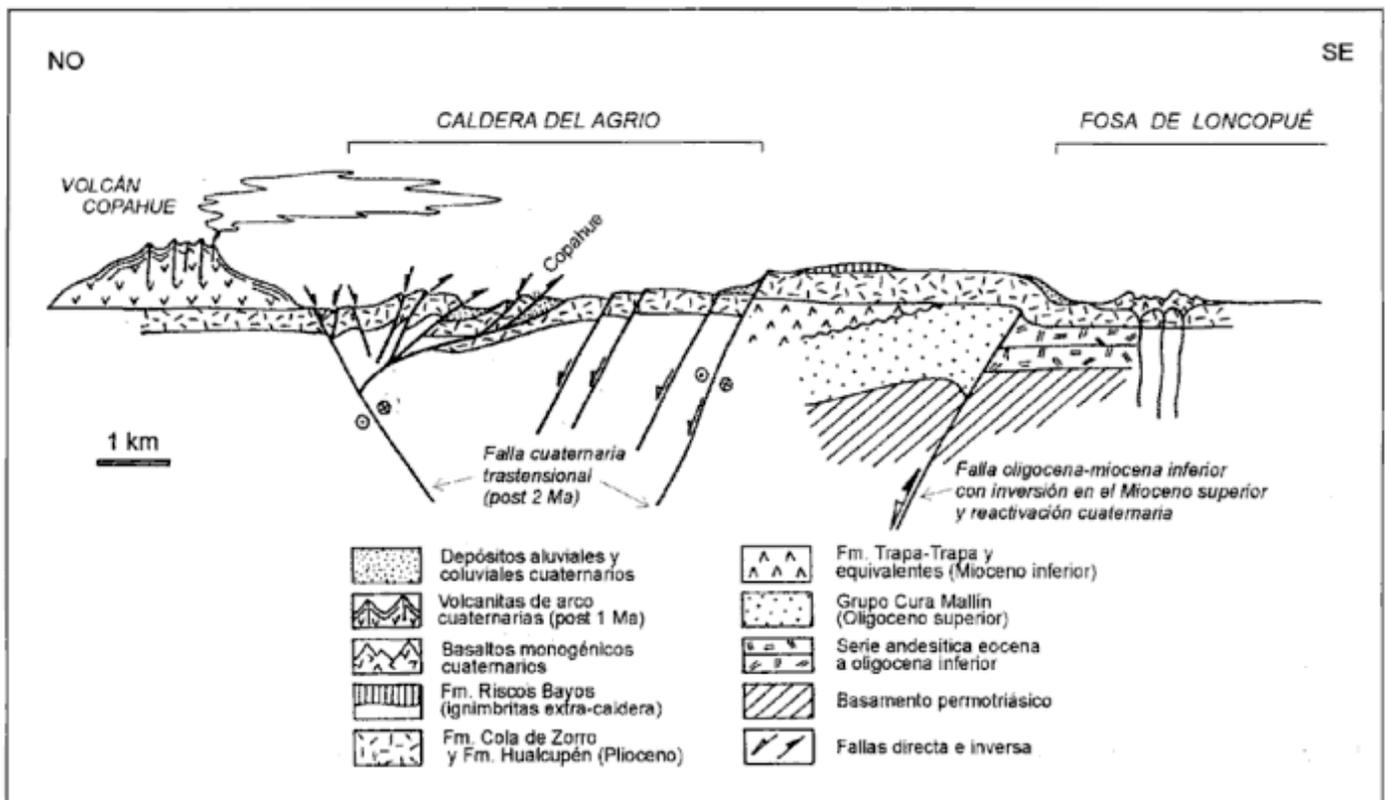
**Figura 9:** Vista al este de las grietas formadas principalmente por tracción al sur del cerro Chancho-Co.



**Figura 10:** Vista al sur de las escarpas de falla desarrolladas sobre coladas fisurales de la base del volcán Copahue.



**Figura 12:** Imagen Landsat en donde se observan inmediatamente al sur del volcán Copahue, numerosas estructuras rectangulares, tanto en territorio chileno adyacente como en el sector argentino. La caldera de Pino Hachado la cual posee geometría romboédrica, estaría también controlada por movimientos transcurrentes en el arco volcánico (nombres topográficos según el Instituto Geográfico Militar). Nótese en el sector oriental la gran cantidad de pequeños centros volcánicos monogénicos correspondientes a la depresión de Loncopué.



**Figura 11:** Corte estructural a los 38°S en donde se observan las estructuras compresionales y su relación inferida con las estructuras principales que delimitan la caldera del Agrio. El esquema muestra la relación de discordancia angular entre las sedimentitas del Mioceno y las coladas del Plioceno y la relación que se observa en la parte externa en donde la discordancia se pliega conjuntamente con los depósitos cuaternarios.

### Faja plegada y corrida entre los 37° y 38°

En el frente orogénico actual de los Andes ubicada a los 71°40' a estas latitudes, se puede observar la siguiente situación: la discordancia angular entre los niveles del Plioceno y los del Mioceno está plegada conjuntamente con depósitos aluviales superiores (Fig. 11). Esta situación describe la persistencia de la tectónica tangencial en la historia reciente de la región, así como la reactivación de estructuras durante el Neógeno y el Cuaternario. Si bien la edad de los niveles aluviales deformados no se conoce, estos reconocimientos se contraponen en cierta manera con las hipótesis de colapso extensional generalizado en el Plioceno superior-Cuaternario.

### Discusión

En la zona del volcán Copahue, el basamento plioceno del volcán presenta una deformación cuaternaria caracterizada por la formación de cuencas de intra-arco trastensionales de hábito subrectangular. El inicio de la deformación está datado en el Pleistoceno temprano. Las cuencas cuadrangulares del segmento 37°-38°, se habrían originado entre los 2,5 Ma y los

1,6 Ma, a partir de las observaciones realizadas en el volcán Copahue y probablemente se mantuvieron activas a lo largo del último millón de años.

A su vez el retroarco está caracterizado por la concentración de volcanismo monogénico en la actual depresión de Loncopué y de Andacollo, donde podría haberse desarrollado extensión primaria (Ramos y Folguera 1999).

La deformación en el Pleistoceno temprano y la netamente pleistocena tardía, están respondiendo a un esfuerzo principal máximo horizontal. Con anterioridad a la formación de los volcanes cuaternarios, el eje de compresión máximo dentro de la caldera del Agrio podría haber sido noroeste a meridional, dada la disposición nordeste de los pliegues. Sin embargo existen formas alternativas para explicar esta orientación aparentemente anómala. La estructura compresiva está alineada con las fisuras de efusión de los aparatos volcánicos del Callaqui, Copahue y Trolón según un eje N60°E, pero rotada levemente hacia el meridiano, por lo cual ésta podría corresponder a una faja transpresiva, lo cual está avalado por los rasgos transcurrentes hallados: cuencas transtensionales menores, estriaciones horizontales y a través de la reconstrucción del desplazamiento de los labios de las fallas.

La deformación neopleistocena al sur de la región

ha sido explicada por el campo de esfuerzos asociado al movimiento transcurrente de la falla de Liquiñe-Ofqui al sur de los 39°S. Este movimiento ha sido documentado bajo el volcán Lonquimay ubicado a los 39° por un sismo superficial con un mecanismo focal dextrógiro, en un plano vertical de rumbo noroeste, coincidente con la cinemática de la falla Liquiñe-Ofqui (Lavenu *et al.* 1997) (Fig. 6). De esta manera el esfuerzo principal local en el arco rota a una disposición cercana a la meridiana. La falla Liquiñe-Ofqui tendría una dinámica cuaternaria con desplazamientos de rumbo predominantemente dextrógiros.

En la segunda hipótesis, el lineamiento Callaqui-Copahue-Trolón-Mandolegue correspondería a una traza sintética a la falla de Liquiñe-Ofqui, que se propaga hacia el retroarco.

A los 38°, el volcán Copahue está desplazado hacia el este del arco volcánico cuaternario ubicándose sobre un cordón noroeste que representa las máximas alturas de la zona. Hacia el norte este rasgo, denominado alto de Copahue - Pino Hachado por Pesce (1989), pierde expresión morfológica a partir de su intersección con el arco volcánico.

Las lineaciones de la región y los escalonamientos de fallas sugieren un panorama levemente diferente, en lo que respecta al esquema de partición de los

esfuerzos, para el segmento que va desde los 37° a los 39°. En este tramo los bloques en los que está segmentado el basamento tienen un rumbo noroeste heredado de la extensión oligocena (Vergara *et al.* 1997c), orientación controlada a su vez por estructuras previas en ese basamento. La figura 2 muestra la orientación dominante de rumbo noroeste de la topografía (N20-30°O), como se evidencia en el bloque Copahue-Pino Hachado y en el macizo del Tromen (Fig. 14). A partir del análisis de las imágenes Landsat (Fig. 12), se identificó el bloque de Copahue-Pino Hachado, una cuenca romboédrica asociada a lineamientos norte-sur, interpuesta entre la caldera de Pino Hachado y la caldera del Agrio que requiere para ser producida, dada su geometría, movimientos levógiros por transurrencia. Esta cuenca se ubica en el eje longitudinal de este bloque precordillerano y sería consistente con una componente transcurrente levógiro en el alzamiento de esta cordillera.

Dado el paralelismo entre las depresiones de retroarco, tales como la de Andacollo y Loncopué y la zona de subducción se podría inferir extensión primaria para esta región, similar a la propuesta por Stern (1989). Esta extensión debería ser anterior al presente campo de esfuerzos, dado el desarrollo reciente de compresión que afecta a los depósitos de

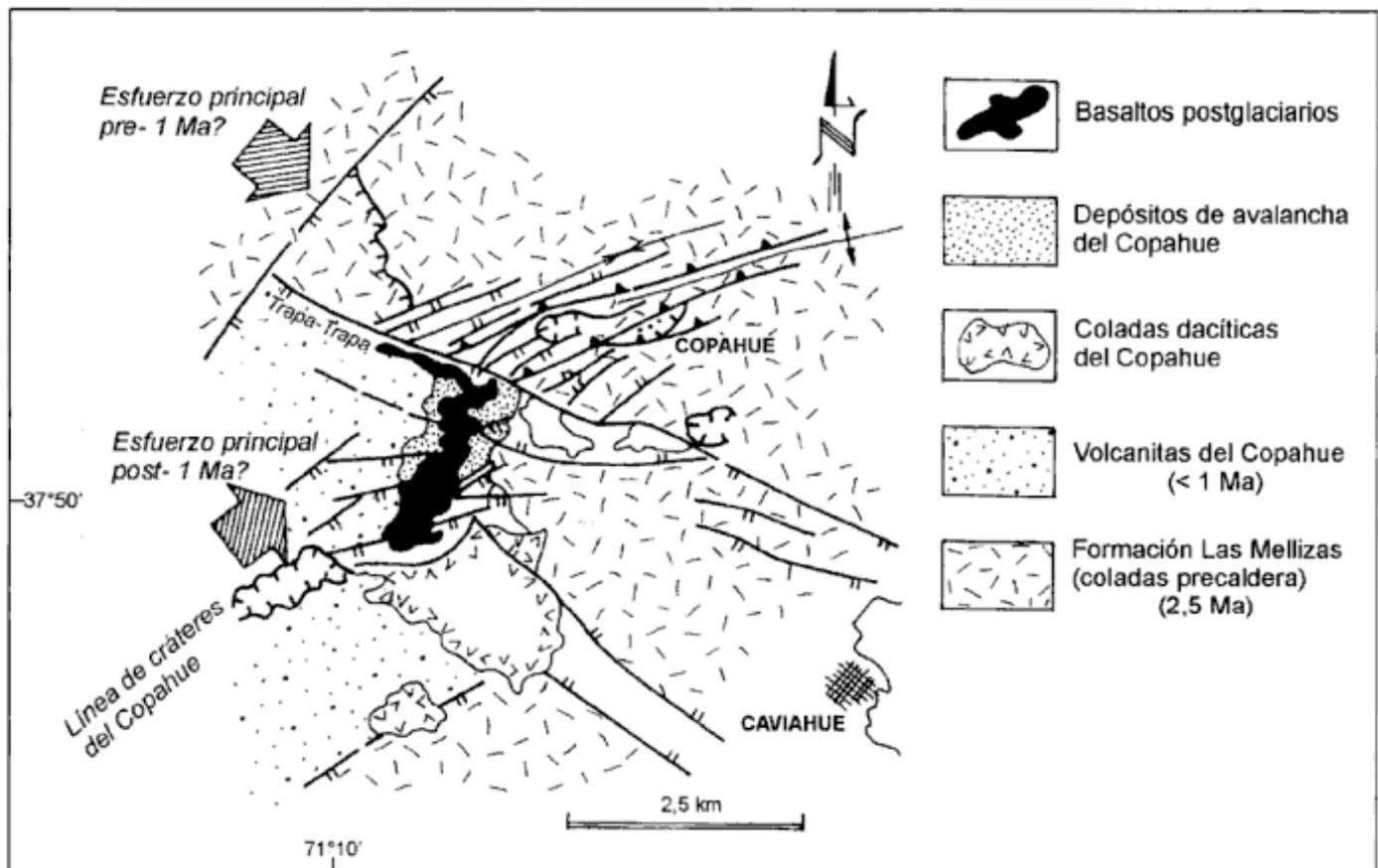
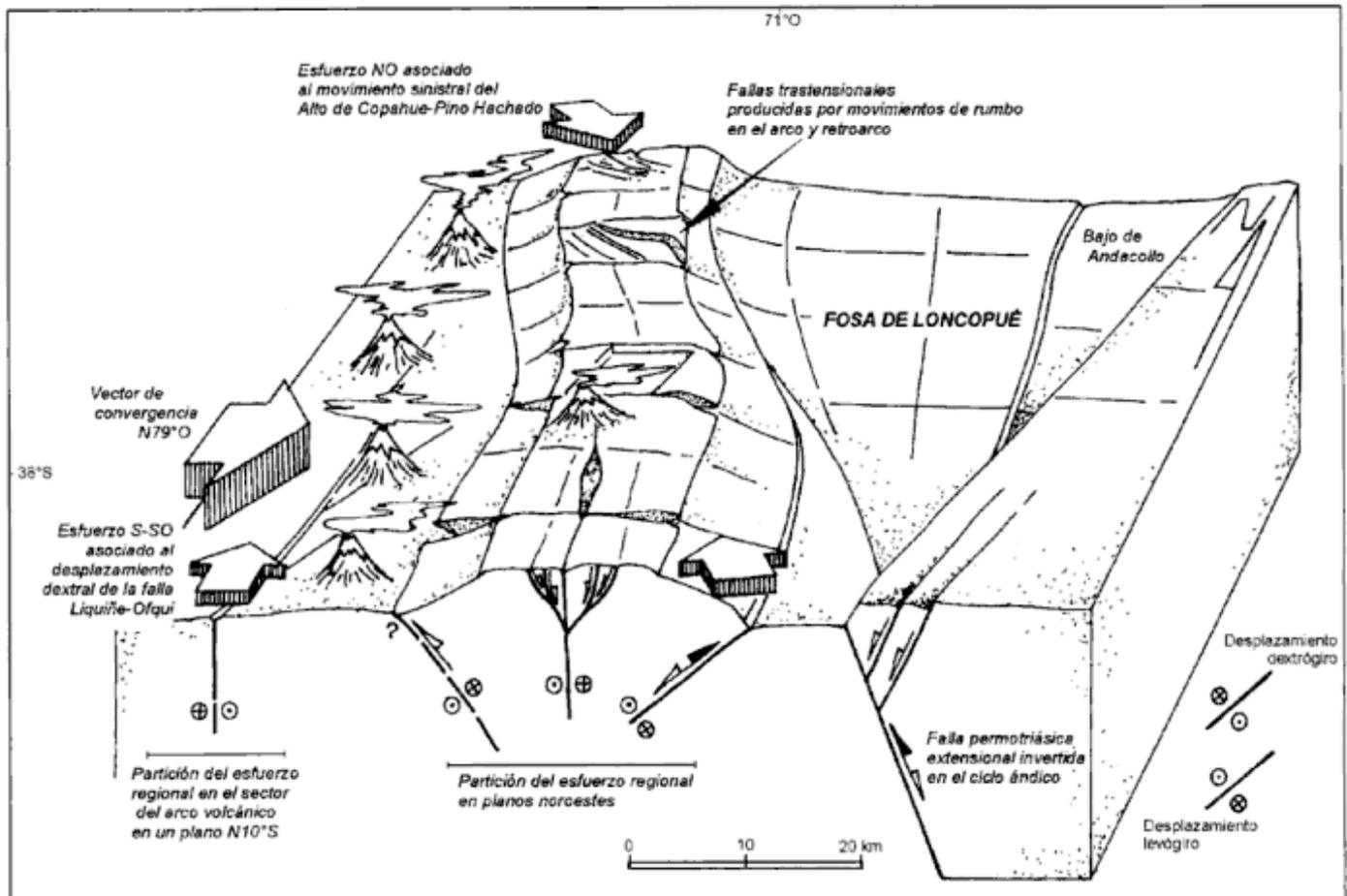


Figura 13: Esquema de la faja plegada cuaternaria, entre el cerro Chancho-Co y la localidad de Copahue y el juego extensional que la limita hacia el sur.



**Figura 14:** Esquema en donde se representa al alto precordillerano de Copahue-Pino Hachado y las hipótesis de dominios tensionales para el arco volcánico y retroarco a estas latitudes.

probable edad cuaternaria.

Es probable que la disposición noroeste del Alto de Copahue-Pino Hachado se deba a una anisotropía previa del basamento. Este elemento positivo tiene una orientación similar a las cuencas tafrogénicas oligo-miocenas estudiadas más al norte por Vergara *et al.* (1997c).

## Conclusiones

En la zona del Copahue puede constatar un pulso de deformación progresiva de edad cuaternaria temprana. En el Plioceno tardío-Pleistoceno temprano, probablemente debido a la rotación antihoraria de bloques discretos, se formaron una serie de cuencas transtensionales cuadrangulares. Para el alto de Copahue-Pino Hachado, la partición de los esfuerzos debería ser en líneas noroeste según un movimiento sinistral, para generar un esfuerzo principal máximo noroeste-sudeste que genere secuencias plegadas de rumbo nordeste (Fig. 13). El lineamiento

del Bío Bío constituiría uno de los límites de este bloque (Suárez y De la Cruz 1998) (Figs. 6 y 14).

Otra hipótesis es que la orientación de la estructura compresiva esté relacionada a inflexiones menores en la zona de transcurrencia de Callaqui-Copahue-Mandolegue que presenta una orientación promedio N60°E y en la caldera del Agrio rota a N50°E generando compresión local (Figs. 15 y 16).

Las reactivaciones sucesivas de esta estructura habrían continuado deformando a los materiales productos de las últimas efusiones volcánicas fuera de la faja transpresiva, e inclusive cabalgando el basamento de la cuenca del Agrio sobre depósitos aluviales en la localidad de Copahue.

El frente orogénico de la región se ubica a 300 km de la trinchera oceánica, alrededor de los 70° 40' de longitud y está caracterizado por el plegamiento de los depósitos aluviales de posible edad cuaternaria. Esta situación favorece la hipótesis de un esfuerzo principal máximo horizontal coetáneo con las efusiones del arco volcánico.

El volcanismo monogénico de retroarco de la depresión de Loncopué podría estar relacionado con extensión pura a nivel cortical.

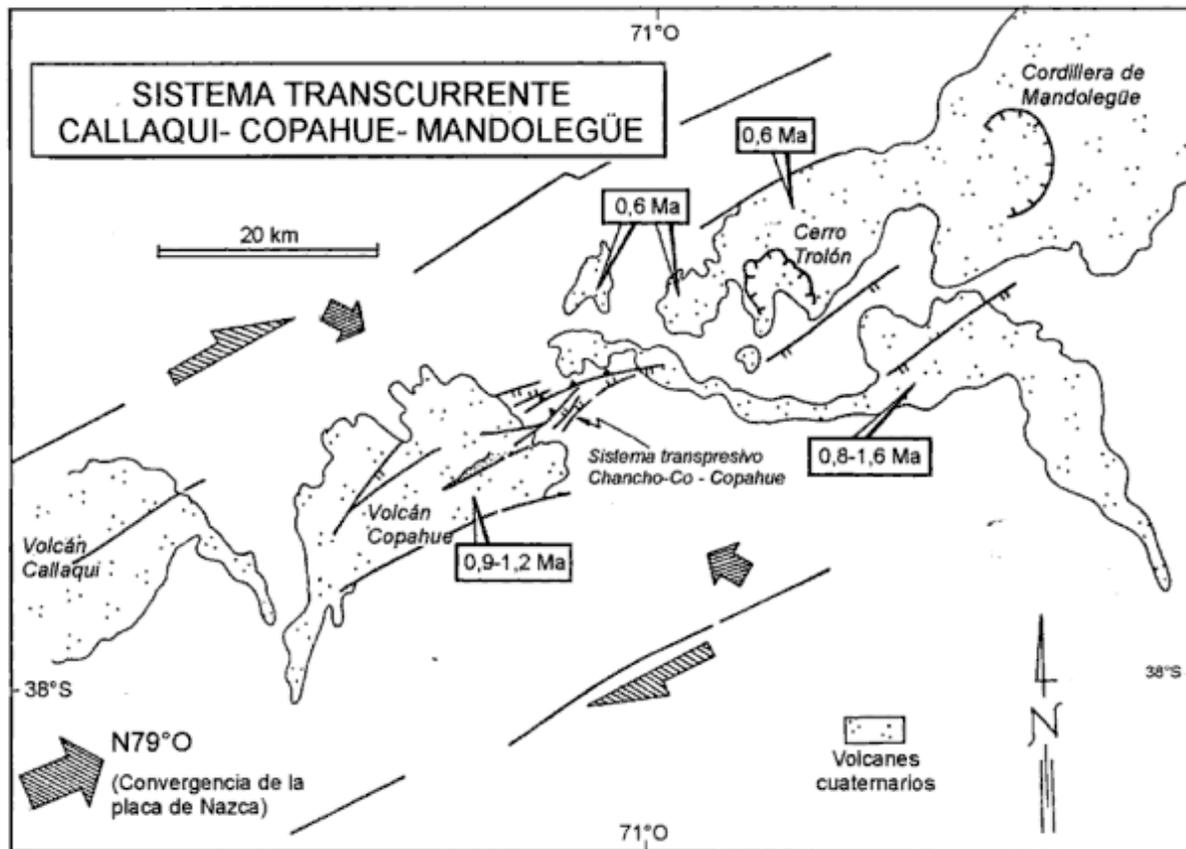


Figura 15: Esquema en donde se representa la hipótesis del sistema transcurrente Copahue-Callaqui-Mandolegüe.

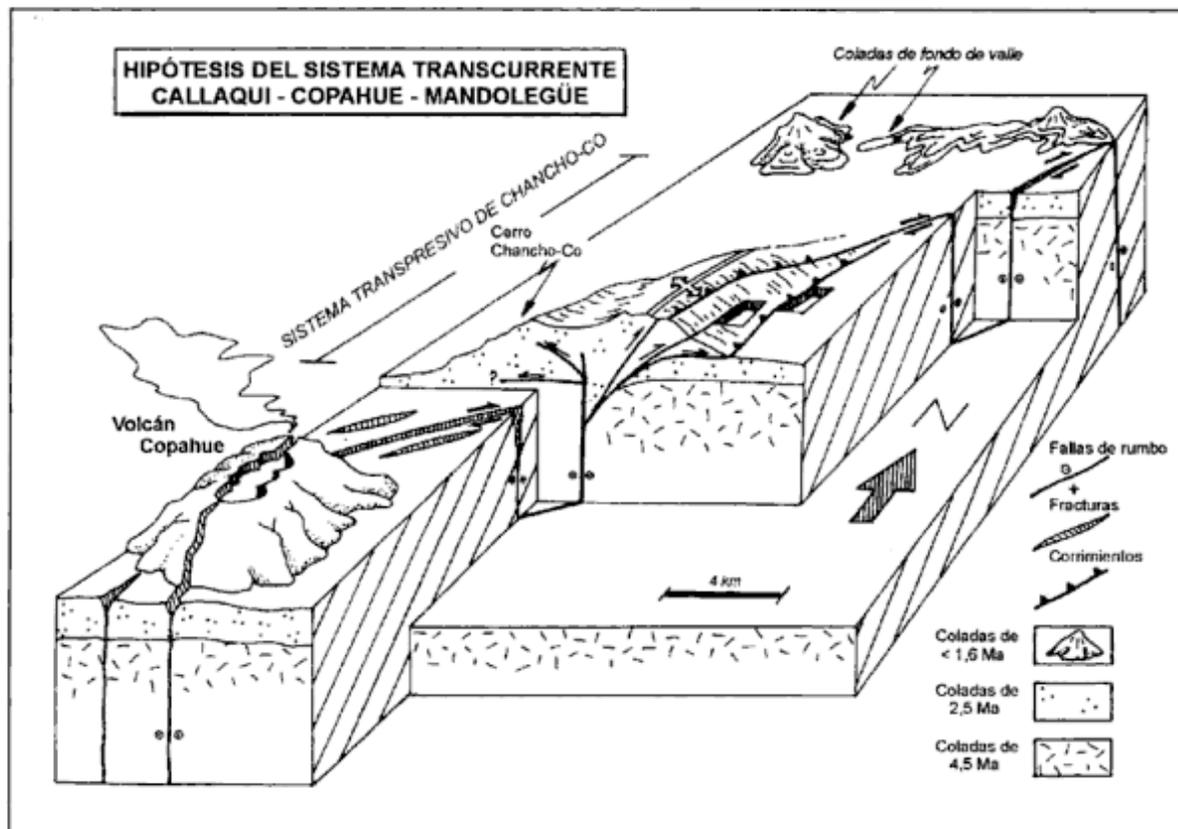


Figura 16: Block-diagrama de la figura 15.

## Agradecimientos

Se agradece la logística suministrada en los trabajos de campo por parte de la Secretaría de Minería del Neuquén. Los trabajos de gabinete posteriores fueron realizados mediante el soporte de los subsidios UBACYT TW 87 y PIP 4162: Tectónica andina en el segmento de subducción normal (33-38S).

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Burns, W.M. y Jordan, T., 1999. Extension in the Southern Andes as evidenced by an oligo-miocene age intraarc basin. *Actas Fourth ISAG*: 115-118. Goettingen.
- Cembrano, J. y Lavenu, A., 1997. Coeval Transpressional and Transtensional magmatic arc tectonics in the Southern Andes. *Actas 8º Congreso Geológico Chileno*, 3: 1613-1616. Antofagasta.
- De la Cruz, R. y Suarez, M., 1997. El Jurásico de la Cuenca Neuquina en Lonquimay, Chile: Formación Nacientes del Bío Bío (38°-39°). *Revista Geológica de Chile*, 24 (1): 3-24.
- Dellapé, D. y Pando, G., 1975. Relevamiento geológico de la acuenca geotérmica de Copahue. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Informe*, 524 (Inédito). Buenos Aires.
- Delpino, D. y Bermúdez, A., 1993. La actividad del volcán Copahue durante 1992. Erupción con emisión de azufre piroclástico. Provincia de Neuquén. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino*, 4: 292-301. Mendoza.
- Dewey, J.F. y Lamb, S.H., 1992. Active tectonics of the Andes. *Tectonophysics*, 205: 79-95.
- García A.R., Beck, M.E., Burmester, R.F., Munizaga, F., Herve, F., 1988. Paleomagnetic Reconnaissance of the Region de los lagos, Southern Chile, and its Tectonic Implications. *Revista Geológica de Chile*, 15 (1): 13-30. Santiago.
- González, O. y Vergara, M., 1962. Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38°S. Universidad de Chile, Instituto de Geología, Publicaciones 24, 119 p. Santiago.
- González Ferrán, O., 1994. Volcanes de Chile, Instituto Geográfico Militar: 1-640. Santiago.
- Hervé M., 1976. Estudio geológico de la falla de Liquiñe-Reloncaví en el área de Liquiñe. Antecedentes de un movimiento transcurrente. *Actas 1º Congreso Geológico Chileno*, 1: 1339-1356. Santiago.
- Lavenu, A., Cembrano, J., Arancibia, G., Deruelle, B., Lopez Escobar, L. y Moreno, H., 1997. Neotectónica transpresiva dextral y volcanismo, falla Liquiñe-Ofqui, sur de Chile. *Actas 8º Congreso Geológico Chileno*, 1: 129-133. Concepción.
- Linares, E., Osters, H.A. y Mas, L., 1999. Cronología Potasio-Argón del complejo efusivo Copahue - Caviahue, Provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54(3): 240-247. Buenos Aires.
- López Escobar, L., Cembrano, J. y Moreno, H., 1995. Geochemistry and Tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary. *Volcanism (37°-46°S)*. *Revista Geológica de Chile*, 22(2): 219-234. Santiago.
- Moreno Roa, H. y Lahsen Azar, A., 1986. El volcán Callaqui: ejemplo de volcanismo fisural en los Andes del Sur. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42 (1-2): 1-8. Buenos Aires.
- Niemeyer, H. y Muñoz, J., 1983. Geología de la hoja 57 Laguna de La Laja, Región de Bío Bío. Servicio Nacional de Geología y Minería. Santiago de Chile. Mapa 1:250.000.
- Paterson, S.R. y Miller, R.B., 1998. Magma emplacement during arc perpendicular shortening: An example from the Cascades crystalline core. *Tectonics*, 1 (4): 571-586. Washington.
- Pesce, A., 1989. Evolución volcánico-tectónica del complejo efusivo Copahue-Caviahue y su modelo geotérmico preliminar. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44 (1-4): 307-327. Buenos Aires.
- Prian, J.P., Campos, A., de Gramont, X., Duhart, P., Urien, P., 1994. VII. Nuevos Antecedentes sobre la falla de Liquiñe Ofqui en la parte norte de la décima región. *Actas 7º Congreso Geológico Chileno*, 1: 144-148. Concepción.
- Ramos, V.A., 1998. Estructura del sector occidental de la faja plegada y corrida del Agrío, Cuenca Neuquina. *Actas 10º Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económica*, 2: 105-110. Buenos Aires.
- Ramos, V.A. y Folguera, A., 1999. Estructura extensional cenozoica en la Cordillera Neuquina. *Actas 4º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, 2: 661-664. Mar del Plata.
- Stern, C., 1989. Pliocene to present migration of the volcanic front, Andean Southern Volcanic Front. *Revista Geológica de Chile*, 16 (2): 145-162. Santiago.
- Suárez, M. y De La Cruz, R., 1998. Hoja Curacautín (38°-39°). Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile. 105 p. Mapa escala 1:250.000.
- Suárez, M. y Emparán, C., 1995. The stratigraphy, geochronology and paleogeography of a Miocene fresh-water interarc basin, southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 8 (1): 17-31.
- Suter, M., Quintero-Legorreta, O. y López-Martínez, M., 1995. The Acambay graben: Active intraarc extension in the trans Mexican volcanic belt, Mexico. *Tectonics*, 14 (5): 1245-1262. Washington.
- Tickoff, B. y de Saint Blanquat, M., 1997. Transpressional shearing and strike-slip partitioning in the Late Cretaceous Sierra Nevada magmatic arc, California. *Tectonics*, 16: 442-459. Washington.
- Vergara, M., Moraga, J. y Zentilli, M., 1997 (a). Evolución tectónica de la cuenca terciaria entre Parral y Chillán: Análisis por trazas de fisión en apatitas. *Actas 8º Congreso Geológico Chileno*, 2: 1574-1578. Antofagasta.
- Vergara, M., López Escobar, L. y Hickey-Vargas, R., 1997 (b). Geoquímica de las rocas volcánicas miocenas de la cuenca intermontana de Parral-Ñuble. *Actas 8º Congreso Geológico Chileno*, 2: 1570-1573. Antofagasta.
- Vergara, M., Puga, E., Morata, D., Beccar, L., Díaz de Federico, A. y Fonseca, E., 1997 (c). Mineral Chemistry of the Oligocene-Miocene volcanism from Linares to Parral, Andean Precordillera. *Actas 8º Congreso Geológico Chileno*, 2: 1579-1583. Antofagasta.
- Zöllner, W. y Amos, A., 1973. Hoja Chos Malal, 32b, Carta Geológica de la República Argentina. Secretaría de Minería, Boletín, 143: 1-91. Buenos Aires.

Recibido: 8 de junio, 1999

Aceptado: 4 de julio, 2000

# Los diques alcalinos y subalcalinos del flanco occidental de la sierra de Fiambalá, Catamarca

Orquídea MORELLO<sup>1</sup> y Nora RUBINSTEIN<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Comisión Nacional de Energía Atómica, Av. del Libertador 8250, 1428 Buenos Aires.  
E-mail: morello@cnea.gov.ar

<sup>2</sup> Universidad de Buenos Aires, Departamento de Ciencias Geológicas, Pabellón 2, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires. E-mail: nora@gl.fcen.uba.ar

**ABSTRACT.** Alkaline and sub-alkaline dykes from the western part of Sierra de Fiambalá, Catamarca, Argentina. Volcanic rocks including sub-alkaline andesitic and rhyolitic dykes and alkaline basaltic dykes and sills crop out in the western part of the Sierra de Fiambalá, province of Catamarca, Argentina. Sub-alkaline rocks are peraluminous, high K and enriched in Rb and Th, less so in Nb and Ta and slightly enriched in light rare earths. They are geochemically similar to Los Ratonés granite and probably genetically related to it. The alkaline rocks have geochemical characteristics typical of continental rift magmatism. They derived from different sources with a low degree of melting, and probably are contaminated with amphibolite facies rocks. These rocks are post-Carboniferous in age and have petrological characteristics very similar to those of the volcanic rocks produced by Late Permian-Jurassic intraplate magmatism along the western border of the continent.

