

**ISSN 0004-4822**

**Tomo XXXVII - N° 2**  
**Abril - Junio**  
**Buenos Aires 1982**

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

**COMISION DIRECTIVA**

(1981-1983)

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

**REVISTAS Y PUBLICACIONES**

*Director:* DR. FRANCISCO NULLO

*Coordinadores:* LIC. J. VÍCTOR PLOSKIEWICZ, LIC. GRACIELA MAIÚN

**COMITE EDITORIAL**

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

**DELEGADOS EN EL INTERIOR**

*Bahía Blanca:* Dra. Graciela Mas, Universidad Nacional del Sur, 8000 Bahía Blanca.  
*Bariloche:* Dra. Guida Aliotta, Florida 1033, 8000 Bahía Blanca.  
*Catamarca:* Dr. Gustavo A. Toselli, Casilla de Correo 189, 4700 Catamarca.  
*Comodoro Rivadavia:* Dr. Gerardo Petrarca, Casa 8287, Bº S. Martín Oeste, 9000 C. Rivadavia.  
*Córdoba:* Geol. Angel Maza, Las Industrias 1562, D. 7, B. Jardín, 5000 Córdoba.  
*Chaco:* Lic. Ramón Vargas, Av. Sabin, 3500 Resistencia Chaco.  
*Jujuy:* José Andrés Alcalde, Dinamarca 1043, 4600 Jujuy.  
*La Rioja:* Dr. Roberto Zolezzi, C.C. 1538, Plan La Rioja, 5300 La Rioja.  
*La Plata:* Dr. Ricardo Varela, Museo de La Plata, Paseo del Bosque, 1900 La Plata.  
*Mar del Plata:* Lic. José L. Cionchi, Centro de Geología de Costas. Tucumán 2473, 7600 Mar del Plata.  
*Mendoza:* Lic. J. C. Zanettini, Cent. de Exp. Minera I, Allaymé y G. Cruz, 5519 S. José.  
*Mina Aguilar:* Pablo Dicindio, Dpto. de Geología, 4634 Mina Aguilar, Jujuy.  
*Neuquén:* Lic. Carlos Gulisano, Comisión Geológica Nº 1, C.C. 25, 8300 Neuquén.  
*Paraná:* Lic. Juan C. Bertolini, Corrientes 476, 3100 Paraná, Entre Ríos.  
*Plaza Huincul:* Dr. Carlos A. Muñoz, Campamento Uno, 8318 P. Huincul.  
*Rawson:* Dr. Héctor Miras, Julio A. Roca 518, 9103 Rawson.  
*Río Gallegos:* Dr. Adolfo Fadrique, Casilla de Correo 246, 9400 Río Gallegos.  
*Río Turbio:* Lic. Juan C. Danderfer, C.C. 147, 9407, Río Turbio, Santa Cruz.  
*Rosario:* Dra. Pierina Pasotti, Av. Pellegrini 494, 2000 Rosario  
*Salta:* Dr. José Antonio Salfity, Pasaje N. Roldán 57, 4400 Salta.  
*San Antonio Oeste:* Dra. Elena Bernabo de Greco, FIMAS - C.C. 57, 8524 S. A. Oeste.  
*San Juan:* Lic. Matilde S. Beresi, Casilla de Correo 231, 5400 San Juan.  
*San Luis:* Dr. Jorge Raúl Fernández Tasende, C.C. 294, 5700 San Luis.  
*Santa Fe:* Dra. Ofelia Tujchneider, Juan de Garay 2912, 3000 Santa Fe.  
*Santa Rosa:* Señor Carlos Juan Schulz, San Juan 564, 6300 Santa Rosa, La Pampa.  
*Santiago del Estero:* Lic. Julia Cortés, Mitre 337, 4200 Santiago del Estero.  
*Tucumán:* Dr. Hugo Alberto Peña, Miguel Lillo 205, Bº Independencia, 4000 Tucumán.  
*Vespucio (Salta):* Lic. Juan C. Elissonde, Distr. Geol YPF, 4562 Vespucio.  
*Zapala:* Lic. Mario Omar Gingins, Casilla de Correo 101, 8340 Zapala, Neuquén.

**DELEGADOS INSTITUCIONALES EN BUENOS AIRES**

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

**DELEGADOS EN EL EXTERIOR**

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

## GEOLOGIA DE LOS ALREDEDORES DE CAPILLA DEL MONTE Y SAN MARCOS, PROVINCIA DE CORDOBA

ARMANDO CARLOS MASSABIE

## Resumen

Se analiza en detalle la estratigrafía del basamento cristalino de la comarca de Capilla del Monte y San Marcos, provincia de Córdoba. Las unidades metamórficas y eruptivas establecidas son: Complejo Sierra Cunuputo (Precámbrico superior), Formación San Marcos (Paleozoico inferior-Precámbrico), Blastopsamitas Uritorco (Paleozoico inferior) y Granito Capilla del Monte (Devónico). La cubierta sedimentaria está integrada por el Conglomerado Los Terrones (Cretácico) y depósitos de valle (Cuaternario), los cuales han sido discriminados en tres niveles de agradación.

La estructura tectónica antigua del basamento cristalino obedece a dos episodios principales. El primero de ellos, atribuido al ciclo Assyntico, favoreció el desarrollo de esquistosidad paralela, microplegamiento y megaplegamiento de las metamorfitas. Durante el segundo episodio tectónico antiguo, asignado al ciclo Caledónico, se produjo la cataclasis, frecuentemente localizada en fajas de cientos de metros de espesor, del Complejo Sierra Cunuputo y la Formación San Marcos.

El cuadro morfoestructural actual está condicionado por dos juegos de fallas, uno longitudinal y otro oblicuo con relación al rumbo predominante de la foliación de las metamorfitas del basamento. Se establece la posterioridad relativa de los movimientos que tuvieron lugar en las fallas oblicuas, cuya última reactivación habría ocurrido durante el Cuaternario (Pleistoceno).

## Introducción

Este trabajo forma parte resumida de otro presentado por el autor, para optar al título de Doctor en Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires. Su realización fue posible gracias al aporte de fondos y material de campaña y gabinete por parte del Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.).

La comarca se halla ubicada en el sector noroeste de la provincia de Córdoba; está incluida en la Hoja 19 i, Capilla del Monte, del Servicio Geológico Nacional. Las localidades más importantes son, Capilla del Monte, San Marcos y Charmonier. El acceso se realiza por la ruta nacional 38, que vincula Capilla del Monte con la Cumbre

## Abstract

A stratigraphic study of crystalline basement of the surroundings of Capilla del Monte and San Marcos, Córdoba Province is carried out. The characterized metamorphic and eruptive units are: Sierra Cunuputo Complex (Upper Precambrian), San Marcos Formation (Lower Paleozoic-Precambrian), Uritorco Blastopsamites (Lower Paleozoic) and Capilla del Monte Granit (Devonian). The sedimentary sequence is formed by Los Terrones Conglomerate (Cretacic) and valley deposits (Quaternary) which are divided in three aggradation levels.

The ancient tectonic structure of crystalline basement is the result of two main stages. The first one is attributed to the Assyntic orogeny and it produced parallel schistosity, micro and megafolding of metamorphic rocks. The second ancient tectonic stage is assigned to the Caledonic orogeny which have produced cataclasis. This one is frequently localized in belts of some hundreds meters of thickness into the Sierra Cunuputo Complex and San Marcos Formation.

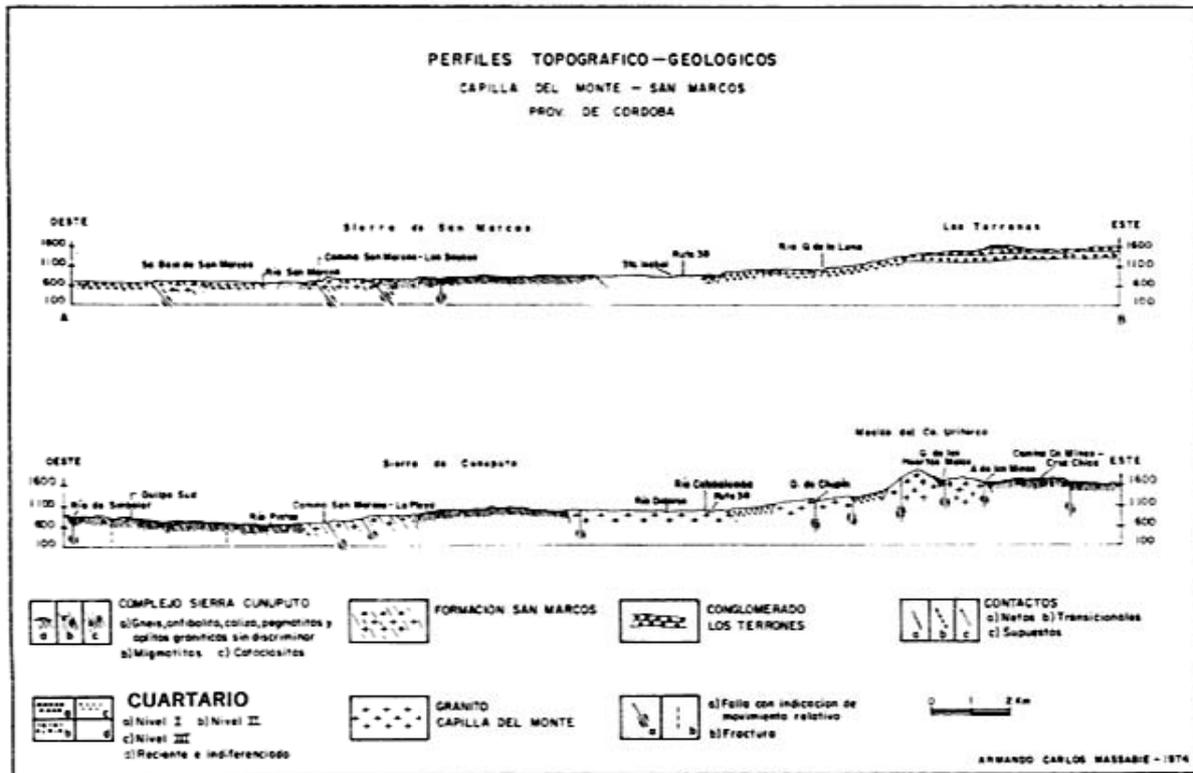
The present morphotectonic frame is controlled by two fault sets, longitudinal and oblique, in relation with the dominant foliation strike of the metamorphic basement. Later oblique faults movements which latest reactivation occurred during the Quaternary (Pleistocene) are confirmed.

hacia el sur y con Cruz del Eje hacia el noroeste. La zona relevada comprendida entre los paralelos 30°45'-30°52' de latitud S y los meridianos 64°27'-64°44' de longitud O, abarca una superficie cercana a 400 kilómetros cuadrados. Entre los accidentes geográficos más destacados, cabe señalar el macizo del cerro Uritorco con una cota máxima de 1950 m, el río Calabalumba o Capilla del Monte, que vierte sus aguas en el río Dolores-San Marcos, la sierra de Cunuputo con alturas entre 650 y 1000 m s.n.m., la sierra baja de San Marcos entre 650 y 550 m s.n.m., (denominación que se emplea para la elevación alargada en dirección noroeste, que se halla al oeste-suroeste de la localidad homónima, entre los paralelos 30°46'-30°50'

This One



AOX2-5T2-SQED protegido por derechos de autor



de latitud S) y el río Pintos, el cual junto con el río San Marcos desagua en el embalse de Cruz del Eje.

### Antecedentes

Varios investigadores se han ocupado de la geología de la región, entre los que se mencionan a Bodenbender (1905), Rimann (1918), Beder (192), Pastore (1932, 1938), Bain Larrahona (1940), Gross (1948 a, b), Pastore y Methol (1953), Arcidiácono de Durand, Luthers y Quartino (1970), Gordillo y Lencinas (1970, 1979), Lencinas (1979), Linares y Latorre (1969, 1973), Lucero y Rinaldi (1972) y Massabie (1975, 1976).

### Estratigrafía

El basamento cristalino está constituido por el Complejo Sierra Cunuputo, asignado al Precámbrico superior. Participan de su composición gneises, calizas cristalinas, anfíbolitas, migmatitas, rocas cataclásticas, cuarcitas micáceas y hornfels.

En pasaje gradual se dispone la Formación San Marcos, compuesta por granitos, granodioritas y tonalitas, con intercalaciones

de metamorfitas, a la cual se le asigna una edad cercana al límite Precámbrico-Paleozoico inferior.

Pequeños afloramientos de areniscas hornfelizadas yacen en supuesta discordancia sobre las entidades anteriores, denominadas Blastopsamitas Uritorco, asignadas al Paleozoico inferior.

Sigue el Granito Capilla del Monte, plutón granítico compuesto intrusivo en el Complejo Sierra Cunuputo, que ha afectado térmicamente a las Blastopsamitas Uritorco. Se le asigna una edad devónica.

En discordancia se apoya la cubierta sedimentaria, discriminada en el Conglomerado Los Terrones, asignado al Cretácico y mediando un hiato, depósitos de valle, constituidos por acumulaciones terrazadas de aglomerados, arenas y toscas, referidos al Cuaternario.