**Key words:** Alkaline and sub-alkaline dykes, Fiambalá, Sierras Pampeanas

**Palabras clave:** Diques alcalinos y subalcalinos, Fiambalá, Sierras Pampeanas

## Introducción

La sierra de Fiambalá se ubica en el suroeste de la provincia de Catamarca, Argentina (Fig. 1), en el ámbito de la provincia geológica de Sierras Pampeanas Occidentales. Está constituida por un basamento cristalino precámbrico de origen sedimentario compuesto por esquistos, gneises (hasta facies granulita), rocas calcosilicáticas y migmatitas (Penck 1920, en González Bonorino 1972; González Bonorino 1972; Villar *et al.* 1978). La secuencia está intruida por granitos precinemáticos cámbricos, Ortogneis La Puntilla (Penck 1920, en González Bonorino 1972; González Bonorino 1972). Posteriormente un ciclo de deformación cámbrico tardío-ordovícico temprano produjo metamorfismo y magmatismo (Page *et al.* 1992). En el Ordovícico temprano, durante el pico de metamorfismo regional, se emplazó el Gabro de Fiambalá (Page *et al.* 1992). Toda la secuencia está intruida por granitos epizonales de edad carbonífera (Arrospide 1985) post-sincinemáticos (Grissom *et al.* 1991; Page *et al.* 1992), los que a su vez están intruidos por diques de volcanitas de diferente composición (Arrospide 1985). Diques de lamprófiros también son mencionados en el área (González Bonorino 1972).

El objetivo del presente trabajo es la caracterización petrológica de los diques de volcanitas aflorantes en el sector centro occidental de la sierra de

Fiambalá, para lo cual se emplearon técnicas analíticas de microscopía óptica convencional, difracción de rayos X, análisis químicos por absorción atómica e inducción por plasma.

## Geología del área

El área de estudio se ubica entre las quebradas Oreja de Ratón y Los Árboles, en el faldeo occidental de la Sierra de Fiambalá, aproximadamente entre los 67°31'-67°34' long. O y 27°40'-27°44' lat. S (Fig. 1).

El basamento metamórfico está compuesto por una secuencia que, de oeste a este, comprende esquistos cuarzosos y cuarzo-micáceos (a veces portadores de grafito) seguidos por gneises con escasas intercalaciones de cuerpos de anfibolitas. Es frecuente la presencia de fajas de gneises y esquistos miloníticos de pocos centímetros a varios metros de potencia que, de acuerdo a los indicadores cinemáticos, son el resultado de un movimiento de falla inversa desde el este hacia el oeste (Neugebauer y Miller 1993). En las proximidades del contacto noroccidental con el Granito Los Ratonés se desarrollan brechas cataclásticas sobrepuestas a las fajas miloníticas.

Concordante con la caja metamórfica aflora un leucogranito milonítico de dos micas, con microclino, granate y topacio, denominado Granito Las Pircas (Morello *et al.* 1996), previamente reconocido por

González Bonorino (1972). Un gran cuerpo granítico epizonal denominado por González Bonorino como Granito Los Ratonos (1972), de edad mínima 335 Ma (Grissom 1991), intruye en forma discordante al basamento, desarrollando una extensa aureola metamórfica (Morello *et al.* 1996). Está compuesto por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y anfíbol, reconociéndose una facies porfírica, más antigua, y otra -de mayor distribución areal- de textura granosa gruesa a fina (Arrospide 1985; Morello *et al.* 1996). Asociados al granito se encuentran cuerpos aplíticos de escaso desarrollo.

Diques de composición andesítica intruyen a la caja metamórfica en tanto que otros, de composición riolítica, intruyen a la facies porfírica de granito, a las andesitas y a la metamorfita. Por último, afloran abundantes diques y filones basálticos que atraviesan a ambas facies del granito y al basamento.

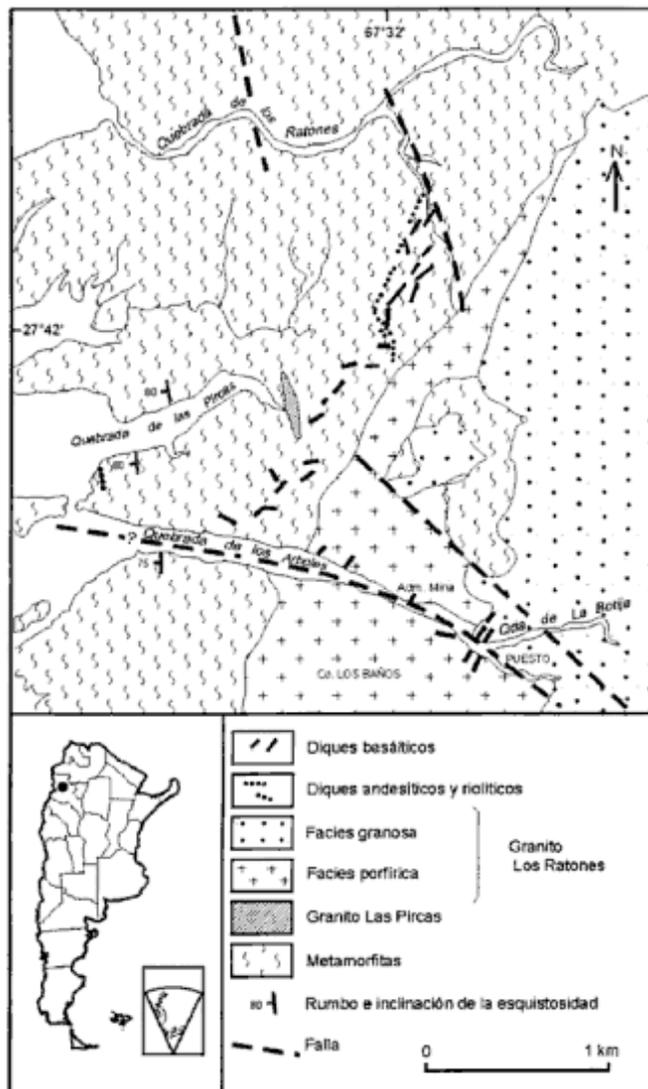


Figura 1: Geología del área (modificado de Arrospide 1985).

## Diques de volcánitas

Las rocas volcánicas aflorantes en el área comprenden diques y filones riolíticos, andesíticos y basálticos. Los cuerpos de riolitas y andesitas alcanzan hasta 5 m de potencia y presentan intenso diaclasamiento paralelo y transversal a los bordes. Tienen rumbos dominantes N-S y N 30°E y son subverticales.

Las riolitas (179r) son porfíricas con pasta de textura felsítica a microgranosa, gráfica y ocasionalmente esferulítica. Están compuestas principalmente por cuarzo y feldespato alcalino con plagioclasa subordinada y escaso anfíbol, y a veces incluyen algún fragmento lítico de granito; tienen moderada alteración arcillosa y sericitica, incipiente silicificación y ocasional presencia de fluorita; muestran además escasa carbonatación posterior. Las andesitas (179a) tienen textura porfírica con pasta intersertal y están compuestas principalmente por plagioclasa acompañada de anfíbol y cuarzo muy subordinado de distribución intersticial; tienen además abundantes granulos de minerales opacos. Presentan moderada a intensa propilitización con una asociación de clorita (arcilla)-carbonato y moderada sericitización.

Los diques basálticos tienen potencias desde algunos centímetros hasta 4 m, con rumbos N40°E y 90° e inclinación 70°N, en ocasiones disturbados por el fracturamiento. Frecuentemente presentan inclusiones de cristales de feldespato provenientes del granito, que se disponen en el centro de los cuerpos siguiendo el rumbo de los mismos. Petrográficamente se reconocen dos tipos. Uno comprende rocas de textura porfírica y pasta intersertal compuestas principalmente por plagioclasa y anfíbol, con escasos xenolitos de anfibolita (27 y 33). Muestran alteración propilitica moderada, con una asociación de tremolita-clorita-epidoto-titanita-calcita-cuarzo-(albita) que genera orlas de pocos milímetros en el contacto con el granito. El otro tipo (35, 43, 184 y 56) incluye rocas de textura granosa a porfírica constituidas principalmente por augita titanífera, forsterita, plagioclasa y kaersutita, con Fe-espinelo, ilmenita y magnetita, escasa biotita, y analcima y carbonatos con distribución intersticial. Tienen escasos xenolitos compuestos principalmente por olivina-piroxeno-(plagioclasa) en diferentes proporciones, los que a veces muestran evidencias de deformación. Algunos fenocristales de plagioclasa presentan orlas de criba y bordes redondeados, en tanto que los fenocristales de kaersutita, que llegan a constituir megacristales de hasta 20 cm, suelen presentar orlas de pequeños granulos de opacos en el borde o próximo al mismo.

## Geoquímica

De acuerdo a la composición química de las rocas analizadas (Tabla 1) y siguiendo la clasificación de

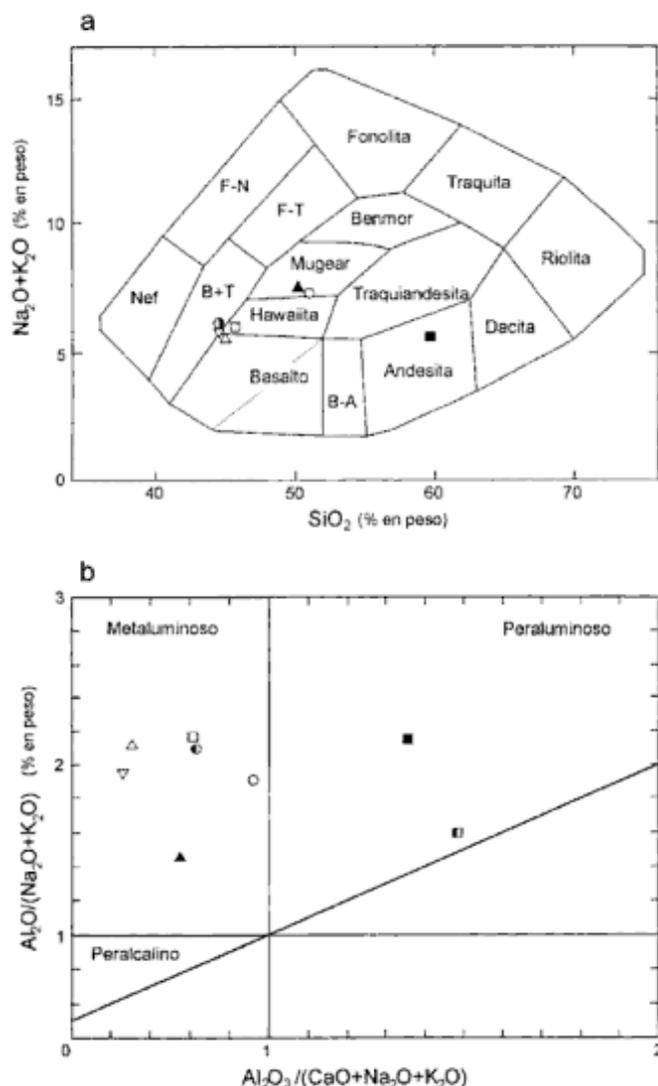
**Tabla 1:** Análisis de roca total de los diques de volcanitas de la sierra de Fiambalá.

|                                | 35    | 43     | 184    | 56    | 33    | 27     | 179-a | 179-r |
|--------------------------------|-------|--------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 44,48 | 44,58  | 45,03  | 45,73 | 50,2  | 51,02  | 59,67 | 76,24 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 17,95 | 15,9   | 16,43  | 18,98 | 16,15 | 19,52  | 16,73 | 13,51 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4,02  | 3,74   | 2,1    | 3,76  | 3,01  | 2,07   | 2,62  | 0,74  |
| FeO                            | 6,2   | 6,28   | 7,23   | 6,61  | 7,71  | 7,19   | 3,69  | 0,59  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,53  | 0,63   | 0,76   | 0,42  | 0,61  | 0,53   | 0,23  | 0,02  |
| TiO <sub>2</sub>               | 2,55  | 2,56   | 2,48   | 2,35  | 2,3   | 2      | 1,14  | 0,1   |
| CaO                            | 7,28  | 9,3    | 9,51   | 8,05  | 5,32  | 5,52   | 2,52  | 0,39  |
| MgO                            | 6,46  | 6,05   | 6,47   | 5,55  | 4,15  | 3,73   | 2,9   | 0,07  |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,63  | 3,37   | 3,1    | 4,04  | 5,53  | 4,25   | 2,97  | 2,49  |
| K <sub>2</sub> O               | 2,41  | 2,41   | 2,47   | 1,93  | 1,93  | 3,01   | 2,65  | 3,98  |
| MnO                            | 0,11  | 0,14   | 0,14   | 0,17  | 0,14  | 0,18   | 0,06  | 0,02  |
| CO <sub>2</sub>                | 0,85  | 1,3    | 1,19   | 0,1   | 0,2   | 0,1    | 1,58  | 0,45  |
| PPC <sub>2</sub>               | 3,43  | 4,67   | 4,06   | 2,41  | 2,54  | 0,94   | 2,99  | 1,19  |
| Total                          | 99,9  | 100,93 | 100,97 | 100,1 | 99,79 | 100,05 | 99,75 | 99,79 |
| V                              | 212   | 195    | 186    | 196   | 151   | 133    | 123   | 14    |
| Cr                             | 181   | 169    | 311    | 93    | 20    | 17     | 27    | 13    |
| Co                             | 51    | 44     | 38     | 37    | 38    | 25     | 35    | 63    |
| Ni                             | 183   | 142    | 150    | 111   | 86    | 70     | 100   | <10   |
| Cu                             | 52    | 45     | 51     | 44    | <10   | <10    | 12    | <10   |
| Zn                             | 122   | 78     | 125    | 82    | 177   | 74     | 174   | 45    |
| Ga                             | 22    | 19     | 19     | 20    | 26    | 19     | 32    | 31    |
| Ge                             | 2,3   | 1,6    | 1,6    | 0,8   | 2,6   | 1,1    | 3,3   | 2,3   |
| As                             | <5    | <5     | <5     | <5    | <5    | <5     | <5    | <5    |
| Rb                             | 226   | 64     | 56     | 76    | 130   | 323    | 257   | 353   |
| Sr                             | 611   | 557    | 523    | 549   | 253   | 322    | 117   | 31,2  |
| Y                              | 26    | 26     | 30     | 21    | 46    | 42     | 74    | 120   |
| Zr                             | 239   | 208    | 236    | 163   | 376   | 317    | 167   | 190   |
| Nb                             | 37    | 66     | 73     | 27    | 58    | 50     | 54    | 91    |
| Mo                             | 3,2   | 3,2    | 4,2    | 1,7   | 3     | 0,3    | 1,4   | 1,5   |
| Ag                             | <0,5  | <0,5   | 0,5    | <0,5  | <0,5  | <0,5   | <0,5  | <0,5  |
| In                             | <0,1  | <0,1   | <0,1   | <0,1  | 0,5   | <0,1   | 0,2   | <0,1  |
| Sn                             | 2,2   | 2,9    | 1,5    | 1,5   | 34    | 9,5    | 24    | 5,6   |
| Sb                             | 0,14  | 0,15   | 0,26   | 0,07  | 0,24  | 0,12   | 0,25  | 0,22  |
| Cs                             | 210   | 95     | 30     | 31    | 15    | 25     | 2,6   | 1,5   |
| Ba                             | 367   | 990    | 643    | 317   | 184   | 468    | 169   | 57    |
| La                             | 35,5  | 43,8   | 46,9   | 24,6  | 52,4  | 58,3   | 31,5  | 33    |
| Ce                             | 67,1  | 78,1   | 85,7   | 47    | 105   | 110    | 70,7  | 87,8  |
| Pr                             | 6,979 | 7,847  | 9,25   | 5,407 | 11,3  | 11,53  | 7,857 | 11,28 |
| Nd                             | 34    | 36,3   | 41,2   | 26,4  | 51,5  | 55,9   | 38,8  | 51,6  |
| Sm                             | 7,21  | 7,38   | 7,5    | 5,71  | 10,2  | 10,7   | 10,5  | 16    |
| Eu                             | 2,142 | 2,154  | 2,307  | 1,731 | 1,88  | 2,233  | 0,867 | 0,13  |
| Gd                             | 6,1   | 6,02   | 7,48   | 5,32  | 8,79  | 8,99   | 9,5   | 17,7  |
| Tb                             | 0,92  | 0,81   | 0,92   | 0,8   | 1,2   | 1,3    | 1,79  | 3,64  |
| Dy                             | 5,42  | 5,08   | 5,27   | 4,38  | 7,85  | 8,03   | 12,4  | 21,5  |
| Ho                             | 0,94  | 0,91   | 1,06   | 0,74  | 1,57  | 1,45   | 2,52  | 4,42  |
| Er                             | 2,42  | 2,41   | 3,01   | 2,16  | 4,62  | 4      | 6,98  | 13,6  |
| Tm                             | 0,306 | 0,319  | 0,361  | 0,278 | 0,701 | 0,594  | 1,099 | 2,016 |
| Yb                             | 2,06  | 2,27   | 2,1    | 1,64  | 4,65  | 3,75   | 7,24  | 11,4  |
| Lu                             | 0,294 | 0,328  | 0,37   | 0,224 | 0,752 | 0,564  | 1,006 | 1,704 |
| Hf                             | 5,2   | 4,6    | 5,3    | 3,8   | 9     | 7,5    | 6,5   | 10    |
| Ta                             | 2,04  | 3,52   | 3,69   | 1,53  | 3,19  | 2,88   | 3,47  | 5,95  |
| W                              | 48    | 73     | 42     | 46    | 255   | 65     | 92    | 354   |
| Tl                             | 3,48  | 0,56   | 0,68   | 0,61  | 2,36  | 2,29   | 1,86  | 3,34  |
| Pb                             | 9     | <5     | 12     | 8     | 12    | <5     | 27    | 19    |
| Bi                             | <0,05 | <0,05  | <0,05  | <0,05 | 0,29  | <0,05  | 0,33  | <0,05 |
| Th                             | 2,74  | 5,58   | 6,34   | 2,36  | 12,5  | 10     | 33,3  | 66,4  |
| U                              | 2,2   | 1,75   | 3,1    | 0,81  | 3,42  | 3,17   | 8,69  | 12,9  |

Cox *et al.* 1979 (Fig. 2a) la muestra 179a corresponde a una andesita y las 33 y 27 a mugearitas. Las muestras 35, 43, 184 y 56 se ubican en la intersección entre los campos de las hawaiitas, los basaltos y las basanitas-tefritas. La muestra 179r, que cae fuera del diagrama, corresponde según la clasificación de Le Maitre (1989) a una riolita.

Las muestras 179a y r entran en el campo subalcalino, en tanto que las restantes lo hacen en el alcalino (Irvine y Baragar 1971) y son nefelina normativas. Las rocas subalcalinas son peraluminosas en tanto que las alcalinas son metaluminosas (Maniar y Piccoli 1989, Fig. 2b). La muestra 179a corresponde a la serie de alto K (Peccerillo y Taylor 1976, en Wilson 1989). Las rocas alcalinas se ubican de forma errática entre la serie sódica y la potásica (Middlemost 1975, en Wilson 1989) con relaciones  $m\text{Na}_2\text{O}/m\text{K}_2\text{O}$  que oscilan entre 1,92 y 4,45.

La figura 3a ilustra el diseño de elementos trazas



**Figura 2:** a, Clasificación de rocas volcánicas (Cox *et al.* 1979). b, Diagrama representando los índices de Shand (Maniar y Picoli 1989).

de las rocas alcalinas, que es comparable con el de rocas de rift continental (Price *et al.* 1985). En el diagrama puede observarse la diferencia entre ambos grupos; las mugearitas están caracterizadas por valores anormalmente altos de Rb, fuertes anomalías negativas de Sr, moderadas anomalías negativas de Ti y valores más elevados de elementos compatibles, en tanto que el otro grupo no evidencia anomalías positivas de Rb (salvo en el caso de la muestra 35), tiene leves a moderadas anomalías negativas de Th y de Sr y anomalías positivas de Ti. Dichas diferencias estarían indicando que no hay una evolución controlada por fraccionamiento sino que provienen de diferentes fuentes. Por otra parte, la variabilidad de las relaciones Nb/Zr, Rb/Zr, Ce/Zr y La/Zr, tanto en miembros de similar como de diferente grado de diferenciación, podría estar sugiriendo cierto grado de contaminación cortical. Los elevados valores de Rb de algunas muestras (27 y 33) confirmarían esta hipótesis, sugiriendo la participación de rocas de facies anfibolita de la corteza superior (Wilson 1989).

El diagrama de tierras raras (Fig. 3b) evidencia enriquecimiento en las tierras raras livianas que, junto con la abundancia de los elementos incompatibles como el Na, el K y las trazas, indican un bajo grado de fusión. Permite además diferenciar ambos grupos de rocas respecto al contenido de elementos compatibles, en los que las mugearitas presentan valores más altos. La elevada relación contra condrito de las tierras raras pesadas indica que no hubo granate como fase residual en ninguno de los dos grupos. Las mugearitas muestran anomalía negativa de Eu (Fig. 3b) que indica el fraccionamiento de plagioclasa, en tanto que en las hawaiitas la ausencia de dicha anomalía, unida a una anomalía negativa de Sr, sugiere el fraccionamiento, junto con la plagioclasa, de otra fase mineral que genere anomalía positiva de Eu (posiblemente anfibol), produciendo la compensación de ambas anomalías.

Las rocas subalcalinas (Fig. 3c y 3d) están caracterizadas por un enriquecimiento en Rb y Th, ausencia de anomalía negativa en Nb y Ta (con valores absolutos relativamente altos) y un ligero enriquecimiento en las tierras raras livianas (la riolita muestra un diseño de tierras raras prácticamente plano debido al alto grado de diferenciación). Estas características son similares a las que presentan los granitoides G3, grupo al que pertenece el granito Los Ratonés (Rapela *et al.* 1990; Rapela *et al.* 1992). El fraccionamiento de plagioclasa durante la cristalización se evidencia por las anomalías negativas de Eu (y Sr) en tanto que la elevada relación contra condrito de las tierras raras pesadas sugiere que no hubo granate como fase residual. El marcado empobrecimiento en Ti y en menor grado en Zr indica el fraccionamiento temprano de minerales accesorios como magnetita o titanomagnetita.

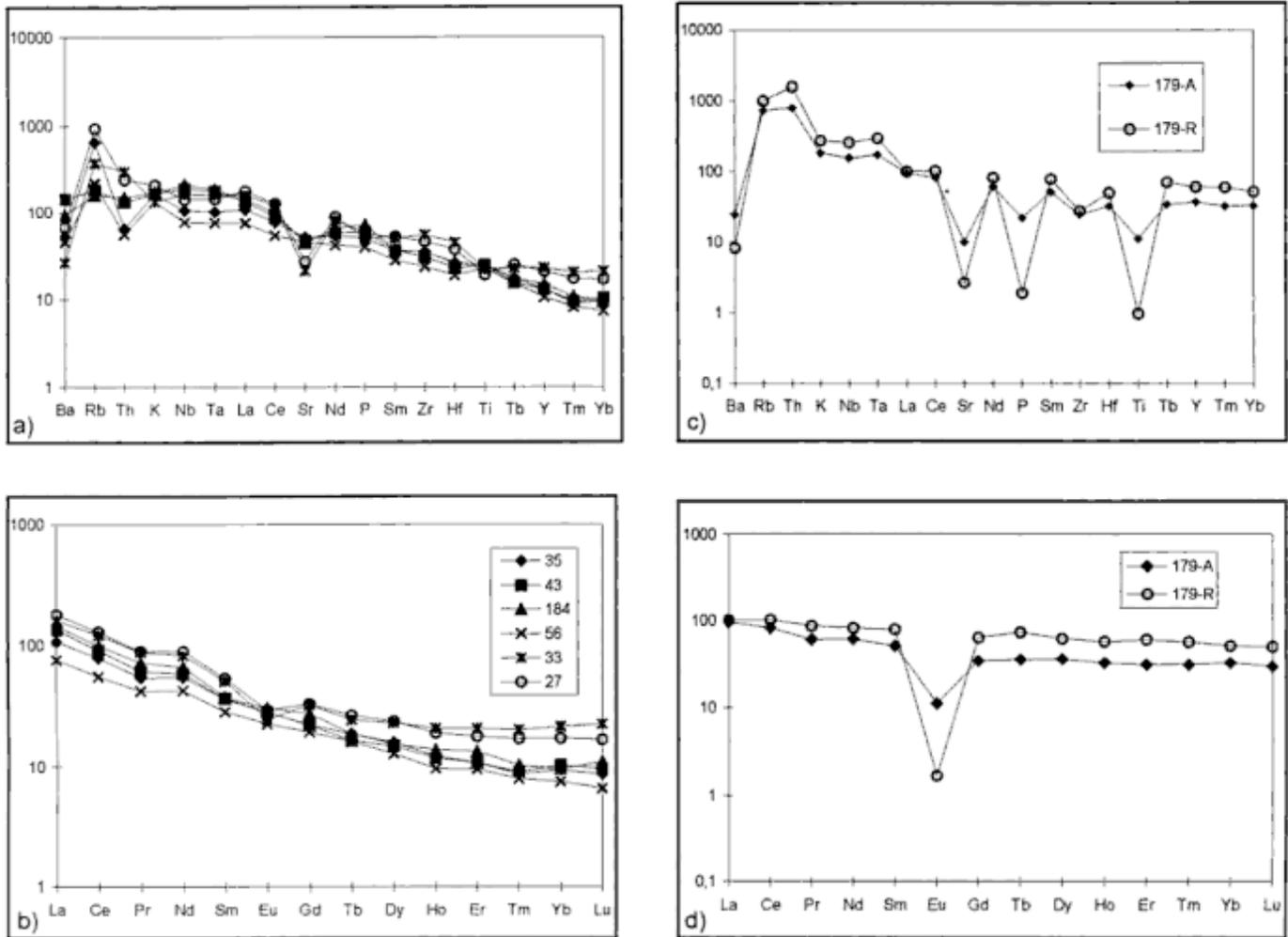


Figura 3: Diagramas de elementos traza normalizados utilizando los condritos de Thompson *et al.* (1984) para las mugearitas y las hawaiitas (a) y para la riolita y la andesita (c) y diagrama de tierras raras normalizado utilizando los condritos de Sun (1980) para las mugearitas y las hawaiitas (b) y para la riolita y la andesita (d).

**Consideraciones finales**

En el área estudiada aflora un conjunto de rocas volcánicas que comprende diques de composición andesítica y riolítica y diques y filones basálticos. Entre los basaltos se reconocen dos tipos petrográficos, uno compuesto por plagioclasa y anfíbol (mugearitas) y otro principalmente por augita titanífera, forsterita, plagioclasa y kaersutita (hawaiitas).

Los datos geoquímicos indican la existencia de dos series diferentes: la subalcalina, que abarca las andesitas y riolitas, y la alcalina que incluye las mugearitas y hawaiitas. Las rocas subalcalinas son peraluminosas, de alto K, y están caracterizadas por un enriquecimiento en Rb y Th, valores absolutos relativamente altos de Nb y Ta, y un ligero enriquecimiento en las tierras raras livianas. No tuvieron granate como fase residual, en tanto que durante su cristalización se produjo el fraccionamiento de plagioclasa y de minerales accesorios como magnetita o titanio-

magnetita. Sus características geoquímicas son comparables a las de los granitoides epizonales posttectónicos G3, grupo al que pertenece el Granito Los Ratones (Rapela *et al.* 1990; Rapela *et al.* 1992). Este tiene composición esencialmente granítica que grada hasta monzonita cuarzosa (Grissom *et al.* 1991) y cambios texturales que indican un ascenso del área durante su intrusión. De esta manera puede sugerirse que los diques de riolita y de andesita son el equivalente volcánico del magmatismo que dio origen al granito.

Las rocas alcalinas tienen un diseño de elementos trazas comparable al de rocas de rift continental, diferenciándose claramente dos grupos provenientes de distintas fuentes, según lo evidencia el patrón de tierras raras y el de elementos trazas. Por otra parte las variaciones en las relaciones de elementos incompatibles, tanto en miembros de similar como de diferente grado de diferenciación, sugieren contaminación cortical. Los elevados valores de Rb de algu-

nas muestras podrían indicar la participación de rocas de facies anfibolita de la corteza superior. El patrón de tierras raras indica un bajo grado de fusión, ausencia de granate como fase residual, fraccionamiento de plagioclasa en las mugearitas, y de plagioclasa y probablemente anfíbol en las hawaiitas.

Cuerpos basálticos con características petrológicas similares fueron descriptos por Villar (1975) en el faldeo oriental de la sierra de Fiambalá, quien les atribuyó edad paleozoica. La posición estratigráfica de estos cuerpos en el área de estudio indica una edad post-carbonífera. Las características petrológicas de estas rocas permiten atribuirles preliminarmente al magmatismo de intraplaca continental que originó los basaltos alcalinos de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión (Monetta *et al.* 1993; Page *et al.* 1997). Dicho ciclo magmático está vinculado a los procesos extensivos ocurridos entre el Pérmico tardío y el Jurásico que dieron lugar a la formación de cuencas intermontanas en el borde occidental del continente (Ramos y Kay 1991).

## Agradecimientos

Las autoras agradecen a Laura Kleiman (CNEA) y Sonia Quenardelle (Universidad de Buenos Aires) por la lectura crítica del texto; y a los árbitros por las sugerencias realizadas. Este trabajo fue llevado a cabo en el marco del convenio entre la Comisión Nacional de Energía Atómica y la Universidad de Buenos Aires para el estudio metalogenético de la manifestación nuclear Las Termas, Fiambalá, provincia de Catamarca.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Arrospide, A., 1985. Las manifestaciones de greisen de la Sierra de Fiambalá, Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40 (1-2): 97-113. Buenos Aires.
- Cox, K., Bell, J. y Pankhurst, R., 1979. *The interpretation of igneous rocks*. G. Allen & Unwin, 450 p. London.
- Gonzalez Bonorino, F., 1972. Descripción Geológica de la Hoja 13c, Fiambalá, provincia de Catamarca. Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín, 127, 73 p. Buenos Aires.
- Grissom, G., 1991. Empirical constraints on thermal processes in the deep crust of magmatic arcs: Sierra de Fiambalá, Northwestern Argentina. Ph.D., Stanford University, California, U.S.A 262 p. (Inédito).
- Grissom, G., DeBari, S., Page, R., Page, S., Villar, L., Coleman, R. y Ramírez, M. V. de, 1991. Geology of the Sierra de Fiambalá, northwestern Argentina: Implications for Paleozoic Andean tectonics. En: Harmon, R. y Rapela, C. (Eds.): *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*. Geological Society of America, Special Paper, 265.
- Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- Le Maitre, R.W. (ed.), 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell, 193 p. Oxford.
- Maniar, P.D. y Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America, Bulletin*, 101: 635-643.
- Monetta, A., Baraldo, J.A., Lanzilotta, M.I. y Cisneros, H., 1993. Los basaltos del borde oriental de la Cuenca de Ischigualasto y su posición estratigráfica. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 71-77.
- Morello, O., Rubinstein, N. y Burgos, J., 1996. Nuevos avances sobre la metalogénesis de la manifestación Las Termas, Fiambalá, Argentina. 3º Reunión de Mineralogía y Metalogénesis, 1: 153-156. La Plata.
- Neugebauer, H. y Miller, H., 1993. Las milonitas de la sierra de Fiambalá: sutura oriental del Sistema de Famatina (pcia. de Catamarca, Argentina). *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 3: 32-38.
- Page, S., Page, R. y Viruel de Ramírez, M., 1992. El basamento de la Sierra de Fiambalá, provincia de Catamarca. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 47 (4): 373-388. Buenos Aires.
- Page, S., Limarino, C. O. y Caselli, A., 1997. Basaltos alcalinos en el Triásico de la Cuenca Ischigualasto-Villa Unión, provincias de La Rioja y San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52 (2): 202-208. Buenos Aires.
- Price, R.C., Johnson, R.W., Gray, C.M. y Frey, F.A., 1985. Geochemistry of phonolites and trachytes from the summit region of Mt. Kenya. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89: 394-409.
- Ramos, V.A. y Kay, S.M., 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. En: Harmon, R.S. y Rapela, C.W. (Eds.): *Andean magmatism and its tectonic setting*. Geological Society of America, Special Paper, 265: 79-91. Boulder, Colorado.
- Rapela, C., Toselli, A., Heaman, L. y Saavedra, J., 1990. Granite plutonism of the Sierras Pampeanas: An inner cordilleran Paleozoic arc in the southern Andes. En: Kay, S.M. y Rapela, C.W. (Eds.): *Plutonism from Antarctica to Alaska*. Geological Society of America, Special Paper, 241: 77-90. Boulder, Colorado.
- Rapela, C. W., Coira, B., Toselli, A. y Saavedra, J., 1992. El magmatismo del Paleozoico Inferior en el Sudoeste de Gondwana. En: Gutiérrez Marco, J.G., Saavedra, J. y Rábano, I. (Eds.): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*: 22-67. Universidad de Extremadura.
- Sun, S.S., 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A297: 409-445.
- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L. y Parry, S.J., 1984. An assessment of the relative roles of a crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A310: 549-590.
- Villar, L., 1975. Los basaltos alcalinos de la Sierra de Fiambalá. *Actas 6º Congreso Geológico Argentino*, 2: 177-189.
- Villar, L., Godeas, M. y Segal, S., 1978. El basamento, facies anfibolita granolita y la faja ultrabásica de la sierra de Fiambalá, provincia de Catamarca. *Actas 7º Congreso Geológico Argentino*, 2: 521-536.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, 466 p. London-Boston-Sydney-Wellington.

Recibido: 29 de marzo, 1999

Aceptado: 4 de julio, 2000

# Geomorfología y ordenamiento territorial del sector costero comprendido entre la ciudad de Miramar y el arroyo Nutria Mansa, partido de General Alvarado

Rubén Alvaro LÓPEZ<sup>1,2</sup> y Silvia Cristina MARCOMINI<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires Ciudad Universitaria, Pab. 2, 1428 Buenos Aires. E-mail: scm@tango.gl.fcen.uba.ar*

<sup>2</sup>*Departamento de Costas y Medio Ambiente, Municipalidad de La Costa, Av. Costanera 8001, 7108 Mar del Tuyú*

**ABSTRACT.** *Geomorphology and land management of the coastal zone between Miramar and Nutria Mansa creek, Partido de General Alvarado.* Information needed for coastal zone management and planning is provided on the basis of research designed to understand better the components and interactions within coastal ecosystems and the interrelationship with the land use and the geological hazards. The present landscape was shaped principally by aeolian, fluvial and marine action, and the resultant landforms were mapped and described in relation to their evolution, both natural and anthropogenic. A morphological coastal model which considered the interrelation between marine and aeolian processes was developed to identify the coastal vulnerability to erosion. Set-back distances, based on historic recession rates, were estimated in order to suggest preventative action that would reduce or eliminate damage to the waterfront. The erosion zone that is estimated to be at risk during the following 100 years varies between 40 m (low erosional rates) and 180 m (high erosional rates). Mapping of land use and natural coastal hazards was undertaken to help plan and regulate use of the studied area in the future. A management framework for mitigating coastal hazards and a recommendation regarding land use are also proposed.

**Key words:** *Coastal management, Geomorphology, Land use, Coastal hazards*

**Palabras clave:** *Manejo costero, Geomorfología, Ordenamiento territorial, Riesgo costero*

## Introducción

Las localidades balnearias del sector costero bonaerense se han transformado en los centros turísticos de mayor afluencia del país; la ausencia de estrategias y planes de manejo costero dio lugar a que se produjeran importantes impactos al medio, que en la actualidad acotan el uso de los recursos y ponen en riesgo la infraestructura urbana. Por esto se hace indispensable analizar las variables físicas, biológicas y sociales en su conjunto para obtener posibilidades y limitaciones del uso de los recursos.

El sistema territorial es el conjunto de todos los elementos y procesos naturales y artificiales existentes en el territorio (Gómez Orea 1993), y se considera formado por el medio físico (territorio y recursos naturales), la población y sus actividades de producción (consumo y relación social), la configuración espacial e infraestructura de relación de los asentamientos urbanos y por el marco legal e institucional.

El objetivo del presente estudio consiste en realizar una interpretación geomorfológica del área com-

prendida entre la ciudad de Miramar y el arroyo Nutria Mansa, con una extensión de aproximadamente 50 km a lo largo de la costa, para obtener un diagnóstico preliminar y sugerir estrategias para el manejo y regulación de los recursos naturales. Asimismo se establecen pautas basadas en las características físicas del medio para una futura planificación y gestión territorial. El trabajo presenta una caracterización del medio físico a través de la realización de un inventario de los rasgos naturales del territorio y la interpretación de su funcionamiento con el objeto de diagnosticar un modelo del sistema territorial costero. Para tal fin se determinaron las formas de uso del territorio y sus recursos naturales mediante la confección de mapas de uso del territorio. Se identificaron los riesgos naturales y sus implicancias para las actividades humanas cuyos resultados se expresan en mapas de peligrosidad y riesgo. Se estimó asimismo la fragilidad o vulnerabilidad y la capacidad de acogida del territorio para dichas actividades.

Se efectuó la mensura a puntos de referencia ubicados en localidades tipo con el fin de evaluar los ran-

gos de retroceso de la línea de costa que han afectado a los acantilados desde los primeros registros obtenidos en el año 1956. Estas velocidades fueron utilizadas para proponer medidas preventivas en la planificación urbanística de los sectores aledaños a la costa y para dar márgenes de seguridad en las zonas costeras afectadas por efectos erosivos naturales (olas y tormentas) o inducidos por el hombre.

### Métodos

La interpretación geomorfológica se efectuó sobre la base de información de campo, fotografías aéreas y mosaicos correspondientes al año 1967 a escala 1:20.000 pertenecientes al Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria. Se escogieron las fotos del año 1967 para el mapeo ya que reflejan con mayor precisión los rasgos naturales originarios del paisaje, por lo tanto la extensión areal de algunas unidades geomórficas como por ejemplo las referentes a los campos de dunas activos puede haber variado en la actualidad.

Las variaciones en la morfología costera se evaluaron comparando fotos aéreas de los distintos sitios de observación correspondientes a los siguientes años e instituciones:

- 1957. Instituto Geográfico Militar, escala 1:35.000.
- 1967. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria, escala 1:20.000.
- 1980-84. GEODESIA, provincia de Buenos Aires, 1:20.000.

Para sugerir una planificación urbanística en el ámbito costero se tomó en consideración el programa de manejo costero del Ministerio de Recursos Naturales de Ontario (Ministry of Natural Resources 1989), cuyo objetivo principal consiste en minimizar el riesgo a la vida y a la propiedad que pudiera ocasionar la erosión e inundación costera. Bajo este concepto se recomienda no desarrollar nuevos emprendimientos en la franja de erosión, es decir en el área que puede ser afectada en los próximos 100 años. Para la determinación de la misma se calcularon las velocidades de retroceso de los acantilados basadas en datos históricos tomados de las fotografías aéreas mencionadas y de datos actualizados medidos con una estación total a puntos de referencia reconocidos en los fotogramas.

### Geomorfología costera

El área presenta un conjunto de geoformas producidas por diferentes procesos geomórficos constituyendo un paisaje de tipo compuesto, en el cual la acción dominante arealmente corresponde al proceso eólico; el proceso marino está representado princi-

palmente por geoformas características de costas acantiladas cohesivas y la acción fluvial es la de menor incidencia en el paisaje actual.

### Geoformas de origen fluvial

El sistema fluvial vigente es parcialmente relictico. Es evidente que la capacidad efectiva inicial del sistema fluvial ha sido disminuida como resultado fundamentalmente de colmatación y desvíos que en forma parcial han tenido lugar desde el Pleistoceno y que guardan una estrecha relación con los cambios climáticos ocurridos en el Pleistoceno-Holoceno.

En los mapas geomorfológicos (Figs. 1 a y b), se detallan los cursos fluviales y sistemas de bajos asociados para ser considerados en futuros planes de ordenamiento territorial y uso del suelo. El área se halla surcada por cursos fluviales de rumbo NO - SE de hábito sinuoso y planicies aluviales estrechas. Los regímenes de los mismos son variables. Existen numerosos cursos de régimen permanente alimentados por las aguas provenientes del sector serrano, entre los que se distinguen los arroyos: de La Ballenera, La Carolina, La Tigra, Nutria Mansa y otros de régimen transitorio alimentados por precipitaciones como los arroyos de La Totorá y de Las Cortaderas.

Se observaron amplias áreas constituidas por sistemas de paleocauces, actualmente desintegrados y desproporcionados representados en superficie por un diseño anárquico de bajos interconectados. La mayor distribución espacial de estos sistemas se detectó entre Mar del Sur y Miramar (Fig. 1a)

Algunos cursos fluviales transitorios en su desembocadura culminan en bajos obturados por campos de dunas que muchas veces no drenan directamente al mar; Isla *et al.* (1997), reconocieron problemas serios cuando existe obstrucción de la desembocadura de estos arroyos por migración de dunas. Durante lluvias intensas los cursos transitorios son los encargados de evacuar la escorrentía superficial hacia el mar, inundando los sistemas de bajos cuyas desembocaduras se hallan obturadas por depósitos eólicos y generando grandes áreas anegadizas (arroyo de La Totorá y de Las Cortaderas). Este rasgo es de primordial interés para ser considerado en los emprendimientos de planificación y ordenamiento territorial, ya que dichos sectores son considerados áreas de riesgo de inundación. La urbanización contribuirá a incrementar el anegamiento de sectores aledaños aguas arriba y serán sometidos a inundaciones frecuentes. Este episodio se observa claramente de la comparación entre el mosaico del año 1967 y las fotografías aéreas del año 1984, para el arroyo ubicado 1,8 km al sur de Miramar, pudiéndose advertir el anegamiento de los bajos distales como consecuencia de las numerosas e intensas precipitaciones ocurridas durante el año 1984.

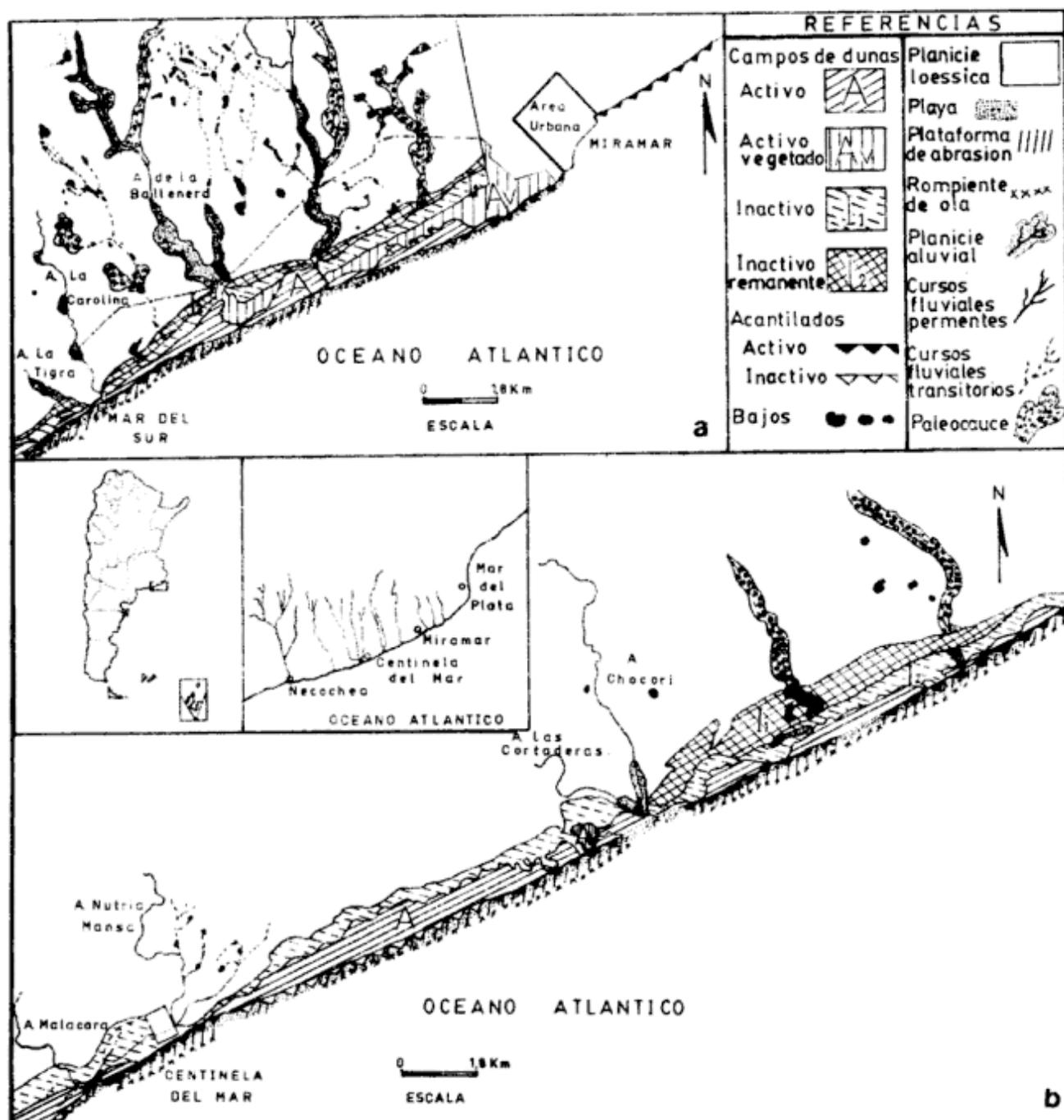


Figura 1: Bosquejo geomorfológico del sector costero. a, Miramar - Mar del Sur. b, Mar del Sur - Centinela del Mar.

*Geoformas de origen eólico*

Se reconoce en toda el área la presencia de una planicie de acreción loessica (Figs. 1 a y b).

Los depósitos litorales de origen eólico son más modernos y se pueden agrupar en función del grado de actividad o movilidad de las dunas en:

*Dunas activas (A):* Se localizan en zonas próximas a la costa y están constituidos por dunas desprovis-

tas prácticamente de vegetación; este campo alcanza una altura de 11 a 13 m sobre el nivel del mar y un ancho transversal a la costa de hasta 800 metros. La terminología utilizada para denominar los parámetros morfométricos de las dunas estudiadas es la definida por Breed y Glow (1979) para la vista en planta de los distintos tipos de dunas.

La morfología superficial se caracteriza por presentar crestas barjanoides, barjans, dunas parabólicas y montones de arena. Las crestas barjanoides se locali-

zan al nordeste del arroyo de la Ballenera (Fig. 1a), presentan una lineación en dirección noroeste - suroeste con cara de impacto hacia el suroeste y una longitud de onda de aproximadamente 300 metros. Al sur del arroyo Nutria Mansa se observó otro sector con crestas barjanoides de rumbo norte - sur y longitud de onda de 150 a 200 metros. En muchas áreas se evidenció un cambio notorio en la morfología original de este tipo de dunas, las cuales actualmente conforman dunas compuestas y complejas con lineación de crestas de rumbo noroeste sureste y longitud de onda variables entre 150 y 300 metros.

En el campo de dunas activo localizado 7 km al nordeste de la localidad de Centinela del Mar se observaron dunas barjan, crestas barjanoides aisladas y dunas dómicas. Los barjanos presentan una distancia entre cuernos sucesivos (ancho) de 100 m y una longitud de 80 m, la cara de impacto se dispone hacia el oeste - suroeste. Las crestas barjanoides poseen la misma disposición espacial que las anteriores y sus crestas son de escasa continuidad.

Las dunas parabólicas poseen sus cuernos apuntando al suroeste, con un ancho de 140 m y una longitud de 160 m, están asociadas a antiguas crestas barjanoides degradadas y en muchos sectores conforman dunas complejas.

La disposición espacial y la morfología del campo de dunas activo analizado indica una dirección de viento predominante del oeste-suroeste durante su formación.

El análisis de las geoformas presentes en los distintos fotogramas entre los años 1967, 1984 y las observadas en la actualidad, demuestra variaciones morfológicas muy significativas en la evolución del campo de dunas activo. Los cambios detectados en los últimos 30 años son:

- *Modificación en las geoformas originales del campo de dunas activo.* Se evidenció una transformación transicional entre crestas barjanoides, barjanos y dunas parabólicas destacándose en la actualidad un sistema de dunas compuestas y complejas.
- *Deflación en los espacios interdunales correspondientes a antiguas crestas barjanoides sin variación de la longitud de onda.* Se registró una ampliación de los espacios interdunales por deflación.
- *Incremento en la vegetación y edafización.* En extensas áreas se detectó el pasaje transicional de campo de dunas activo (A) a inactivo (I1).
- *Disminución en la movilidad de las dunas.*
- *Relictos de crestas barjanoides originales no compatibles con la hidrodinámica actual.* Las crestas barjanoides se hallan sobredimensionadas en relación a la hidrodinámica eólica existente en la actualidad encontrándose en un estado de degradación continuo.

De lo anteriormente expuesto se deduce que la dirección de viento predominante durante la forma-

ción de este campo provenía del oeste-suroeste y se mantiene en la actualidad dada la disposición y morfología de las dunas observadas. Las variaciones morfológicas fueron producidas por una disminución en el aporte de sedimentos desde las áreas de proveniencia (sector de playa) o por un posible incremento en las condiciones de humedad en las últimas décadas.

*Dunas activas vegetadas (Av):* Se ha denominado así a las áreas de dunas activas que han sido vegetadas por el hombre con especies arbóreas alóctonas. Se reconocen al sur de Miramar (Vivero Florentino Ameghino) y en sectores aislados al sur de Mar del Sur (Fig. 1 a y b). Estas forestaciones actúan como una barrera eólica produciendo cambios morfológicos en sectores aledaños tal como fuera observado en Villa Gesell por Marcomini y López (1995) y posteriormente por Isla *et al.* (1998).

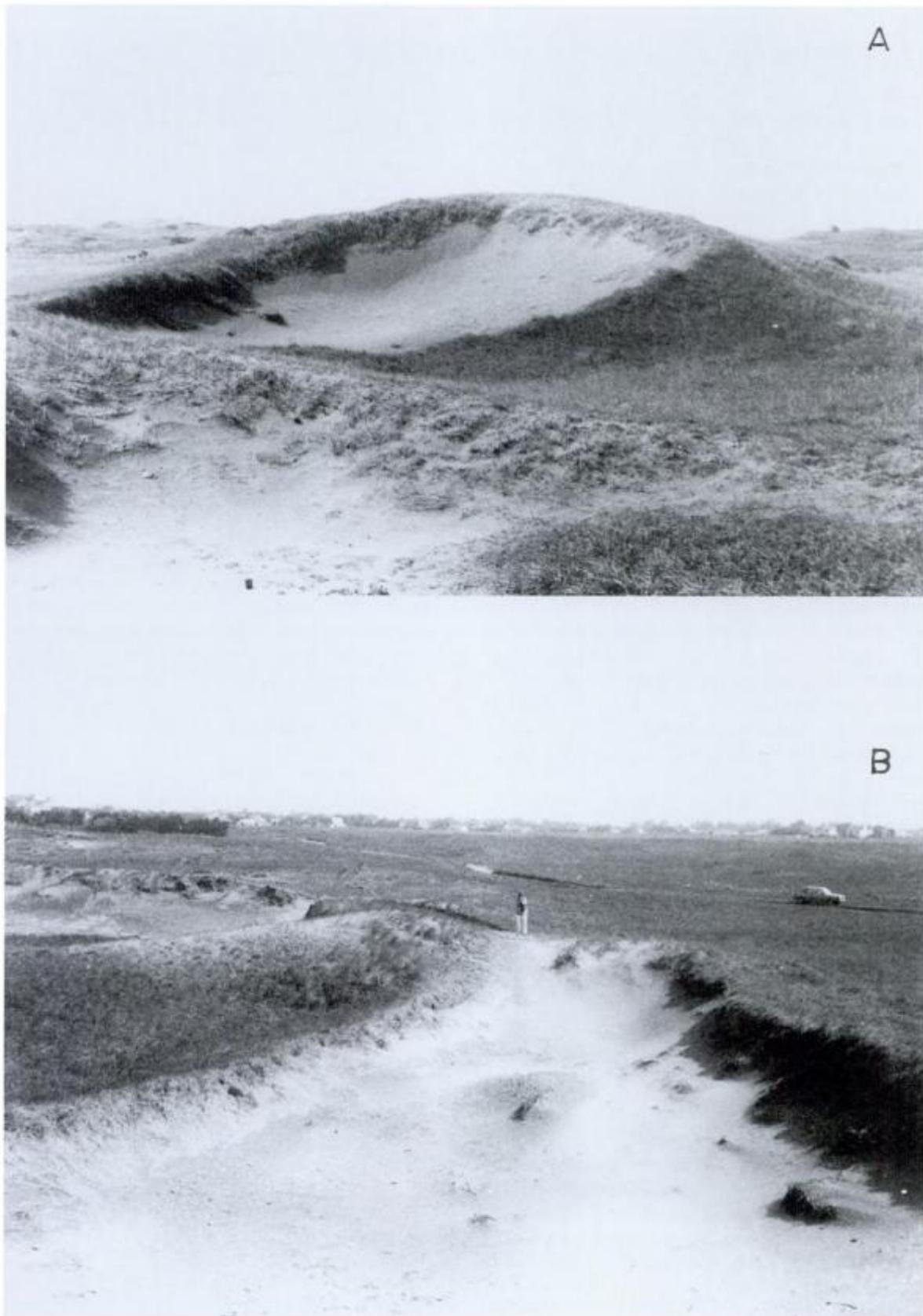
*Inactivas (I1):* Son aquellos campos de dunas vegetados y naturalmente estabilizados (Fig. 5c). Si bien el espesor del campo de dunas oscila entre los 3 y 5 m, no presentan una morfología muy definida encontrándose dunas dómicas, montículos de arena y sectores con reactivación destacados por la presencia de dunas en voladura (*blowout*) (Figs. 2 a y b); estas últimas son muy frecuentes en el área. Las mismas poseen una altura media de 2 metros, los sectores correspondientes a las cubetas presentan un diámetro de 15 a 20 m y se disponen en rumbo suroeste-nordeste con las depresiones hacia el cuadrante sur. Este campo de dunas apoya en discordancia erosiva sobre las sedimentitas loésicas del Pampeano (Fig. 3).

Se reconocieron dos tipos: hoyos circulares (*saucer blowout*) (Fig. 2 a) y canaletas (*through blowout*) (Fig. 2b), semejantes a las descritas por Cooper (1967).

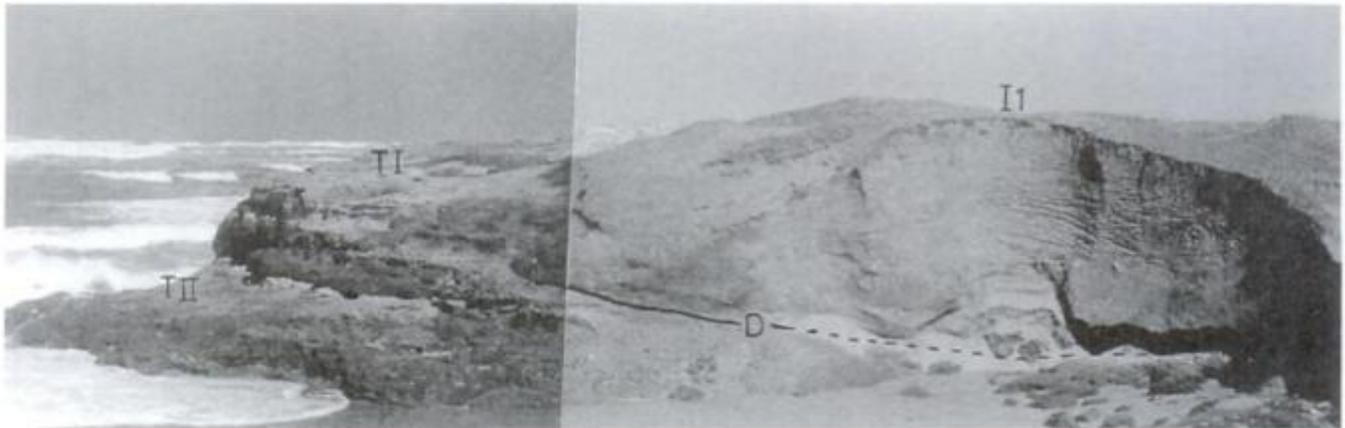
*Inactivas (I2):* Corresponden a aquellos depósitos eólicos emplazados hacia el interior del campo de dunas inactivo (I1). La morfología está representada por mantos de arena y montículos aislados que cubren el paisaje resaltando las geoformas preexistentes. (Figs. 2 a y b).

#### *Geoformas de origen marino*

*Acantilados:* La costa localizada entre Miramar y Centinela del Mar se caracteriza por ser una costa cohesiva de erosión la cual presenta en su mayor extensión acantilados activos. Una costa se define como tal cuando un substrato compuesto por sedimentos cohesivos ocupa un rol dominante en el cambio de la morfología costera (Anglin *et al.* 1993).



**Figura 2:** Presencia de dunas en voladura sobre el campo de dunas inactivo (II). **a,** Hoyos de deflación (*saucer blowouts*). **b,** Canaletas de deflación (*though blowout*).



**Figura 3:** Corte del campo de dunas inactivo (II). Nótese la existencia de un suelo de muy escaso desarrollo lo que le confiere baja estabilidad. D. Superficie de discontinuidad entre los sedimentos del Pampeano y las arenas eólicas del campo de dunas inactivo (II). TI y TII. Niveles de terrazas de erosión marina.

Se han distinguido dos tipos de acantilados (Figs. 1 a y b):

**Acantilados activos:** son aquellos que poseen retrocesos en la actualidad y dominan el paisaje costero del área de estudio. La altura de los mismos es variable entre 2 y 10 metros.

**Acantilados inactivos:** se refiere así a aquellos acantilados que han dejado de retroceder predominando los fenómenos de remoción en masa y en algunos sectores han sido cubiertos por dunas.

Se reconocieron acantilados labrados sobre limolitas calcáreas con intercalaciones de tosca (calcretes) y otros desarrollados en arenas no consolidadas (dunas).

Las velocidades de retroceso y los rasgos morfológicos resultantes en este tipo de costa dependen del tipo de roca, de la presencia de debilidades estructurales, de la exposición a la acción del oleaje, de las variaciones mareales y de la actividad humana (Griggs y Trenhaile 1997).

Isla *et al.* (1997) propusieron el análisis del espaldón de playa como un rasgo característico y expeditivo para aproximar su dinámica con las fluctuaciones estacionales y episódicas que puede sufrir una playa. Este esquema se manifiesta en el área analizada mediante morfologías que varían desde dunas subalimentadas a dunas colgadas transicionalmente. En las playas en estudio existen algunos subtipos de espaldón que están relacionados en forma directa con la actividad actual del mar y las dunas litorales, y con las fluctuaciones episódicas que afectaron a ambos procesos en el Holoceno. La configuración de esta geoforma en la actualidad es afectada por los aportes eólicos provenientes del continente y del mar. La disponibilidad de sedimentos del sector continental depende fundamentalmente de la actividad que presenta la duna costera mientras que el aporte proveniente del mar depende de la extensión y frecuencia de exposición de la playa subaérea y está en rela-

ción directa con la posición que ocupan las pleamares medias en el perfil de playa. En los acantilados activos las pleamares alcanzan la base del acantilado y la playa permanece mojada permanentemente, no habiendo arena seca para ser retransportada. En las costas con dunas existe por lo general un sector de playa con arena seca permanente (playa distal), el cual no es sumergido durante las pleamares medias, existiendo en forma continua arena susceptible de ser transportada por el viento.

El esquema correspondiente a las distintas morfologías del espaldón de playa reconocidas se exponen en la figura 4.

**Dunas colgadas** (Figs. 4 a y 5a): El campo de dunas se halla sobreelevado con relación al nivel del mar actual. La movilidad de la duna es prácticamente inexistente. El retroceso de la costa depende exclusivamente de la hidrodinámica marina es decir que está en relación con el retroceso del acantilado, la litología, morfología del acantilado y de la plataforma de abrasión regulan el retroceso del mismo.

**Dunas colgadas escarpadas** (Fig. 4b): Al igual que en el tipo anterior el campo de dunas se halla sobreelevado con relación al nivel del mar actual. Se reconocen dos frentes bien diferenciados de retroceso: (1) el correspondiente a la discontinuidad entre las sedimentitas y las arenas del campo de dunas inactivo (Fig. 5b, LD) y (2) el relacionado con el acantilado marino propiamente dicho (Fig. 5 b, LA). El retroceso correspondiente a la discontinuidad LD es mayor que el del acantilado marino LA, descubriendo en muchos casos terrazas de erosión marina. Este retroceso diferencial si bien está en relación directa con las distintas litologías (arenas o presencia de calcretes), se evidencia como respuesta a fenómenos locales relacionados con procesos fluviales y eólicos. Este tipo de erosión ha sido observado en es-

tos acantilados fundamentalmente asociada a fuertes tormentas del sur - sureste, durante las cuales se genera un flujo vertical de aire húmedo. El viento proveniente del mar choca contra el acantilado provocando un flujo hidráulico ascendente que erosiona en forma diferencial las distintas litologías que conforman el tope del acantilado. Asimismo esta discontinuidad se halla afectada por la erosión fluvial.

*Dunas escarpadas* (Fig. 4c): El campo de dunas inactivo se halla a nivel del mar y es afectado por la erosión conformando un frente de muy baja resistencia (Figs. 3 y 5 c). El proceso eólico prácticamente no se manifiesta. Sólo existe un escaso retrabajo del material aportado por estas dunas hacia el espaldón, pero es por lo general escaso ya que la playa permanece cubierta por el mar durante las pleamares medias, existiendo escasa arena seca a disposición en la playa para ser transportada. Es muy frecuente la presencia de deslizamientos rotacionales y planares a lo largo de este tipo de espaldones.

*Acantilados totalmente cubiertos por dunas* (Fig. 4d): Esta configuración responde a un activo proceso eólico actual que predomina sobre la hidrodinámica marina (Fig. 5d). No se manifiestan acantilados ya que los mismos fueron sepultados por la duna costera. La costa se comporta temporariamente como una costa de dunas y existe un equilibrio en la hidrodinámica costera que no da lugar a la formación de acantilados activos. La playa presenta un buen desarrollo con la presencia de bermas estables y barras estacionales que dejan arena seca a disposición para ser aportada para alimentar el espaldón. Por lo general las plataformas rocosas en la playa se encuentran cubiertas por sedimentos. Esto puede variar luego de tormentas cuando la falta de arena es más notoria.

*Acantilados parcialmente cubiertos por dunas* (Figs. 4e y 5e): La configuración es semejante a la anterior aunque se observa un resalto correspondiente al afloramiento del acantilado. En este caso existe un menor aporte eólico del sector continental y de la playa. Las plataformas rocosas en la playa se hallan parcialmente cubiertas por sedimentos.

*Rampas de dunas* (Figs. 4 y 5 f): Existe una rampa de arena que cubre la base del acantilado. El aporte eólico del sector continental y de la playa es bajo.

La vulnerabilidad a la erosión es mayor en el tipo C por la baja resistencia que ofrecen las arenas a la erosión. La misma disminuye desde C hasta D en el siguiente orden C-BA-F-E-D. En los últimos tres tipos las rampas de arena amortiguan la erosión durante las sudestadas.

*Plataformas de abrasión:* Estas geoformas se encuentran fundamentalmente asociadas a los acantila-

dos activos, con extensiones que varían entre 50 y 140 metros. Los sectores proximales al pie del acantilado están cubiertos por depósitos arenosos transitorios. En los acantilados inactivos la mayor parte de la plataforma se encuentra cubierta por arena.

*Terrazas de erosión:* Se han identificado dos niveles de terrazas de erosión; el superior se halla a una altura de 4 a 5 m s.n.m. y el inferior a una de 1,5 a 2,5 metros. Las mismas se reconocen en forma aislada a lo largo de toda la costa, presentan anchos variables entre 10 y 20 m y están labradas en sedimentos correspondientes al Pampeano. El nivel superior en muchos casos subyace al campo de dunas inactivo (I1) y ha sido expuesto por el activo retroceso del frente del mismo (Figura 3, TI Y TII).

### Uso del territorio

En el ámbito de estudio las actividades que movilizan el desarrollo económico y social son la agraria y el turismo. La mayor superficie es destinada al uso agrícola - ganadero y en menor proporción al turístico y urbano (Figs. 6 a y b).

El sector agrario engloba tres subsectores: agrícola, ganadero y forestal.

El partido de General Alvarado abarca un total de 153.000 hectáreas. La superficie implantada es de 120.545,8 ha de las cuales un 90,7% (119.426,9 ha) es destinada a cultivos y un 9,3% es ocupada por bosques y o montes (1.118,9 ha). El resto de la superficie es destinada a otros usos (32.511,6 ha), entre los que prevalecen las pasturas naturales (21.983,8 ha), el uso urbano y suburbano (2.527,3 ha), y los bosques naturales (21,7 ha). (Censo Nacional Agropecuario 1988).

En el territorio destinado a cultivos predominan las superficies implantadas por: forrajeras (47,7%), cereales para grano (32,9%), oleaginosas (10,6%), hortalizas (7,8%) y en menor medida las forestales y frutales.

En el sector ganadero prevalece la cría de bovinos (97.530 cabezas), los ovinos (8.906 cabezas), porcinos (3.525 cabezas) y equinos (2.647 cabezas). La superficie del partido utilizada para pasturas naturales es de 21.983,8 ha lo que equivale a un 14,4% del territorio total del partido.

El sector forestal se localiza en el campo de dunas con el objeto de su fijación (Viveros Florentino Ameghino y San Lorenzo y otras forestaciones particulares). Por el momento estas áreas no representan una producción económica de significación. La superficie forestada del partido es de 1.118,9 ha con 861.622 plantas.

El tipo de forestación predominante es el eucalipto con un 52,9% de la superficie forestada y continúan

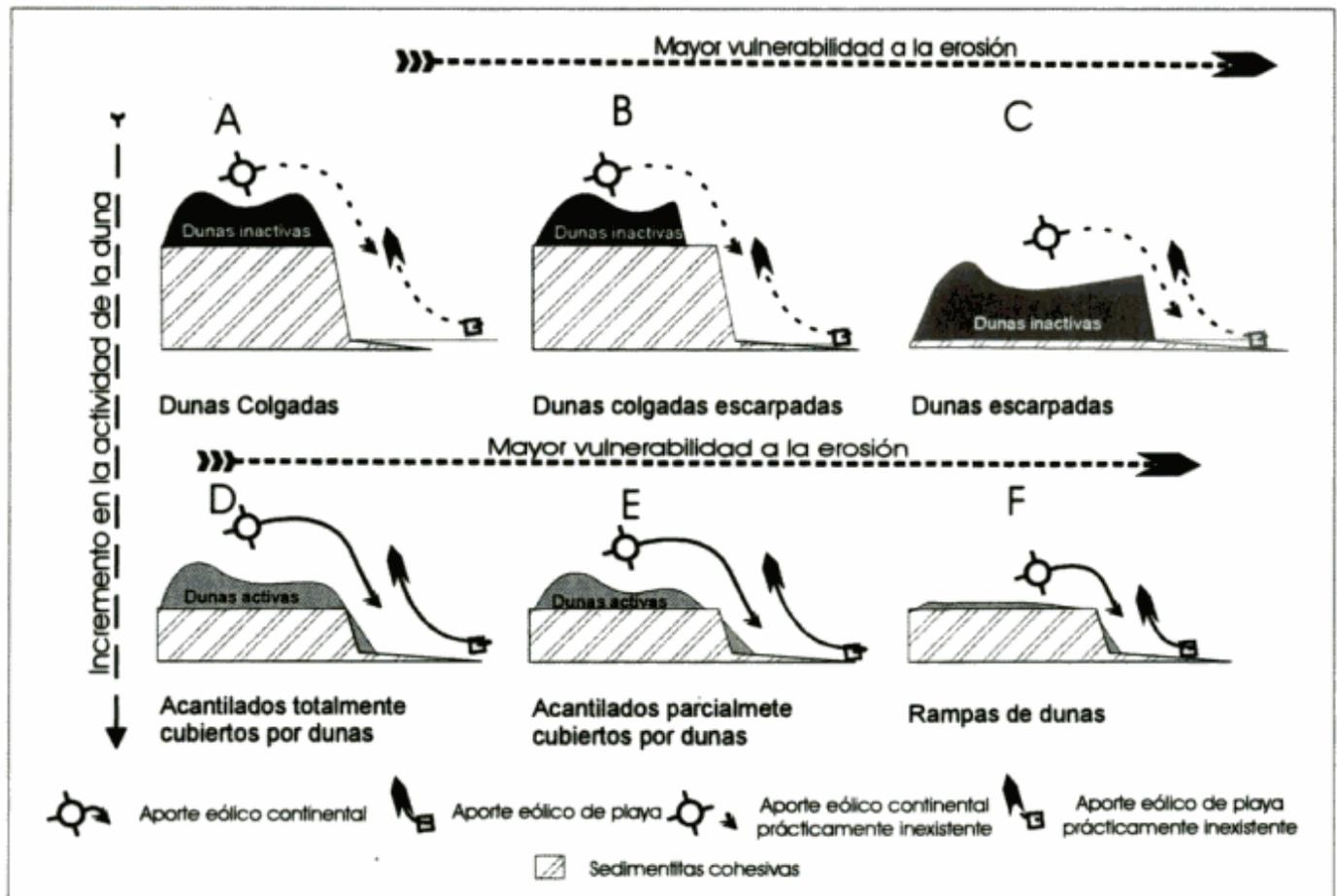


Figura 4: Esquema morfológico del espaldón de playa y su relación con los procesos eólico y marino.

en abundancia el pino con un 42,4% y el álamo 3,2% (Censo Nacional Agropecuario 1988).