### 1. Complejo Sierra Cunuputo

Nombre, localidad tipo, distribución y características generales

Bajo esta denominación se agrupan las metamorfitas del sector estudiado, cuyos

CUADRO ESTRATIGRAFICO

Edad	Formación	Litología	Tipo de contacto
Cuartario	Depósitos de valle Nivel III Nivel II Nivel I	Aglomerados, arenas y toscas	Discordante
Cretácico	Conglomerado Los Terrones	Conglomerados y areniscas	
Devónico	Granito Capilla del Monte	Granito compuesto	Intrusivo neto
Paleozoico inferior	Blastopsamitas Uritorco	Metapsamitas hornfe-lizadas	Discordante
Paleozoico inferior-Precámbrico	Formación San Marcos	Granitos, granodioritas y tonalitas. Colgajos de metamorfitas	Intrusivo transicional
Precámbrico superior	Complejo Sierra Cunuputo	Gneises, calizas metamórficas, anfibolitas, cuarcitas micáceas, pegmatitas y aplitas	

afioramientos constituyen aproximadamente un 60 % del basamento cristalino, que se disponen en una faja centro occidental alargada en dirección norte y dos sectores marginales al naciente y al poniente, separados por afloramientos de rocas graníticas s. l. La denominación corresponde al cordón orográfico central que presenta en su faldeo oriental un desarrollo bastante completo de la litología característica.

Morfológicamente forma parte del basamento cristalino fuertemente denudado por la erosión, el cual posteriormente fue profundamente grabado por un avenamiento dentrítico, al producirse el fallamiento que dio lugar a la formación de los actuales cordones serranos. En detalle su estructura geomórfica es más suave, con fracturación menos intensa que los afloramientos graníticos intercalados.

#### Litología

La caracterización de los componentes litológicos del Complejo Sierra Cunuputo se efectuará según tres sectores (occidental, central y oriental) los cuales poseen una

constancia de los tipos litológicos comunes sobre algunas rocas singulares. En el mapa geológico (fig. 1) se diferencian dos sectores migmatíticos. La identificación de migmatitas en el sentido original dado por Shederholm (1907) a este término, surge en la comarca de la concurrencia de observaciones de campo y gabinete, de acuerdo a las relaciones espaciales entre la unidad del epígrafe y la eruptividad granítica representada por la Formación San Marcos.

#### Sector occidental (Quilpo sud-La Playa-Río Pintos)

Los tipos litológicos dominantes son gneises, anfibolitas y calizas metamórficas; subsidiariamente participan cuarcitas micáceas y en las proximidades a afloramientos de la Formación San Marcos, aumenta la intercalación de filones pegmatíticos y aplíticos.

Las pegmatitas y aplitas constituyen cuerpos tabulares, cuyo espesor varía entre pocos centímetros y uno o dos metros; son frecuentes también reventones pegmatíticos lentiformes y de contactos transicionales con el gneis. Su composición es leucogranítica, pre-

sentan textura granosa gruesa o fina, constituida por cuarzo, feldespato alcalino y librillos muscovíticos. Hay vena aplítica con textura sacaróide, compuestas casi exclusivamente por cuarzo y feldespato alcalino rosado.

Estas rocas filonianas se disponen con mayor frecuencia concordantes con la foliación de las metamorfitas, lo cual en primera instancia dificulta distinguir las de las bandas leucocráticas del gneis. En los sectores próximos a afloramientos graníticos s. l. de la Formación San Marcos es más común una posición discordante de las pegmatitas y aplitas.

No se ha reconocido en estas rocas la presencia de minerales accesorios, a excepción de la eventual existencia de granate en las pegmatitas con inclusiones de gneis y/o anfibolita más o menos asimiladas. Un caso así que muestra la dispersión de inclusiones gnéisicas, en un cuerpo pegmatítico lenticular de 2,50 m de espesor, se puede observar sobre el curso del río Pintos, a poco más de un kilómetro al sur de La Salamanca.

Las anfibolitas y calizas se encuentran generalmente asociadas en diversas porciones del sector considerado (fig. 1). Se disponen en bancos de espesores variables entre 20 y dos metros aproximadamente que forman pliegues incompletos, de buzamiento al sur y sureste, o bien acompañan la posición general de la esquistosidad del gneis con alabeos locales.

Los bancos de anfibolita tienen distinto tipo de estructuras, tales como, bandeamiento, microplegamiento, plegamiento ptigmático y granoblástica maciza. Textualmente se manifiesta cataclasis sobreimpuesta, por deformaciones de los distintos minerales componentes. La paragénesis característica de estas rocas, es labradorita sódica, clinopiroxeno (augita-diópsido), hornblenda, titanita, epidotos, apatita y minerales opacos.

En las calizas metamórficas se ha desarrollado plegamiento disarmónico de unos 50 cm de amplitud y estructuras tipo *boudinage*, por la dispersión mecánica de inclusiones de gneis. La estructura común en afloramientos es nodulosa maciza, por la abundancia de granate. Las asociaciones mineralógicas comunes son granate, diópsido, wollastonita, epidotos, apatita, condrodita?, escapolita, carbonato, feldespatos alcalinos y cuarzo; y granate, vesubianita y cuarzo que corresponden a skarns.

Las exposiciones más extensas de calizas

cristalinas, se sitúan en la región de Quilpo Sud, donde se han desarrollado varias canteras. Los afloramientos tienen una forma groseramente elíptica (fig. 1) con su eje mayor orientado en dirección noroeste. Localmente, y hacia los límites de la caliza, se intercalan bancos de anfibolita y en menor proporción gneis, a veces dispersados en forma de colgajos aislados. La estructura está complicada por plegamiento. Presenta bandeamiento dado por la alternancia de capas de color rojo claro y grises, compuestas por calcita en textura granoblástica.

El gneis predomina en los distintos afloramientos. Tiene estructuras bandeadas, porfiroblástica y microplegamiento de dos a 20 cm de longitud de onda. Textualmente se evidencia cataclasis dada por granulación de contactos intercrystalinos, mortero, curvamiento de maclas y clivaje de minerales, maclas acuñadas, extinción fragmentosa, *kink bands* y microdeslizamientos. La asociación mineralógica más común corresponde a andesina, cuarzo, granate (almandino), feldespato alcalino y sillimanita. En los gneises que están al noroeste de la caliza de Quilpo Sud, se suma a la asociación mineralógica dada, cordierita. La presencia de feldespato potásico intersticial se manifiesta por la formación de mirmequitas.

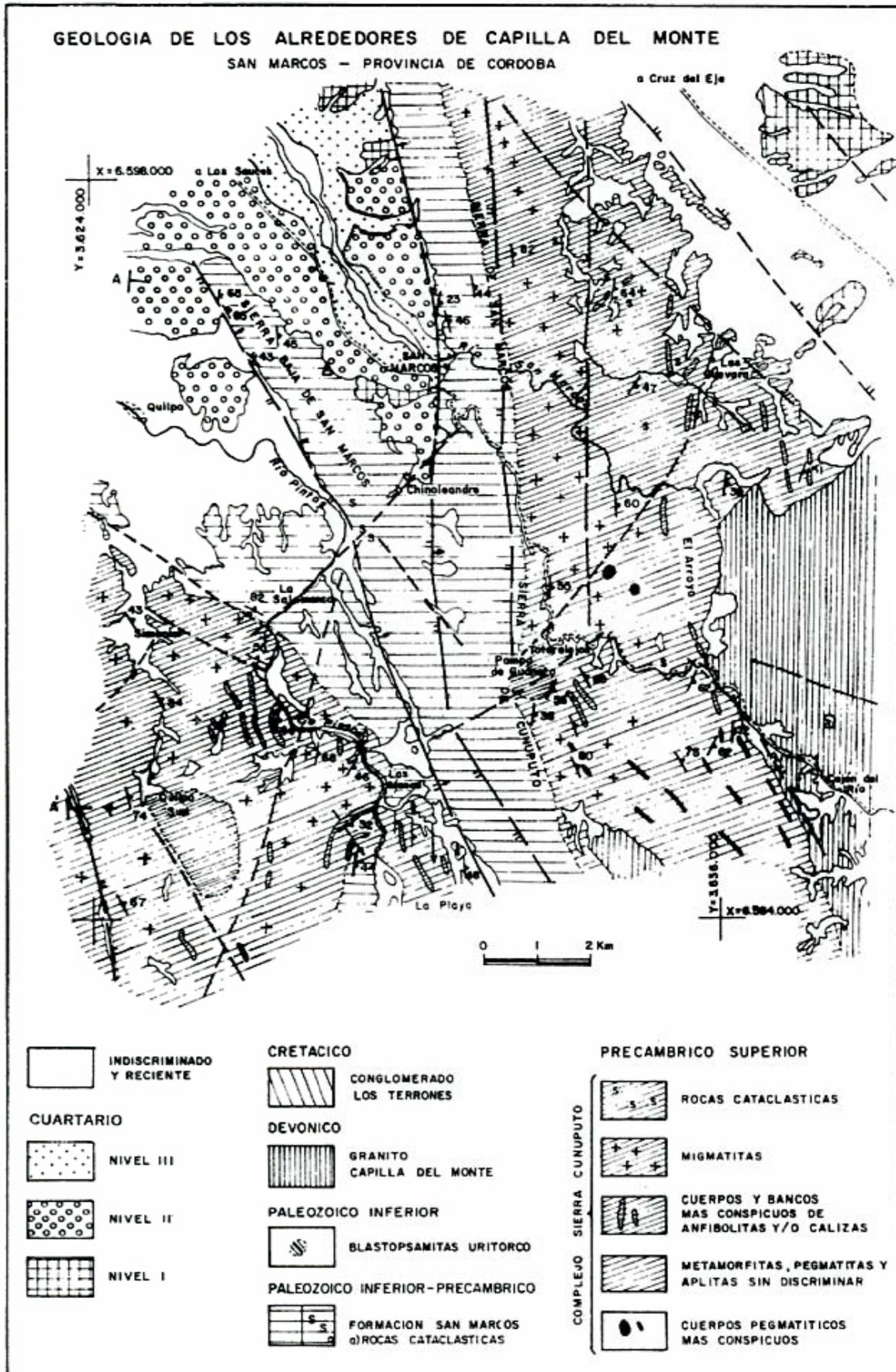
Al noroeste de La Playa se hallaron bancos de esquistos cuarzo micáceos y cuarcitas micáceas.

#### SECTOR CENTRAL (FALDEO ORIENTAL DE LA SIERRA SAN MARCOS-CUNUPUTO)

La litología está caracterizada por tipos similares a los mencionados para el sector occidental; gneis, anfibolitas, calizas metamórficas, aplitas y pegmatitas. Se ha reconocido la presencia de rocas cataclásticas, que definen una faja discontinua de rumbo submeridional. También se individualiza un sector migmatítico yuxtapuesto a la Formación San Marcos (fig. 1).

Las rocas cataclásticas se caracterizan por disponerse en paquetes de 0,10 a un metro y hasta 20 m de espesor, intercalados en gneis muy esquistos. O bien constituyen filones graníticos cataclásticos de dos metros de espesor, interpuestos junto con reventones de cuarzo, pegmatitas y anfibolitas en gneis.

Los esquistos cataclásticos constituyen variedades melanoocráticas, clorítico-biotíticas y leucocráticas, muscovíticas, con similares características texturales. Tienen fuerte esquis-





tosidad de planos contorsionados y microplegados. Se advierte la intercalación de lentes delgadas, cuarzo-feldespáticas, entre bandas micáceas envolventes. Las microtexturas características son *kink bands* y curvamiento en las micas, fajas de microtrituración subparalelas a las folias micáceas, microfracturas en cristaloblastos de plagioclasas y cuarzo, incipiente desarrollo de colas de material triturado a partir de cristaloblastos fracturados de granate, lentes cuarzo-plagioclásicos con cuarzo xenoblástico de extinción fragmentosa y contactos irregulares interpenetrativos.

La singularidad de este tipo litológico permite destacar dos aspectos. Sus características estructurales y texturales evidencian fuerte deformación, en tanto que algunas asociaciones mineralógicas (muscovita, clorita, cuarzo, oligoclasa sódica) apuntan a ubicar estas rocas cerca del límite entre la facies de esquistos verdes y la facies de anfibolita almandínica, o bien en asociaciones de bajo a mediano grado (Winkler, 1974). Ambos aspectos, deformación y asociación mineralógica se resumen en un metamorfismo esencialmente dinámico, sobrepuesto a metamorfismo regional dinamotérmico, circunscripto localmente a una faja de cizallamiento ductil en el sentido de Aubouin *et al.* (1980), actualmente expuesta en superficie por erosión.

También se han formado rocas cataclásticas miloníticas a partir de filones graníticos *s. l.*, cuya intercalación en las metamorfitas aumenta regionalmente hacia el contacto con la Formación San Marcos. Es común encontrar estructuras de *boudinage* por estrangulamiento extremo de venas pegmatíticas interpuestas en gneis de marcada esquistosidad.