La población total del partido en 1991 era de 29.599 personas (Instituto Nacional de Estadística y Censos 1991). El mayor núcleo poblacional corresponde a Miramar, entre las poblaciones menores se destacan Mar del Sur y Centinela del Mar (Fig. 1 a y b).

El turismo está principalmente relacionado con las playas con mayor afluencia en Miramar y en menor medida Mar del Sur.

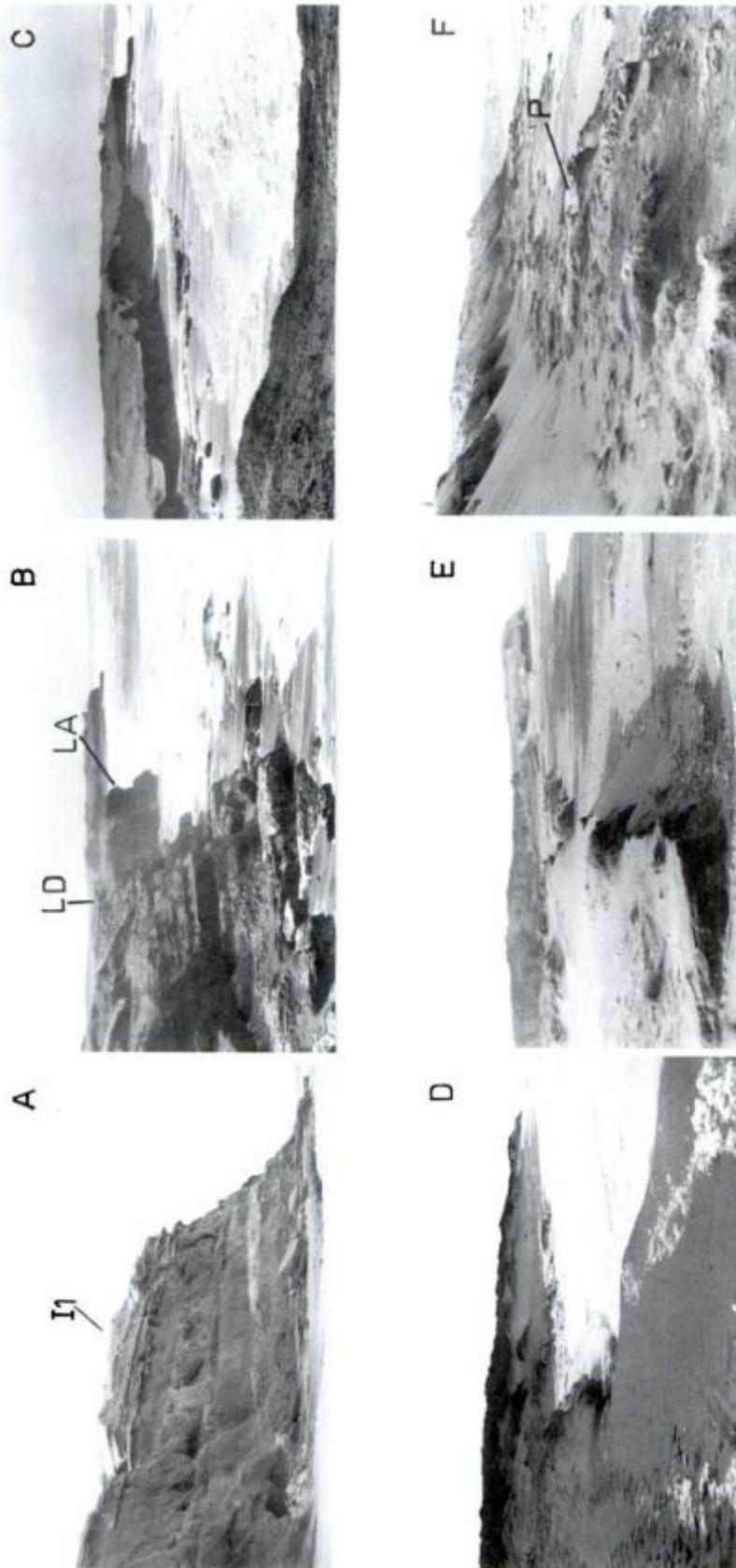
La minería se efectúa mediante la extracción de áridos para la construcción provenientes de arenas de playa y dunas. Las actividades mineras en playas cesaron en el año 1997 por incrementar los problemas de erosión costera (Marcomini y López 1999). El impacto de la explotación de arenas sobre la costa fue reconocido en partidos aledaños por Schnack *et al.* (1983) y Cionchi *et al.* (1997). El otro tipo de extracción a cielo abierto corresponde a una explotación localizada en el campo de dunas inactivo (11), alejado de la playa y no impacta sobre la hidrodinámica litoral (López y Marcomini 1997).

### Riesgo y peligrosidad

Se realizó la identificación de las zonas sujetas a distintos riesgos considerando las fases paroxísmicas, la recurrencia probable y la prevención y corrección de efectos no deseables.

En la figura 6 se observa la distribución espacial de los riesgos que afectan al área. Ellos son:

*Riesgo de inundación:* comprende aquellas áreas vinculadas a cursos fluviales y sistemas de bajos interconectados (Figs. 1 a y b). En el sector comprendido entre la ciudad de Miramar y Mar del Sur se ha registrado la mayor distribución espacial de zonas anegadizas. Las áreas inundables están en relación directa con las características litológicas y edafológicas que conforman la planicie de acreción loésica y con los rasgos morfológicos del sistema fluvial. La presencia en forma subsuperficial de bancos de tosca (calcretes) o de horizontes argílicos en suelos de tipo Argiudoles limitan la infiltración incrementando la escorrentía superficial y favoreciendo



**Figura 5:** Fotos que muestran la caracterización del modelo anterior. **a,** Dunas colgadas escarpadas. **b,** Dunas colgadas escarpadas. Se distinguen dos frentes con retroceso diferencial. **LD.** Frente correspondiente a la discontinuidad entre las arenas de dunas y el Pampeano. **LA.** Línea de retroceso del acantilado; **c,** Dunas escarpadas; **d,** Costa de dunas; **e,** Acantilado parcialmente cubierto por dunas; **f,** Plataforma de abrasión controlada por la presencia de calcrete que disminuye el retroceso del acantilado.

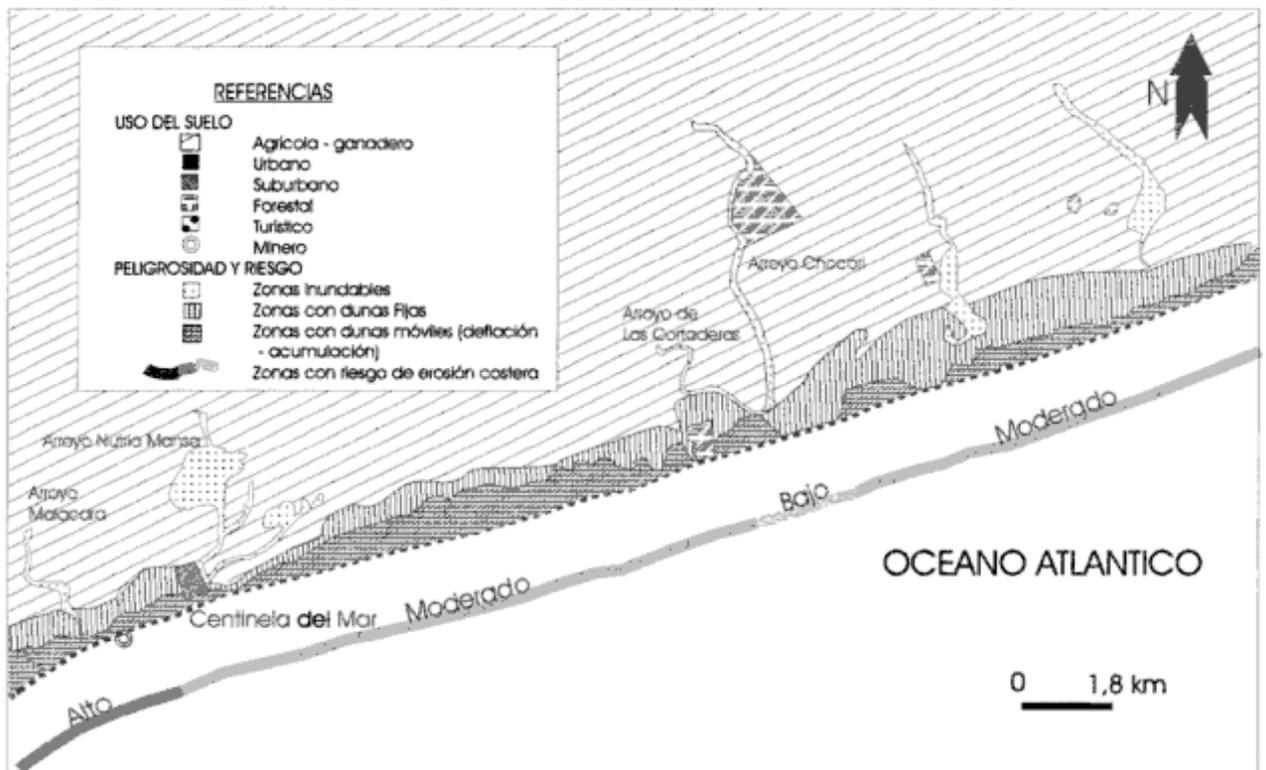
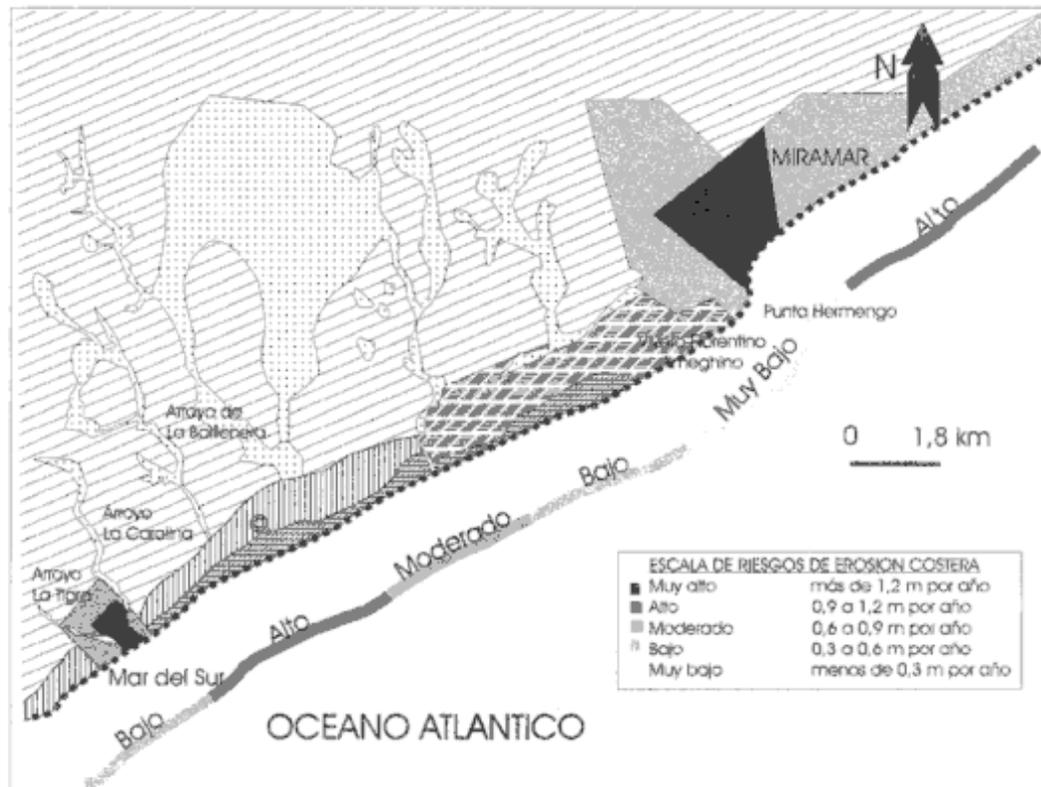


Figura 6: Esquema de uso del suelo, mapa de peligrosidad y mapa de riesgos. a, Miramar - Mar del Sur. b, Mar del Sur - Centinela del Mar.

do la existencia de amplias áreas anegadizas.

Las fases paroxísmicas están asociadas a dos tipos de escenarios con ciclicidades y magnitudes diferentes. Existen eventos de ciclicidad anual con un período de mayores precipitaciones y otros acíclicos asociados a episodios con precipitaciones extremas de gran duración e intensidad (como los ocurridos en 1983 y 1998).

La precipitación media anual es de 960 mm y la mensual de 80,2 milímetros. La estación más lluviosa es el verano, con el 28% de las precipitaciones totales anuales y el invierno es la más seca con el 20%.

Es importante indagar sobre la relación existente entre estos eventos y las características geomórficas del sistema fluvial para realizar una categorización de riesgos. Se han diferenciado en el área la presencia de cursos fluviales permanentes y transitorios con escaso desarrollo de planicies aluviales y de paleocauces desproporcionados con sistemas de bajos interconectados. Los primeros son anegados regularmente (anualmente) y no presentan una gran dispersión areal. Se inundan las planicies aluviales y se incrementa el nivel en los bajos. Durante fases paroxísmicas (acíclicas) se activan los paleocauces desproporcionados y se produce la interconexión de los bajos quedando extensas áreas que por mucho tiempo no fueron inundadas (decenios) bajo el agua.

El daño por inundación afecta en forma diferencial al tipo de actividad económica desarrollada.

Las actividades afectadas por este tipo de riesgo son la agrícola-ganadera fundamentalmente y en menor medida la poblacional. La agrícola sufre el mayor daño, ya que se pueden perder las plantaciones durante estos eventos. Estos sectores anegadizos son normalmente utilizados para pasturas ya que corresponden a áreas más húmedas y el ganado se puede trasladar. La actividad forestal deberá adecuarse a especies que sean resistentes a vivir parcialmente cubiertas por agua durante el tiempo de inundación. La única medida correccional para este tipo de eventos es la prevención en futuros planes de manejo territorial para asignaciones de uso urbano como áreas de alto riesgo de inundación.

**Riesgo de deflación - acumulación:** Abarca aquellas áreas costeras compuestas por dunas fijas y móviles (Figs. 6 a y b). No presenta una periodicidad marcada aunque se incrementa durante períodos secos con vientos fuertes. Los sectores con dunas fijas si bien presentan estabilidad en la actualidad, son muy susceptibles a sufrir modificaciones por las actividades humanas que en él se realicen, debido a la escasa vegetación y al bajo desarrollo edáfico. Ante un sobrepastoreo o movilización del suelo superficial se podrán reactivar estos fenómenos provocando cambios en el ecosistema local. Los usos que se atribuyen son urbano, forestal y turístico, aunque en menor medida pueden emplearse para pasturas. El ries-

go de deflación - acumulación no afecta estos emprendimientos porque actualmente existe baja disponibilidad de sedimentos, pero es importante regular las labores humanas que en él se efectúen para no provocar la reactivación de este proceso.

Las áreas correspondientes a dunas móviles están constantemente sometidas a fenómenos de deflación-acumulación. El uso de estas zonas es poblacional y turístico, y producen variaciones sustanciales en el ecosistema local, las cuales deberán ser evaluadas en futuros planes de manejo.

La duna costera constituye una importante fuente de aporte de sedimentos para mantener el equilibrio entre el sistema playa y duna (Marcomini y López 1996). Por esta razón es importante efectuar la conservación estricta de este sistema de dunas costeras activas en una franja que abarque unos 150 a 200 m desde la base del acantilado marino. Para su conservación es imprescindible prohibir las actividades de extracción de arena que en ellas y en la playa se realicen y no vegetar, urbanizar, ni forestar.

**Riesgo de erosión costera:** Este tipo de riesgo afecta a toda la costa en estudio aunque con distinta intensidad.

Las fases paroxísmicas reconocidas están asociadas a tormentas del sur - sureste con un incremento del nivel del mar asociado (*surge storms*). No poseen una periodicidad probable y tienen mayor recurrencia durante el verano (Servicio de Hidrografía Naval 1999).

En las figuras 6 a y b se establece una escala de riesgo de erosión para la costa en estudio sobre la base de las velocidades de retroceso determinadas teniendo en cuenta distancias a puntos fijos desde el año 1957 (Marcomini y López 1999). Los rangos determinados varían de muy bajos (menos de 0,3 m/año) a muy altos (más de 1,2 m/año). Se registraron tres sectores erosivos: uno localizado en la desembocadura del arroyo Nutria Mansa, otro que se extiende desde la localidad de Mar del Sur hacia el noreste y el tercero al norte de la ciudad de Miramar. El

**Tabla 1:** Faja costera que puede ser erosionada en los próximos 100 años.

| Escala de riesgo de erosión | A          | B          |
|-----------------------------|------------|------------|
| Muy alto                    | Más de 120 | Más de 180 |
| Alto                        | 120        | 180        |
| Moderado                    | 90         | 135        |
| Bajo                        | 60         | 90         |
| Muy bajo                    | 30         | 45         |

Estos valores representan la distancia horizontal desde el borde del acantilado hacia el continente. A. Franja de erosión (en metros) extrapolada para los próximos 100 años sobre la base de las velocidades de retroceso medias obtenidas. B. Franja de erosión corregida por un factor de seguridad.

primero está asociado a la extracción de arena que cesó en el año 1997. El segundo a la falta de saturación que provocó este accionar en las corrientes litorales sumado a la presencia de costas con acantilados labrados sobre antiguas dunas (Fig. 4, Tipo C y 5C). El tercero al efecto erosivo que ejercen las obras de protección de costa de Miramar (espigones) sobre la deriva litoral.

Los factores que influyen en el retroceso son:

- a. Tipo de espaldón de playa (Figs. 4 y 5).
- b. Litología del acantilado y plataforma de abrasión (presencia de bancos de calcrete que controlan la erosión) (Fig. 5f).
- c. Presencia de depósitos de arena que absorban el efecto erosivo del oleaje.
- d. Actividades humanas (extracción de arena de playa y construcción de estructuras de protección de costas).

Se calcularon márgenes de seguridad sobre la base de los rangos de retroceso registrados para asegurar una vida media de 100 años en las construcciones costeras (Ministry of Natural Resources 1989). Estos márgenes representan el espacio libre, es decir, sin construcciones de ninguna índole, que debería respetarse para que la obra tenga una vida media superior a los 100 años. Los márgenes de seguridad se calcularon teniendo en cuenta las máximas velocidades de retroceso de los acantilados por aproximación a tendencias lineales. Es importante destacar que estos valores deben ser tomados con cautela ya que las velocidades de retroceso de los acantilados en la realidad no son continuas sino episódicas (relacionados principalmente con tormentas) y varían a lo largo de la costa dependiendo de los factores anteriormente expuestos. Por este motivo estos índices han sido multiplicados por un factor de corrección para minimizar el riesgo por eventuales variaciones espaciales y temporales a lo largo de la costa, el cual corresponde a un coeficiente de seguridad compensador de 1.5. Las distancias obtenidas varían de 45 a más de 180 m para las costas de muy bajo a muy alto riesgo de erosión respectivamente (Tabla 1).

**Riesgo de contaminación del acuífero:** El suministro de agua dentro del partido se realiza por red pública (17.437 personas, 58,9% población), extracción por bombeo particular (1.151 personas, 37,3%) y en menor porcentaje por recolección de pozos (381 personas, 0,13%) (Instituto Nacional de Estadística y Censos 1991). Miramar posee un sistema de abastecimiento público, mientras que el resto de las poblaciones utilizan pozos propios con profundidades que por lo general varían de 11 a 20 m (Mar del Sur). Existen en las zonas rurales pozos del orden de los 50 m de profundidad que son utilizados para riego y molinos para fines ganaderos.

La secuencia hidrogeológica del área está integra-

da por las siguientes unidades, según Rossi (1994):

- Basamento profundo de comportamiento acuífugo integrado por rocas precámbricas y del Paleozoico inferior.
- Acuífero semiconfinado el cual es cubierto por una capa acuífuga (semipermeable) de 5 a 10 m de espesor (niveles limoarcillosos del Terciario).
- Acuífero freático compuesto por sedimentos eólicos y fluviales del Plioceno - Pleistoceno con intercalaciones de lentes y niveles discontinuos de calcretes.

La recarga del sistema subterráneo se efectúa desde las sierras de Balcarce, y en menor medida en algunos arroyos de régimen permanente. El escurrimiento preferencial es hacia la costa, con componente en sentido norte-sur, variando en torno a los arroyos.

Rossi (1994), en un estudio hidrogeológico realizado en la localidad de Mar del Sur, define al área como de moderada vulnerabilidad a la contaminación, considerando que se efectúa la explotación del acuífero freático, que el espesor no saturado varía de 5 a 20 m y que la litología del acuífero es principalmente loess. Asimismo reconoce un moderado riesgo de contaminación que podría incrementarse en el futuro con el aumento de las actividades contaminantes que incrementen los efluentes cloacales e industriales y residuos sólidos. Las zonas agrícolas representan un mayor riesgo por la cantidad de carga contaminante y la profundidad en la que la misma ingresa en el sistema subterráneo.

Las fuentes potencialmente contaminantes son: basurales, fertilizantes y desechos de cosechas (N, P, K) y desechos cloacales y pozos ciegos (incremento de nitritos y nitratos).

Existen dos sitios de deposición de residuos sólidos, uno de gran dimensión localizado aproximadamente a 6 km al nordeste de Miramar, fuera del área de estudio y otro en las cercanías de Mar del Sur, 600 m al nordeste del arroyo La Carolina. Los efluentes cloacales de Miramar son vertidos directamente al mar, al sur del Vivero Florentino Ameghino. En la periferia de esta ciudad, poblaciones menores y sector rural se utilizan pozos ciegos.

Se determinó también una contaminación natural dada por los componentes litológicos del sustrato que incrementa los contenidos de fluor, arsénico, hierro y manganeso (Rossi 1994).

## Discusión

Para definir estrategias de manejo en costas cohesivas es necesario tener conciencia de que la erosión es irreversible. A diferencia de lo que ocurre en costas de dunas, el material que se pierde por erosión del acantilado o de la plataforma de abrasión

luego de una tormenta no se recupera.

Existen dos políticas de manejo a ser implementadas en estas zonas de riesgo de erosión costera. Una de ellas consiste en ejecutar técnicas preventivas para evitar o disminuir los efectos adversos y la otra abarca los métodos de protección.

Las técnicas preventivas sugeridas son:

- Impedir la construcción de nuevos emprendimientos e implementar la reubicación de edificaciones preexistentes fuera de las franjas propuestas precedentemente.

Las técnicas de protección se basan en la confección de defensas de costa para disminuir el retroceso del acantilado. Estas últimas poseen muchas contras y sólo deberían utilizarse para casos de peligrosidad extremas ya que ocasionan los siguientes efectos adversos:

- Disminuyen el aporte de sedimentos a las corrientes litorales ya que gran parte del material proviene del mismo acantilado, generando un impacto importante en las playas localizadas deriva abajo.

- Generan efectos reflectivos en la playa que incrementan la erosión al frente.

- Interrumpen la deriva litoral.

- Son muy costosas.

- Involucran un costo de mantenimiento.

Se recomienda llevar a cabo políticas preventivas en la planificación del uso del territorio de las regiones definidas bajo riesgo de inundación, en especial de aquellas áreas destinadas para fines poblacionales y obras de arte. Se propone asimismo educar y divulgar entre los habitantes de las poblaciones rurales las limitaciones en el uso de los suelos inundables para el desarrollo de cada tipo de actividad agropecuaria y su relación episódica con los eventos paroxísmicos, con el objeto de fomentar planes para un reaseguro económico que minimice las pérdidas generadas por este tipo de evento.

El uso del acuífero freático en las áreas rurales y suburbanas (sin distribución domiciliaria), corre un alto riesgo de contaminación y sobreexplotación. Las cargas contaminantes superficiales, principalmente aportadas por basurales, fertilizantes y efluentes cloacales ingresan directamente en el acuífero freático. La explotación intensiva del acuífero durante determinados meses del año en localidades turísticas (Mar del Sur) y/o el incremento por el uso para riego en períodos secos, produce un deterioro en la calidad y capacidad del mismo. Por tal motivo se recomienda regular el uso de este recurso, centralizando las extracciones en una batería de pozos más profundos con explotación del nivel semiconfinado para abastecer a las poblaciones turísticas y futuras planificaciones urbanas en áreas costeras. Asimismo se deberían regular las actividades humanas para minimizar la carga contaminante mediante la confección de sistemas cloacales y tratamiento de los efluentes e implementar planes de concientización en la actividad

agropecuaria sobre el uso de los fertilizantes más óptimos para disminuir el incremento de nitratos. Los basurales son una fuente potencial de contaminación; por ello se requiere la implementación de una ingeniería sanitaria apropiada en el diseño de los mismos para disminuir el impacto de la disposición final de los residuos domiciliarios.

En los campos de dunas no forestados prevalecen en la actualidad los fenómenos de deflación y el sistema natural alcanza un equilibrio dinámico. Estas áreas poseen características óptimas para el desarrollo de futuros emprendimientos turísticos y urbanísticos. El fenómeno de deflación puede ser potenciado por el accionar antrópico mediante actividades tales como mineras o poblacionales. Por lo expuesto se recomienda controlar las explotaciones mineras sobre estas áreas de dunas y exigir la implementación de planes tendientes a restaurar el recurso degradado (reconstrucción de dunas) y a proyectar un uso secundario del predio una vez finalizada la explotación. Los emprendimientos forestales y edilicios de cierta dispersión areal podrían actuar como una barrera eólica modificando el equilibrio natural de los sectores aledaños por lo tanto se recomienda delimitar y cuantificar el impacto (deflación - acumulación) antes de llevar a cabo la ejecución de la obra para evitar futuros juicios ambientales en las jurisdicciones vecinas.

## Conclusiones

La evolución morfológica del campo de dunas activo evidenció una disminución en la movilidad de las dunas en respuesta posiblemente a una disminución en el aporte de sedimentos asociado a un incremento en las condiciones de humedad.

El grado de vulnerabilidad de la costa en estudio puede ser estimado cualitativamente considerando los esquemas de espaldón de playa propuestos, destacándose como rasgo más vulnerable el de tipo C y el de menor vulnerabilidad el de tipo D.

Los riesgos a los que se halla sujeta la zona de estudio son: riesgo de inundación, riesgo de deflación - acumulación eólica, riesgo de erosión costera y riesgo de contaminación de acuíferos y están íntimamente relacionados con episodios asociados a fases paroxísmicas y de periodicidad probable.

Se reconocieron, empleando una escala de riesgo de erosión relativo, tres sitios con marcado incremento en la erosión costera: uno localizado en la desembocadura del arroyo Nutria Mansa, otro al nordeste de Mar del Sur y otro al nordeste de la ciudad de Miramar. En todos los casos este efecto fue resultado de la acción antrópica directa o inducida.

Los márgenes de seguridad calculados, sobre la base de las velocidades de retroceso registradas para

asegurar una vida media de 100 años en las construcciones costeras, varían de 40 m a más de 180 m para las costas de muy bajo a muy alto riesgo de erosión, respectivamente.

Del análisis de varias alternativas para minimizar riesgos de erosión se recomiendan la ejecución de técnicas preventivas, las cuales parten de considerar los márgenes de seguridad para realizar nuevos desarrollos, o la redistribución de emprendimientos existentes.

El acuífero presenta un grado de vulnerabilidad moderado a la contaminación, pero el riesgo podría incrementarse, debido a que no existe un plan de manejo para los residuos domiciliarios, efluentes y productos utilizados para la actividad agrícola.

Los cambios generados por la dinámica natural del paisaje en su conjunto están representados por variaciones graduales, sin embargo las alteraciones producidas por la acción humana sobre el paisaje son rápidas, significativas y en muchos casos irreversibles.

### Agradecimientos

Los autores desean manifestar su más sincero agradecimiento a la Municipalidad de General Alvarado y en especial a Daniel Dalponte por el apoyo recibido que hizo posible la realización de este trabajo. Asimismo agradecen los importantes aportes sugeridos por los árbitros para mejorar la calidad y el entendimiento del manuscrito.

### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Anglin, C.D., Nairn, R.B., Baird, W.F., Donnelly, P. y Sawyer, D. 1993. Shoreline management along the cohesive shorelines of the Great Lakes. En: Hildebrand, L.P. y Magoon, O.T. (Eds.): *Coastlines of Canada*: 73-87. Nueva Orleans, USA.
- Breed, C. S., y Grow, T., 1979. Morphology and distribution of dunes in sand seas observed by remote sensing. U.S. Geological Survey, Professional Paper 1052: 137-69.
- Censo Nacional Agropecuario, 1988. (Ed.): INDEC, provincia de Buenos Aires. 5:1-152. Buenos Aires.
- Censo Nacional de Población y Vivienda, 1991. Localidades de 2000 a 50000 habitantes, (Ed.): Censo Nacional de Población y Vivienda, 1991 Ministerio de Economía Obras y Servicios Públicos. Serie G, 3: 311. Buenos Aires.
- Cionchi, J.L., Alvarez, J.R. Del Río, J.L. y Ferrante, A., 1997. El efecto antrópico en el retroceso de la línea de costa del Partido de General Pueyrredón (provincia de Buenos Aires). *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Explotación de Hidrocarburos*, 6: 318-322. Buenos Aires.
- Cooper, W.S., 1967. Coastal sand dunes of California. *Geological Society of America, Memoir* 104, 131 p.
- Gómez Orea, D., 1993. Ordenamiento del territorio. En: Editorial Agrícola Española, S.A Instituto Tecnológico Geominero de España (Ed.): *Una aproximación desde el medio físico*: 1- 238. Madrid, España.
- Griggs, G.B. y Trenhaile, A.S., 1997. Coastal cliffs and platforms. En: Carter R.W. y Woodroffe C.D. (Eds.): *Coastal Evolution. Late Quaternary Shoreline morphodynamics*: 425-450.
- Isla, F.I., Farenga, M.O., Cortizo, L.C., Bértola, G.B. y Serra, S. B., 1997. Dinámica morfosedimentaria de playas de arena y grava de la Barrera Austral: Mar del Sud, Arenas Verdes y Costa Bonita. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 4(1): 15-24. La Plata.
- Isla, F.I., Bértola, G.R., Farenga, M.O., Serra, S.B. y Cortizo, L.C., 1998. Villa Gesell: Un desequilibrio sedimentario inducido por fijaciones de médanos. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 5(1):41-51. La Plata.
- López, R.A. y Marcomini, S.C., 1997. Estudio de impacto ambiental en arenas de playa entre Centinela del Mar y Miramar. Municipalidad de General Alvarado. 109 p. (Inédito).
- Marcomini, S.C. y López, R.A., 1995. Strategies for the coastal management of Villa Gesell, Argentina. *Proceeding of the International Conference «Coastal Change 95», BORDOMER-IOC*, 2: 819-831. Bordeaux.
- Marcomini, S.C. y López, R.A., 1996. Fore-dune and coastal equilibrium. *International Conference Integrated management and sustainable development in Coastal Zones*: 119-120. Rimouski, Canada.
- Marcomini, S.C. y López, R.A., 1999. Alteración de la dinámica costera por efecto de la explotación de arena de playa, Partido de General Alvarado, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* (En prensa).
- Ministry of Natural Resources (MNR), 1989. *Great Lakes Flood Levels and Water Research Hazards*. Ontario, Canada.
- Rossi, L.F., 1994. Estudio geohidrológico de Mar del Sur. *Actas de la Asociación Argentina de Geología Aplicada a la Ingeniería*, 8: 172-188.
- Schnack, E.J., Alvarez, J.R. y Cionchi, J.L., 1983. El carácter erosivo de la línea de costa entre Mar Chiquita y Miramar, provincia de Buenos Aires. *Simposio Oscilaciones del nivel del mar durante el último Hemiciclo Deglaciar en la Argentina*, *Actas*: 118-130.
- Servicio de Hidrografía Naval, 1999. Registros de máximas mareas en los últimos 50 años para la estación mareográfica de San Clemente. 4p.

**Recibido:** 9 de junio, 1999

**Aceptado:** 24 de agosto, 2000

## Geología y evolución metamórfica del Complejo Monte Guazú, sur de la sierra de Comechingones, provincia de Córdoba

Juan E. OTAMENDI<sup>1,2</sup>, Marcelo R. FAGIANO<sup>2</sup> y Francisco E. NULLO<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup> CONICET

<sup>2</sup> Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto, 5800 Río Cuarto

E-mail: jotamendi@exa.unrc.edu.ar

<sup>3</sup> Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires

**ABSTRACT.** *Geology and metamorphic evolution of the Monte Guazú Complex, southern sierra de Comechingones, Provincia de Córdoba.* The Monte Guazú Complex consists of a metasedimentary-metaplutonic lithological sequence. Metasedimentary rocks make up most of the sequence, with biotite ± garnet ± sillimanite paragneisses being the most common rock type. Along shear belts, paragneisses show the retrograde mineral assemblage of chlorite + muscovite + biotite. Petrography, mineral chemistry and phase relation analyses are combined to demonstrate that the paragneisses preserve two major metamorphic episodes M1 & M2-M3. The existence of biotite included in, and "protected" by, plagioclase allow us to quantify the M1 metamorphic condition at  $T = 740 \pm 20^\circ\text{C}$  and  $P = 6,8 \pm 1$  kbar. We correlate this metamorphism with a dynamothermal regional event described elsewhere in the sierra de Comechingones. During a later stage of dynamic metamorphism M2 and/or M3, garnet was chemically corroded rather than re-equilibrated with other ferromagnesian phases (chlorite and recrystallised biotite), making it difficult to characterise M2-M3. However, the mineral assemblage that was stabilised during M2-M3 suggests that the rocks evolved from lower amphibolite to greenschist facies. Several types of amphibolite that appear as small bodies interleaved with the major lithologies may be derived from volcanic and/or plutonic mafic rocks. In particular, the Monte Guazú Complex is distinguished from other areas of the sierra de Comechingones by the abundance of metaplutonic rocks. Those rocks, which are broadly classified as orthogneisses, range from hornblende biotite tonalites to two-mica granites, and intruded the metasedimentary sequence soon after the metamorphic peak was reached. The metaplutonic rocks were pervasively reworked by regional-scale dynamic metamorphism. Variations of microstructures generated by the second tectono-thermal event (M2-M3, D2-D3) indicate that microstructures of orthogneisses changed from recovery to dynamic recrystallisation to cataclastic failure, as temperature decreased from amphibolite to greenschist conditions. The petrological and structural evolution of the Monte Guazú Complex demonstrates that this marginal terrane of the sierra de Comechingones records two major independent tectono-thermal cycles.

**Key words:** *Pampean Metamorphism, Famatinian Metamorphism, Sierra de Comechingones*

**Palabras clave:** *Metamorfismo Pampeano, Metamorfismo Famatiniano, Sierra de Comechingones*

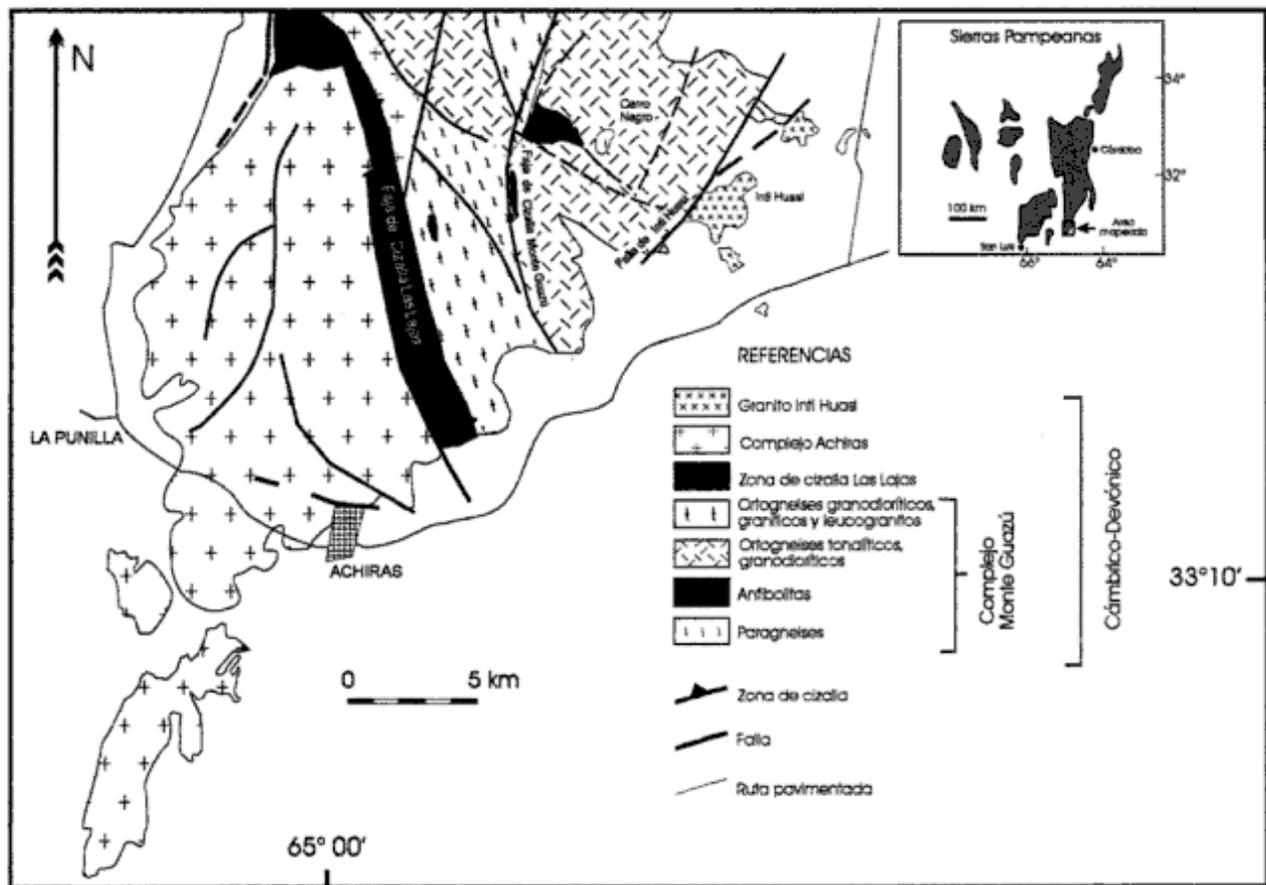
### Introducción

El Complejo Monte Guazú, que aflora en el flanco oriental del sur de la sierra de Comechingones, se caracteriza por presentar un conjunto de rocas metamórficas y cataclásticas derivadas de dos grandes grupos de protolitos: 1) sedimentos sílico-clásticos; y 2) rocas ígneas máficas, intermedias y félsicas. Precisamente el segundo tipo de protolitos es el que permite distinguir, del resto de basamento de la sierra de Comechingones, al Complejo Monte Guazú como entidad litoestratigráfica.

Inicialmente esta entidad litoestratigráfica fue introducida con la jerarquía de Unidad Metamorfitas Monte Guazú dentro del Complejo Las Lajas por Otamendi *et al.* (1996). Sobre la base de criterios cronoeestratigráficos, así como también debido a la representatividad de la secuencia litoestratigráfica y a la extensión areal, Stuart-Smith y Skirrow (1997) propusieron definirlo como Complejo Monte Guazú, en tanto que acuñaron el nombre zona de cizalla Las

Lajas para la faja de cizalla regional que bordea por el oeste al Complejo Monte Guazú, y que fuera anteriormente incluida por Otamendi *et al.* (1996) en el Complejo Las Lajas como Unidad Metamorfitas Loma Blanca. En este trabajo se utilizará la nomenclatura estratigráfica propuesta por Stuart-Smith y Skirrow (1997), en tanto que la distribución areal de las unidades litoestratigráficas corresponde a una modificación combinando la cartografía de Otamendi *et al.* (1996) y Stuart-Smith y Skirrow (1997). La evolución estructural del área de estudio presentada por Otamendi *et al.* (1996) y Stuart-Smith y Skirrow (1997) sirve de base para las consideraciones elaboradas en este trabajo.

Esta contribución tiene por objetivo describir la geología y petrología de la porción sur del Complejo Monte Guazú (Fig. 1); en consecuencia, está centrado en la observación y la discusión de los tipos litológicos, y en evaluar la evolución metamórfica en cada una de las asociaciones litológicas representativas, en tanto que, la caracterización mineralógica



**Figura 1:** Geología del Complejo Monte Guazú dentro del contexto geológico en el extremo sur de la sierra de Comechingones. Se muestra también la ubicación del área estudiada dentro del ámbito de las Sierras Pampeanas sudorientales de Argentina.

y química de las rocas ígneas que constituyen el Complejo Monte Guazú será presentada en una contribución complementaria a ésta (Fagiano *et al.* en progreso).

Los símbolos de minerales usados en texto y figuras son de Kretz (1983).

### Marco geológico

El Complejo Monte Guazú constituye la porción sudoriental de la sierra de Comechingones, precisamente, en sentido estricto, es la estratigrafía y la evolución de las secuencias litoestratigráficas que conforman este bloque serrano las que dan el contexto geológico de la región investigada (Fig. 1). Por su parte, por relaciones geológicas y por su ubicación geográfica, la sierra de Comechingones corresponde al borde sudoriental de las Sierras Pampeanas.

La sierra de Comechingones está compuesta por una secuencia metasedimentaria derivada de pelitas impuras, vaques (*lato sensu*) y calizas de pureza variable (Gordillo y Lencinas 1979). Los sedimentos se interdigitan con productos ígneos volcánicos máficos. Las rocas ígneas volcánicas, asumiendo que

son similares a aquellas presentes en otros sectores de la sierra de Córdoba, son derivadas y emplazadas en un ambiente oceánico (Rapela *et al.* 1998). Las rocas ultramáficas serpentinizadas, que conforman cinturones bien definidos, se atribuyen a un complejo ofiolítico desmembrado e interestratificado tectónicamente con la secuencia sedimentaria (Mutti 1997). Cabe aclarar, que el conjunto de litologías que constituye la sierra de Córdoba, ocurre como secuencias o grupos litoestratigráficos que poseen una asociación de rocas y una evolución geológica que lo diferencia de las otras unidades también presentes en este bloque serrano (ver Baldo *et al.* 1996; Martino *et al.* 1995). En general la sierra de Córdoba (Baldo *et al.* 1996) y en particular la secuencia cortical de la sierra de Comechingones se encuentra metamorfozada desde la facies de anfibolitas hasta la facies de granulitas (Gordillo 1984; Otamendi *et al.* 1999). Escayola (1997) demuestra que las rocas ultramáficas del norte de la sierra de Comechingones presentan una evolución metamórfica semejante al que muestran las secuencias metasedimentarias, hecho que permite deducir que las rocas ultramáficas formaban parte de la secuencia cortical antes de la evolución tectónico-metamórfica de la sierra. La asociación litológica que

conforma el basamento de la sierra de Comechingones es intruida por complejos máficos, cuyos tipos petrológicos más representativos son ferrogabros y ferrodioritas (Rabbia *et al.* 1996) emplazados en niveles intermedios de la secuencia cortical (Demichellis *et al.* 1998). El basamento que constituye la sierra de Comechingones muestra una evolución estructural caracterizada por dos fases de plegamiento (D2 y D3), seguida por una etapa de corrimientos dúctiles (D4) de naturaleza convergente (Martino *et al.* 1995, 1997).

Tomando en cuenta la base de datos de edades absolutas obtenidas en la sierra de Córdoba (Rapela *et al.* 1998), la evolución petrológica y estructural de la sierra de Comechingones se atribuye al Cámbrico. Una serie de rocas ígneas plutónicas intermedias aparecen en concordancia regional dentro de la secuencia cortical de la sierra de Comechingones (Guereschi y Baldo 1993; Otamendi *et al.* 1996). Esta *suite* de rocas ígneas se emplazó en relación tardía al pico metamórfico (M1), al menos en el sur de la sierra (Otamendi *et al.* 1996). Sin embargo, la falta de edades absolutas impide ubicar esta actividad ígnea dentro del esquema evolutivo de la sierra de Comechingones. Durante el Silúrico superior al Devónico la secuencia cortical, ya exhumada hacia niveles corticales superiores, es intruida por el magmatismo félsico post-orogénico que constituye los batolitos de Achala y Cerro Áspero (Rapela *et al.* 1982; Stuart-Smith y Skirrow 1997; Pinotti 1998).

## Geología del Complejo Monte Guazú

El Complejo Monte Guazú está constituido por protolitos sedimentarios, los cuales aparecen como una cuña en el centro del área de estudio, o bien subyacen regionalmente aún donde dominan otros tipos litológicos (Fig. 1), en tanto que prevalecen arealmente en el sector norte del complejo fuera del área de estudio. Los protolitos ígneos félsicos a intermedios (granitoides) aparecen con mayor distribución areal en el sector austral, donde llegan a conformar cuerpos kilométricos virtualmente homogéneos; en tanto que las anfibolitas, aunque ampliamente distribuidas en todo el complejo, ocurren como pequeños lentes interdigitados con las otras litologías (Fig. 1).

El Complejo Monte Guazú es la unidad litoestratigráfica de mayor distribución areal en el sur de la sierra de Comechingones, se extiende desde el sur del batolito Cerro Áspero hasta la terminación austral de la sierra (Otamendi *et al.* 1996; Stuart-Smith y Skirrow 1997). En su borde sudoeste el complejo está truncado por la faja de cizalla de Las Lajas, o al noroeste, por la falla que define el límite occidental de la sierra de Comechingones. Por otro lado, la fa-

lla de Inti Huasi lo pone en contacto con el granito homónimo, o bien donde el intrusivo no aflora, las rocas son cubiertas por sedimentos del cuaternario.

La asociación rocosa es relativamente monótona y su distribución areal se puede generalizar (Fig. 1) en: 1) las rocas regionales que afloran dominantes en la porción norte y como cuñas o tabiques en el sur son paragneises de biotita  $\pm$  granate  $\pm$  sillimanita, frecuentemente aparecen milonitizados desde protomilonitas hasta ultramilonitas; 2) en el sector noroeste, y en el flanco oriental de la faja de cizalla de Las Lajas, dominan ortogneises granodioríticos o granfticos profusamente intruidos por diques de leucogranitos; 3) al este-sudeste de la faja de cizalla de Monte Guazú aparecen casi con exclusividad ortogneises tonalíticos biotíticos; en tanto que ortogneises tonalíticos biotíticos anfibólicos constituyen pequeños afloramientos discretos en el sector oriental; y 4) sin respetar regularidad alguna ocurren las anfibolitas.

La estructura de deformación más antigua observada en los paragneises del Complejo Monte Guazú es una foliación metamórfica  $S_1$ , quizás sincrónica con el pico metamórfico, previa a la intrusión de los granitoides intermedios, y se adscribe al Ciclo Orogénico Pampeano (Otamendi *et al.* 1996). Además este estadio tectónico se puede correlacionar con el evento deformacional I registrado en la porción media de la sierra de Comechingones por Martino *et al.* (1995). En el área estudiada, los rasgos estructurales generados durante el primer ciclo de deformación (D1) han sido casi completamente obliterados por la acción de un segundo ciclo tectónico (D2). Durante D2 tuvo lugar el reequilibrio metamórfico profuso en todos los tipos litológicos del Complejo Monte Guazú, generándose una foliación milonítica ( $S_2$ ) que obliteró en grado variable y transpuso las fábricas  $S_1$ . El evento D2 produjo un alzamiento de la secuencia hacia niveles corticales superiores y metamorfismo retrógrado (Stuart-Smith y Skirrow 1997). Durante el tercer evento (D3) la deformación fundamentalmente se concentró en fajas de cizalla definidas dentro de dos zonas principales, Monte Guazú y Las Lajas. Los indicadores cinemáticos en las fajas de cizalla indican consistentemente transporte tectónico hacia el oeste-noroeste (Otamendi *et al.* 1996). En términos generales, el movimiento es de convergencia, mientras que existe una componente de movimiento sinistral que está subordinada a la convergencia. Dado los objetivos de este trabajo es preciso aclarar que, en el área estudiada, los eventos D2 y D3 son dos etapas definidas para discernir rasgos estructurales, pero quizás constituyan dos etapas dentro de un ciclo de deformación progresiva probablemente continuo. Precisamente, los eventos D2 y D3 han sido asignados al Ciclo Orogénico Famatiniano (Otamendi *et al.* 1996).

## Tipos litológicos del Complejo Monte Guazú

### Paragneises

En su forma típica y más representativa esta litología es semejante, por características mineralógicas y texturales, al gneis tonalítico biotítico que domina en la sierra de Córdoba (Gordillo y Lencinas 1979). Mientras que los gneises biotíticos dominan en el área de estudio, la variedad portadora de biotita + granate ± sillimanita se encuentra en fajas de cizalla y aflora en gran parte del flanco oriental de la sierra. Si bien el gneis biotítico es el más abundante, éste ha sido descrito y caracterizado por Gordillo y Lencinas (1979). Por el contrario, la variedad de gneises rica en granate es particularmente significativa para reconstruir la evolución tectonometamórfica, por ende se tratará con mayor detalle.

Los gneises biotíticos granatíferos en el campo se individualizan por su color gris verdoso con tintes pardo grisáceos y su marcada foliación milonítica (fábrica S-C), mientras que, a nivel mesoscópico, presentan un bandeo composicional originado por segregación metamórfica, el que está obliterado en diferente grado por deformación generando gneises de ojos. Es así que, los gneises biotítico granatíferos poseen una foliación por segregación metamórfica ( $S_C$ ), a la que se superpone la foliación milonítica ( $S_M$ ), y la lineación ( $L_M$ ). La foliación y la lineación milonítica observada en sección delgada, se pueden correlacionar con la fábrica mesoscópica S2, sin embargo en las fajas de cizalla S2 está modificada por S3. La inspección al microscopio confirma la apariencia de campo; en este nivel se aprecia que la foliación milonítica se debe a la presencia de bandas donde domina una trama fusiforme de micas y cloritas, con cuarzo en cintas o como granos pequeños y suturados; este conjunto se ve interrumpido o amoldado a los porfiroblastos y/o porfiroclastos de plagioclasa, granate y ojos con múltiples subgranos de cuarzo. La plagioclasa, o bien evoluciona fragmentándose y se escinden en subgranos que se agrupan en ojos tipo  $\sigma$ , o bien rota. El granate, que es pre-cinemático respecto de la milonitización, está

reemplazado por clorita, sericita y biotita de modo pseudomórfico, proceso que puede aparecer como una reabsorción del borde, luego corroer las microfracturas internas para terminar en la obliteración completa del grano (Fig. 2a). Sillimanita, prismática y fibrosa, tiende a ocurrir en bandas de deformación; estas bandas están dominadas por biotita, mientras que clorita y muscovita se encuentra en proporciones subordinadas. Circón, apatita y minerales opacos son accesorios.

### Anfibolitas

Constituyen cuerpos ovoides que aparecen concordante con la foliación milonítica cuya generación se asocia a los eventos de deformación D2 y D3, hecho que implica que su yacencia, más que un contacto sedimentario o ígneo, refleja su emplazamiento tectónico durante estos eventos de deformación. En general, las anfibolitas son rocas de color gris a gris verdoso, y por sus rasgos macroscópicos, entre ellas, se reconocen variedades masivas y bandeadas, en tanto que según su mineralogía (Tabla 1) se distinguieron los siguientes tipos:

*Anfibolita tremolítica biotítica:* Se distribuyen en las cercanías de la faja de cizalla de Las Lajas; generalmente presentan estructura maciza, con textura granoblástica a nematoblástica y color gris oscuro.

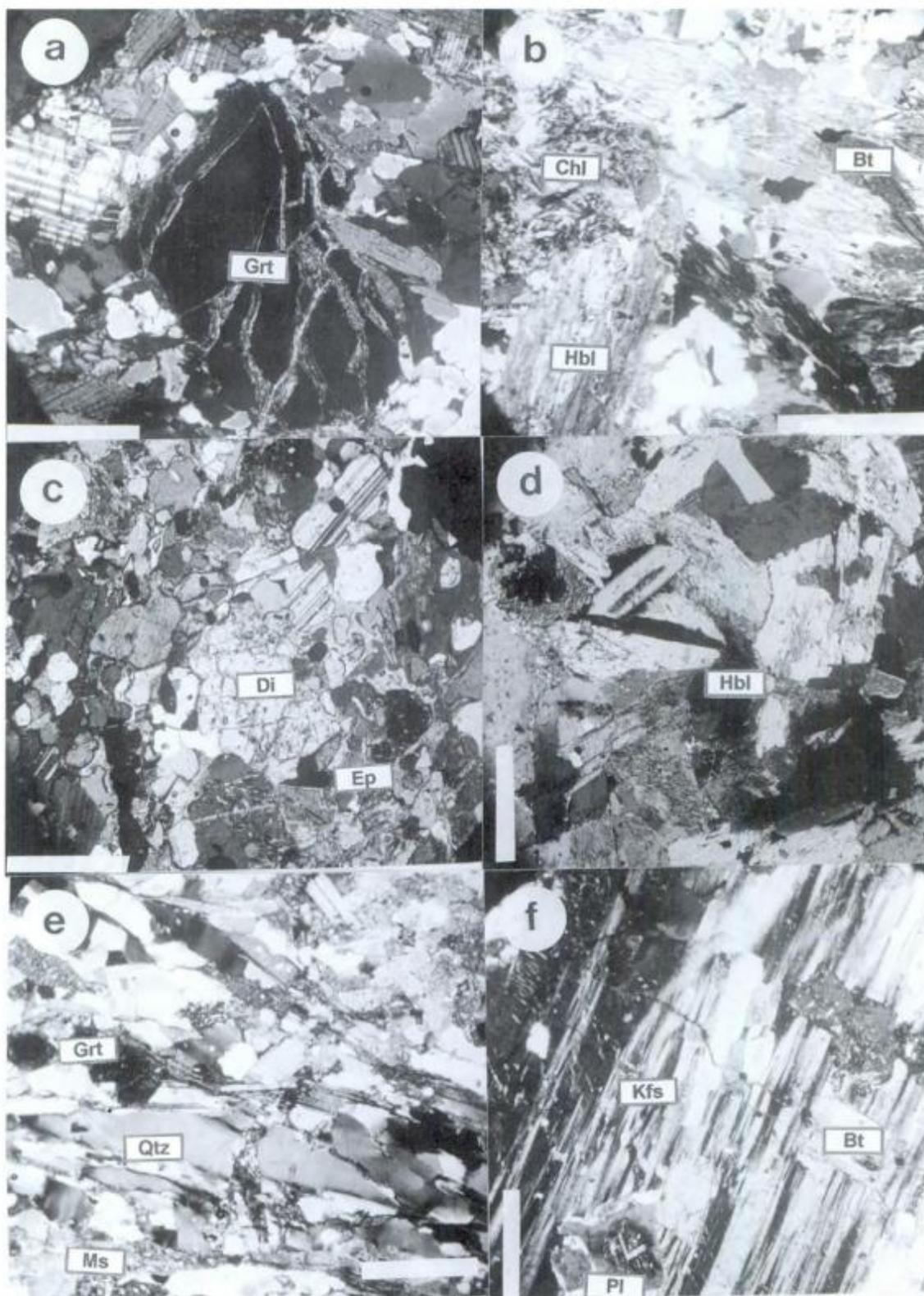
El mineral dominante es el anfíbol, y de este grupo el más abundante es la hornblenda verde que aparece con hábito prismático o plumoso (Fig. 2b), con frecuencia incluye biotita, y cummingtonita que crece en relación epitaxial; ocasionalmente su núcleo está transformado a actinolita tremolita. Le sigue en proporción tremolita prismática o fibrosa que muestra ordenamiento radial en soles. El otro anfíbol, cummingtonita, aparece en secciones basales hexagonales incompletas, o en prismas cortos de pleocroísmo amarillo pálido a verdoso y, en ocasiones, se presenta rodeada por hornblenda. La biotita parda también es abundante (<20%); con frecuencia está cloritizada. Las cloritas se agrupan formando agregados radiales

**Tabla 1:** Asociación de minerales y textura de las anfibolitas del Complejo Monte Guazú.

| Muestra | Cuarzo | Biotita | Cummingtonita | Clinopiroxeno | Tremolita | Epidoto | Clorita | Calcita | Esfena   |
|---------|--------|---------|---------------|---------------|-----------|---------|---------|---------|----------|
| LB32    | x      | x       | x             |               | x         |         |         |         | grb-m    |
| LB49a   | x      | x       | x             |               | x         |         | x       |         | gr/lep-m |
| LB54    |        | x       |               |               |           | x       | x       |         | gr/nem-m |
| LB59b   | x      |         |               | x             |           | x       | x       | x       | grb-b    |
| LB61    | x      |         |               |               |           |         |         |         | gr/nem-b |
| LB81    | x      |         |               | x             |           | x       | x       |         | grb-b    |

Todas las muestras incluyen hornblenda + plagioclasa. Los accesorios más frecuentes son apatita y opacos; circón en LB32 y LB70; rutilo en LB32.

Notación: grb= granoblástica, gr/lep= granolepidoblástica, gr/nem= granonematoblástica, m= masiva, b= bandeada



**Figura 2:** a, Proceso de reemplazo, observado en paragneis, de granate por una trama fina de clorita  $\pm$  sericita iniciado en la microfracturación interna de granate, ocasionalmente el proceso avanza hasta corroer completamente al granate. b, Fábrica y textura de anfibolita tremolítica biotítica. c, Diópsido reabsorbido y epidoto xenomorfo e intersticial en anfibolita diopsídica. d, Hornblenda fibrosa que domina en las anfibolitas con epidoto. e, Cintas de cuarzo que muestran microfallas intergranulares en ortogneis granítico. f, Fenocristal de feldespato potásico con inclusiones de plagioclasa en disposición concéntrica, rasgo que se adscribe a cristalización magmática del feldespato alcalino (ver Vernon 1986). Nota: en cada una de las fotomicrografías la barra blanca es aproximadamente 1 mm en la escala de la foto.

con forma de abanico. Cuarzo y andesina completan la asociación mineral; donde estos últimos minerales dominan se aprecia una franca textura granoblástica poligonal.

*Anfibolitas diopsídicas:* La variedad diopsídica de anfibolitas fue reconocida en todo el sector oriental del área estudiada; sin embargo, a diferencia de las otras anfibolitas, en algunos casos constituyen fajas más extensas que incluso superan los 500 m de longitud.

Se trata de rocas grises verdosas, de estructura bandeada y textura nematoblástica. Modalmente predomina hornblenda verde, que al tornarse asbestiforme en hábito, pierde color; este mineral está reemplazado en grado variable por clorita y epidoto. El diópsido es xenomorfo en secciones basales y subidomorfo en prismas cortos, con pleocroísmo débil (Fig. 2c). Acompañan plagioclasa en gran parte rodeada por escaso cuarzo, epidoto (clinozoisita?), cloritas verdes o azules y en menor proporción esfena, opacos, apatita y circón.

*Anfibolitas epidóticas:* Esta variedad aparece en fajas asociadas a la zona de cizalla de Monte Guazú. En la mayoría de los afloramientos son rocas verdes de aspecto masivo, en tanto que su textura es grano-lepidoblástica.

La hornblenda de color verde azulado aparece como prismas largos o agujas con terminaciones desfle-cadas (Fig. 2d); algunos individuos poiquilíticos incluyen esfena y biotita. La acompañan cantidades variables de plagioclasa muy deformada y sericitizada, hecho que dificulta su identificación. Epidoto microcristalino y esquelético es intersticial y rodea a los minerales antes descriptos. La biotita parda es escasa y aparece como pequeñas escamas incluidas en hornblenda. Por sectores se observan clorita y calcita, en tanto que esfena es el accesorio más importante.

### Ortogneises

Este grupo litológico involucra un conjunto de rocas ígneas cuya apariencia responde en gran medida a la acción de procesos de metamorfismo estático y dinámico. Sobre la base de la asociación y moda mineral (Tabla 2) se distinguieron los probables protolitos ígneos, y en función de éstos se reconocieron los siguientes tipos litológicos:

*Ortogneises miloníticos graníticos:* En su forma típica son rocas claras y con conspicua foliación milonítica, la que se destaca por porfiroclastos de feldespatos y finas folias de fluxión discontinuas; estas últimas se adaptan a la forma de los ojos leucocráticos. Aunque la variedad fue clasificada como

milonita, es preciso aclarar que también se encuentran desde protomilonitas hasta ultramilonitas. De todos modos, aquí se las tratará como una única variedad litológica. Estas rocas son portadoras de una amplia gama de minerales; entre ellos se destacan por su mayor proporción cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa que aparecen como porfiroclastos o en la matriz. Biotita y muscovita siempre están presentes en esta variedad litológica. Es común observar apatita, esfena y circón. En tanto que es ocasional la presencia de granate, sillimanita, y llamativa la existencia de allanita en gran cantidad de muestras, en raras oportunidades se encuentra pistacita; además, en algunas rocas hay neoformación de clorita por disolución de biotita.

Se caracterizan por una microestructura milonítica, con foliación lenticular, desflecada y amoldada a los porfiroclastos, desarrollándose una matriz que muestra reducción del tamaño de grano en bandas de fluxión, recristalización y neomineralización en la matriz. El cuarzo se presenta en forma lenticular o en cintas, muchas de ellas imbricadas (Fig. 2e); en gran parte este mineral constituye bandas donde aparece con textura ameboidal o poligonal recristalizada. El microclino se presenta en porfiroclastos subhedros a euhedros, incluye plagioclasa, biotita, circón y allanita. La plagioclasa incluida es euhedra, no está deformada y se orienta definiendo superficies de crecimiento del feldespato (Fig. 2f, ver Vernon 1986). La macla del microclino característica del feldespato puede preservarse en porfiroclastos (Fig. 3a), en otras oportunidades está flexurada; en tanto que en el caso de plagioclasa aparecen bandas internas de *microkink* (Fig. 3b). En todas las muestras se observan porfiroclastos de feldespato alcalino desgarrados por tracción con recristalización dinámica de subgranos en posiciones internas (Fig. 3c). En la matriz también aparece microclino recristalizado de forma irregular y de ubicación intersticial. Por otro lado, la plagioclasa, en la mayoría de los porfiroclastos preserva su carácter euhedro, algunos porfiroclastos están obliterados en parte por la reabsorción y recristalización dinámica de un nuevo borde que se presenta intercrecido con la matriz, apareciendo, en tal caso, con textura de núcleo y manto (White 1975, ver Fig. 3a). Los individuos mayores de plagioclasa muestran un débil zonado, muchos son poiquilíticos e incluyen cuarzo y biotita, algunos están disueltos y muestran bordes aserrados e indentados con la matriz (Fig. 3d). La biotita presenta características ópticas singulares pues varía el pleocroísmo y el color de los individuos según si están incluidos (protegidos) en porfiroclastos de otros minerales o están recristalizadas en la matriz, aumentando los tonos pardos hacia las últimas. Paquetes de biotita se deforman plásticamente por torsión, tipo *mica fish*. La muscovita es neoformada en bandas de formación, o aparece por crecimiento estático cortando las fábr-

**Tabla 2:** Asociación de minerales en los ortogneises derivados de granitoides.

| Muestra | Clorita | Epidoto | Muscovita | Biotita | Hornblenda | Granate | Sillimanita | Feldespatos-K | Protolito |   |
|---------|---------|---------|-----------|---------|------------|---------|-------------|---------------|-----------|---|
| LB33    | x       |         | x         | x       |            | x       |             | x             | Gr        | M |
| LB40    |         |         | x         |         |            | x       | x           | x             | LGr       | P |
| LB42    | x       |         |           | x       |            |         |             | x             | G-Gr      | P |
| LB43a   | x       |         |           | x       |            |         |             | x             | Tb        | P |
| LB45a   |         |         | x         | x       |            |         |             |               | G-Gr      | P |
| LB43b   |         |         |           | x       |            |         | x           | x             | Tb        | P |
| LB46    |         |         | x         | x       |            |         |             | x             | G-Gr      | M |
| LB47    |         |         | x         | x       |            |         |             | x             | G-Gr      | M |
| LB48a   |         |         | x         | x       |            |         |             | x             | G-Gr      | M |
| LB49b   | x       | x       |           | x       |            |         |             |               | Tb        | M |
| LB50    |         | x       | x         | x       |            |         |             |               | Tb        | P |
| LB51    | x       | x       | x         | x       |            |         |             | x             | G-Gr      | M |
| LB53    |         | x       | x         | x       |            |         |             | x             | G-Gr      | M |
| LB60    | x       | x       | x         | x       |            |         | x           |               | Tb        | U |
| LB63    | x       | x       | x         | x       |            |         |             |               | Tb        | P |
| LB64    | x       | x       | x         | x       |            |         |             |               | Tb        | P |
| LB68    | x       | x       |           |         |            |         |             | x             | Tb        | P |
| LB70    | x       | x       |           | x       |            |         |             |               | Tb        | P |
| LB71    | x       | x       |           | x       | x          |         |             |               | Th        | P |
| LB72    | x       | x       |           | x       |            |         |             |               | Tb        | P |
| LB73    | x       | x       |           | x       |            |         |             | x             | Tb        | M |

Todas las muestras incluyen cuarzo + plagioclasa. Los accesorios más frecuentes son apatita, circón y opacos, allanita en: LB43a, LB43b, y LB53; esfena en: LB49b. Notación: LGr= leucogranítico; G-Gr= granodiorítico o granítico; Tb= tonalítico biotítico; Th= tonalítico biotítico hornblendífero. P= protomilonita; M= milonita; U=ultramilonita.

cas de deformación, aunque también se observa neoformada incluida y siguiendo planos cristalográficos de microclino y plagioclasa. El granate, cuando está presente, es anhedo y subredondeado, siempre aparece con micro-fracturas, es de tipo cribado y sigue el tren de la foliación (Fig. 2e).