Los afloramientos de calizas más importantes se localizan cerca de Pampa de los Guanacos (cantera Totoralejo). Su textura es granoblástica bandeada y se halla replegada; contiene colgajos de anfibolita y gneis. En las fisuras, rellenas por sulfatos y carbonatos hay formación de vermiculita en sectores de contacto con el gneis. En relación con filones graníticos hay formación de skarns de granate, vesuvianita y cuarzo.

La asociación mineralógica más frecuente del gneis común es cuarzo, oligoclasa-andesina, biotita, granate (almandino), sillimanita y muscovita. En afloramientos de gneis en contacto con el Granito Capilla del Monte, sobre la margen izquierda del curso El Arroyo, se suma a la paragénesis típica,

andalucita. El contacto es tajante, ya que en un espesor próximo a 50 cm, el gneis se torna granoblástico y macizo, disminuye la cantidad de mica y aumenta la de feldespato. El granito pasa hacia el borde, en un espesor similar, de una estructura porfiroide isótropa a otra fluidal con marcada orientación de los megacristales de microclino, paralelamente a la traza del contacto.

En la porción sureste del sector, se destaca la intercalación de filones pegmatíticos cuyos espesores superan la decena de metros. Estos cuerpos se localizan próximos a afloramientos del Granito Capilla del Monte, por lo cual, en primera instancia, se los consideró vinculados como facies diasquística póstuma. Sin embargo, la datación radimétrica por el método K-Ar, en el INGEIS, sobre muscovita N° de muestra 0236 (E-525), arrojó una edad de  $375 \pm 15$  m.a.  $K : 8,7 \%$ ;  $Ar_{RAD}^{40} : 64,7 \times 10^{-10}$  ml/g;  $Ar_{ATM}^{40} : 14,4 \%$  superior a la del propio Granito Capilla del Monte y se consideran tentativamente integrantes del Complejo Sierra Cunuputo.

#### SECTOR ORIENTAL (MACIZO DEL CERRO URITORCO)

Las variedades litológicas identificadas en la porción austral, son similares a las comunes a los otros sectores, gneises, calizas metamórficas, anfibolitas y diasquistas graníticas. Otro tanto ocurre en el extremo noroccidental. Por otro lado, en la porción nornoroeste y este pasan a dominar rocas cataclásticas de diversos tipos, las cuales constituyen una faja de rumbo submeridional.

Se han identificado gneises miloníticos, microbrechas y cataclasitas, según la clasificación dada por Higgins (1971) para este tipo de rocas, y esquistos cataclásticos, formados principalmente a expensas de gneises. La estructura de estas rocas es comunmente foliada, debido a la disposición subparalela de ojos feldespático-curazosos; envueltos por material micáceo oscuro. En otros casos es granosa gruesa, maciza y ocasionalmente se dan pasajes de gneis granoblástico cataclástico a una roca afanítica oscura indicativa de una cataclasis extrema.

En todas las rocas se identifican distintas texturas cataclásticas como mortero, fragmentación de cristales, *kink bands*, maclado polisintético curvado, maclado en harpillera y microcizallamiento. Pero también se registra una fuerte recrystalización que se confirma por el desarrollo de típicas texturas sal y

pimienta con biotita, en los sectores de textura mortero relicta. Hay también neomineralización dada por venas cuarzosas no afectadas por cataclasis, que a veces interrumpen la foliación cataclástica y fluorita, especialmente en afloramientos próximos al Granito Capilla del Monte en el cerro Minas, donde hay depósitos de fluorita.

En esta porción se intercalan también anfibolitas macizas de textura granoblástica, compuesta por hornblenda, labradorita, cuarzo, apatita y minerales opacos.

En la porción sur del sector, se disponen afloramientos continuos de un banco de espesor aproximado de 40 m integrado por anfibolita, caliza, esquistos calcáreos, que en las cercanías al contacto con el Granito Capilla del Monte, se presentan como un potente banco de skarn con nódulos de granate e intercalaciones de anfibolitas y gneis. Este banco configura estructuras de plegamiento similares a las del sector occidental, al norte de La Playa.

#### CARACTERÍSTICAS DEL METAMORFISMO

De acuerdo a las paragénesis mineralógicas críticas de los gneises y anfibolitas del Complejo Sierra Cunuputo, las metamorfitas estarían comprendidas en asociaciones de grado medio a alto según Winkler (1974). Las asociaciones que difieren de esta generación, se explican satisfactoriamente al considerar su localización geológica, lo cual fue ya señalado oportunamente.

Cabe indicar aquí que la existencia de andalucita en el gneis del sector central, en contacto con el Granito Capilla del Monte, se agregaría junto con el gneis cordierítico al norte de Quilpo Sud, en el sector occidental, a las localidades críticas del basamento cristalino de las Sierras de Córdoba, donde han quedado evidenciados fenómenos de polimetamorfismo (Gordillo, 1973 y Massabie, 1977). En estos casos se registraría la superposición de picos térmicos, probablemente no correlacionables entre sí (Massabie, 1977), sobre un metamorfismo dinamo-térmico regional.

#### Estructura

La estructura dominante es foliación paralela a la estratificación relicta, de rumbo submeridional e inclinación preponderante al naciente. Las complicaciones de este pa-

norama se tratarán en el apartado sobre tectónica.

Microplegamiento mesoscópico, principalmente en el gneis, se superpone a la esquistosidad común en las regiones que han experimentado migmatización. Alrededor de los afloramientos de la Formación San Marcos este tipo de estructura tiene importante desarrollo, en tanto que en relación con el Granito Capilla del Monte, sólo se comprueba en inmediata cercanía a afloramientos del mismo.

En los paquetes de rocas cataclásticas se acentúa la esquistocidad paralela, localmente traspuesta. Son comunes ejemplos de estructuras lenticulares y *boudinage* de bandas cuarzo-feldespáticas, así como estructuras de flujo, junto con fajas delgadas de trituración extrema, afaníticas.

#### Relaciones, edad y correlación

El Complejo Sierra Cunuputo tiene con la Formación San Marcos relación de contacto transicional<sup>1</sup>. La posterioridad relativa de esta última unidad se establece por la migmatización que ha causado en la primera. Apoya esta cronología relativa la presencia de cordierita en gneis feldespaticado, vinculable con acción térmica sobreimpuesta provocada por las penetraciones graníticas póstumas de la Formación San Marcos.

Los afloramientos del Granito Capilla del Monte tienen contactos netos y discordantes con el Complejo Sierra Cunuputo. La acción esencialmente térmica sobreimpuesta ha sido registrada en los gneises del sector central, portadores de andalucita y en las rocas cataclásticas hornfelizadas y penetradas por soluciones hidrotermales del sector oriental.

Con respecto a la edad del Complejo Sierra Cunuputo Cingolani y Varela (1975) realizan la geocronología Rb-Sr de metamorfitas del sector septentrional de la sierra Chica y Grande de Córdoba, comparables con las de la comarca aquí estudiada y les asignan edades entre 600 y 620 m.a. Linares y Latorre

<sup>1</sup> El criterio empleado para establecer el límite entre las unidades mencionadas, consiste en separar metamorfitas con menos del 50 % en volumen de filones y cuerpos graníticos *s. l.*, que corresponden al Complejo Sierra Cunuputo, de sectores en los cuales el material granítico *s. l.*, perteneciente a la Formación San Marcos, es mayor al 50 %. Esta relación puede no cumplirse localmente, ya que se ha procurado en el mapeo (fig. I) establecer su localización regional.

(1979) señalan una edad mínima de 570-600 m.a. para las rocas metamórficas del sector meridional de la sierra Chica. La edad radiométrica de la Formación San Marcos determinada en el INGEIS por el método K-Ar sobre una muestra de granodiorita, es de  $455 \pm 15$  m.a. Estos datos, coherentes con la información de campo, permiten asignar una edad precámbrica superior a la unidad descripta.

No se descarta la presencia en el Complejo Sierra Cunuputo de elementos más jóvenes, paleozoicos, principalmente rocas filonianas, tal como ocurre con las pegmatitas del sector central. También Linares y Cordani (1976) obtuvieron edades K-Ar de anfibolitas de la porción septentrional de la sierra Chica al sur de Capilla del Monte de  $810 \pm 40$ ,  $495 \pm 20$  y  $505 \pm 20$  m.a. Esos elementos podrían ser desglosados en futuros estudios detallados de esta entidad.

El Complejo sierra Cunuputo es correlacionable con las "Pizarras cristalinas arcaicas" de Bodenbender (1905), "Estratos precámbricos" de Riman (1918), "Esquistos cristalinos arcaicos" de Beder (1922), "gneises, calizas y anfibolitas devónicos" de Pastore (1923), "gneises y micacitas inyectadas" de Methol (1958), "gneises, calizas y anfibolitas precámbricas" de Olsacher (1960) y "Complejo metamórfico-migmatítico" de Gordillo y Lencinas (1979).

## 2. Formación San Marcos

Nombre, localidad tipo, distribución y características generales

La Formación del epígrafe recibe su nombre de la localidad de San Marcos, ubicada al pie de la sierra homónima y a orillas del río que lleva también el mismo nombre.

Sus afloramientos expuestos discontinuamente se pueden estudiar sobre el faldeo occidental de la sierra de San Marcos-Cunuputo, en la sierra baja de San Marcos y a lo largo del camino San Marcos-Quilpo Sud, entre la localidad mencionada en primer término y el río Pintos. Constituye menos del 20 % del basamento cristalino en la porción centro-occidental de la comarca cartada (fig. 1).

Regionalmente su morfología es semejante a la de los afloramientos colindantes del Complejo Sierra Cunuputo. Sólo localmente en sectores en los que se desarrollan cuerpos

graníticos *s. l. importantes*, adquiere la morfología propia de las rocas plutónicas.

### Litología

Se incluyen en esta unidad rocas graníticas *s. l.*, cuya composición varía entre granito *s. s.* y tonalita. Es común la intercalación, a modo de colgajos, de tabiques de decenas y centenas de metros de extensión y xenolitos de pocos centímetros de diámetro de la caja metamórfica, en diverso grado de asimilación y dispersión. Dentro de los límites indicados en el mapa geológico para esta unidad, son sin embargo dominantes las rocas graníticas *s. l.*

En el sector ubicado al oeste de la sierra baja de San Marcos dominan granitos leucocráticos y granodioritas. Son rocas de textura granosa media con fuerte cataclasis, dada por granulación de cuarzo y feldespato, curvamiento de maclas de plagioclasa, desarrollo de *kink bands* en las micas, colas de mortero de cuarzo y microdeslizamientos. Los granitos están compuestos esencialmente por cuarzo, microclino peritítico, oligoclasa sódica y biotita desferrizada. La asociación mineralógica de las granodioritas es cuarzo, oligoclasa, microclino peritítico y biotita.

Es característica la presencia de xenolitos, en distinto grado de desagregación mecánica y asimilación, de metamorfitas, de dos a 0,10 m de diámetro, en los afloramientos de granodioritas. Estas inclusiones aumentan en proporción y tamaño hacia el suroeste, en dirección al contacto con el Complejo sierra Cunuputo (fig. 1). Sobre la margen izquierda del río Pintos, en el paraje La Salamanca (Beder, 1922) aflora un banco de 200 a 150 m de espesor de skarn relicto, compuesto por nódulos de uno a 10 cm de diámetro de grosularia, soles de vesubianita de hasta 20 cm de diámetro y una base rica en wollastonita.

En la sierra baja de San Marcos afloran granitos con facies pegmatíticas difusas y venillas de cuarzo lechoso e intercalaciones de tabiques de gneis, tonalitas cataclásticas y granodioritas. El carácter cataclástico de estas rocas se acentúa en la porción media de la quebrada por la que pasa el camino San Marcos-La Playa (fig. 1) donde rocas graníticas han dado lugar a la formación de milonitas y protomilonitas (Higgins, 1971).

La estructura de los afloramientos es bandedada, con fajas micáceas de 0,5 a dos centímetros de espesor, que representan un

grado avanzado de desagregación de las metamorfitas. En otros casos, los xenolitos que tienen bordes difusos, favorecen el desarrollo de aureolas granodioríticas o tonalíticas híbridas por contaminación del granito. Composicionalmente las tonalitas están formadas por oligoclasa, cuarzo, biotita, muscovita y minerales accesorios. Eventualmente microclino intersticial reemplaza a plagioclasa y da lugar a la formación de mirmequitas. Cerca del extremo noroeste de la sierra baja de San Marcos se intercalan bancos de gneis y anfibolita en basamento granítico, junto con cuerpos tonalíticos de formas redondeadas.

Sobre el faldeo occidental de la sierra de San Marcos afloran rocas graníticas *s. l.*, foliadas, con intercalaciones de colgajos de gneis y anfibolita. Hay variaciones composicionales en relación con los xenolitos, lo cual unido a las observaciones precedentes, sugiere que la asimilación de gneises y anfibolitas del Complejo Sierra Cunuputo, por un magma granítico es la causa principal de la formación de los diferenciados granodioríticos y tonalíticos de la Formación San Marcos.