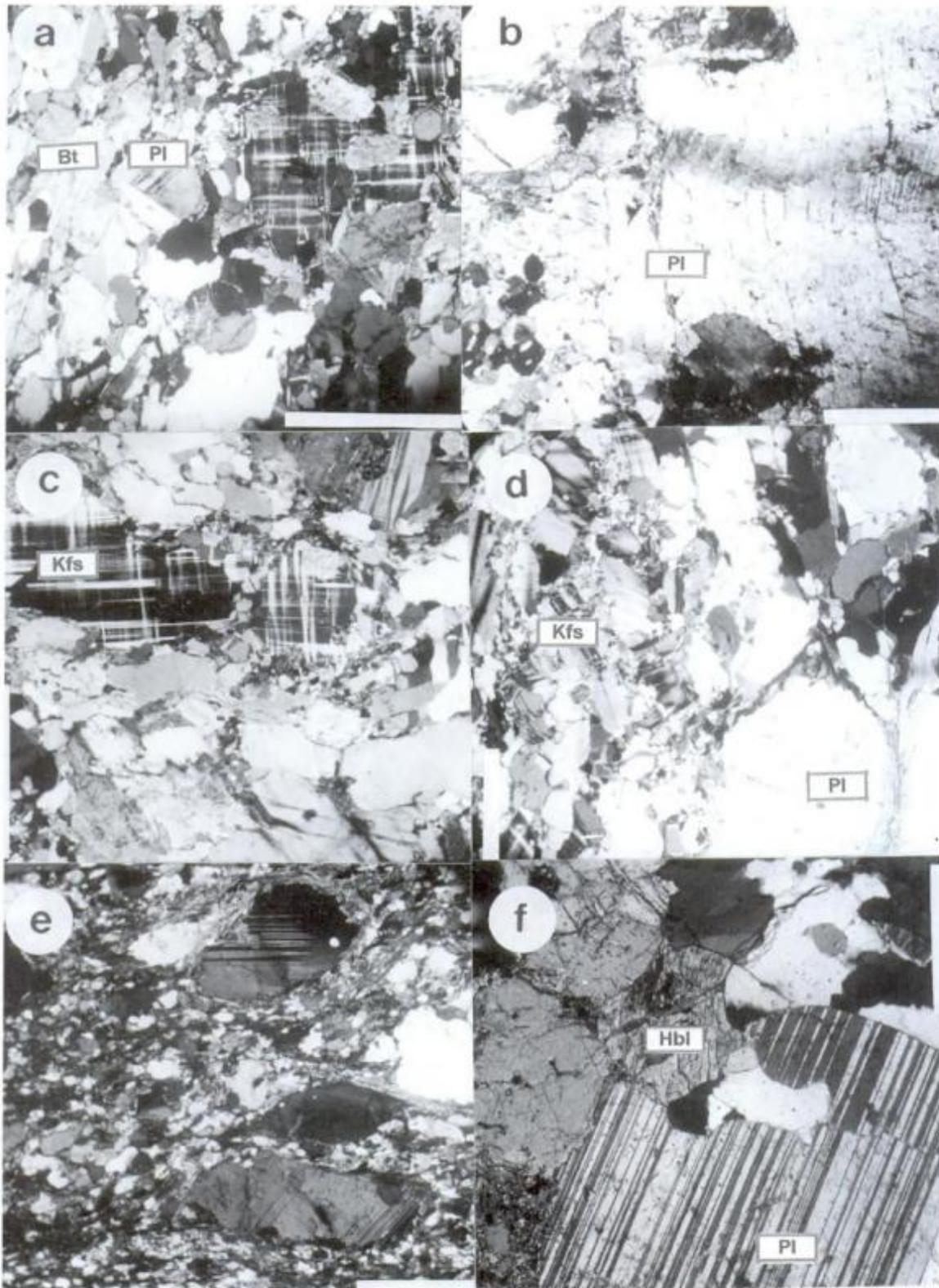
**Ortogneises granodioríticos:** Esta variedad, de máxima ocurrencia areal en el centro del complejo, constituye afloramientos deformados y pequeños e interdigitados con ortogneises graníticos o tonalíticos. La roca se caracteriza por presentar textura granoblástica a milonítica, variando de equigranular a porfírica. Los componentes principales son cuarzo, plagioclasa (andesina) y microclino (6-11%); como accesorio más frecuente se encuentra biotita (8-15%), además aparecen apatita, allanita, esfena, minerales opacos y ocasionalmente muscovita y clorita son secundarios.

Al microscopio, el cuarzo se agrupa en bandas de recristalización y poligonación, producto de su recuperación granular, o se observa como individuos mayores que extinguen ondulado, o en lamelas. La plagioclasa es subhedra y en general forma porfiroclastos (3-4 mm) zonados y con maclas flexuradas, algunos incluyen biotita y esfena. Ocasionalmente plagioclasa ocurre en bandas de deformación, en este caso no muestra zonado y es de granometría menor que en los porfiroclastos. El microclino es intersticial y aparece como pequeños cristales xenomorfos e irregulares, con su macla característica parcialmente es-

fumada. La biotita se encuentra con una débil orientación, muchas veces flexurada, algunos individuos se ven cloritizados y otros crecen con carácter estático cortando las bandas de mayor deformación. En este tipo litológico siempre se observan individuos de allanita metamórfica, euhedros y zonados. Como minerales accesorios comunes aparecen apatita, esfena y opacos.

**Ortogneises tonalíticos biotíticos:** Éstos constituyen una faja de orientación NNO-SSE que aparece en el flanco oriental del extremo sur de la sierra de Comechingones (Fig. 1). Por el contrario, fuera del área de este trabajo, al norte de los 33° lat. sur, este tipo litológico conforma afloramientos discretos, menos extensos y dispersos (ver Stuart-Smith y Skirrow 1997).

Presentan pasajes graduales a ortogneises granodioríticos; la transición litológica ocurre por la progresiva pérdida modal de biotita e incremento de feldespato alcalino. Otra característica en la yacencia de estas rocas es la frecuente intercalación con lentes de anfibolitas, paragneises y ortogneises tonalíticos biotíticos anfibólicos. Este tipo litológico muestra un amplio espectro de productos miloníticos; aparecen desde protomilonitas hasta ultramilonitas. Las protomilonitas, que son las más abundantes, pueden ser masivas o estar formadas por bandas félsicas constituidas por una trama orientada de cuarzo elongado y porfiroclastos de plagioclasa rotados, apareciendo a ojo desnudo con foliación milonítica poco



**Figura 3:** **a**, Recristalización dinámica de subgranos rodeando un feldespato alcalino parcialmente disuelto. **b**, Banda de *microkink* en plagioclasa. **c**, Recristalización interna de subgranos de feldespatos dentro de un porfiroclasto de feldespato potásico desgarrado por tracción. **d**, Fábrica milonítica en ortogneis granítico donde se observa recristalización dinámica en porfiroclastos, y reducción de tamaño de grano que causa la generación de matriz orientada que flanquea a los porfiroclastos. **e**, Fábrica de un ortogneis tonalítico en transición entre milonitas y ultramilonitas, se destacan los porfiroclastos  $\sigma$  de plagioclasa. **f**, Fábrica ígnea de un ortogneis tonalítico hornblendífero biotítico. Escala gráfica igual que en figura anterior.

penetrativa. Por otro lado, las ultramilonitas son rocas que se caracterizan por su fábrica milonítica, ocasionalmente con diseño S-C, están constituidas por una matriz afanítica gris oscura y escasos porfiroclastos leucocráticos (Fig. 3e).

Las rocas más abundantes presentan textura granoblástica, en grado variable porfiroclástica, están compuestas esencialmente por cuarzo, plagioclasa y biotita; la muscovita es de ocurrencia ocasional, en tanto que clorita y epidoto aparecen en la gran mayoría de las rocas. Como minerales accesorios se encuentran circón, apatita y opacos. En la microestructura alternan finas bandas oscuras formadas por un agregado de biotita, muscovita y cintas de cuarzo, con una trama félsica orientada formada por subgranos de cuarzo y porfiroclastos redondeados de plagioclasa. En los ejemplares menos deformados los porfiroclastos tipo  $\sigma$  de plagioclasa muestran deshomogeneización del zonado, macla de deformación y *microkink* interno; en ocasiones aparece con reborde recristalizado y, en general, con una ligera alteración del tipo sericita-epidoto. La biotita deformada exsuelve óxido de hierro secundario y muscovita y/o clorita se neoforman pseudomórficamente a partir de aquella. En las milonitas, el cuarzo aparece como cintas de forma rectangular o conforma bandas de granos suturados en sombras de presión de porfiroclastos de feldspatos. Granos elongados de plagioclasa se orientan siguiendo a la foliación milonítica, y a ellos se amoldan la orientación de las cintas de cuarzo y de las folias de biotita. Por otro lado, las ultramilonitas se destacan por la matriz milonítica de grano fino constituida por biotita, muscovita y clorita, que conforma bandas de fluxión continuas, las que alternan con bandas compuestas por un mosaico de cuarzo suturado. La matriz engloba porfiroclastos tipo  $\sigma$  de plagioclasa que muestra maclas deformadas (Fig. 3e).

*Ortogneises tonalíticos anfibólicos biotíticos:* Estas rocas constituyen afloramientos pequeños pero discretos en el sector oriental del área estudiada, en general incluidos dentro del tipo litológico anterior. Los cuerpos son de forma ovoide a lentiforme y de escaso desarrollo en su longitud, en general están flanqueados por milonitas tonalíticas biotíticas; el contacto primario entre ambas rocas está obliterado por la deformación. Las tonalitas hornblendíferas son rocas leucocráticas, de grano medio a grueso y color gris blanquecino. Presentan textura hipidiomorfa gruesa (Fig. 3f), muestran una lineación débil, pero persistente, dada por la orientación de los prismas de anfíbol. Están compuestas por cuarzo, plagioclasa, hornblenda y ocasionalmente biotita. Los minerales accesorios son allanita (metaméctica), apatita y minerales opacos euhedros; los productos de procesos secundarios (diaftóresis) son clorita y epidoto. La plagioclasa, variedad andesina, aparece microfracturada, deformada y pocas veces zonada. La hornblenda

verde se presenta como grandes prismas levemente orientados y dispersos en la masa leucocrática, además puede verse alterada en grado variable, en los casos extremos se transforma en una masa de epidoto y clorita. El cuarzo, a menudo con extinción ondulosa, muestra bordes irregulares y en algunos casos engolfamientos por disolución, o aparece recristalizado en bandas con textura poligonal.

### *Leucogranitos*

Los leucogranitos aplíticos y pegmatíticos constituyen un conjunto de diques tabulares y subverticales que ocurren con mayor expresión en el sector noroeste del área estudiada, sin embargo se pueden encontrar en todo el complejo. Los leucogranitos no sólo intruyen las otras litologías, sino que también los diques de aplogranitos se intruyen y cortan mutuamente, y además están afectados en grado variable por metamorfismo dinámico, indicando una historia compleja de intrusiones graníticas. En general muestran textura alotriomórfica primaria, a clásica sobreimpuesta. Además de los minerales esenciales cuarzo, oligoclasa, microclino; aparecen sillimanita, granate y muscovita como accesorios.

En el cerro Negro los leucogranitos aplíticos constituyen un afloramiento homogéneo de forma ovoide y contacto neto con los ortogneises tonalíticos (Fig. 1), en este caso los granitos preservan como dominante la fábrica y los rasgos ígneos.

### **Evolución metamórfica**

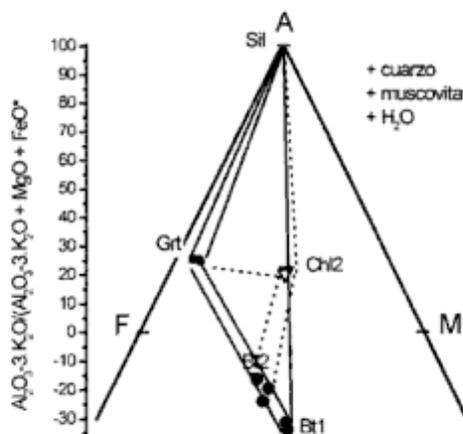
#### *Composición y equilibrio de minerales en los paragneises*

En rocas que han sufrido una historia compleja de metamorfismo y deformación, si se pretende analizar la evolución metamórfica de manera cualitativa y cuantitativa, es imprescindible estudiar las variaciones de la química mineral, la estabilidad de minerales en relación a la generación de fábricas metamórficas y/o deformacionales, e interpretar, sobre la base de los puntos anteriores, la historia de reacciones metamórficas que explican la evolución de la asociación mineral (Spear 1993).

La metodología analítica utilizada para determinar la química mineral fue descrita por Otamendi *et al.* (1998). Composiciones representativas de minerales de dos muestras de paragneises se presentan en la Tabla 3, en tanto que la base de datos completa utilizada en este trabajo puede ser requerida a los autores.

Uno de los rasgos sobresalientes de la química mineral es la existencia de dos tipos composicionales

de biotita. La composición química de la biotita varía dependiendo de su posición textural; cristales de biotita (Bt1) incluidos en plagioclasa se caracterizan por poseer una relación  $X_{Mg}$  ( $=Mg/(Mg+Fe)$ )  $\sim 0,5$  mayor que aquella que presenta la biotita Bt2 ( $X_{Mg} = 0,43-0,47$ ) ubicada en la matriz o en bandas de fluxión y asociada a muscovita y clorita. Sin embargo, es importante destacar que, excepto por  $X_{Mg}$  que es mayor en la biotita Bt1, en términos generales el resto de la química mineral de las biotitas Bt1 y Bt2 es semejante. En general, los granates de los paragneises son soluciones sólidas de almandino y piropro con contenidos menores de espesartina (3,3 a 3,9%) y grosularia (3 a 4,2%). En promedio presentan valor de  $X_{Mg} = 0,21$  con mínima variación en el núcleo; mientras que  $X_{Mg}$  disminuye levemente hasta 0,19 en los bordes. Sin embargo, los granates se pueden considerar homogéneos. También la plagioclasa presenta una pequeña variación con incremento de la molécula de anortita de 33% en el núcleo a 35% hacia el borde. La muscovita es químicamente homogénea y se caracteriza por presentar un defecto de  $Al^{(6)}$  en sitios octaédricos que son ocupados por Mg, Fe y, en menor medida, por Ti. La clorita es aluminosa, pues posee un exceso de Al que supera los sitios tetraédricos y, por consiguiente, debe ubicarse en sitios octaédricos; además muestran una relación  $X_{Mg} \sim 0,51$  constante, y tenores bajos pero significativos de  $K_2O$  (0,1-0,5%) y F ( $\sim 0,25\%$ ). Tanto la muscovita como la clorita poseen, en diferentes cristales de la matriz y en dos muestras, composiciones químicas semejantes, hecho que implicaría que se generaron en un único estadio evolutivo. Por otro lado, la presencia de Mg y Fe en muscovita, así como también de  $K_2O$  y F en clorita, sugieren la participación de biotita en el proceso de formación de aquellas.



**Figura 4:** Proyección de minerales de importancia petrológica en el diagrama AFM de Thompson (1957). Se utiliza línea entera para unir la asociación mineral que se dedujo estuvo en equilibrio durante el metamorfismo M1. En tanto que, la línea cortada une los minerales equilibrados durante el segundo evento metamórfico M2.

Una primera aproximación al estudio del equilibrio mineral en los paragneises se puede realizar utilizando el diagrama AFM de Thompson (1957). Este es una reducción del sistema  $K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ , proyectando desde cuarzo, muscovita y  $H_2O$ , en el triángulo  $FeO-MgO-Al_2O_3$  (Fig. 4; ver Spear 1993). La convergencia entre las observaciones petrográficas y las observaciones de campo sugiere que la paragénesis de los paragneises durante el pico metamórfico (M1) fue biotita + granate + sillimanita + plagioclasa + cuarzo. En consecuencia, la proyección desde una paragénesis con exceso de muscovita no puede ser realizada rigurosamente para la asociación mineral de M1. Sin embargo, la proyección AFM constituye el mejor espacio composicional donde mostrar la evolución paragenética que ocurre desde M1 a M2-M3. Ahora bien, debido a la capacidad de reequilibrio interno por difusión iónica que posee la biotita (Spear 1991), y además, teniendo presente el grado de deformación y retrogradación que sufrieron los paragneises durante el segundo ciclo metamórfico (M2 y/o M3) es sumamente improbable que biotita preserve la química equilibrada durante el pico térmico M1; esto es válido al menos para la biotita ubicada en la matriz de los paragneises. Por consiguiente, en el sistema AFM la paragénesis del pico metamórfico se reduce al granate y a la biotita incluida en plagioclasa (Fig. 4). Por otro lado, la química mineral y el análisis de la paragénesis mineral, en coherencia con el análisis petrográfico, muestran que muscovita y clorita son fases que se generan durante la deformación dinámica (D2 y/o D3). También la composición de la biotita de la matriz, ya sea por recristalización o reequilibrio iónico, responde al metamorfismo M2 y/o M3. Tal como queda de manifiesto en la proyección AFM (Fig. 4) el proceso metamórfico más importante durante el episodio M2 es la reabsorción de granate que reacciona con la biotita progradante (Bt1) para formar clorita + muscovita + biotita (Bt2). En términos generales este proceso implica metamorfismo retrógrado catalizado por rehidratación y, como lo indican las relaciones texturales, asistido por deformación progresiva.

En los paragneises, la composición de biotita, durante los eventos de deformación D2 y D3 que indujeron recristalización dinámica de plagioclasa y cuarzo, pudo haber evolucionado químicamente en tres sentidos: 1) el granate es reabsorbido y la biotita incorpora parte del Fe y Mg liberado, como resultado decrece la relación Mg/Fe de biotita; 2) el granate no es reabsorbido pero se produce intercambio iónico durante el enfriamiento; como consecuencia, la biotita que está en contacto o incluida en granate presentará un incremento en la relación Mg/Fe, precisamente en respuesta al intercambio iónico; y 3) la biotita incluida en fases que no contienen Fe y Mg (feldespatos, cuarzo, etc.) preserva la composición equilibrada para el tiempo que quedó protegida dentro de

**Tabla 3:** Análisis químicos de minerales representativos de los paragneises de Monte Guazú.

| granate                        |              |             |              |             | micas                          |             |              |              |        |       |
|--------------------------------|--------------|-------------|--------------|-------------|--------------------------------|-------------|--------------|--------------|--------|-------|
| Muestra                        | LB59a        | LB59a       | LB69         | LB69        | Muestra                        | LB59a       | LB59a        | LB69         | LB59a  | LB69  |
| Mineral                        | Grt (núcleo) | Grt (borde) | Grt (núcleo) | Grt (borde) | Mineral                        | Bt1 (en Pl) | Bt2 (matriz) | Bt2 (matriz) | Ms     | Ms    |
| SiO <sub>2</sub>               | 38,21        | 37,72       | 36,91        | 37,32       | SiO <sub>2</sub>               | 36,50       | 36,49        | 36,62        | 50,92  | 47,94 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,01         | 0,02        | 0,02         | 0,00        | TiO <sub>2</sub>               | 2,87        | 2,76         | 2,13         | 0,80   | 0,60  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 21,55        | 21,14       | 21,57        | 21,66       | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 17,68       | 17,41        | 17,42        | 33,97  | 35,11 |
| CaO                            | 1,25         | 1,59        | 1,20         | 0,97        | FeO*                           | 18,52       | 21,03        | 19,78        | 1,96   | 1,03  |
| MgO                            | 5,21         | 4,36        | 4,20         | 5,52        | MnO                            | 0,22        | 0,12         | 0,03         | 0,00   | 0,10  |
| FeO                            | 33,17        | 34,10       | 32,29        | 32,32       | MgO                            | 10,94       | 8,82         | 9,73         | 1,45   | 0,97  |
| MnO                            | 1,57         | 1,76        | 3,76         | 2,41        | CaO                            | 0,22        | 0,06         | 0,22         | 0,00   | 0,00  |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,00         | 0,00        | 0,00         | 0,02        | Na <sub>2</sub> O              | 0,06        | 0,15         | 0,10         | 0,40   | 0,37  |
| total                          | 100,97       | 100,69      | 99,95        | 100,22      | K <sub>2</sub> O               | 9,44        | 9,49         | 9,51         | 9,73   | 9,20  |
|                                |              |             |              |             | F                              | 0,52        | 0,60         | 0,50         | 0,17   | 0,20  |
| Si                             | 3,00         | 2,99        | 2,95         | 2,95        | H <sub>2</sub> O               | 3,73        | 3,65         | 3,70         | 4,64   | 4,47  |
| Ti                             | 0,00         | 0,00        | 0,00         | 0,00        | total                          | 100,70      | 100,58       | 99,74        | 104,04 | 99,99 |
| Al                             | 2,00         | 1,98        | 2,03         | 2,02        |                                |             |              |              |        |       |
| Ca                             | 0,11         | 0,14        | 0,10         | 0,08        | Si                             | 2,74        | 2,77         | 2,78         | 3,23   | 3,15  |
| Mg                             | 0,61         | 0,52        | 0,50         | 0,65        | Al(4)                          | 1,25        | 1,23         | 1,22         | 0,77   | 0,85  |
| Fe <sup>+2</sup>               | 2,18         | 2,26        | 2,16         | 2,14        | Al(6)                          | 0,31        | 0,33         | 0,34         | 1,77   | 1,87  |
| Mn                             | 0,10         | 0,12        | 0,25         | 0,16        | Ti                             | 0,16        | 0,16         | 0,12         | 0,04   | 0,03  |
| Cr                             | 0,00         | 0,00        | 0,00         | 0,00        | Fe                             | 1,17        | 1,33         | 1,26         | 0,10   | 0,95  |
|                                |              |             |              |             | Mg                             | 1,18        | 1,00         | 1,10         | 0,14   | 0,10  |
| Mg#                            | 0,22         | 0,19        | 0,19         | 0,23        | Mn                             | 0,01        | 0,01         | 0,00         | 0,00   | 0,01  |
| Piropo                         | 20,30        | 17,00       | 16,60        | 21,50       | Vac(6)                         | 0,17        | 0,18         | 0,17         | 0,95   | 0,95  |
| Almandino                      | 72,70        | 74,60       | 71,60        | 70,50       | Ca                             | 0,02        | 0,01         | 0,02         | 0,00   | 0,00  |
| Grosularia                     | 3,50         | 4,50        | 3,40         | 2,70        | Na                             | 0,01        | 0,02         | 0,02         | 0,05   | 0,05  |
| Espesartina                    | 3,50         | 3,90        | 8,40         | 5,30        | K                              | 0,91        | 0,92         | 0,92         | 0,79   | 0,77  |
|                                |              |             |              |             | F                              | 0,12        | 0,14         | 0,12         | 0,03   | 0,04  |
|                                |              |             |              |             | Mg#                            | 0,50        | 0,43         | 0,47         | 0,57   | 0,10  |

| clorita                        |       |       |       |       | plagioclasa                    |             |            |             |            |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|--------------------------------|-------------|------------|-------------|------------|
| Muestra                        | LB59a | LB59a | LB69  | LB69  | Muestra                        | LB59a       | LB59a      | LB69        | LB69       |
| Mineral                        | Chl11 | Chl12 | Chl52 | Chl37 | Mineral                        | Pl (núcleo) | Pl (borde) | Pl (núcleo) | Pl (borde) |
| SiO <sub>2</sub>               | 27,68 | 26,28 | 26,30 | 27,11 | SiO <sub>2</sub>               | 60,66       | 60,36      | 59,87       | 59,37      |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,07  | 0,05  | 0,03  | 0,07  | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 25,49       | 25,75      | 25,54       | 25,48      |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 20,20 | 20,78 | 20,63 | 20,51 | CaO                            | 6,99        | 7,09       | 7,03        | 7,36       |
| FeO*                           | 25,82 | 25,63 | 25,67 | 25,82 | Na <sub>2</sub> O              | 7,67        | 7,66       | 7,62        | 7,58       |
| MgO                            | 14,90 | 15,29 | 15,32 | 15,02 | K <sub>2</sub> O               | 0,13        | 0,12       | 0,10        | 0,05       |
| MnO                            | 0,23  | 0,31  | 0,27  | 0,12  | total                          | 100,94      | 100,98     | 100,16      | 99,84      |
| CaO                            | 0,03  | 0,00  | 0,00  | 0,01  |                                |             |            |             |            |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,04  | 0,04  | 0,05  | 0,03  | Si                             | 2,68        | 2,66       | 2,66        | 2,65       |
| K <sub>2</sub> O               | 0,54  | 0,12  | 0,48  | 0,32  | Al                             | 1,33        | 1,34       | 1,34        | 1,34       |
| total                          | 88,97 | 88,38 | 88,27 | 88,69 | Ca                             | 0,33        | 0,34       | 0,33        | 0,35       |
|                                |       |       |       |       | Na                             | 0,66        | 0,66       | 0,66        | 0,66       |
| Si                             | 2,87  | 2,75  | 2,74  | 2,83  | K                              | 0,01        | 0,01       | 0,01        | 0,00       |
| Al(4)                          | 2,13  | 2,25  | 2,26  | 2,17  | Anortita                       | 33,20       | 33,60      | 33,60       | 34,08      |
| Al                             | 0,35  | 0,32  | 0,28  | 0,35  | Albita                         | 66,00       | 65,70      | 65,90       | 64,80      |
| Fe <sup>+2</sup>               | 2,24  | 2,24  | 2,24  | 2,25  | Ortoclasa                      | 0,80        | 0,70       | 0,50        | 0,40       |
| Mg                             | 2,30  | 2,39  | 2,38  | 2,33  |                                |             |            |             |            |
| Mn                             | 0,03  | 0,03  | 0,02  | 0,01  |                                |             |            |             |            |
| Ca                             | 0,00  | 0,00  | 0,00  | 0,00  |                                |             |            |             |            |
| Na                             | 0,01  | 0,01  | 0,01  | 0,01  |                                |             |            |             |            |
| Mg#                            | 0,51  | 0,52  | 0,52  | 0,51  |                                |             |            |             |            |

Nota: las fórmulas catiónicas fueron calculadas para las micas (biotita y muscovita) asumiendo un total de cationes (excepto H) igual a +22 cargas; para granate se usó una base de 8 cationes; plagioclasa se normalizó a 8 oxígenos; y clorita a + 28 cargas y 10 cationes

estos minerales (Spear y Selverstone 1983; Spear 1991). Así, para el caso particular de los paragneises del Complejo Monte Guazú, si bien no existe certeza absoluta, la biotita (Bt1) incluida en plagioclasa es la que podría retener la composición de este mineral en equilibrio con granate durante el pico metamórfico M1 (Spear 1991; Robinson 1991).

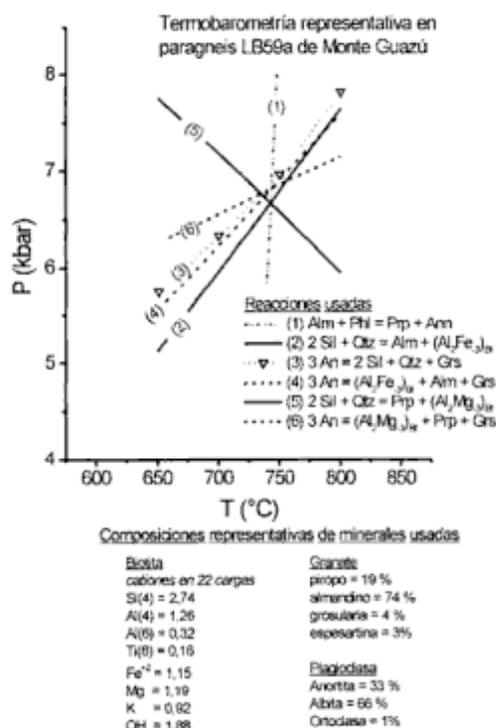
### *Geotermobarometría del metamorfismo M1 usando la paragénesis biotita (Bt1) + granate + plagioclasa + cuarzo*

La presencia en los paragneises de biotita incluida en plagioclasa, que presentan una composición química diferente a la biotita de matriz, permite la

posibilidad de calcular a través del par granate-biotita las condiciones térmicas, y usando la asociación biotita (Bt1) + granate + plagioclasa + cuarzo + sillimanita se puede estimar la presión y la temperatura mediante la convergencia de equilibrios independientes (Fig. 5). Para desarrollar los cálculos termobarométricos se utiliza la base de datos de Berman (1988), los modelos de actividad-composición de soluciones sólidas no ideales de Berman (1990) para granate y, de Patiño Douce *et al.* (1993) para biotita. La plagioclasa fue considerada como una solución ideal entre anortita y albita, en tanto que cuarzo y sillimanita se tomaron como fases puras. Las reacciones usadas y los datos químicos representativos se presentan en la figura 5.

Utilizando la asociación mineral discutida, se estimaron las condiciones de P y T del pico metamórfico M1. Los resultados deben ser observados con prudencia ya que no se puede afirmar sin ambigüedades el hecho de que la biotita protegida por plagioclasa estuvo en equilibrio químico con granate, y sólo en una muestra LB59a se encontró biotita in-

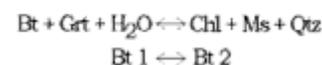
cluida en plagioclasa. No obstante, los cálculos indican que: 1) dada la convergencia de equilibrios múltiples e independientes (Fig. 5) es razonable concluir que la paragénesis usada se encuentra virtualmente equilibrada, y 2) usando la variaciones de las composiciones de los minerales, el pico metamórfico se estima en  $T = 740 \pm 20^\circ\text{C}$  y  $P = 6,8 \pm 1$  kbar (Fig. 5). Las condiciones P-T estimadas son coherentes con el hecho de que las rocas evolucionaron dentro del campo de estabilidad de sillimanita; es preciso aclarar que la paragénesis progradante de las rocas gnéissicas indica que corresponden a la zona de sillimanita, aunque no se ha observado en el sur del Complejo Monte Guazú paragénesis en la zona de sillimanita + feldespato potásico, por esta razón la temperatura estimada debe tomarse como máxima. El cruce de la segunda isograda de la sillimanita se ha encontrado fuera del área de estudio, más al norte, en los alrededores de las Albahacas, en esta localidad los paragneises muestran feldespato potásico y sillimanita, a veces fibrosa dentro de una asociación mineral dominada por cuarzo + plagioclasa + biotita + granate.



**Figura 5:** Diagrama P-T usando los equilibrios presentados y composiciones químicas representativas y asignadas al pico metamórfico en la muestra LB59a. Por un lado las reacciones 2 y 5, y por otro las reacciones 4 y 6 son semejantes excepto que utilizan el extremo con hierro y con magnesio respectivamente de un mismo equilibrio, hecho que implica que sean dependientes de la reacción 1. Las reacciones 2, 3 y 4, ó 5, 6 y 4, se pueden combinar mediante una suma algebraica, por ende solamente dos de ellas son independientes, en síntesis existen sólo tres reacciones independientes. No obstante, la convergencia de tres equilibrios independientes (ej. 1, 2 y 3) es un buen criterio de equilibrio metamórfico.

#### Evaluación de las condiciones del metamorfismo M2-M3 en los paragneises

Analizando la química mineral y la proyección AFM dentro del sistema KFMASH, se concluyó que la reacción más significativa durante el evento M2 y/o M3 se podría generalizar en:



La primera reacción, quizás la más relevante, es bivalente en el sistema KFMASH, además debido a que granate, biotita y clorita son soluciones sólidas con miembros extremos en Fe y Mg, la única manera de equilibrar  $X_{\text{Mg}}$  entre granate-biotita-clorita es manteniendo constante P y T. Obviamente ésta no es la situación más común para un proceso natural, especialmente cuando las evidencias de campo indican exhumación y metamorfismo retrógrado coetáneos con un evento tectónico. En consecuencia es posible que estos tres minerales ferromagnesianos no se hayan equilibrado durante el segundo evento metamórfico. Una manera gráfica de analizar este proceso es utilizando seudosecciones T-X (Fig. 6) o P-X (Thompson 1976).

La proyección T-X, a presión constante, simplificada de Thompson (1976), permite observar que la paragénesis que inicialmente contiene Grt1-Bt1 en equilibrio a T1, si es afectada por un evento retro-metamórfico, catalizado por rehidratación, a una temperatura T2 dentro del campo de estabilidad de clorita y muscovita, conlleva a reequilibrar las relacio-

nes  $X_{Mg}$  de acuerdo a como lo indican los limbos de los bucles a T2 en el espacio T-X (Fig. 6). Tal como lo sugiere el estudio petrográfico y la química mineral combinada con análisis de las asociaciones minerales en la proyección AFM, el granate, más bien que reequilibrado químicamente, fue reabsorbido durante M2 y/o M3. Este proceso es normal para el caso de fases refractarias como granate (Spear 1991). En consecuencia nunca se generó el granate Grt2 proyectado hipotéticamente en el espacio T-X (Fig. 6).

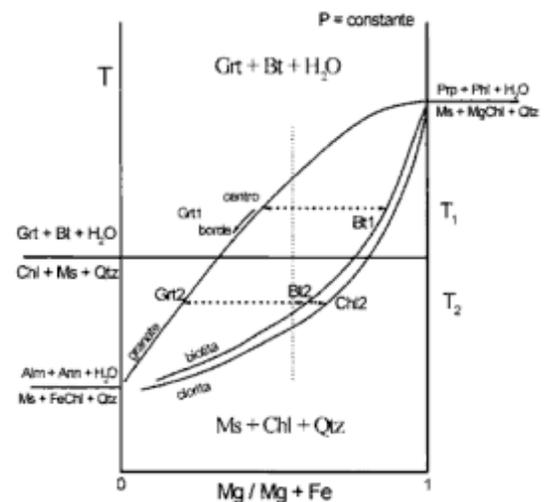
Las estimaciones termométricas reflejan el desequilibrio de granate (Grt1) con respecto a biotita de la matriz (Bt2) y clorita (Chl2). Si se computa la temperatura usando Grt1 y Bt2, o Grt1 y Chl2, se obtienen temperaturas inconsistentes, hecho debido a que, durante el evento de metamorfismo dinámico, aún el borde de granate no estuvo en equilibrio con clorita y biotita de la matriz. Así las temperaturas calculadas usando Grt1-Bt2 son superiores a 740°C, en tanto que mediante el par Grt1-Chl2, utilizando la calibración de Dickenson y Hewitt (1986), se obtienen temperaturas entre 630 y 750°C. Esto es así porque al combinar la química (relación Mg/Mg+Fe) de un granate que evolucionó por reabsorción, en conjunción con biotita y/o clorita reequilibradas, los cálculos termométricos resultan en temperaturas inverosímiles y mayores (cientos de grados) que las condiciones de metamorfismo real (Robinson 1991, Fig. 23).