Hacia el este del frente occidental de la sierra de San Marcos-Cunuputo, comienza un paulatino aumento de intercalaciones de metamorfitas en el ambiente granítico, que denuncia la proximidad del contacto oriental de la Formación San Marcos. En las rocas graníticas *s. l.*, la foliación concuerda con la disposición de los tabiques de gneis, a los cuales pasa gradualmente. El sector de la quebrada del río San Marcos que corta el frente occidental de la sierra, permite reconocer diferenciados granodioríticos y tonalíticos cataclásticos, cruzados por venas pegmatíticas y con colgajos de gneis, que fueron mapeados por Pastore y Methol (1953) como cuerpos "dioríticos".

### Estructura

La Formación San Marcos es regionalmente concordante con las metamorfitas del Complejo Sierra Cunuputo. Los tabiques de metamorfitas interpuestos, guardan una disposición concordante con las metamorfitas encajantes. Sólo los xenolitos de tamaños menores han sido localmente desplazados y girados por movimientos de la masa granítica.

Es característica una foliación, más o menos conspicua, principalmente en las facies tonalíticas y granodioríticas, la cual concuer-

da con la foliación de las metamorfitas y en algunos lugares controla el diaclasamiento predominante.

Invariablemente se constata en todos los afloramientos cataclasis sobreimpuesta. Ella se expresa en plano de exfoliación de rocas de partición prismática y lajosa o bien en múltiples texturas indicativas de cataclasis, que en algunos casos corresponden a milonitas.

### Relaciones, edad y correlación

El contacto oriental con el Complejo Sierra Cunuputo es completamente gradual. Sobre este contacto, que se ubica en el frente occidental de la sierra San Marcos-Cunuputo, afloran con mayor frecuencia diferenciados tonalíticos y granodioríticos.

Sobre el contacto suroeste, el pase a las metamorfitas del Complejo Sierra Cunuputo es más neto. Tienden a dominar en ese sector facies graníticas y granodioritas más leucocráticas y hay evidencias de una mayor movilidad de la masa magmática. Como ya fuera señalado, y de acuerdo a las características petrológicas y relaciones de contacto, la Formación San Marcos es cronológicamente posterior al Complejo Sierra Cunuputo.

La datación radimétrica de una muestra de granodiorita, expuesta sobre el río Pintos, por el método K-Ar sobre biotita, número de muestra AK-0407 E-861, proporcionó una edad de  $455 \pm 15$  m.a. (K: 7.05 %;

$Ar_{RAD}^{40}: 64,52 \times 10^{-10}$  mol/g;  $Ar_{ATM}^{40}: 6,0$  %) valor que concuerda con las dataciones obtenidas por Linares y Latorre (1969, 1973 y 1979) para el ciclo eruptivo más antiguo de las sierras de Córdoba. De acuerdo a los datos disponibles y atendiendo a sus íntimas relaciones con el Complejo Sierra Cunuputo, se asigna a la Formación San Marcos una edad eopaleozoica, próxima al límite Precámbrico-Paleozoico inferior.

Esta ubicación geocronológica revitaliza criterios sentados por algunos de los primeros investigadores de la geología de Córdoba. En este sentido es que se hace mención específica de su correlación con las "Rocas eruptivas antiguas" de Bodenbender (1905), "Rocas eruptivas metamorfizadas" de Rimmann (1918) y "Granito antiguo o viejo y granodioritas" de Beder (1922, 1931). La Formación San Marcos sería también correlacionable con el "Grupo de granitos y

granodioritas más antiguas algo gnéisicos" de Kittl (1965), "Granitos y filonianas gabrodioríticas" de Gordillo y Lencinas (1970) y el "Ciclo magmático de 450-520 m.a." de Linares y Latorre (1973).

### 3. Blastopsamitas Uritorco

Nombre, localidad tipo, distribución y características generales

Se emplea esta denominación para afloramientos de areniscas recrystalizadas, ubicados a unos 2 y 2,5 km al noreste del puesto de Las Minas, sobre el faldeo oriental del macizo del cerro Uritorco. Los afloramientos son discontinuos y forman pequeños crestones rodeados por cubierta de suelo y pastizal. Sus dimensiones mayores están en el orden de decenas a centenas de metros.

#### Litología

Los paquetes de blastopsamitas se intercalan con afloramientos de anfíbolitas, gneis granoso, rocas cataclásticas y esporádicos filones pegmatíticos. Su coloración es pardo grisácea y tienen estructura clástica areniscosa bandeada, determinada por la alternancia de bandas ricas en óxidos de hierro, de color rojo, dispuestas paralelamente a una leve laminación de uno a dos milímetros de espesor, donde alternan capitas más o menos biotíticas. Composicionalmente están formadas por granos de cuarzo, feldespato, biotita y muscovita.

Los afloramientos de blastopsamitas tienen abundantes fracturas menores, cubiertas por pátinas ferruginosas, que se entrelazan y definen lentes irregulares de diversos tamaños. Además están cortados por venas aplíticas, leucograníticas, de dos a cinco centímetros de potencia.

El desarrollo de porfiroblastos de muscovita y nódulos sericiticos de neoformación y la recrystalización general de la roca, sugiere la acción de un metamorfismo esencialmente térmico, sobre una arenisca en la que se han preservado crecimientos secundarios relicticos en cristaloblastos de cuarzo.

#### Estructura

En los afloramientos ubicados a 2,6 km al noreste del puesto de Las Minas, las blasto-

psamitas forman pliegues de varios metros de amplitud, de buzamiento al noreste.

Si bien estos bancos se encuentran próximos e intercalados en la faja de rocas cataclásticas del sector oriental del Complejo Sierra Cunuputo, no se encuentran afectados por deformación similar a la de éstas (formación de milonitas y cataclasitas). Sin embargo las areniscas hornfelizadas demuestran una dislocación importante, puesta de manifiesto por variaciones en la disposición de las capas, múltiples fracturas, pliegues abiertos y flexuras.

#### Relaciones, edad y correlación

Los afloramientos de blastopsamitas caracterizados, representan un tipo litológico novedoso, en la región estudiada, como componente del basamento cristalino, al cual se adscribe por su deformación y metamorfismo. Forma parte del basamento que poco más al norte está sobrepuesto por la Formación Los Terrones, asignada al Cretácico, con la cual no son correlacionables estructural ni petrográficamente.

Sus relaciones serían de discordancia sobre las metamorfitas y rocas graníticas s.l. del Complejo Sierra Cunuputo y la Formación San Marcos. Con la primera de las unidades mencionadas desarrolla contactos tajantes visibles en algunos de los afloramientos reconocidos.

Su cronología relativa quedaría fijada entre la edad de la Formación San Marcos, la cual ha experimentado regionalmente cataclasis profunda en antiguas zonas de cizallamiento dúctil y la edad del Granito Capilla del Monte, que sería responsable de la hornfelización y penetración de venas aplíticas en las blastopsamitas. Con estos elementos de juicio se asigna al Paleozoico inferior la unidad del epígrafe.

Los afloramientos caracterizados son correlacionables con las "Pizarras y conglomerados cámbricos o silúricos" de la sierra norte de Córdoba (Bodenbender, 1905); "Pizarras, conglomerados y areniscas precámbricos de Beder (1922), en la sierra norte de Córdoba; "Esquistos filíticos, pizarras, cornubianitas, limolitas, subgrauvacas, etc., del Paleozoico inferior o Prepaleozoico" (Lucero, 1969) y las Formaciones El Escondido y La Clemira de edad paleozoica inferior (Quartino *et al.*, 1978).

#### 4. Granito Capilla del Monte

Nombre, localidad tipo, distribución y características generales

El nombre se debe a Rimann (1918), quien se refiere al "granito de Capilla del Monte y granito del Uritorco", para designar los afloramientos "no metamorfizados" cercanos a la localidad de Capilla del Monte.

Constituye poco más del 20 % del basamento cristalino de la comarca estudiada. Buenas exposiciones de esta unidad se pueden reconocer a lo largo del curso del río Dolores-San Marcos, entre Capilla del Monte y los Paredones. También proporcionan buenos afloramientos la senda al cerro Uritorco, la quebrada de Chupin y su afluente oriental, la quebrada del Agua.

Sus afloramientos se desarrollan en la extremidad oriental del faldeo tendido de la sierra de Cunuputo, entre El Arroyo, la ruta Nacional N° 38 y el río San Marcos hasta la latitud de la localidad que le da su nombre (fig. 1). En el macizo del cerro Uritorco, forma la culminación del cerro homónimo, el frente escarpado occidental y los escalones tectónicos poco más al oeste de la quebrada de Chupín, los afloramientos graníticos comprendidos entre la quebrada de las Huertas Malas y el arroyo de Las Minas, así como el cuerpo principal del cerro Minas.

El sector occidental, correspondiente a la sierra de Cunuputo, constituye una planicie combada, grabada por un diseño de avenamiento dendrítico, localmente de tipo pinado, controlado por la fracturación característica del granito. Se desarrolla morfología en bolsa de lana y cavernas por descomposición de la superficie de meteorización, en combinación con el diaclasamiento.

El sector oriental de afloramientos de esta unidad, correspondiente al macizo del cerro Uritorco, ha sido notablemente rejuvenecido por fallamiento. Morfológicamente se diferencia del anterior por poseer un relieve mucho más accidentado.

#### Litología

La litología es relativamente monótona, ya que corresponde al granito, con derivados leucograníticos, pero registra frecuentes variaciones texturales.

En los afloramientos australes del sector occidental, se constata un predominio de

granito porfiroide. La roca está constituida por 50-60 % de megacrystales de microlino peritítico de 2-6 cm de diámetro en una matriz de grano medio, compuesta por cuarzo, feldespato y biotita. No se aprecia una orientación general de los megacrystales, si bien localmente pueden producirla.

Sobre el camino de Capilla del Monte-San Marcos, al oeste del cajón del río Dolores hay xenolitos de gneis, anfíbolita y rocas graníticas *s. l.*, cuyo diámetro varía entre 3 cm y un metro. Este tipo de inclusiones son muy escasas y sólo se encuentran en sectores, que como el mencionado se hallan próximos al contacto con las metamorfitas encajantes del Complejo Sierra Cunuputo. Otro tipo de inclusiones más frecuentes hacia el interior del cuerpo, en sectores de predominio de la facies porfiroide, son inclusiones oscuras de 5 a 50 cm de diámetro, muy feldespaticadas de formas redondeadas o bien elipsoidales y bordes difusos.

Son frecuentes filones pegmatíticos y aplíticos generalmente de posición subvertical y de 0,40 cm a 1 m de espesor, que, cuando cortan a granito porfiroide, incorporan y dispersan megacrystales de microclino de su caja.

Dentro del sector oriental de afloramiento del plutón, se destaca en su posición occidental un predominio de una facies mixta de color gris rosada porfiroide-leucogranítica. Como característica novedosa estos afloramientos expuestos a lo largo de las quebradas de Chupin y del Agua, poseen venillas delgadas rellenas por fluorita y pátinas de óxidos de manganeso que ocupan microfracturas. Esta particularidad mineralógica se asocia petrológicamente, poco más al este en el cerro Minas, a la formación de greisen.

La caracterización petrográfica del Granito Capilla del Monte, Massabie (1975) permite establecer que se trata de un plutón granítico compuesto, en el cual se han distinguido cuatro facies petrográficas, representativas de la erupción de la unidad a saber:

- a) Facies porfiroide, representada típicamente sobre el camino Capilla del Monte-San Marcos.
- b) Facies leucogranítica, en variable grado de mezcla con la anterior. Los tipos más puros de esta facies se hallan representados por filones y diferenciados aplítico-micrograníticos "porfíricos".

- c) Facies mixta porfiroide-leucogranítica, donde se registran variaciones texturales a granito rapakivi.
- d) Facies tardiogranítica, rica en volátiles, portadora de fluorita, baritina y óxido de manganeso, la cual se halla representada por variedades cuarzo-muscovíticas de tipo greisen. Estas se encuentran en el cerro Minas y sus filones satélites, sobre el faldeo oriental del macizo del cerro Uritorco.

## Estructura

El Granito Capilla del Monte es un stock compuesto de epi-mesozona intrusivo en el Complejo Sierra Cunuputo. Sus contactos netos y localmente discordantes se pueden constatar en los límites occidental, noroccidental y sudoriental de la unidad.

Escasamente se han reconocido estructuras de la etapa plástica, tanto en la facies porfiroide como en la facies mixta, al oeste de los Paredones. Se trata de folias biotíticas a veces cortadas por filones aplítico-pegmatíticos.

La estructura más conspicua es el diaclasamiento, el cual ha sido estudiado en varias localidades. Se ha establecido el predominio de un juego de rumbo submeridional e inclinaciones superiores a 75°, al que le siguen en importancia juegos de rumbo aproximadamente E, NO y NE, con inclinaciones superiores a 45°.

## Relaciones edad y correlación

El Granito Capilla del Monte tiene parcialmente contactos netos intrusivos y tectónicos por falla, con el Complejo Sierra Cunuputo. La intrusión granítica ha provocado hornfelización sobreimpuesta al metamorfismo regional de grado medio-alto y al metamorfismo dinámico, representado por fajas de rocas cataclásticas del Complejo Sierra Cunuputo, especialmente en su sector oriental (Massabie, 1977).