He aquí, el hecho de no poder cuantificar convincentemente las condiciones de metamorfismo dinámico en los paragneises del Complejo Monte Guazú. No obstante, la estabilidad de clorita + muscovita + biotita sugiere que M2 y/o M3 ocurrieron dentro de la facies de esquistos verdes-zona de biotita.

Cabe remarcar que, de manera cualitativa, el análisis petrológico de las anfibolitas de Monte Guazú permite obtener conclusiones similares a las deducidas para los paragneises. Las anfibolitas presentan una paragénesis de plagioclasa + hornblenda + clinopiroxeno, posiblemente equilibrada en facies de anfibolitas, que contrasta con otra sobrepuesta y característica de la facies de esquistos verdes dada por tremolita-actinolita + clorita + epidoto.

#### La evolución microestructural de ortogneises asociada a M2 y M3

Es razonable asumir que las microestructuras de deformación pueden ser usadas para analizar el grado metamórfico bajo el que ocurrió la deformación. Las microestructuras observadas en los ortogneises del Complejo Monte Guazú constituyen, *a priori*, la fuente de información para abordar este objetivo. No obstante, se debe aclarar que las microestructuras no sólo responden a T, P y  $P_{H_2O}$  de formación, sino



**Figura 6:** Sección T-X (Mg - Fe) esquemática isobárica para la reacción granate + biotita +  $H_2O$  = clorita + muscovita + cuarzo simplificada de Thompson (1976) y aplicada a la evolución de los paragneises de Monte Guazú. La proyección de Grt1, Bt1, Bt2 y Chl2 en el bucle T-X(Mg - Fe) debe corresponderse con la proyección AFM, sin embargo Bt1 y Chl2 que en realidad poseen una relación Mg/Mg+Fe semejante (Fig. 4), se proyectan aquí a diferentes relaciones Mg/Mg+Fe para clarificar la discusión sobre el diagrama T-X. El Grt2 muestra hipotéticamente dónde caería el granate generado durante M2.

también a la tasa y magnitud de los esfuerzos que operan sobre las rocas. Por otro lado, como la deformación es progresiva en el tiempo, pero se asimila en cinturones gradualmente más angostos al ser exhumada una secuencia cortical (ver Passchier y Throuw 1996), existe una zonación de microestructuras desde las rocas regionales hacia las fajas de deformación, aun cuando se analiza un único tipo de protolito.

A escala regional los ortogneises presentan rasgos de recuperación (*recovery*) dinámica de la fábrica. Las evidencias más comunes de recuperación de minerales son: rotación de granos con formación de subgranos, y recristalización dinámica a través de la migración de límites de granos. Cuarzo presenta subgranos ecuanes o con forma de lamelas indicando recuperación mediante dislocaciones intracristalinas (Passchier y Throuw 1996). Los feldespatos muestran migración de borde con recristalización dinámica de cristales menores (Fig. 3a) o recristalización interna de subgranos (Fig. 3c). Microestructuras similares, que indican recuperación por recristalización dinámica en feldespato y plagioclasa, sugieren que la deformación se inició, al menos, a temperaturas de aproximadamente 550°C (Pryer 1993).

*Microkink* en plagioclasa (Fig. 3b) y feldespato-K aparece en rocas que afloran en los alrededores de las fajas de cizalla de Monte Guazú y en el flanco oriental de la faja de cizalla de Las Lajas. Tullis y Yund (1987) determinaron experimentalmente que *microkink* en feldespatos ocurre por dislocaciones in-

tracristalinas que se nuclean a partir de nudos de la red cristalina, o en planos de macla, y son producidas por flujo cataclástico del material. En los feldespatos de los ortogneises la presencia de distorsiones intracristalinas tales como maclas de deformación o en cuña, macla esfumada y bandas de *kink*, característicamente aparecen en matrices que no evidencian comportamiento elástico, pero tampoco recuperación dinámica. Al respecto, es preciso destacar que Pryer (1993) muestra que en feldespatos el comportamiento plástico pero sin recuperación ocurre junto a evidencias de flujo cataclástico en la matriz de las rocas y que además, en conjunto estos procesos aparecen coincidentes con cambios paragenéticos que marcan la transición de facies de anfíbolitas a facies de esquistos verdes. En algunos ortogneises que afloran entre las fajas de cizalla de Monte Guazú y de Las Lajas, se ha observado cristalloplástica, pero sin recuperación de plagioclasa y feldespatos (Fig. 3d).

Las microestructuras frágiles se encuentran en ortogneises que afloran dentro de las fajas de cizalla. Es preciso aclarar que, en el caso particular de estos ortogneises, las microestructuras frágiles obliteran parcialmente los rasgos que indican recuperación de la fábrica, sugiriendo que la historia de deformación progresiva fue lo suficientemente extendida como para que cambiara el régimen de respuesta mecánica del protolito (Tullis y Yund 1987). Los rasgos frágiles más destacables son microfallas intercristalinas (Fig. 2e) y la generación de matriz cataclástica (Fig. 3e). Esto indica que la deformación progresiva en las fajas de cizalla podría haber operado aún hasta temperaturas de entre 300-400°C.

## Conclusiones

El Complejo Monte Guazú en el extremo sur de la sierra de Comechingones se caracteriza como una unidad litoestratigráfica con presencia de asociaciones metaplutónicas de amplia distribución areal. Esto es así, debido a que, además de los paragneises comunes de la sierra de Comechingones, se identificó una secuencia potente de ortogneises derivados de rocas ígneas intermedias y félsicas, así como anfíbolitas que serían productos metamórficos derivadas de protolitos ígneos básicos.

Para el Complejo Monte Guazú se definen dos estadios tectono-térmicos. El metamorfismo de mayor grado M1 es un episodio dinamotérmico y se puede cuantificar utilizando la paragénesis  $Grt + Bt1 + Pl + Sil + Qtz$ , y las condiciones de P y T estimadas para este evento indican que el pico metamórfico ocurrió en la parte alta de la facies de anfíbolitas en transición a la facies de granulitas. La presión obtenida para M1 es coherente con el hecho de que las rocas se encontraban dentro del campo de estabilidad de sillimanita, pero es inferior a aquellas estimadas en rocas del centro de la sierra de Comechingones (Gordillo 1984; Otamendi *et al.* 1999). Asumiendo que no existe ninguna discontinuidad cortical entre el Complejo Monte Guazú y el centro de la sierra de Comechingones, la última conclusión sugiere que hacia el sur de la sierra de Comechingones se encuentra expuesta una secuencia litoestratigráfica que durante el evento tectono-térmico principal (M1-D1) ocupaba niveles más elevados (~ 1,5 kbar) que los gneises y migmatitas que constituyen el centro de la sierra de Comechingones. Por consiguiente, la corteza continental ha sido exhumada en menor magnitud hacia el sur de la sierra.

El segundo episodio metamórfico M2 y/o M3 se caracterizó por ser un metamorfismo dinámico inducido por esfuerzos desviatorios a escala regional, que alcanzó su máxima expresión en las fajas de cizalla. Si bien no es posible cuantificar las condiciones del metamorfismo dinámico, el análisis petrológico en cada uno de los tipos litológicos identificados, sugiere que durante M2-M3 el Complejo Monte Guazú evolucionó desde la parte baja de la facies de anfíbolitas hasta la facies de esquistos verdes.

Es preciso notar que entre los rasgos petrológicos asignados a M1 y M2-M3, y con menos evidencias, los elementos estructurales D1 y D2-D3, no existe continuidad evolutiva, hecho que significa que los eventos tectono-térmicos M1 y M2-M3 no constituyen una senda P-T continua. Vale aquí aclarar que, debido a la intensidad de la deformación del segundo ciclo tectónico D2-D3, el metamorfismo M1 y la deformación D1 asociada en el Complejo Monte Guazú, constituye la impronta preservada de un ciclo tectónico del cual se han observado en el centro de la sierra de Comechingones los estadios evolutivos D1-M1, D2-M2 y D3 (Martino *et al.* 1995, 1997). Por ende, tentativamente el metamorfismo M2 y M3, así como también las etapas de deformación D2 y D3 observadas en el extremo sur de la sierra de Comechingones, se podrían correlacionar con la etapa de milonitización S4 de Martino *et al.* (1995). No obstante, no se debe descartar la posibilidad de que exista una superposición temporal entre la evolución D3 del centro de Comechingones y la D2 del extremo sur de esta sierra.

El conjunto de observaciones indican que el Complejo Monte Guazú, al menos en la porción que constituye la terminación austral de la sierra de Comechingones, contiene la secuencia litoestratigráfica y las evidencias del pico metamórfico dinamotérmico regional que caracterizan a esta sierra en general, pero en particular debe ser interpretado como una porción del basamento más afectada por un evento tectono-térmico posterior y desvinculado de aquél que produjo el pico metamórfico.

## Agradecimientos

Este trabajo fue financiado a través de subsidios otorgados por SeCyT-UNRC y PIP-96 CONICET a F. Nullo. Le agradecemos a Alberto Patiño Douce permitarnos obtener los datos de química mineral con microsonda electrónica utilizando fondos de su proyecto EAR-9316304 de NSF, y a los revisores porque sus sugerencias críticas contribuyeron a mejorar la versión final de este trabajo.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Baldo, E., Demange, M., y Martino, R., 1996. Evolution of the Sierras de Córdoba, Argentina. *Tectonophysics*, 267: 121-142.
- Berman, R.G., 1988. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ . *Journal of Petrology*, 29: 445-522.
- Berman, R.G., 1990. Mixing properties of Ca-Mg-Fe-Mn garnets. *American Mineralogist*, 75: 328-344.
- Demichelis, A.H., Otamendi, J.E., Rabbia, O.M. y Patiño Douce, A.E., 1998. Thermobarometry of the basic plutons and their country rocks, from Athos Pampa area, sierra de Comechingones, Córdoba: implications for its emplacement. *Actas 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica*, 2: 351.
- Dickenson, M. y Hewitt, D., 1986. A garnet-chlorite geothermometer. *Geological Society of America meeting, Abstracts with program*, 18: 584.
- Escayola, M.P., 1997. Evolución metamórfica de la secuencia ofiolítica de la faja ultramáfica occidental de las Sierras Pampeanas de Córdoba entre 31°50' y 32°30' de latitud sur, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52: 322-332. Buenos Aires.
- Gordillo, C.E., 1984. Migmatitas cordieríticas de la Sierra de Córdoba, condiciones físicas de la migmatización. *Academia Nacional de Ciencias, Miscelánea*, 68: 1-40. Córdoba.
- Gordillo, C.E. y Lencinas, A., 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. En: Leanza, A.F. (Ed.), Segundo Simposio de Geología Regional Argentina: 577-650. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- Guereschi, A. y Baldo, E., 1993. Petrología y geoquímica de las rocas metamórficas del sector centro-oriental de la sierra de Los Comechingones, Córdoba. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 4: 319-326.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 277-279.
- Martino, R., Kraemer, P., Escayola, M., Giambastiani, M. y Arnosio, M., 1995. Transecta de las Sierras Pampeanas de Córdoba a los 32° S. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50: 60-77. Buenos Aires.
- Martino, R., Guerreschi, A. y Giambastiani, M., 1997. El informe de la sierra Blanca: petrología y evolución estructural, sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52: 143-156. Buenos Aires.
- Mutti, D.I., 1997. La secuencia ofiolítica basal desmembrada de las sierras de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52: 275-285. Buenos Aires.
- Otamendi, J.E., Nullo, F.E., Fagiano, M.R. y Aragón, E., 1996. Dos terrenos metamórficos y estructurales en el extremo sur de la sierra de Comechingones, Córdoba-San Luis: algunas implicancias tectónicas. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 249-266.
- Otamendi, J.E., Fagiano, M.R., Nullo, F.E. y Patiño Douce, A.E., 1998. Petrología, geoquímica y metamorfismo del Complejo Achiras, sur de la sierra de Comechingones. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53: 27-40. Buenos Aires.
- Otamendi, J.E., Patiño Douce, A.E. y Demichelis, A.H., 1999. Amphibolite to granulite transition in aluminous greywackes from the Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. *Journal of Metamorphic Geology*, 17: 415-434.
- Passchier, C.W. y Trouw, R.A.J., 1996. *Microtectonics*. Springer-Verlag, 289 p. Berlin.
- Patiño Douce, A.E., Johnston, D.A., y Rice, J., 1993. Octahedral excess mixing properties in biotite: a working model with applications to geobarometry and geothermometry. *American Mineralogist*, 78: 113-131.
- Pinotti, L., 1998. El Batolito Cerro Aspero, provincia de Córdoba. Modelo de intrusión y su relación con la evolución de las Sierras Pampeanas. Tesis Doctoral, Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto, 203 p. (Inédito).
- Pryer, L.L., 1993. Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canada. *Journal of Structural Geology*, 15: 21-36.
- Rabbia, O.M., Demichelis, A.H., Hernandez, L., Otamendi, J.E. y Coniglio, J.E., 1996. Evidences of pre-metamorphic within plate magmatism in the Sierra de Córdoba, Eastern Sierras Pampeanas. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 5: 441.
- Rapela, C.W., Heaman, L.M. y McNutt, R.H., 1982. Rb-Sr geochronology of granitoid rocks from the Pampean Ranges, Argentina. *Journal of Geology*, 90: 574 - 582.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C. y Fanning, C.M., 1998. The Pampean Orogeny of the southern proto-Andes: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. En: Pankhurst, R.J., y Rapela, C.W. (Eds.): *The Proto-Adean Margin of Gondwana*, p. 181- 217, Geological Society, London, Special Publication, 142. Londres.
- Robinson, P., 1991. The eye of the petrographer, the mind of the petrologist. *American Mineralogist*, 76: 1781-1810.
- Spear, F.S., 1991. On the interpretation of peak metamorphic temperatures in light of garnet diffusion during cooling. *Journal of Metamorphic Geology*, 9: 379-388.
- Spear, F.S., 1993. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. *Mineralogical Society of America, Monograph*, 799 p. Washington.
- Spear, F. S. y Selverstone, J., 1983. Quantitative P-T paths from zoned minerals: theory and tectonic applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 83: 348-357.
- Stuart-Smith, P.G. y Skirrow, R.G., 1997. 1:100000 scale geological and metallogenic maps sheet 3366-24. Provinces of San Luis and Córdoba. Mapeo Geocientífico de las Sierras Pampeanas, Servicio Geológico Minero Argentino, 43 p. Buenos Aires.
- Thompson, A.B., 1976. Mineral reactions in pelitic rocks: I. Prediction of P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *American Journal of Science*, 276: 401-424.
- Thompson, J.B., 1957. The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. *American Mineralogist*, 42: 842-858.
- Tullis, J. y Yund, R.A., 1987. Transition from cataclastic flow to dislocation creep of feldspar: mechanisms and microstructures. *Geology*, 15: 606-609.
- Vernon, R., 1986. K-feldspar megacrysts in granites -phenocrysts, not porphyroblasts-. *Earth Science Reviews*, 23: 1-63.
- White, S., 1975. Tectonic deformation and recrystallization of oligoclase. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 50: 287-304.

Recibido: 6 de mayo, 1999

Aceptado: 4 de julio, 2000

NOTA BREVE

## Edad K/Ar de la mineralización de manganeso de Aguada del Monte, provincia de Córdoba

Milka KRONEGOLD de BRODTKORB<sup>1</sup> y Ricardo O. ETCHEVERRY<sup>2</sup>

<sup>1</sup> CONICET, Universidad de Buenos Aires. E-mail: milkabro@gl.fcen.uba.ar

<sup>2</sup> CONICET, Universidad Nacional de La Plata. E-mail: retcheve@museo.fcnymlp.edu.ar

**ABSTRACT.** *K/Ar age of the manganese mineralization of Aguada del Monte, Córdoba Province.* The first geochronological data on the manganese mineralization of Aguada del Monte are presented here. K/Ar results on cryptomelane of  $134.4 \pm 0.2$  Ma may confirm the previously suspected Cretaceous age of the mineralization and the possible close association with basaltic magmatism.

**Key words:** *K/Ar ages, Mn mineralization, Sierras Pampeanas*

**Palabras clave:** *Edad K/Ar, Mineralización de Mn, Sierras Pampeanas*

### Introducción

El distrito manganesífero Aguada del Monte está localizado en las proximidades de la población de Pozo Nuevo, 45 km al NO de San Francisco del Chañar, departamento Sobremonte, provincia de Córdoba (Fig.1).

El mismo constituye una de las numerosas corridas con mineralización de Mn (Fe) que se ubican en el norte de Córdoba y sur de Santiago del Estero, integrando una subprovincia metalogénica que se extiende a lo largo de aproximadamente 70 km en dirección N-S, en el ambiente de Sierras Pampeanas Orientales, y que abarca parte de las sierras Norte de Córdoba y de Ambargasta.

Este distrito está conformado fundamentalmente por las minas: 12 de Octubre, 9 de Julio, 25 de Mayo, 1 de Mayo, 24 de Septiembre que componen el denominado grupo Hiermang, así como otras estructuras menores denominadas: Isla Verde, Los Correa y San José. La mineralización se presenta en varios cuerpos vetiformes de rumbo general N20°O, constituyendo una corrida de 4 km aproximadamente. Está compuesta por distintos óxidos de manganeso, y de hierro en determinados sectores, en ganga de calcedonia, ópalo, calcita, baritina y trozos de brecha de la roca encajante.

Se determinó mediante rayos-X la presencia de criptomelano en esta paragénesis. Esta especie mineral fue utilizada para establecer la edad de la mineralización a través de una datación por el método K/Ar.

### Antecedentes

Sobre este sector se han realizado distintos estudios geológicos y metalogénicos, algunos de índole general y otros específicos. Entre otros caben citar las contribuciones de Beder (1931), Cervi (1948), Elizalde y González Laguingue (1957), Angelelli (1984), Bonalumi (1988), Castellote (1989), Milone *et al.* (1994), y Lira *et al.* (1997).

Para los yacimientos de manganeso de la Sierra Norte de Córdoba, Bonalumi (1988) concluyó en su estudio que los depósitos se encuentran asociados a los miembros graníticos más evolucionados de edad paleozoica en la comarca. Millone *et al.* (1994) consideraron que la mineralización estaría relacionada a calderas de colapso y su afiliación a una actividad subvolcánica de magmatismo félsico paleozoico. En la compilación efectuada por Angelelli (1984) se asignó una edad terciaria para los depósitos localizados en esta subprovincia metalogénica.

Finalmente Brodtkorb *et al.* (1999) sobre la base de: a) ubicación en una zona de fallamiento, de decenas de kilómetros de longitud de rumbo N-S, b) características de emplazamiento muy superficiales con presencia de ópalo y c) localización de basaltos en la comarca, de los cuales el ubicado en arroyo Escondido observa características geoquímicas similares a los descriptos para la Sierra Chica de Córdoba y su continuación austral, postularon que los depósitos de manganeso podrían estar relacionados al volcanismo cretácico en una zona de extensión.

## Geología del Area

Las sierras Norte de Córdoba y de Ambargasta están constituidas principalmente por un basamento compuesto por metamorfitas y granitoides, al cual Castellote (1989) le asignó una edad precámbrica superior - paleozoica.

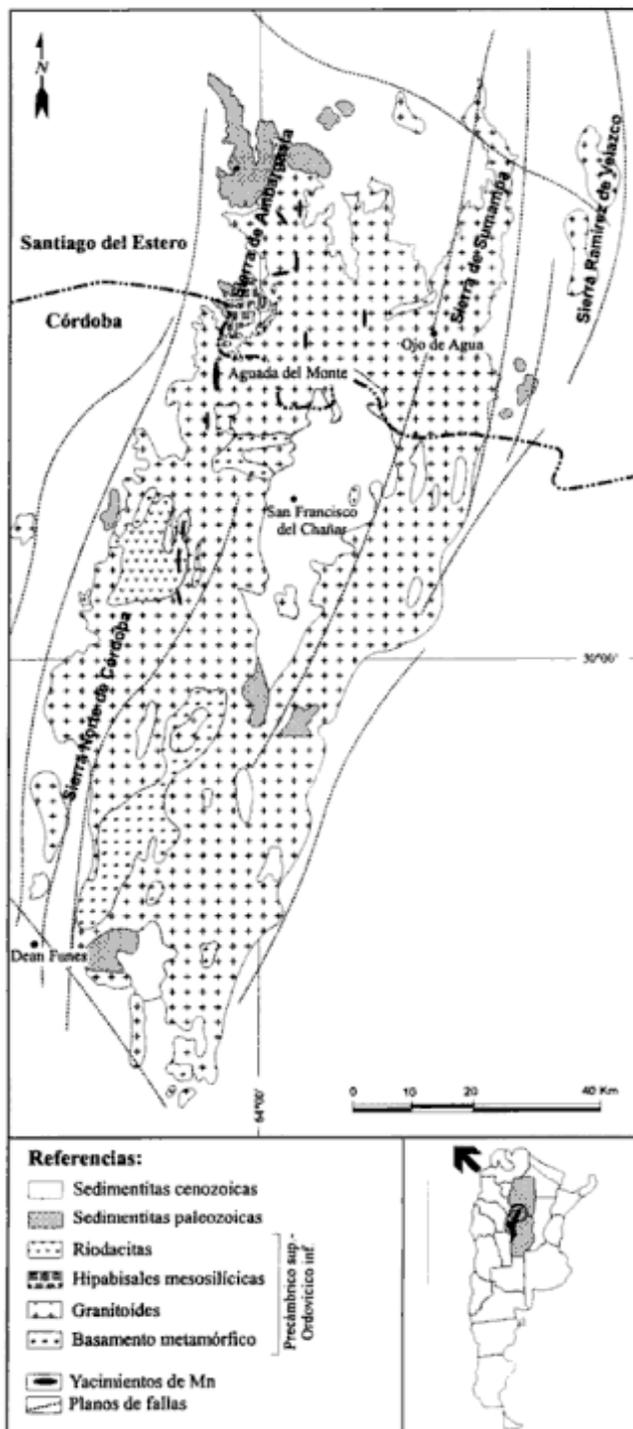


Figura 1: Mapa de ubicación y bosquejo geológico (simplificado de Lucero Michaut 1979; Castellote 1989; Brodtkorb *et al.* 1999).

Para la zona en consideración, Bonalumi (1988) distingue: Granodiorita Tres Lomitas, Granito Pozo Nuevo y distintos cuerpos hipabisales (de composición dacítica, granítica). Estas rocas observan un cambio composicional que indica una evolución magmática de tendencia calcoalcalina, que se manifiesta de sur a norte. Estos granitoides fueron clasificados por dicho autor como tipo "S". La columna estratigráfica se completa con areniscas del Paleozoico superior y sedimentitas del Terciario - Cuaternario.

Es de destacar la presencia de pequeños afloramientos de basaltos en la región: Chuñahuasi (Lucero Michaut 1979), Caspi Cuchuna (Viramonte 1972) y arroyo Escondido (Minera TEA 1969; Brodtkorb *et al.* 1999).

Ichazo (1978) analizó la evolución tectónica de la sierra de Ambargasta en el sector correspondiente a la provincia de Santiago del Estero y determinó la existencia de dos sistemas regmáticos conjugados: N10-20°E y N40-70°O, que permitieron el emplazamiento de la mineralización manganesífera. El primero, falla de Oncán, continúa hacia la Sierra Norte de Córdoba.

Los yacimientos de manganeso de Aguada del Monte se emplazan en una zona de fracturación N-S; las vetas consisten en relleno de fracturas, de potencias y longitudes variables. Las vetas importantes, en general tienen entre 1 y 2 km de largo y la potencia media es de 1-4 metros. Sucesivas reactivaciones de las fallas alojantes produjeron que tanto la roca de caja como parte de la mineralización hayan sido fracturadas y trituradas constituyendo fundamentalmente brechas y cataclasitas.

En el distrito se han identificado los siguientes minerales primarios: criptomelano,  $K(Mn^{4+}, Mn^{2+})_8O_{16}$ , hollandita  $Ba(Mn^{4+}, Mn^{2+})_8O_{16}$ , ramsdellita y goethita, y secundarios: pirolusita y óxidos e hidróxidos de hierro, en ganga de calcita, calcedonia, ópalo y trozos de roca de caja epidotizada. Ramé *et al.* (1999) mencionan la probable presencia de oro, que los autores de este trabajo también han determinado en yacimientos situados más al sur. La estructura más común es la brechosa y en ocasiones se observan guías con óxidos de manganeso hacia las salbandas, con presencia de bandeamiento y estructura mamelonar.

## Geocronología

Para determinar la posibilidad de practicar un estudio geocronológico (método K/Ar) de minerales procedentes de este distrito, se realizaron previamente microanálisis mediante la utilización de una microsonda electrónica CAMECA modelo Camebac X50 (Departamento de Geología, Universidad de Oviedo). Fueron determinados los contenidos de K y Ba de los "psilomelanos" identificados. El nombre de "psi-

lomelano" fue desacreditado por la *International Mineralogical Association* en 1970 dado que fue utilizado para diferentes especies. Sin embargo según Fleischer y Mandarino (1995) "psilomelano" queda restringido para a) los óxidos de Mn "duros" no identificados específicamente y b) como equivalente a romanechita  $(\text{Ba}, \text{H}_2\text{O})(\text{Mn}^{4+}, \text{Mn}^{3+})_5\text{O}_{10}$ .

Se estableció un bandeamiento entre criptomelano (mineral mayoritario) y finas capas de hollandita. Los valores de K en el criptomelano varían desde 2,40 hasta 4,61% mientras que los de Ba en la hollandita lo hacen entre 5,02 a 5,44%.

Una muestra de criptomelano fue enviada al laboratorio de Geocronología del Servicio Geológico de Israel, ya que dicho centro contaba con experiencias previas en este tipo de determinaciones (Segev *et al.* 1991, 1995). El estudio realizado dio los siguientes valores:

| Material     | K%   | $^{40}\text{Ar}$ rad<br>( $10^{-6}\text{ccSTP/g}$ ) | $^{40}\text{Ar}$ atm<br>( $10^{-5}\text{ccSTP/g}$ ) | Edad<br>Ma |
|--------------|------|---|---|------------|
| Criptomelano | 1,41 | 7,64  | 2,21  | 134,5±3    |

### Consideraciones y conclusiones

El conocimiento de los basaltos cretácicos en las Sierras Pampeanas Orientales, particularmente en las sierras de Córdoba, se debe a Gordillo y Lencinas (1967). Fueron luego caracterizados geoquímicamente y ubicados en un contexto comparativo con otros derrames basálticos como ser los asociados al rift cretácico del Paraná, por Kay y Ramos (1996). También Lucero Michaut (1979) y Battaglia (1982) mencionan como posiblemente cretácicos los basaltos presentes en la sierra de Guasayán.

En la sierra de los Cóndores, provincia de Córdoba, se han obtenido para basaltos edades K/Ar entre  $128 \pm 5$  y  $112 \pm 6$  Ma. En Berrotarán se conocen traquiandesitas con edades de  $130 \pm 6$  y  $120 \pm 2$  Ma y en Almafuerte de  $129 \pm 8$  y  $122 \pm 3$  Ma (González y Kawashita 1972). Por otra parte la erupción de los basaltos de Serra Geral, en la cuenca del Paraná, ha sido datada entre los 137 y 127 Ma (Peate *et al.* 1990; Turner *et al.* 1994).

En el trabajo de Brodtkorb *et al.* (1999) se postuló el origen de la mineralización asociada a basaltos de probable edad cretácica ubicados en la sierra Norte de Córdoba y Ambargasta.

Asimismo Galindo *et al.* (1996) dataron dos yacimientos vetiformes de fluorita, Cabalanga (ubicado en el batolito de Achala, Sierra Grande de Córdoba) y Alpa Corral (situado en el batolito de Cerro Áspero, sierra de Comechingones) en  $131 \pm 22$  Ma y  $117 \pm 26$  Ma con el método Sm/Nd. Éstas se en-

cuentran cercanas a los afloramientos del magmatismo basáltico alcalino descrito por Kay y Ramos (1996). Asumen que estas vetas estarían relacionadas al evento extensional del Gondwana, que afectó al basamento de las Sierras Pampeanas.

Esta primera datación de  $134,5 \pm 3$  Ma realizada por el método K/Ar sobre un criptomelano de los yacimientos del grupo Aguada del Monte confirmaría la estrecha relación entre la importante mineralización de manganeso y un volcanismo cretácico en una zona de extensión, periférica al sistema de rift de la cuenca del Paraná.

Queda abierto para futuros estudios qué relación existe entre los depósitos de fluorita y los de manganeso, motivo de este estudio.

### Agradecimientos

Este trabajo forma parte de las investigaciones que se realizan en el marco del proyecto 4737 del CONICET. Se agradece especialmente a Yehudit Harlavan el estudio geocronológico realizado.

### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Angelelli, V., 1984. Yacimientos Metalíferos de la República Argentina. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, 704 p. La Plata.
- Battaglia, A.A., 1982. Descripción geológica de las hojas 13f, Río Hondo, 13g, Santiago del Estero, 14g, El Alto, 14h, Villa San Martín y 15g, Frías. Servicio Geológico Nacional, Boletín, 186, 80 p. Buenos Aires.
- Beder, R., 1931. Los yacimientos de minerales de manganeso en el norte de Córdoba y sur de Santiago del Estero. Anales Museo Nacional de Historia Natural de Buenos Aires, 36. Buenos Aires.
- Bonalumi, A., 1988. Características petrológicas y geoquímicas de los granitoides asociados a la mineralización de manganeso en el norte de la provincia de Córdoba y sur de Santiago del Estero. República Argentina. Actas 5º Congreso Geológico Chileno, 2: E47-E61. Santiago de Chile.
- Brodtkorb, M.K. de, Koukharsky, M., Ametrano, S. y Brodtkorb, A., 1999. Los distritos manganíferos de las Sierras Pampeanas Orientales. Actas 14º Congreso Geológico Argentino, 2: 310-311. Salta.
- Castellote, P., 1985. Estudio geológico y geocronológico del basamento cristalino del sector septentrional de la sierra Norte de Córdoba. Acta Geológica Lilloana, 17(1). San Miguel de Tucumán.
- Cervi, R., 1948. Estudio de las minas de manganeso y hierro de Agua del Monte, grupo Hiermang, dpto. Sobremonte, Córdoba. Banco de Crédito Industrial (Inédito). Buenos Aires.
- Elizalde, C. y González Laguigue, H., 1957. Informe final acerca de las labores, muestreo y cubicación realizados en los yacimientos de manganeso y hierro de Agua del Monte (Gpo. Hiermang), dpto. Sobremonte, Córdoba. Dirección General de Fabricaciones Militares (Inédito). Buenos Aires.
- Fleischer, M. y Mandarino, J.A., 1995. Glossary of Mineral species 1995. The Mineralogical Record, Inc. 1-280. Tucson.

- Galindo, C., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Coniglio, J., Baldo, E., Rapela, C.W. y Saavedra, J., 1996. Two fluorite lodes located in the Achala Batholith and the Cerro Aspero Batholith (Sierras Pampeanas, Córdoba, Argentina) based on Nd-and Sr-isotope geochemistry. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 5: 331.
- Gonzalez, R. y Kawashita, K., 1972. Edades K/Ar de rocas básicas de la sierra de la provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 27(2): 259-260. Buenos Aires.
- Gordillo, C. E. y Lencinas, A.N., 1967. Geología y Petrología del extremo norte de la sierra de Los Cóndores (Córdoba). *Academia Nacional de Ciencias, Boletín*, 46(1): 73-108. Córdoba.
- Ichazo, G., 1978. Control tectónico de la mineralización de Mn en la sierra de Ambargasta, Santiago del Estero. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 33(4): 345-354. Buenos Aires.
- Lira, R., Millone, H., Kirschbaum, A. y Moreno, R., 1997. Calc-alkaline arc granitoid activity in the Sierra Norte-Ambargasta Ranges, Central Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(2): 157-177.
- Lucero Michaut, N., 1979. Sierras Pampeanas del Norte de Córdoba, sur de Santiago del Estero, borde oriental de Catamarca y ángulo sudeste de Tucumán. En: Turner, J.C.M. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, 1: 239-348, Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- Kay, S.M. y Ramos, V.A., 1996. El magmatismo cretácico de las sierras de Córdoba y sus implicancias tectónicas. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso Exploración de Hidrocarburos*, 3: 404, Buenos Aires.
- Millone, H.A., Moreno, R.S, Lira, R. y Kirschbaum, A.M., 1994. An ancient collapse breccia and caldera type structures spatially associated with regional Mn-Ba mineralization in the Sierra Norte ranges, Córdoba province, Argentina. *9° IAGOD Symposium*: 249-252. Pekin.
- Minera TEA, 1968. Recursos minerales de la provincia de Santiago del Estero. Consejo Federal de Inversiones. Buenos Aires (Inédito).
- Ramé, L.G., Lira, R. y Gay, H.D., 1999. La mineralización de manganeso del norte de Córdoba. *Actas 14 Congreso Geológico Argentino, Actas*, 2: 306-309. Salta.
- Peate, D.W., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S., y Shukowsky, W., 1990. Mantle plumes and flood-basalt stratigraphy in the Paraná, South America. *Geology*, 18:1223-1226.
- Segev, A., Halicz, L., Lang, B. y Steinitz, G., 1991. K/Ar dating of manganese minerals from the Eisenbach region, Black Forest, southwest Germany. *Schweizer Mineralogische Mitteilungen*, 71: 101-114.
- Segev, A., Halicz, L., Steinitz, G. y Lang, B., 1995. Post-depositional processes on a buried Cambrian sequence in southern Israel, north Arabian Massif: evidence from new K/Ar dating of Mn-nodules. *Geological Magazine*, 132(4): 375-385.
- Turner, S., Regelous, M., Kelley, S., Hawkesworth, C.J., y Mantovani, M., 1994. Magmatism and continental break-up in the south Atlantic. High precision  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology. *Earth Planetary Science Letters*, 121: 333-348.
- Viramonte, J.G., 1972. Los diques básicos de Caspi Cuchuna, Sierra Norte, Córdoba. *Boletín de la Asociación Geológica de Córdoba*, 1(3-4): 135-136. Córdoba.