La cataclasis intensa que afecta también a la Formación San Marcos, no se registra en el Granito Capilla del Monte, lo cual indica su posterioridad relativa con respecto a aquella y por ende con relación a las dos unidades anteriores (Complejo Sierra Cunuputo y Formación San Marcos). La Blastopsamita Uritorco ha sido afectada por el metamorfismo térmico y pequeñas intrusio-

nes graníticas ocasionadas por la unidad del epígrafe, la cual tendría una edad posterior al Paleozoico inferior.

Con las determinaciones K-Ar realizadas por el INGEIS,\* se elaboró una isocrona de la cual se obtiene una edad mínima promedio de  $345 \pm 10$  m.a., que corresponde al límite carbónico-devónico según van Eysinga (1981). Lo cual, unido a las consideraciones precedentes permite asignar una edad devónica al Granito Capilla del Monte.

Esta unidad es correlacionable con los "granitos de la sierra Alta, entre arcaicos y permotriásicos" de Bodenbender (1905), "granito del Uritorco y granito de Capilla del Monte del Paleozoico" (Rimann, 1918), "Granito nuevo o común postsilúrico" (Beder, 1922), "granitos paleozoicos" de Kittl (1965), "Batolitos graníticos" de Gordillo y Lencinas (1980) y probablemente con los ciclos magmáticos de 350-380 m.a. y 300-330 m.a. de Linares y Latorre (1973), de acuerdo a las edades aquí obtenidas ( $325 \pm 15$  y  $345 \pm 15$  m.a.) y las relaciones geológicas entre las rocas muestreadas.

## 5. Conglomerado Los Terrones

Nombre, localidad tipo, distribución y características generales

Se emplea esta denominación informal, para designar los depósitos psefíticos que tienen su desarrollo en el ángulo noreste de la comarca relevada (fig. 1) y se extienden fuera de la misma en el sistema orográfico Pajarillo-Copacabana-Masa y en el valle de Copacabana.

Sus mejores exposiciones se localizan en las cercanías de Los Terrones y a lo largo de la quebrada de Luna. Los afloramientos tienen una morfología suave, grabada por un avenamiento dendrítico, caracterizado por colectores largos dispuestos subparalelamente entre sí y afluentes de corto trayecto.

Las características regionales de estas sedimentitas han sido consideradas en los trabajos de Rimann (1918), Bain Larrahona

\* Muestra N° 0237 (E-527), sobre muscovita;

K: 8,18 %;  $A_{RAD}^{40}$ :  $55,14 \times 10^{-10}$  mol/g;  $A_{ATM}^{40}$ : 24,8 %;  $345 \pm 15$  m.a. Muestra N° 0235 (E-526), sobre muscovita, K: 8,77 %;  $A_{RAD}^{40}$ :  $54,76 \times 10^{-10}$  mol/g;  $A_{ATM}^{40}$ : 42 %;  $325 \pm 15$  m.a.

(1940), Pastore y Methol (1953) y Gordillo y Lencinas (1980). Sólo serán consideradas aquí las características locales de los afloramientos mapeados.

### Litología

Al nor-noreste del macizo del cerro Uritorco, sobre el contacto con las metamorfitas, se desarrollan frentes verticales en el conglomerado que facilitan la observación. Se diferencian allí una sección superior, que corresponde al coronamiento de las serranías próximas hacia el norte, formada por un conglomerado compuesto por 70 % de bloques graníticos, redondeados de 0,15 a tres metros de diámetro, entre los cuales se intercalan lentes irregulares conglomerádicas más finas con clastos de 6-7 cm de diámetro hasta granos de 0,5-1 cm, en una matriz arenosa. Los últimos dos elementos actúan como material ligante del conglomerado de bloques. La estratificación es muy pobre y predomina una coloración rojo parduzca. Composicionalmente dominan clastos de granito y escasos de metamorfitas.

La sección superior pasa gradualmente a una sección inferior, más consolidada, caracterizada por un predominio neto de metamorfitas en la composición de los clastos; éstos experimentan simultáneamente una pérdida de redondeamiento. La estratificación, aquí mejor definida, está dada por una alternancia regular de bancos de 10 a 30 cm de espesor con bloques de 10 a 30 cm de diámetro, entre los cuales se intercalan bancos más potentes con clastos angulosos de dos a 0,5 cm de diámetro, en una matriz areno-sabulítica de igual composición a las hiladas de conglomerados más gruesos. El color de esta sección es rojo violáceo.

Petrográficamente las porciones de granometría más fina de ambas secciones, corresponden a *arenitas cuarzo feldespáticas líticas* y a *conglomerados polimícticos*. Los espesores son de aproximadamente 30 y 40 m para los miembros superior e inferior respectivamente, en el sector del contacto con el basamento.

En la quebrada de Luna, principalmente en las barancas que ha labrado el río en el paquete conglomerádico se mantiene en líneas generales las características mencionadas para la unidad, si bien se comprueba allí una paulatina pérdida de individualidad de las secciones superior e inferior diferenciadas.

### Estructura

El Conglomerado Los Terrones se dispone en una estructura homoclinal sencilla, con inclinaciones que no superan los 10° hacia el norte. Sólo localmente, en relación con zonas de falla se registran cambios bruscos de rumbo e inclinación de la estratificación (quebrada de Luna y Los Terrones). En Los Terrones se ha producido intensa fracturación del conglomerado, lo cual originó bloques, a veces aislados, de paredes verticales, a consecuencia de movimientos del basamento.

### Relaciones, edad y correlación

El Conglomerado Los Terrones se apoya discordantemente sobre el basamento metamórfico y granítico de la región. Afloramientos similares han sido referidos por Bodenbender (1905) al Permotriásico; al "Gondwana" por Bain Larrahona (1940) y al Triásico por Pastore y Methol (1953). Posteriormente Padula y Mingramm (1968), correlacionan estos afloramientos con la Arenisca Botucatú y Formación Geral de edad cretácica inferior y luego Gordillo y Lencinas (*op. cit.*) asignan también al Cretácico, los afloramientos de sedimentitas continentales rojas de la sierra de Pajarillo, por correlación litológica con exposiciones de rocas similares en las Sierras de Córdoba, portadoras de rocas basálticas de edad cretácica, las cuales empero, no se han hallado en los afloramientos de la sierra de Pajarillo. Con estos elementos de juicio se asigna tentativamente al Cretácico las sedimentitas continentales conglomerádicas del extremo sureste de la sierra de Pajarillo.

## 6. Depósitos de Valle

### Distribución y características generales

Los depósitos de valle se encuentran distribuidos en las depresiones topográficas más extensas de la comarca, por las que hacia fines del Cenozoico habrían circulado ríos caudalosos. Estos sectores deprimidos corresponden al valle de Charbonier-Escobar, extremo occidental del macizo del cerro Uritorco, actualmente sobreelevado, extremo septentrional del valle de Punilla, valle del río San Marcos y valle del río Pintos, próximo al embalse de Cruz del Eje.

Estos depósitos han sido divididos en tres niveles de agradación, sobre la base de sus características morfológicas, altitud relativa y litología. La distinción de distintos niveles de agradación, principalmente en sectores relativamente alejados de los cursos de agua actuales, adquiere importancia en relación con la tectónica cenozoica de la región.

#### Nivel I

Se trata del nivel de agradación más antiguo de la comarca, cuyos afloramientos se hallan alejados de los cursos de agua actuales y alcanzan las mayores altitudes relativas. Está representado en el valle de Charbonier-Escobar, extremo occidental del macizo del cerro Uritorco, extremo septentrional del valle de Punilla y valle de San Marcos, lugares en los que constituye lomas chatas de flancos abruptos. En casi todas las localidades sus afloramientos tienen forma de abanicos fuertemente disectados (fig. 1, valle de Charbonier).

Los afloramientos orientales de este nivel están compuestos en gran parte por depósitos de tosca de color gris a rosado pálido, de estructura terrosa maciza, carentes de estratificación. La fracción clástica de estos depósitos está compuesta por limo y arcilla predominante y granos de unos 15 mm de diámetro, aislados, de plutonitas, metamorfitas, cuarzo, feldespatos, biotita y granate principalmente.

Al sur y al norte de la localidad de San Marcos, los depósitos de este nivel están compuestos por cantos rodados de rocas graníticas y metamórficas de hasta un metro de diámetro, con intercalaciones de arenas rojas, en acumulaciones espesas. Estas últimas características composicionales se aplican también a los depósitos ubicados sobre la margen derecha del río Calabalumba.

En todos los casos, con excepción de las acumulaciones del valle de San Marcos, el nivel I se adapta a la pendiente topográfica local y se dispone aproximadamente horizontal. No se han constatado alteraciones tectónicas, plegamiento y/o fallamiento, sin embargo, al considerar la diferente altitud de los depósitos de tosca entre el valle de Charbonier y el extremo occidental del macizo del cerro Uritorco, ubicados respectivamente en distintas unidades morfoestructurales, surge la evidencia de movimientos tectónicos que han desplazado al nivel I. Un ejemplo lo proporcionan los depósitos

australes del valle de San Marcos, cuya pendiente original hacia el oeste ha sido invertida hacia el este, por reactivación posterior de la falla de la sierra baja de San Marcos.

#### Nivel II

Constituye acumulaciones de cantos rodados y arenas terrazadas, circunscriptas principalmente al valle inmediato de los ríos más importantes, como el río quebrada de Luna, río Calabalumba, río San Marcos y río Pintos. Tiene cotas relativas menores que el nivel I. En el valle del río Pintos se pone en contacto por falla con la Formación San Marcos.

#### Nivel III

Son acumulaciones de cantos rodados y arenas próximas al curso actual de los ríos más importantes de la región. Sus cotas son inferiores a las del nivel II.

#### Edad

Los tres niveles de agradación diferenciados se asignan al Cuaternario, sobre la base de sus características morfológicas, litológicas, y estructurales. Dentro del nivel I aquí diferenciado se incluyen depósitos previamente asignados al Terciario (barranca de Los Loros y Charbonier), por Pastore y Methol (1953) y Lencinas (1971). Su inclusión en el Pleistoceno toma en consideración sus características sedimentológicas y estructurales, con respecto a las capas reconocidas terciarias del valle de Punilla (Lencinas y Timonieri, 1968; Lencinas, *op. cit.*).

#### IV. — Tectónica

La caracterización de la tectónica que ha afectado a las rocas de la comarca, se basa en las relaciones y edad de las distintas unidades litológicas reconocidas y en las disposiciones geométricas entre sí y con respecto a las diferentes formaciones, de las estructuras tectónicas mapeadas.

Se carece en la región de un perfil vertical completo que permita visualizar, para un determinado lapso de tiempo, las estructuras de deformación desarrolladas en distintos niveles estructurales. En cambio se cuenta con testimonios parcialmente alterados (por los posteriores) y condicionados (por los

anteriores) de episodios deformativos ocurridos en distintos intervalos de tiempo. Ha de aceptarse una modificación sucesiva, desde el episodio deformativo más antiguo hasta el más moderno, del estado físico de las rocas, ambiente físico-químico, tipo de roca o asociación de rocas, y duración y carácter del proceso deformante.

### Estructuras antiguas

Entre las estructuras antiguas, la más conspicua es la esquistocidad, la cual se dispone paralelamente al bandeamiento composicional (estratificación relictica en parte) de las metamorfitas del Complejo Sierra Cunuputo. El análisis estadístico de la disposición general de la foliación revela que corresponde a planos de rumbo N a NNO, con inclinaciones entre 30° y 60° hacia el E. Las desviaciones con respecto a la disposición general, se deben tanto a plegamiento como a fracturación posterior (figs. 1 y 2).

Intimamente vinculados a la esquistocidad se ha producido pliegues isoclinales de tipo similar, con planos axiales en parte paralelos a la misma. Su amplitud y longitud de onda varía entre 1-2 cm y 10-20 cm respectivamente. Este microplegamiento, si bien característico, es local, limitado a las porciones migmatizadas más móviles del Complejo Sierra Cunuputo. También en las calizas metamórficas, se han desarrollado estructuras más complejas de plegamiento disarmonico y formación de *boudinage* con *boudins* de anfíbolita y gneis.

Una microestructura antigua, muy extendida en el basamento cristalino de la comarca es la cataclasis, cuyos efectos sólo se han comprobado en afloramientos del Complejo Sierra Cunuputo y de la Formación San Marcos. En la sierra de San Marcos-Cunuputo y principalmente en el faldeo oriental del macizo del cerro Uritorco, se han desarrollado fajas de rumbo submeridional, de rocas cataclásticas con cohesión primaria, que representan el afloramiento de antiguas zonas de falla del basamento cristalino (Badgley, 1965; Higgins, 1971) o bien de zonas de cizallamiento dúctil en el concepto de Aubouin, Brousse y Lehman (1980).

Los bancos de rocas cataclásticas tienen espesores entre uno y 20 m aproximadamente, con rumbo e inclinación concordantes con los de las metamorfitas y rocas eruptivas afectadas. Al este del cerro Uritorco

se extiende la faja más importante, su longitud alcanza a poco menos de nueve kilómetros, con un ancho máximo de 1,4 km a la latitud del cerro Minas y rumbo NNO. En los afloramientos se reconocen rocas cataclásticas con texturas porfiroclásticas, lenticulares y de flujo (Higgins, 1971). Se intercalan localmente pequeños filones afaníticos, de color gris oscuro y negro, producto de intensa trituración, que guardan contactos transicionales con las rocas "hospedantes", las cuales tienen a su vez sectores oscuros intersticiales, similares a los filones, de pocos centímetros de diámetro.

Las observaciones realizadas (Massabie, 1975) permiten individualizar dos episodios deformativos antiguos. El primero de ellos se hallaría relacionado con actividad granítica tardía y produjo el plegamiento y esquistocidad de las metamorfitas del Complejo Sierra Cunuputo. El emplazamiento esencialmente sintectónico del cuerpo granítico de catazona (Buddington, 1959) de la Formación San Marcos, en una etapa más avanzada, produjo microplegamiento extenso de las metamorfitas migmatizadas del Complejo Sierra Cunuputo. La edad mínima de este episodio tectomagmático está dada por el valor de la datación radimétrica de la Formación San Marcos ( $455 \pm 15$  m.a.), coincidente con las edades del ciclo magmático más antiguo ( $450 \pm 520$  m.a.) indicado por Linares y Latorre (1969, 1973) para las Sierras Pampeanas de Córdoba.

La información obtenida permite señalar que el primer episodio deformativo antiguo habría ocurrido durante el Precámbrico más alto, como consecuencia de los movimientos del ciclo Assyntico.

El segundo episodio deformativo antiguo causante de la intensa cataclasis sobrepuesta al Complejo Sierra Cunuputo y la Formación San Marcos, tiene como límite superior de edad, la antigüedad del Granito Capilla del Monte, no afectado por la cataclasis que experimentó el restante basamento cristalino de la comarca, cuya edad radimétrica promedio es de  $345 \pm 10$  m.a. Su límite inferior de edad corresponde al epílogo del episodio tectomagmático anterior, en el deslinde Precámbrico-Paleozoico inferior. De esta manera, el segundo episodio deformativo antiguo se habría desarrollado entre el Precámbrico y el Devónico, como consecuencia de los movimientos del ciclo Caledónico.

### Estructuras modernas

**Fallamiento.** Las estructuras modernas están representadas principalmente por fallas, determinantes del cuadro morfoestructural actual. Las fallas más destacadas, previamente caracterizadas (Massabie, 1975, 1976) son de oeste a este, la falla oblicua de la sierra baja de San Marcos-Cunuputo, inversa de alto ángulo; la falla longitudinal de la sierra de San Marcos-Cunuputo, inversa de alto ángulo, las fallas de la sierra de Pajarillo-Los Terrones y de la quebrada de la Luna, ambas oblicuas e inversas de alto ángulo; la falla transversal de los Terrones, directa de alto ángulo y la falla oblicua del río Calabalumba, inversa de alto ángulo. Otras fallas, especialmente en la sierra de San Marcos-Cunuputo y en el macizo del cerro Uritorco, se disponen ya sea paralelamente a las líneas tectónicas principales, o bien resultan de esquemas deformativos locales, controlados también por el fallamiento principal.

Todas las fallas mapeadas tienen evidencias estructurales y geomorfológicas que permiten establecer su actividad durante el Cenozoico tardío, lo cual no inhibe su conformación en episodios deformativos anteriores, hecho aplicable en especial a las fallas que delimitan las principales unidades morfoestructurales.

Los desplazamientos en las superficies de falla son de inclinación y de rumbo, con resultantes más próximas a la dirección de inclinación en las fallas longitudinales y a la dirección de rumbo en las oblicuas. Esto último tiene claro ejemplo local en la falla de la sierra baja de San Marcos-Cunuputo, que desplaza lateralmente a la falla de la sierra de San Marcos-Cunuputo y, en el cuadro regional, las fallas oblicuas NO (NE) son las responsables de la fragmentación de los bloques serranos longitudinales, como va fuera señalado para el sector Charbonier-Cosquín (Massabie, 1976).

Una estructura transversal de importancia en la comarca, vinculable a la tectónica moderna, es el pilar tectónico del cerro Uritorco, que determina el límite morfoestructural septentrional de la Sierra Chica y el Valle de Punilla, a la latitud de Capilla del Monte. Esta macroestructura se extiende aproximadamente 10 km. con individualidad morfológica, en dirección E-O y tiene como límite septentrional la falla de Los Terrones y como límite austral, la falla del río Calabalumba.

Dentro del pilar tectónico, que contiene las mayores elevaciones de la región (cerro Uritorco, 1950 m; cerro Minas, 1800 m; cumbre de Overo 1875 m; y cerro Piscorc, 1825 m), se advierte la presencia de juegos de fallas de rumbos NE y NO. Estas estructuras determinan, junto con las fallas principales, un rechazo vertical próximo a 1000 m, entre los afloramientos graníticos de la cumbre del cerro Uritorco y sus equivalentes al pie del cerro, en Capilla del Monte.

La edad de los movimientos que determinaron el cuadro morfoestructural actual, controlado por las fallas mencionadas es cenozoica. Esta aseveración se apoya en las relaciones espaciales de esas estructuras con los depósitos terciarios y cuaternarios en la comarca, así como en las vinculaciones similares señaladas por otros autores en regiones próximas (Schlagintweit, 1954; Lencinas y Timonieri, 1968; Lucero y Rinaldi, 1972) entre las estructuras modernas y los depósitos cenozoicos, afectados por los movimientos.

Las relaciones espaciales entre las fallas longitudinales y oblicuas y en especial de las últimas, con los depósitos cuaternarios, en y fuera de la comarca estudiada, Massabie, 1976; Schlagintweit, 1954), permiten señalar la acción de un episodio deformativo durante el Terciario tardío y otro durante el Cuaternario pleistocénico, como consecuencia de los movimientos del ciclo Andico. En el primero de ellos habría sido preferencial la reactivación de las fallas longitudinales y en el último, los desplazamientos se centraron principalmente en las fallas oblicuas.

**Diaclasamiento.** Un elemento estructural conspicuo, pero de menor magnitud morfoestructural, es el diaclasamiento. Su tratamiento en este apartado se justifica en función de la reactivación v/o formación de las diaclasas durante el fallamiento cenozoico. Parte de ellas deben estar relacionadas con la consolidación de los plutones de la Formación San Marcos y del Granito Capilla del Monte. El estudio sistemático del diaclasamiento de las distintas unidades del basamento cristalino (Massabie, 1975) permite sintetizar sus características.

En el Granito Capilla del Monte las diaclasas dominantes, subverticales, se disponen en un juego de rumbo N; siguen en importancia juegos de rumbo E, NO y NE. de ellos, los únicos que admiten un origen vin-

culable con la eruptividad de la unidad, son los mencionados en último término, por coincidir con la disposición espacial de filones aplíticos y pegmatíticos.

El diaclasamiento dominante en el Complejo Sierra Cunuputo y la porción oriental de la Formación San Marcos, se dispone transversalmente a la foliación, con rumbo E e inclinaciones mayores a 75°. Le sigue en importancia un juego NE con inclinaciones de aproximadamente 60° hacia el SE. También se ha formado un juego de diaclasas longitudinales de rumbo cercano a la dirección N y con valores de inclinación mayores a 75°.

En los afloramientos graníticos de la Formación San Marcos, los juegos más destacados, constituyen un agrupamiento de rumbo NE e inclinaciones mayores a 75° y otro conjunto de rumbo E e inclinaciones de 45° E. También se hallan juegos complementarios de los anteriores, pero menos representados.

Si bien cada una de las unidades presentan juegos de diaclasas característicos diferenciables entre sí, en conjunto, su disposición espacial es coherente con la geometría del fallamiento de la comarca y admite con éste una causa común.

Cabe acotar finalmente, a modo de síntesis tectónica, que la disposición de las estructuras antiguas y modernas, habrían sido determinadas por campos de esfuerzos de orientaciones cualitativamente similares. A su vez, el tipo y geometría de las estructuras directrices es coherente con la permanencia del esfuerzo principal máximo compresivo en dirección E-O. Esto último es también concordante con la evolución geológica de esta porción continental, determinada por el adosamiento de fajas orogénicas hacia el poniente, a partir de núcleos cartónicos orientales de edad precámbrica temprana.

## V. — Conclusiones

La información tratada en los capítulos anteriores, permite arribar a una serie de conclusiones que se sintetizan a continuación.

a) Se han distinguido en el basamento cristalino de la comarca estudiada cuatro unidades estratigráficas: Complejo Sierra Cunuputo de edad precámbrica superior, Formación San Marcos atribuida al límite Precámbrico-Paleozoico inferior, Blastopsamitas Uritorco de edad paleozoica infe-

rior y Granito Capilla del Monte, atribuido al Devónico.

- b) La distinción como unidades estratigráficas independientes, de la Formación San Marcos y el Granito Capilla del Monte, actualizan las ideas de Bodenbender y Beder, quienes distinguieron dos grupos de rocas eruptivas, en particular, el último de los investigadores mencionados, se refiere en sus trabajos al "granito viejo" y "granito nuevo", que equivaldrían respectivamente a las unidades arriba indicadas.
- c) Las Blastopsamitas Uritorco, constituyen un tipo litológico novedoso en la composición del basamento de la región. Su interés geológico radica en la correlación de éstos afloramientos, con otros similares de la sierra norte de Córdoba y sur de Santiago del Estero, que representarían la presencia del Paleozoico inferior sedimentario, plegado y levemente metamorfizado, en las Sierras de Córdoba.
- d) Se han reconocido localidades críticas en las metamorfitas del Complejo Sierra Cunuputo, en las que han quedado registrados fenómenos de polimetamorfismo. Estas localidades están representadas por los afloramientos de gneis con andalucita, de la caja occidental del Granito del Monte, y por los gneises con cordierita, al norte de Quilpo Sud. En ambos casos se trataría de un metamorfismo térmico sobreimpuesto a metamorfismo regional dinamo-térmico de grado medio a alto. En la porción central del Complejo Sierra Cunuputo, se reconocen esquistos con paragénesis de grado medio a bajo, por sobreimposición de metamorfismo dinámico, en fajas de rocas cataclásticas, a un metamorfismo dinamo-térmico regional de grado medio a alto.
- e) En el Complejo Sierra Cunuputo se han identificado fajas de rocas cataclásticas, que representarían antiguas zonas de fallas o zonas de cizallamiento dúctil.
- f) La cataclasis, en general intensa de las rocas del Complejo Sierra Cunuputo y la Formación San Marcos, no afecta al Granito Capilla del Monte, lo cual permite acotarla entre la edad de la Formación San Marcos y la edad del Granito Capilla del Monte.
- g) La Formación San Marcos es una entidad de composición granítica a tonalítica, de

edad radimétrica  $455 \pm 15$  m.a., que tiene contactos transicionales con el Complejo Sierra Cunuputo, en el cual habría sido la causa principal de la migmatización del mismo.

- h) El Granito Capilla del Monte es un stock compuesto de epi-mesozona, de contactos netos con las metamorfitas del Complejo Sierra Cunuputo, cuya edad radimétrica promedio es de  $345 \pm 10$  m.a.
- i) Se han individualizado dos episodios deformativos antiguos. Durante el primero de ellos se desarrolló esquistosidad paralela, microplegamiento y megaplegamiento de las metamorfitas y un plutonismo tardío, representado por la Formación San Marcos. Los movimientos de esta etapa se atribuyen al ciclo Assyntico. El segundo episodio deformativo antiguo es responsable de la cataclasis, frecuentemente intensa, que afecta sólo al Complejo Sierra Cunuputo y a la Formación San Marcos. Esta deformación cataclástica se localiza en fajas más o menos continuas de cientos de metros de espesor, que representarían un fallamiento del basamento, como consecuencia de los movimientos del ciclo Caledónico, previamente a la intrusión del Granito Capilla del Monte.
- j) Con relación a la estructura moderna del basamento cristalino de la comarca, se han identificado dos sistemas de fallas principales, uno de rumbo NNO-SSE, longitudinal y otro oblicuo, de rumbos NO y NE, con predominio del juego NO. La edad de este fallamiento en su expresión morfológica actual, se atribuye al Terciario superior y Cuartario.
- k) Las relaciones entre los sistemas de fallas longitudinales y oblicuas, permite establecer la posterioridad relativa del falla-

miento oblicuo, el cual, por sus relaciones con las formaciones cuartarias, tuvo una última reactivación durante el Cuartario.

- l) Dados los importantes desplazamientos laterales que han experimentado las estructuras longitudinales por las fallas oblicuas, se establece que en estas últimas, la resultante del desplazamiento ha tenido una componente mayor en la dirección del rumbo de las fallas.
- m) Se caracteriza al macizo del cerro Uritorco como pilar tectónico, limitado al norte por la falla directa de Los Terrones y al sur por la falla inversa de alto ángulo del río Calabalumba.
- n) Este pilar tectónico transversal, constituye el límite morfoestructural septentrional del Valle de Punilla y la Sierra Chica de Córdoba.
- o) Los afloramientos del Granito Capilla del Monte en el cerro Uritorco, han alcanzado su altitud actual, por una combinación de los rechazos verticales del fallamiento interno del pilar tectónico del cerro Uritorco.