**Recibido:** 12 de enero, 2000

**Aceptado:** 4 de julio, 2000

## NOTAS NECROLÓGICAS

## † Arturo Jorge Amos (1927-1999)



El 29 de diciembre de 1999 falleció en Buenos Aires el Dr. Arturo Jorge Amos. Nacido en Temperley, provincia de Buenos Aires, cursó sus estudios en la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, obteniendo su Licenciatura y luego su Doctorado en Ciencias Geológicas en 1953 bajo la dirección del Dr. Horacio Harrington. A partir de ese momento comenzó una larga vinculación con esa casa de estudios, ubicada en la Manzana de las Luces sobre la calle Perú. Allí se desempeñó como Auxiliar Docente (1952-55), Jefe de Trabajos Prácticos (1957-58), Jefe de Laboratorio (1958-61) y Profesor Asociado de Geología Estructural (1961-66). Luego de recibido y hasta 1958 se desempeñó paralelamente como Geólogo Regional en la Dirección Nacional de Geología y Minería. Realizó estudios de perfeccionamiento en Gran Bretaña (1955-56) como *Research Associate* en la Universidad de Glasgow y el *British Museum* de Londres a través de una beca del *British Council* y en Estados Unidos de América (1959-60) como becario de la Fundación Guggenheim en el *National Museum* de Washington D.C. y en calidad de *Research Associate* en el *American Museum of Natural History* de Nueva York. A partir de 1967 ejerció como Profesor Titular de Paleontología de Invertebrados de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad de La Plata, de la cual fue Decano y Director durante el período 1967-71. Retornó luego a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires a partir de 1974 hasta 1991, desempeñándose como Profesor Titular de Geología Estructural.

Es difícil resumir la verdadera dimensión de la pérdida de Arturo Amos para la geología argentina. Su notable versatilidad lo llevó a impulsar estudios sobre paleontología, bioestratigrafía y litoestratigrafía del Paleozoico Superior, geología estructural, microtectónica y geología aplicada a la ingeniería, por nombrar algunas de las disciplinas que cubrió en su amplia y brillante trayectoria profesional.

Fue uno de los principales propulsores, desde 1975 a través de los proyectos 42 y 211 de la IUGS-UNESCO, del conocimiento multidisciplinario del Paleozoico superior de la América del Sur y sus vinculaciones con otras regiones gondwánicas. Consciente de que una disciplina aislada no podía responder a todas nuestras preguntas, impulsó numerosos grupos de investigación en donde se conjugaron aspectos paleontológicos, bioestratigráficos, sedimentológicos, paleoclimatológicos, estructurales y paleomagnéticos. Varias generaciones de investigadores ya formados crecieron bajo su paciente dirección. Sus trabajos sobre las biozonaciones del Paleozoico superior y aspectos paleogeográficos y paleoclimáticos de las cuencas neopaleozoicas de Argentina constituyen referencias ineludibles en la bibliografía del Gondwana. Como reconocimiento a su iniciativa de organizar el Primer Simposio sobre Estratigrafía del Gondwana (1967) y por sus contribuciones al mejor conocimiento de la geología del Gondwana fue honrado con la *Christian Mica Gondwanaland Medal* de la *Geological, Mining and Metalurgical Society of India*, una de las más prestigiosas distinciones en este campo de la actividad científica.

Fue además precursor de los estudios microtectónicos en la Argentina, dictando y organizando cursos de postgrado sobre el tema y propulsando las Reuniones sobre Microtectónica. Se desempeñó como consultor de Agua y Energía Eléctrica (1970-73) y del consorcio argentino-brasileño Agua y Energía Eléctrica – Electrobras (1973-74); consultor privado para empresas de arcillas refractarias (1958-72) y en la construcción de las represas de Agua del Toro, Río Grande, Ullum y Alicurá (1974-80) como así también Director y Gerente de la consultora ACTUAR S.A. (1977-91). Como consultor para obras ingenieriles, supo acortar las distancias entre ingenieros y geólogos abriendo a muchos colegas las puertas de la geología aplicada y la utilización de la geología estructural y mecánica de rocas en obras civiles.

Fue designado *Fellow* de la *Geological Society of London*, Académico Titular de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Miembro Honorario de la Asociación Geológica Argentina. Docente e investigador incansable, realizó innumerables publicaciones e informes técnicos y dirigió gran número de trabajos de Licenciatura y Doctorado. Su vinculación con el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) comenzó con la creación misma de esta institución, del

cual fue miembro de su Directorio (1970-73). Posteriormente se incorporó como Investigador Superior del CONICET en 1991, asumiendo como Director del PROGEB, instituto de investigación ubicado en San Carlos de Bariloche. Allí, en la última etapa de su prolífica carrera como investigador, impulsó estudios sobre la glaciación pleistocena en la Patagonia y los sedimentos lacustres recientes de los lagos del sur a través de grupos de investigación internacionales, cuyos frutos aún estamos conociendo en recientes publicaciones. Su inagotable interés por la investigación geológica lo llevaban, como ocurrió pocos meses antes de su muerte, a organizar "escapadas" improvisadas, interrumpiendo a veces almuerzos familiares, para compartir con el observador interesado sus nuevos hallazgos sobre la glaciación pleistocena del área de S. C. de Bariloche.

Por sus contribuciones al conocimiento de las ciencias geológicas en Argentina, la Asociación Geológica Argentina le rindió en 1997, en conmemoración de sus 70 años, un merecido homenaje. En esa ocasión, colegas, discípulos, familiares y amigos tuvieron la ocasión de conocer un poco más sobre Arturo, el profesional y el hombre.

Forjado en la disciplina del cuerpo (fue representante olímpico en los juegos de 1948 en Londres) y de la mente, era incansable en el campo. Nos era difícil seguirle el paso, aún para sus alumnos y colegas más jóvenes, en sus trepadas por la Precordillera

o Sierra de la Ventana, dos de sus lugares geológicos favoritos. Temerario cruzando en un inestable bote un río San Juan embravecido, incursionando en túneles precarios o adentrándose en las honduras de la selva salteña, fue un modelo de geólogo de campo. Observador sutil, poseía una capacidad notable para descifrar complejas relaciones estructurales. Su sólida formación en aspectos litoestratigráficos, bioestratigráficos y estructurales lo convirtieron en constante fuente de consulta de varias generaciones de geólogos argentinos. Guió, magistral y generoso, decenas de discípulos inculcándoles a la vez rigor científico y amplitud de criterio. Aquellos que tuvimos la fortuna de compartir largas horas con él supimos de su gran calidez humana y ese humor particular, tan inglés y tan criollo, que distendía situaciones innecesariamente formales o tensas. Sentimos ya, y sentiremos, su ausencia muy frecuentemente. Deja a su hermosa familia compuesta por su esposa y compañera de toda una vida, Irma y sus hijos Victoria, Cristina y Andrés, el recuerdo de un padre y esposo ejemplar. Nos deja un legado de sabiduría, hombría de bien y amistad. Hasta siempre, maestro.

Oscar López Gamundí  
*Texaco Inc., Bellaire, Texas, EE.UU.*

#### † Enrique de Alba (1920-2000)



El doctor Enrique de Alba nació el 3 de noviembre de 1920 en la ciudad de Buenos Aires. Su fallecimiento el 6 de febrero del corriente año produce un nuevo vacío en el grupo de investigadores argentinos que tomaron la posta y se hicieron cargo de los estudios geológicos del territorio argentino, que inicialmente estuvieron a cargo de aquellos científicos pioneros extranjeros de comienzos del siglo XX.

Su gestión profesional y de dirección administrativa -que abarcó un extenso lapso entre los años 1945 y 1984- se desarrolló casi con exclusividad en aquella institución que los viejos colegas solíamos distinguir como "Minas". Allí alcanzó la jerarquía de Subdirector Nacional, sabiendo asumir "a cargo" durante prolongados períodos su Dirección Nacional.

Egresó como Doctor en Ciencias Naturales de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires en el año 1947, siendo su tema de tesis la "Geología de la Sierra de Maz (La Rioja)". Prematuramente manifestó su interés por los estudios regionales al ingresar en 1944 como ayudante

te-geólogo en la antigua Dirección Nacional de Geología y Minería.

En 1947 es designado Geólogo a cargo de los relevamientos de las distintas Hojas Geológicas de la Carta Geológico-Económica del país, un hecho que no impidió que con posterioridad se especializara en temas de Geología Aplicada a la Ingeniería, en particular en aquellos relacionados con grandes presas, en cuyo ámbito desarrolla una proficua e importante actividad en estudios técnicos vinculados a la construcción de grandes obras de embalse en los ríos Paraná y Uruguay, labores para las cuales fuera reiteradamente reclamada su participación.

Es así que en 1948 integra la Comisión Mixta de Salto Grande como Geólogo Consultor, con vistas al aprovechamiento hidroeléctrico del río Uruguay. En 1950, a solicitud de Agua y Energía, participa de los estudios geológicos requeridos para determinar las posibilidades hidroeléctricas del Proyecto del Paraná Medio. En 1951 la Dirección de Obras Portuarias y Energía Eléctrica demandan su intervención como Geólogo Asesor en el Proyecto de Canalización del Alto Paraná.

Prolonga esta especial actividad como Asesor de la Comisión Mixta de Salto Grande, en la Comisión Mixta Técnica de Estudios Yaciretá-Apipé (río Paraná) y en aquella de Yaciretá-Apipé-Corpus. Además como Director Adjunto de Coordinación, integra el Comité Ejecutivo de Yaciretá Entidad Binacional.

Como geólogo regional sus tareas en esta disciplina se concentraron principalmente en la provincia de La Rioja. Uno de sus aportes fundamentales se relaciona con la resolución del problema estratigráfico del "Granito del Famatina", al interpretar su edad paleozoica inferior. El yacimiento ferrífero de Sierra Grande (Río Negro) también fue objeto de sus investigaciones, que contribuyeron a un mejor entendimiento de sus características estructurales y edad.

Gran parte de sus trabajos tienen un carácter inédito, en particular aquellos vinculados a la aplicación de la Geología en proyectos y construcción de grandes diques. Algunos de ellos fueron presentados en Congresos Internacionales (Méjico, España).

También en la docencia fue excelente su gestión. En la Facultad de Ingeniería como Profesor de la Cátedra de "Geología Aplicada a la Ingeniería", un

medio que le permitió mostrar e interesar a los ingenieros sobre la importancia que tiene la Geología en la etapa de prefactibilidad y de análisis básicos para la construcción de obras o estructuras de gran envergadura y en la prevención de posibles riesgos geológicos durante las distintas fases de su realización. Dictó numerosos cursos en el Centro de Ingenieros.

Alcanzó la jerarquía de Profesor Titular en la Cátedra de "Geología Aplicada" en la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata.

Contemporáneamente ejerció la dirección de temas de licenciatura y tesis doctorales, participando además como jurado en su evaluación y para provisión de cargos de Profesores en distintas universidades del país. Fue árbitro en publicaciones específicas nacionales y jurado en la adjudicación de Premios Nacionales de Ciencias de la Tierra.

También en la Institución responsable del relevamiento geológico regular del territorio argentino desarrolló una ponderable actividad docente, prestando especial atención durante la supervisión y el asesoramiento de jóvenes y no tan jóvenes colegas encargados del estudio de las distintas Hojas Geológicas.

Como delegado de aquella representó a nuestro país en diversos congresos geológicos internacionales (Dinamarca, Méjico, Checoslovaquia, España); fue Secretario del Comité Nacional de Contacto del XXI Congreso Internacional de Geología (Copenhague) y Miembro de la Comisión del Comité de Grandes Presas, Presidente de Centro de Graduados en Geología y del Centro Argentino de Geólogos.

Si bien con posterioridad a su jubilación se alejó un poco de la profesión, siempre mantuvo una cordial relación con los viejos colegas de "Minas". El doctor Enrique de Alba ha sido y será recordado como una persona de carácter y gran personalidad, empeñoso y decidido, que hizo de la amistad y la desinteresada colaboración, una actitud permanente.

Emilio González Díaz  
*Servicio Geológico Minero Argentino*

## INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

Se consideran para publicar únicamente artículos originales que versen sobre temas geológicos, especialmente los relacionados con Argentina y América del Sur. Se solicita a los autores que antes de la presentación de sus manuscritos lean detenidamente el artículo "Preparación de manuscritos para la Revista de la Asociación Geológica", publicado en el número 2 del tomo 54. Todos los manuscritos recibidos serán sometidos a un sistema de arbitraje, cuya finalidad es mantener la calidad adecuada de los artículos a publicar.

### Presentación del manuscrito

Enviar tres copias del manuscrito a:

Subcomisión de Publicaciones  
Asociación Geológica Argentina  
Maipú 645, 1er piso C1006ACG Buenos Aires

Se reciben manuscritos en castellano e inglés, impresos en A4 o carta, en una cara, a doble espacio y con márgenes de por lo menos 2,5 cm, a cada lado. Las páginas deben numerarse en forma corrida, incluyendo el texto, la lista de trabajos citados y las leyendas de las figuras. Colocar las ilustraciones al final en páginas sin numerar. Los manuscritos que no cumplan las normas serán devueltos sin arbitrar. La versión corregida del manuscrito (luego de arbitrado) debe ser enviada por los autores en papel y en diskette, con extensión .txt, .doc o .rtf, en procesadores de texto de uso corriente en PC y acompañado por los originales de las figuras.

El envío de un nuevo trabajo debe ser precedido por una carta al director de la Revista de la Asociación Geológica Argentina en la cual debe constar el título del trabajo y los autores, junto con una frase expresando que el trabajo es original, que no ha sido enviado ni se enviará a ninguna otra revista durante el trámite editorial del mismo en la Revista de la AGA.

La primera página deberá incluir, en el siguiente orden: título del trabajo; nombre de los autores; dirección postal completa. En el caso de artículos escritos por varios autores se indicará claramente a cuál de ellos dirigir la correspondencia, adjuntando en lo posible FAX, TE y correo electrónico. Indicar al pie el número total de páginas, figuras y tablas. La segunda página incluirá un resumen del trabajo con un máximo de 250 palabras. Para artículos escritos en castellano el resumen será en idioma inglés, se titulará "Abstract" e irá precedido por una traducción del título. Deberá adjuntarse una versión en castellano del "Abstract" en la tercera página, que sólo se utilizará para la corrección de la versión en inglés. Los trabajos en inglés llevarán además del "Abstract" un resumen en castellano con la traducción del título, en la tercera página. El texto del trabajo comenzará en la cuarta página y conviene adoptar el siguiente orden: introducción, métodos, resultados y discusión, conclusiones, agradecimientos y lista de trabajos citados en el texto. Los nombres de las unidades estratigráficas deben seguir las normas del Código Argentino de Estratigrafía.

El material gráfico se presentará como figuras (incluye dibujos y fotografías) y tablas, numeradas correlativamente y citadas en el texto. Colocar el número, título y autores en el margen de cada figura. Se recomienda que las figuras tomen todo el ancho de la caja (18 cm) o el de una columna de texto (8,5 cm). Se debe respetar siempre el formato de la caja (18 x 23 cm) o sus proporciones. Tratar de evitar las figuras en forma apaisada.

Se permite sin cargo una página de fotografías en blanco y negro cada 6 páginas de texto y una página de ilustraciones en general cada 4 páginas. El costo de las ilustraciones en color correrá por cuenta de los autores. Las figuras preparadas con computadora deben ser impresiones láser o similar, a 300 dpi y 65 lpi como mínimo. Enviar las figuras en el tamaño de publicación. Es aconsejable enviar los archivos de las figuras en extensiones .cdr, .bmp, .tif, .jpg. Conserve una copia de calidad original. Se aconseja el uso de rastras con trama, no de grisados. Use preferentemente líneas negras, continuas, limpias y no menores de 0,1 mm. Para el texto en las figuras use letra clara como la Arial o Helvética regular. Las fotografías deben ser de buena calidad y estar en foco y

libres de rayas y marcas y, de ser posible llevarán escala gráfica. Numerar las tablas correlativamente con números arábigos y referirse a ellas en el texto como (Tabla...).

### Trabajos citados en el texto

Esta lista comenzará en una nueva página. Debe estar completa y existir exacta correspondencia entre los artículos citados y los listados. Prestar especial atención al formato, orden y puntuación, de acuerdo con los ejemplos siguientes. Para citas de dos autores ordenar la lista alfabéticamente por el primer autor y luego por el segundo. Para citas de tres o más autores ordenar cronológicamente por el año de publicación. Todos los nombres de publicaciones periódicas deben escribirse sin abreviaturas. No usar números romanos. Deben figurar la primera y última página de cada artículo (aún de los trabajos inéditos). Para los libros debe agregarse la editorial y lugar (ciudad) de edición.

- Angelelli, V. y Fernández Lima, J. C., 1972. Ciclos metogenéticos de la Argentina. En: Leanza, A. F. (Ed.): Geología Regional Argentina, p. 797-813. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Angelelli, V. y Rinaldi, C., 1965. Reseña de la estructura, mineralización y aprovechamiento de nuestras pegmatitas portadoras de minerales de Litio. Actas 2° Jornadas Geológicas Argentinas [=Acta Geológica Lilloana, 5]: 1-18. Tucumán.
- Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria, 20: 1-64. Buenos Aires.
- Criado, Roque P., 1944. Estudio estratigráfico y tectónico de la región al norte del arroyo Chacay-Melehue, entre el sur de la cordillera del Viento y el curso medio del río Curi-Leuvú en el Neuquén septentrional. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 57, 134 p. (Inédito).
- Groeber, P., 1947a. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 2. Hojas Sosneao y Maipo. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 2(2): 147-176.
- Groeber, P., 1947b. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 2(4): 347-408.
- Harland, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. G. y Smith, D. G., 1990. A geologic time scale 1989. Cambridge University Press, 263 p., Cambridge.

### Autores. Separados y costos a pagar por el autor

Al menos la mitad de los autores de los artículos publicados deberán ser socios de la Asociación Geológica Argentina. Los derechos de autor que devenguen de la publicación de la Revista de la Asociación Geológica Argentina serán propiedad de la Asociación. No se entregarán separados sin cargo. Los autores podrán encargar separados en el momento de corregir las pruebas de imprenta. Los costos por exceso de páginas o ilustraciones, por correcciones en pruebas no presentes en el original, o por separados deberán ser abonados por el autor antes de la publicación del artículo.

### Clasificación de los Artículos

a) Artículos normales: la extensión del texto, excluida la bibliografía, no será mayor de 30 páginas. Se publicarán en lo posible en orden de aceptación. El período entre la entrega y la publicación dependerá de la cantidad de trabajos en la lista de espera.

b) Artículos cortos: que presentan desarrollos novedosos de trascendencia internacional. La extensión no deberá superar las 10 páginas (excluida la bibliografía). El resto de las normas son similares a las de los artículos normales. Recibirán un tratamiento editorial especial.

c) Notas breves: artículos cortos, menos de cuatro páginas, excluida la bibliografía, con una figura como máximo y resumen. Recibirán un tratamiento editorial especial.

**La impresión del presente número fue posible gracias al apoyo económico  
de los siguientes benefactores:**

Augusto P. Calmels  
Panamerican Energy LLC.  
Chevron San Jorge S.A.

**y los aportes de:**

S. Archangelsky  
H. Bassi  
J. L. Bianchi  
M. K. de Brodtkorb  
A. R. Gramajo  
H. J. Péndola  
E. R. D. Saccone  
F. Vervoorst

## GUIDELINES FOR AUTHORS

Original and unpublished manuscripts on any research field of the geological sciences, especially those related to the geology of Argentina and South America are considered for publication. More detailed instructions to authors were published in vol. 54 (2) of the *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Manuscripts are sent to at least two reviewers.

### Preparation of manuscripts

Submit three copies of the manuscript, including captions of figures and tables to:

Subcomisión de Publicaciones  
Asociación Geológica Argentina

Maipú 645, 1er piso, C1006ACG Buenos Aires, Argentina

Manuscripts in English or Spanish are acceptable. Manuscripts not adhering to format will be returned to authors for correction before entering the editorial process. They must be submitted on either 21.5 x 28.0 cm (8 1/2 x 11 in.) or A4 standard weight paper. Manuscripts must be laser printed on only one side of plain white paper. Avoid small font sizes; double space throughout, including references and table and figure descriptions and provide a minimum 2.5 margin. All pages must be numbered beginning with the abstract through the figure captions. Tables and figures (on a separate page at the end of the manuscript) should not be included in numbered pages.

The corrected version of the manuscript (after reviewed) must be sent in hard copies and diskette, in electronic format (PC compatible text files with .txt, .doc or .rtf extension), together with final copies of all illustrations.

The cover letter should include the title of the paper and the name of the authors together with a statement that the manuscript is original, and has not been and will not be submitted for publication elsewhere.

The first page must include in the following order: title, name and complete addresses of authors. The corresponding author must be indicated, with FAX, phone and e-mail contact numbers. The total number of pages, figures and tables must be indicated.

The second page must include an abstract that is not expected to exceed 250 words. For manuscripts in Spanish the abstract must be in English, beginning with a translation of the title. The third page must include a Spanish version of the abstract. Manuscripts written in English must include a translation of the title and an abstract in Spanish.

The text must start on the fourth page. Organisation of the paper should be: introduction, methods, results, discussion, conclusions, acknowledgements, and references.

All illustrations, whether line drawings or photographs, are termed figures. Identify each with the author's name and number them consecutively in the sequence of their first appearance, at the bottom, outside the image area. To prepare the illustrations publication size should be considered. These sizes are: full page 18x23 cm; double column: 18 cm; single column: 8.5 cm. Number of free pages of figures and tables is limited to one for every four printed pages of text. Explanations of figures and tables must be included on separate pages at the end of the manuscript. Avoid illustration requiring the use of pages in landscape way.

Colour plates can be published if the author bear the full extra cost in advance of publication. Figures prepared with a computer should be submitted as laser prints or high-quality laser print paper. Print copies at least at 300 dpi and 65 lpi. Submit figures at final size of publication. Computer disk files of figures are welcome. They can be .cdr, .bmp, .tif, or .jpg files. Keep at least one original-quality copy of all figures. If possible, use patterns instead of dot screens. Use clean, black lines no finer than 1 or 2 points. For text in figures, clear fonts like Arial or Helvetica are recommended. Submit good quality, original prints of photographs with all review

copies of the manuscript, with a graphic scale if possible. Tables should be consecutively numbered with Arabic numbers. They should be referred as (Table...) in text.

### References

References must begin on a separate page at the end of the manuscript. All references mentioned in the text, figures, captions, tables and appendixes must be listed. Only references cited in the paper must be listed. Particular care should be given to reference format, order and punctuation, according to the examples given below. For references with two authors, list alphabetically by first author and then alphabetically by second author. For references with more than two authors, list alphabetically by first author and then chronologically, earliest year first. Do not abbreviate journal titles of book publishers in references. Do not use roman numbers. For books include the name of the editor and the city of publication.

- Angelelli, V. and Fernández Lima, J.C., 1972. Ciclos metalogénicos de la Argentina. In: Leanza, A.F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, pp.797-813. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Angelelli, V. and Rinaldi, C., 1965. Reseña de la estructura, mineralización y aprovechamiento de nuestras pegmatitas portadoras de minerales de Litio. *Actas 2º Jornadas Geológicas Argentinas*, 1 [=Acta Geológica Lilloana, 5]: 1-18. Tucumán.
- Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, serie B, Didáctica y Complementaria, 20: 1-64. Buenos Aires.
- Criado Roque, P., 1944. Estudio estratigráfico y tectónico de la región al norte del arroyo Chacay-Melehue, entre el sur de la cordillera del Viento y el curso medio del río Curi-Leuvú en el Neuquén septentrional. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 57, 134 p. (unpublished).
- Groeber, P., 1947a. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70.2. Hojas Sosneao y Maipo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2(2): 147-176.
- Groeber, P., 1947b. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70.3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2(4): 347-408.
- Harland, W.B., Armstrong, R.L., Cox, A.V., Craig, L.E., Smith, A.G. and Smith, D.G., 1990. A geologic time scale 1989. Cambridge University Press, 263 p., Cambridge.

### Authors. Reprints and costs to be paid by authors

To publish in the *Revista* the author must be a member of the Asociación Geológica Argentina. In papers by two or more authors, at least half of them must be members of the Asociación Geológica Argentina. Copyright to all papers published in the *Revista* belongs to the Asociación Geológica Argentina. Reprints must be ordered when returning the corrected page proofs. Costs for excesses of pages and figures, changes in the page proofs or reprints must be paid when returning the proofs.

### Kinds of contributions

- Artículos normales (Normal articles): research papers with text no longer than 30 pages (excluding references).
- Artículos cortos (Short articles): short, high impact, provocative data supported papers of international interest. The text must not be longer than 10 pages (excluding references). Guidelines are similar to that of the Artículos normales.
- Notas breves (Short notes): short notes not longer than 4 pages excluding references and bearing a maximum of one figure.

**REVISTA DE LA  
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA**

Volumen 55 - Número 3 - Págs. 145-286  
Buenos Aires - Setiembre 2000

ISSN: 0004-4822



Registro de la Propiedad  
Intelectual 62115

**ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA**

Maipú 645, piso 1, C1006ACG Buenos Aires, Argentina  
Fax 54-11-43253104

# REVISTA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Volumen 55 N° 4 2000

55 4

Revista de la Asociación  
Geológica Argentina

289-432  
Diciembre 2000

ISSN  
0004-4822



Buenos Aires  
Argentina

# Revista de la Asociación Geológica Argentina

Volume 55, Number 4, December 2000

## CONTENTS

### ARTICLES

- Metamorphic and alteration processes in a Jurassic sequence from the Central Patagonian Cordillera, Chubut  
*G. I. Massaferro* 291-299
- Biotertrital mud mounds of Chachao Formation (Valanginian): Features and environmental evolution, Malargüe, Mendoza  
*R. M. Palma, M. N. Meléndez, J. P. Calvo and S. G. Lanés* 300-308
- Structure and seismotectonics of the Barrancas anticline, Province of Mendoza  
*L. Chiaramonte, V. A. Ramos and M. Araujo* 309-336
- The Holocene in the marine and coastal regions of northeastern Buenos Aires  
*R. A. Violante and G. Parker* 337-351
- Evaluation of the mobility of major and trace elements during the mylonitization of basement rocks from Sierras Australes of Buenos Aires  
*L. E. Grecco, S. H. Delpino, D. A. Gregori and L. V. Dimieri* 352-362
- Cerro Bayo of Sierra Negra, Neuquén: an example of a 'Christmas-tree' laccolith  
*P. D. González and E. Aragón* 363-377
- Stratigraphical revision and palaeogeographical considerations of the western tectonofacies of the Argentine Precordillera  
*R. A. Astini, E. D. Brussa and C. E. Mitchell* 378-386
- Chemistry of some alluvial monazites from Argentina  
*R. Lira, M. S. O'Leary and I. M. Steele* 387-393

### COMMUNICATION

- Evidence of palaeoliquefaction in Río Acequión gorge, Sarmiento, San Juan  
*J. D. Paredes and L. P. Perucca* 394-397

### SHORT NOTES

- Palaeozoic ductile deformation and Tertiary thrusts in the Neopalaeozoic of Chubut  
*M. J. Márquez and R. E. Giacosa* 398-402
- <sup>14</sup>C ages and cyclic accretion of coastal elevated deposits, Bahía Engaño, Chubut  
*A. J. A. Monti* 403-406
- El Peñón Granite, Sierra de Umango: description, Rb/Sr age and tectonic implications  
*R. Varela, D. Roverano and A. M. Sato* 407-413
- Discovery and interpretation of internal unconformities within the Vinchina Formation (Neogene), La Troya creek, La Rioja, Argentina  
*S. A. Marensi, L. I. Niet, A. T. Caselli, A. Tripaldi and C. O. Limarino* 414-418
- Rocks avalanches triggered by neotectonics on the Río Mendoza valley, south of Uspallata  
*L. Fauqué, J. M. Cortés, A. Folguera and M. Etcheverría* 419-423

### MEMORIAL

- Félix González Bonorino (1918-1998)  
*M. E. Teruggi and E. J. Llambías* 424-427

### NEWS

- 31<sup>st</sup> International Geological Congress (IGC) (Rio de Janeiro – Brazil, August 6 – 17, 2000)  
*A. C. Riccardi* 427

[ACKNOWLEDGEMENT TO REVIEWERS](#) 428

[ERRATA](#) 428

[INDEX OF VOLUME 55 \(2000\)](#) 429-430

### ON THE COVER

Microphotography of greigite. Mina Pirquitas. Province of Jujuy.

The Revista de la Asociación Geológica Argentina (ISSN 0004-4822; Reg. Nac. Prop. Int. 62115) is published quarterly by Asociación Geológica Argentina, with offices at Maipú 645, 1er piso, C1006ACG Buenos Aires, Argentina. Phone & Fax: 54-11-4325-3104; E-mail: postmaster@aga.inv.org.ar. Opinions presented in this publication do not reflect official positions of the Asociación Geológica Argentina.

**Subscriptions.** Subscription for members of the Asociación Geológica Argentina are included in the dues. Non-member subscriptions: US\$ 90 (incl. mailing costs). Back issues, if available, may be ordered from the Asociación. Price list on request.

# REVISTA DE LA ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA

VOLUMEN 55, NÚMERO 4, DICIEMBRE 2000

## CONTENIDO

### ARTÍCULOS

- Procesos de alteración y metamorfismo en una secuencia jurásica de la Cordillera Patagónica Central, Chubut  
*G. I. Massafiero* 291-299
- Abultamiento biodetrítico en la Formación Chachao (Valanginiano): características y evolución ambiental, Malargüe, Mendoza  
*R. M. Palma, M. N. Meléndez, J. P. Calvo y S. G. Lanés* 300-308
- Estructura y sismotectónica del anticlinal Barrancas, cuenca Cuyana, provincia de Mendoza  
*L. Chiaramonte, V. A. Ramos y M. Araujo* 309-336
- El Holoceno en las regiones marinas y costeras del nordeste de la provincia de Buenos Aires  
*R. A. Violante y G. Parker* 337-351
- Evaluación de la movilidad de elementos mayoritarios y traza durante la milonitización de rocas del basamento de las Sierras Australes de Buenos Aires  
*L. E. Grecco, S. H. Delpino, D. A. Gregori y L. V. Dimieri* 352-362
- El cerro Bayo de la sierra Negra, Neuquén: ejemplo de un lacolito tipo Árbol de Navidad  
*P. D. González y E. Aragón* 363-377
- Revisión estratigráfica y consideraciones paleogeográficas de la tectofacies occidental de la Precordillera argentina  
*R. A. Astini, E. D. Brussa y C. E. Mitchell* 378-386
- Quimismo de algunas monacitas aluvionales argentinas  
*R. Lira, M. S. O'Leary y I. M. Steele* 387-393

### COMUNICACIÓN

- Evidencias de paleolicuefacción en la quebrada del río Acequián, Sarmiento, San Juan  
*J. D. Paredes y L. P. Perucca* 394-397

### NOTAS BREVES

- Deformaciones dúctiles paleozoicas y corrimientos terciarios en el Neopaleozoico de Chubut  
*M. J. Márquez y R. E. Giacosa* 398-402
- Edades <sup>14</sup>C y ciclicidad de la acreción en depósitos costeros elevados. Bahía Engaño, Chubut  
*A. J. A. Monti* 403-406
- Granito El Peñón, sierra de Umango: descripción, edad Rb/Sr e implicancias geotectónicas  
*R. Varela, D. Roverano y A. M. Sato* 407-413
- Hallazgo e interpretación de discordancias intraformacionales en la Formación Vinchina (Neógeno), quebrada de La Troya, La Rioja, Argentina  
*S. A. Marensi, L. I. Net, A. T. Caselli, A. Tripaldi y C. O. Limarino* 414-418
- Avalanchas de roca asociadas a neotectónica en el valle del río Mendoza, al sur de Uspallata  
*L. Fauqué, J. M. Cortés, A. Folguera y M. Etcheverría* 419-423

### NECROLÓGICA

- Félix González Bonorino (1918-1998)  
*M. E. Teruggi y E. J. Llambías* 424-427

### COMENTARIO DE ACTUALIDAD

- 31<sup>a</sup> International Geological Congress (IGC) (Rio de Janeiro – Brasil, Agosto 6 – 17 de 2000)  
*A. C. Riccardi* 427

### AGRADECIMIENTO A ÁRBITROS

- ERRATA 428

### ÍNDICE DEL VOLUMEN 55 (2000)

### TAPA

Fotomicrografía de greigita. Mina Pirquitas. Provincia de Jujuy.

La Revista de la Asociación Geológica Argentina (ISSN 0004-4822; Reg. Nac. Prop. Int. 62115) es publicada trimestralmente por la Asociación Geológica Argentina, con sede en Maipú 645, 1er piso, C1006ACG Buenos Aires, Argentina. Tel.-Fax: 54-11-4325-3104; E-mail: postmaster@aga.inv.org.ar. Las opiniones vertidas en esta publicación son responsabilidad de los autores y no reflejan posiciones oficiales de la Asociación Geológica Argentina.

*Suscripciones.* El precio de la suscripción para los miembros de la Asociación Geológica Argentina está incluido en la cuota anual. Precio de la suscripción para otras personas e instituciones es: US\$90 (incl. costos de envío). Precios y pedidos de números anteriores disponibles deben efectuarse a la Asociación.

This One



URXX-CTS-J4PG

429-430