#### Agradecimientos

La dirección del trabajo de tesis estuvo a cargo del Dr. Osvaldo I. Bracaccini, a quien se agradece su constante apoyo y atención durante las distintas etapas que demandaron su ejecución. Su reciente desaparición hace más nítido el grato recuerdo de haber compartido largas horas conversando sobre temas de la geología de ésta y otras comarcas del país.

Se agradece al Dr. Bernabé J. Quartino los comentarios sobre el trabajo.

#### Lista de trabajos citados en el texto

- Arcidiacono de Durán; E; A. Luthers y B. J. Quartino, 1970. *Actividad granítica y kinetometamorfismo en calizas, anfibolitas y gneises según dos localidades de las Sierras de Córdoba*. Bol. Acad. Nac. Cs., XLVII (2-4): 283-314, Córdoba.
- Aubouin, J.; R. Brousse y J. P. Lehman, 1980. *Tratado de Geología, 3: Tectónica, Tectonofísica y Morfología*. Omega, Barcelona.
- Badgley, P., 1965. *Structural and tectonic principles*. Harper & Row, New York.
- Bain Larrahona, H., 1940. *Estudio geológico en la Provincia de Córdoba*. Bol. Y.P.F. (192): XVII, Buenos Aires.
- Beder, R., 1922. *Estudios geológicos en la Sierra de Córdoba, especialmente de las calizas cristalinas granuladas y sus fenómenos de contacto*. Bol. Dir. Gen. Min. Geol. Hidrog., Serie B (33),

- 1931. *Los yacimientos minerales de manganeso en el norte de la Prov. de Córdoba y sur de Santiago del Estero*. Mus. Nac. Hist. Nat. de Buenos Aires.
- Bodenbender, G., 1905. *La Sierra de Córdoba, constitución geológica y productos minerales de aplicación*. Min. Agric. Nac., Secc. Geol., I (2), Buenos Aires.
- Buddington, A., 1959. *Granite emplacement with special reference to North America*. Geol. Soc. Am. Bull., 70: 671-784.
- Cingolani, C. A. y R. Varela, 1975. *Geocronología Rubidio-Estroncio de rocas ígneas y metamórficas de la Sierra Chica y Grande de Córdoba*. Seg. Cong. Ibero-amer. Geol. Econ. I: 9-35, Buenos Aires.
- Gordillo, C., 1973. *Contribución a la petrología del basamento cristalino de la Sierra de Córdoba*. Actas V Cong. Geol. Arg., I: 141-152, Buenos Aires.
- Gordillo, C. E. y A. Lencinas, 1970. *Geología de Córdoba*. Bol. Asoc. Geol. de Córdoba, I (1).
- 1979. *Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis*. Seg. Simp. Geol. Reg. Arg., I: 577-650, Córdoba.
- Gross, W., 1948 a. *Cuadro tectónico del Valle de Punilla*. Asoc. Geol. Arg., Rev. III (2): 73-132, Buenos Aires.
- 1948 b. *Cuadro morfológico del Valle de Punilla*. Univ. de Córdoba, Tesis inédita.
- Higgins, M., 1971. *Cataclastic Rocks*. U. S. Geol. Surv., Prof. Paper 687: 1-97.
- Kittl, E., 1965. *La edad de las rocas graníticas y ciclos metalogenéticos de la Argentina*. Acad. Nac. Cienc., XLIV (1-4), Buenos Aires.
- Lencinas, A., 1971. *Geología del Valle de Punilla entre Bialeto Massé y La Cumbre*. Bol. Asoc. Geol. de Córdoba, I (2).
- Lencinas, A. y A. Timonieri, 1968. *Algunas características estructurales del Valle de Punilla (Córdoba)*. Actas Terc. Jorn. Geol. Arg., I: 357-370, Buenos Aires.
- Linares, E. y C. Latorre, 1969. *Edades K/Ar y Pb/alfa de rocas graníticas de Córdoba y San Luis*. Actas Cuartas Jorn. Geol. Arg., II: 195-204, Buenos Aires.
- 1973. *Nuevas edades radiométricas por el método potasio-argón, de rocas graníticas de Córdoba y San Luis*. Actas Quinto Cong. Geol. Arg., I: 405-410, Buenos Aires.
- 1979. *Geocronología potasio-argón de rocas metamórficas del sector meridional de la sierra Chica de Córdoba, República Argentina*. Actas Séptimo Cong. Geol. Arg., I: 787-794, Buenos Aires.
- Linares, E. y U. Cordani, 1976. *Edades potasio-argón de anfibolitas de la provincia de Córdoba*. Actas Sexto Cong. Geol. Arg., I: 501-509, Buenos Aires.
- Lucero, H. N., 1969. *Descripción geológica de las Hojas 16h (Pozo Grande) y 17h (Chuña Huasi)*. Dir. Nac. Geol. y Min. Bol. 107, Buenos Aires.
- Lucero, H. y C. A. Rinaldi, 1972. *Consideraciones petrológicas y estructurales del faldeo oriental de la Sierra de Los Gigantes, provincia de Córdoba, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVII (3): 330-344, Buenos Aires.
- Massabie, A. C., 1975. *Investigaciones geológicas entre Charbonier y Cosquín, provincia de Córdoba, República Argentina*. Univ. de Bs. As., Fac. Cs. Ex. Nat., Tesis doctoral inédita.
- 1976. *Estructura tectónica cenozoica entre Charbonier y Cosquín, provincia de Córdoba*. Actas Sexto Cong. Geol. Arg., I: 109-123, Buenos Aires.
1977. *Gneises cordieríticos en las Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis, Argentina*. Asoc. Geol. Arg. Rev., XXXII (2): 122-129, Buenos Aires.
- Methol, E. J., 1958. *Descripción geológica de la Hoja 18i (Deán Funes) Córdoba*. Dir. Nac. Geol. y Min., Bol. 124, Buenos Aires.
- Olsacher, J., 1960. *Descripción geológica de la Hoja 20h, Los Gigantes, provincia de Córdoba*. Dir. Nac. Geol. y Min., Bol. 90, Buenos Aires.
- Pastore, F., 1932. *Hoja 20i del Mapa Geológico de la Argentina, región oriental y media de la Sierra de Córdoba*. Dir. Min. y Geol. Bol. 36, Buenos Aires.
- 1938. *Datos geológicos de la provincia de Córdoba*. En Aguas Minerales de la República Argentina. Min. Int. Com. Nac. Climat. Ag. Min., 4: 1-235, Buenos Aires.
- Pastore, F. y E. Methol, 1953. *Descripción geológica de la Hoja 19i, Capilla del Monte (Córdoba)*. Dir. Nac. Min., Bol. 79, Buenos Aires.
- Quartino, B. J., A. C. Massabie y J. R. Morelli, 1978. *Formaciones eopaleozoicas en el norte de Córdoba y sur de Santiago del Estero, su magmatismo y significado geológico*. Asoc. Geol. Arg. Rev., XXXIII (1): 90-92, Buenos Aires.
- Rimann, E., 1978. *Estudio geológico de la Sierra Chica entre Ongamira y Dolores*. Bol. Acad. Nac. Cienc., XIII (2), Córdoba.

- Sederholm, J., 1907. *On Granite and Gneiss, their origin, relations and occurrence in the Precambrian Complex of Fenoscandia*. Bull. Comm. Geol. de Finlandia, 23, Helsinki.
- Schlagintweit, O., 1954. *Una interesante dislocación en Potrero de Garay y observaciones sobre las sierras Chica y Grande de Córdoba*. Asoc. Geol. Arg., Rev. IX (3): 135-154, Buenos Aires.
- Van Eysinga, F. W., 1981. *Geological Time Table, 4th Printrun*, Elsevier Sc. Pub. Comp., Amsterdam.
- Winkler, H. G., 1974. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, Third Ed., Springer-Verlag, New York.

Recibido: 26 de octubre de 1981.

Aceptado: 24 de abril de 1982.

ARMANDO C. MASSABIE

Departamento Ciencias Geológicas  
 Fac. de Ciencias Exactas y Nat.  
 Universidad de Buenos Aires  
 Ciudad Universitaria, Pabellón 2, Buenos Aires.

### 5º CONGRESO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA

Se llevará a cabo en la ciudad de Buenos Aires entre los días 17 al 22 de octubre de 1982.

El Comité Ejecutivo ha fijado las siguientes cuotas de inscripción:

	Argentina	Otros países
Miembros Participantes	\$ 700.000	u\$s 60
Miembros No Participantes	\$ 220.000	u\$s 20
Estudiantes	\$ 220.000	u\$s 20
Acompañantes	\$ 110.000	u\$s 10
Miembros Benefactores	\$ 10.000.000	
Miembros Protectores	\$ 15.000.000	
Miembros Patrocinantes	\$ 30.000.000	

Estas cuotas estarán en vigencia hasta el día 14 de octubre de 1982, con posterioridad serán actualizadas.

Informes e Inscripción: Av. Santa Fe 1548 - 12º piso  
 1060 Buenos Aires  
 Tel. 41-9993

## CONTROL LITOLÓGICO ESTRUCTURAL DE LAS VETAS DE BARITINA DEL DISTRITO MINERO ALUMBRILLO, DEPARTAMENTO TUMBAYA, PROVINCIA DE JUJUY

HECTOR H. GARCIA y EDUARDO A. ROSSELLO

### Resumen

En el Distrito Minero Alumbrillo se explotan varias vetas de baritina que rellenan fracturas cuya génesis está asociada con la del sinclinal en que aparecen, habiéndose determinado además que hay una perfecta correspondencia entre el tamaño y la regularidad de estas estructuras mineralizadas y las rocas donde están emplazadas.

### Abstract

At Alumbrillo's Mineral District several veins with barite as the principal mineral are in exploitation. They are fillings structures genetically related to a big syncline and with sizes and regularities in accordance with the competency of the different rocks in which they appear.

### Introducción

El motivo del presente trabajo fue la determinación de las causas que originaron que varias vetas de baritina del Distrito Minero Alumbrillo terminaran en forma algo abrupta en profundidad, al llegar a un plano geológico determinado. Esta investigación la llevaron a cabo los autores a mediados de 1981, y consistió en el relevamiento de la geología de superficie aledaña y subterránea en los sectores accesibles, poniéndose énfasis en la litología de las rocas de caja y en las estructuras controlantes intervinientes. El mapa de la Figura 2 y el perfil de la Figura 4 están basados en trabajos inéditos del Dr. Hernán Navarro (1977). Agradecemos al Lic. Felipe O. Valdez por las descripciones microscópicas, a la Dra. Alwine Bertels por el estudio del material fosilífero y a Minera TEA SAMICAF por proporcionarnos todos los medios necesarios para la realización de este trabajo y por permitir su publicación.

### Generalidades

El Distrito Minero Alumbrillo está localizado en el departamento Tumbaya de la provincia de Jujuy, sobre el Cordón Alumbrillo o Alto del Angosto y a unos 4.200 m. s.n.m. Se accede a él desde Purmamarca por la ruta provincial n° 16 luego de recorrer unos 50 km; es decir que está sobre la misma

y a unos pocos kilómetros antes del caserío Ronqui Angosto.

El clima es árido y con grandes variaciones de temperatura; el agua es muy escasa. Su relieve es relativamente moderado y normalmente se presenta cubierto por un más o menos apreciable espesor detrítico.

### Marco geológico

Dada la lejanía que existe entre Alumbrillo y otras áreas con entorno geológico conocido y el motivo del trabajo, debemos considerar como tentativas las correlaciones que detallamos a continuación.

En la constitución geológica de la comarca relevada intervienen elementos del Grupo Mesón (Cámbrico) y la Formación Acoite (Ordovícico) que afloran en la porción occidental, y sedimentitas del Grupo Salta (Cretácico) hacia el oriente, todos cubiertos parcialmente por materiales poco a no consolidados cuaternarios, véase Figura 1.

**Grupo Mesón** (Turner, 1960: 169)

Formación Lizoite (Turner, 1960: 169)

Se asignan tentativamente a esta Formación las sedimentitas que asoman en la porción más occidental de la comarca. Son

CUADRO ESTRATIGRAFICO

Era	Período	Unidades		Litología Dominante
Cenozoico	Cuartario	Depósitos coluvio-aluvio-eólicos		Conglomerado
	-----	Disc. -----		-----
Mesozoico	Cretácico	Grupo Salta	Subgrupo Balbuena	Areniscas Caliza Oolítica
			Formación Pírgua	
	-----	Disc. -----		-----
Paleozoico	Ordovícico	Fm. Acoite	Miembro Cuarcitas Bayas	Cuarcita Grauvaca Lutita
			Miembro de Transición Miembro Pelitas Verdes	
	-----	Disc. -----		-----
	Cámbrico	Grupo Mesón	Formación Campanario	Areniscas Cuarcita
			Formación Lizoite	

bancos del orden del metro de cuarcitas en parte sabulíticas, de colores castaños amarillentos muy claros a blanquecinos. Su microscopía indica que la forman cuarzo en un 75 % como granos angulosos a subangulosos y con diámetros entre 50 y 100  $\mu$ , completan el panorama feldespatos caolinizados sericitizados, muscovita, sericita, zircón y opacos de hierro. Posee leves indicios de metamorfismo que no alcanzan para clasificarla como metacuarcita.

Su disposición general es homoclinal con suaves inflexiones meridionales y con inclinaciones generales que oscilan alrededor de 30° hacia el este. Las rocas se presentan con aspecto macizo sin estructuras menores apreciables y con grandes oquedades, producto de su conspicua erosión.

#### Formación Campanario (Turner, 1960: 171)

Se atribuyen a la Formación Campanario con reservas, las sedimentitas con estratificación rítmica psammo-pelítica de colores generales borra-vino-morados que afloran en el flanco occidental del área. Está integrada por areniscas finas y pelitas en delgada estratificación del orden del centímetro a decenas de centímetros con laminación, estratificación convoluta y entrecruzada y marcas de fondo, arrastre y vermes. Es notable la presencia de sericita bien cristalizada sobre algunos planos de estratificación, y la disposición general homoclinal norte-sur con inclinaciones variables hacia el naciente.

#### Formación Acoite (Harrington y Leanza, 1957)

Se asignan provisoriamente a esta Formación las sedimentitas pelíticas y psammíticas que asoman en la porción central de la comarca, conformando un amplio sinclinal en el Cordón Alumbrillo. En esta unidad se emplazan las vetas que nos ocupan y su estudio permitió reconocer tres miembros litológicamente distintos, a saber:

1) MIEMBRO PELITAS VERDES (basal): Está compuesto por paquetes limosos y/o arcillosos de colores verdosos oscuros y grisáceos hasta negros por materia orgánica. Muestran fina estratificación y laminación y conforman las porciones más bajas de los faldeos. Se trata de una roca con abundante cuarzo limoso y también en granos detríticos angulosos de 14 a 28  $\mu$ , abundante sericita en granos submicroscópicos, caolín, cloritas y opacos, cementados por carbonatos que también se presentan en venillas muy espaciadas más o menos normales a la estratificación. Lo observado indica que la roca ya ha comenzado a transitar los primeros pasos de la Facies de los Esquistos Verdes.

En este miembro hemos hallado ejemplares de *Nanorthis putilliforme* sp (Kobayashi) determinados por la Dra. A. Bertels que indican Tremadociano inferior (Zona de *Kainella meridionalis*) según Castellaro (1963: 139).

La naturaleza fina y laminar de estos materiales origina, que como respuesta a una

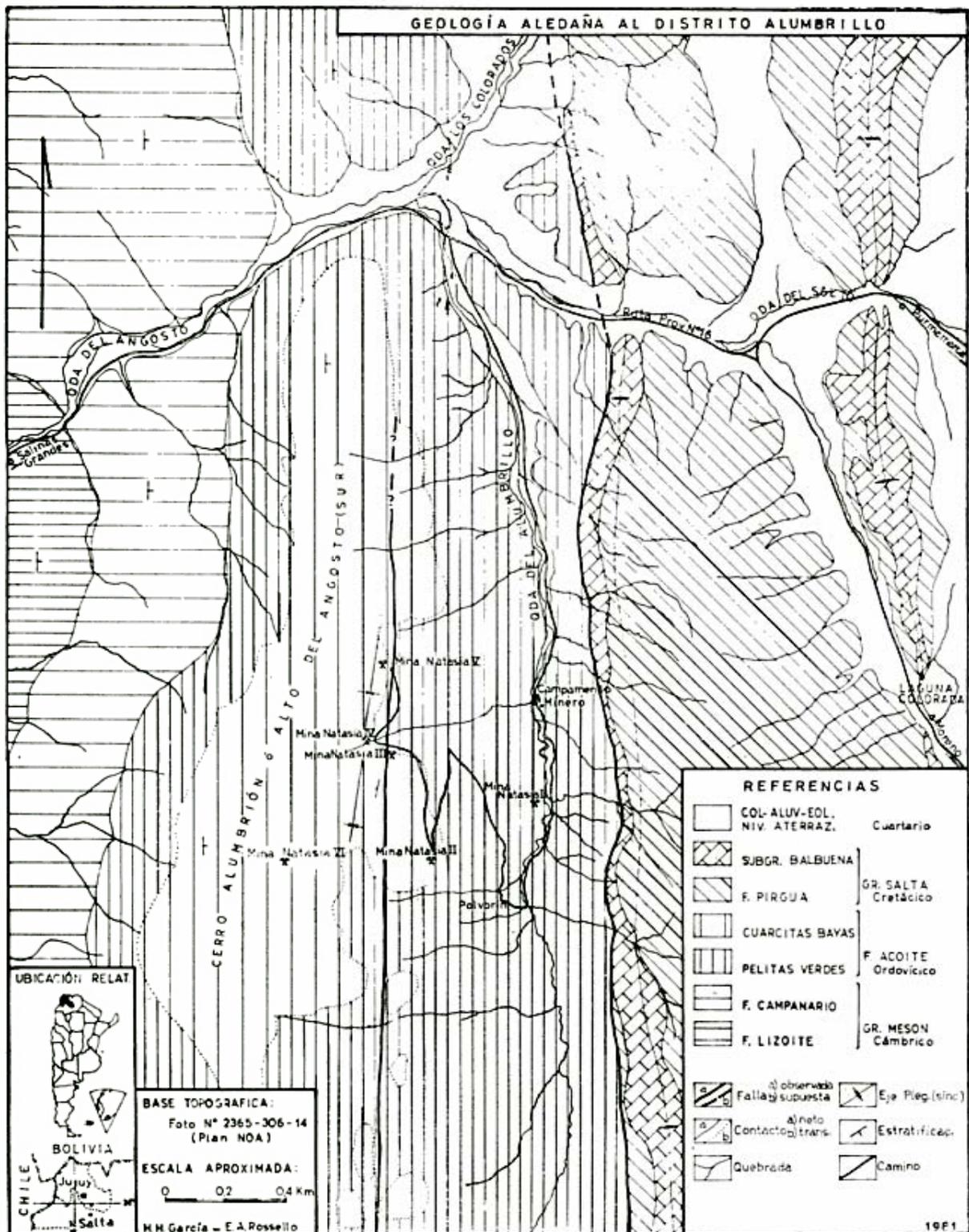


Figura 1.

deformación mecánica, se comporten más plásticamente y desarrollen fisilidad.

2) MIEMBRO DE TRANSICIÓN (grauvaca): Tiene características intermedias entre las Pelitas Verdes descritas y las Cuarцитas Bayas que se describen más adelante. Son grauvacas líticas con textura clástica (microbrecha) formadas por cuarzo muy abundante (80 %) en granos angulosos de tamaños dispares entre 30 y 200  $\mu$ , feldespato potásico también anguloso, escasas plagioclasas y sericita y fragmentos líticos que llegan al 15 %. La matriz la forma un agregado microcristalino de cuarzo, sericita y clorita que en algunos sectores posee una dominante fracción arcillosa. A veces posee un bajo metamorfismo por encontrarse los granos de cuarzo incipientemente soldados.

Al acercarnos al miembro basal de las Pelitas Verdes se le parece cada vez más en su composición (sus colores se oscurecen, aumenta la cantidad de arcilla y materia orgánica, disminuye el tamaño de los granos, aparece un cemento carbonático, etc.), y ocurre lo mismo cerca de su techo de Cuarцитas Bayas (diámetro del cuarzo cada vez más homogéneo entre 20 y 70  $\mu$  y con más redondeamiento, menor cantidad de arcillas y opacos, etc.).

En conjunto este pasaje tiene una potencia variable del orden de las decenas de metros. Adyacentes a los laboreos de las minas Natasia III y IV se hallaron restos mal conservados de distintas faunas, que se encuentran en estudio.

3) MIEMBRO CUARCITAS BAYAS (cuspidal): Está constituido por bancos gruesos de 20 y 50 cm de potencia de ortocuarцитas finas a medianas de colores castaños amarillentos claros, blancos y con tonalidades rojizas y grisáceas; presentan planos de estratificación irregulares, aspecto macizo y venillas silíceas. En él domina netamente el cuarzo (80 a 90 %) subanguloso a subredondeado y de 50 a 70  $\mu$  sobre menor cantidad de feldespatos caolinizados (3 %), como accesorios hay ftanita y fragmentos líticos, todos de tamaño muy semejantes al del cuarzo; hay 1 % de magnetita. En la parte más cuspidal aparece el más claro de los colores citados y aumenta su tamaño, promedio 300  $\mu$  que también es muy semejante al de los feldespatos caolinizados (3 %), ftanita y fragmentos líticos. Sin opacos.

Todo el miembro ocupa las cumbres del Alumbrillo y debido a su mayor resistencia a la erosión controla su morfología. Aquí se hallaron numerosas *cruzianas*, ejemplares mal conservados de *nautiloideos* y numerosas marcas de *vermes*, estudiados por A. Bertels. Mecánicamente por su mayor cohesión actúan frágilmente, desarrollando clivaje de fractura.

**Grupo Salta** (Brackebusch, 1891, *nom. subst.* Turner, 1959: 26)

Este Grupo de sedimentitas continentales y marinas aflora en el sector oriental del área formando una serie de sinclinales y anticlinales de disposición meridional. Se reconocieron areniscas y conglomerados poco consolidados con niveles pelíticos rojos atribuidos a la Formación Pirgua (Vilela, 1951: 103). Por encima y desarrollando excelentes bancos que denotan la estructura tectónica se observan posibles elementos del Subgrupo Balbuena (Moreno, 1970: 13), integrado por una sucesión de areniscas calcáreas macizas de colores amarillentos a claros de la Formación Lecho (Turner, 1959: 29) y por calizas oolíticas, estromatolíticas, macizas y estratificadas de la Formación Yacoraite (Turner, 1959: 30).

### Depósitos Coluvio-aluvio-eólicos

Se acumulan en general en las porciones más bajas del relieve, pero también y sobre todo el último citado se presenta en pequeños depósitos que obliteran parcialmente los afloramientos de casi toda la comarca. Todos ellos forman niveles de materiales psamíticos y psammíticos poco consolidados a sueltos.

### Marco estructural

Esta comarca pertenece a la provincia geológica de Cordillera Oriental (Turner y Mon, 1979: 57) y por ello caracterizada por plegamiento y fallamiento. En el sector considerado las estructuras mayores tienen una disposición meridional, reconociéndose un gran sinclinal abierto que afecta a las sedimentitas de la Formación Acoite. Hacia el poniente y previa discordancia, se observan en sucesión homoclinal los elementos del Grupo Mesón. Por otro lado las rocas del

Grupo Salta se disponen hacia el este en pliegues de orden menor y con ejes levemente buzantes.

El fallamiento de orden regional está representado, entre otras, por la falla localizada allende la quebrada del Alumbrillo y que separa a las rocas paleozoicas hacia el oeste de las del Grupo Salta hacia el este (véase Figura 1). El fallamiento de orden local será descrito más adelante, en su relación con la mineralización de baritina.

### Mineralización y génesis

Las vetas por relleno ocupan espacios abiertos, poseen contactos netos en profundidad, su contacto es irregular en detalle, originado por un variable reemplazo sobre las grauvacas, tienen una mineralogía bastante monótona de baritina con grano mediano a grueso con hábitos, forma de los agregados y colores muy variados, aunque predominan aquellos claros. Siempre se presenta acompañada por algo de cuarzo, el que en algunos pocos sectores es tan abundante y/o en una relación de intercrecimiento tal que impide su explotación económica. Accesoriamente aparecen sulfuros y minerales verdosos de cobre, negros de manganeso y rojizos de hierro, todos minerales oxidados y en forma de pátinas.

Las vetas del distrito exhiben diversos fallamientos postminerales y que en algunos lugares están tan desarrollados que hacen extremadamente dificultoso al laboreo minero, no solo en relación con el enmaderamiento necesario sino también en lo que hace a reencontrar tramos de vetas por ellos desplazados.

El abrupto final original de la mineralización en profundidad (ver más adelante), la ausencia de todo magmatismo en la comarca y la presencia de sulfuros, yeso y otras sales solubles dentro de la Formación Acoite en la que aparecen todas las vetas, permite aceptar como más probable un origen singenético de la baritina con dicha Formación, la que migró por posteriores deformaciones tectónicas hasta ubicarse en los actuales emplazamientos, lo que se describe más adelante. Estas características, a modo de hipótesis de trabajo, muy bien podrían extrapolarse a otros yacimientos similares de la región. Nos parece menos probable atribuirle un origen epitermal, vinculadas con algún cuerpo ígneo oculto.

### Control de la mineralización

Todas las vetas y manifestaciones con baritina del distrito ocupan fracturas emplazadas exclusivamente en los diversos miembros de la Formación Acoite. Como se recordará esta unidad se presenta en forma de sinclinal, y las estructuras menores de relleno que reciben a la mineralización están directamente vinculadas y reguladas por aquellas litologías, razón que nos obliga a considerar a estos controles como litológico-estructurales.

Cuando las sedimentitas de la Formación Acoite estuvieron sometidas a esfuerzos compresivos aproximadamente este-oeste, paulatinamente y como respuesta a ellos se deformaron, tomando la estructura así generada la forma de un sinclinal muy abierto con su eje dispuesto aproximadamente norte-sur (es decir perpendicularmente al esfuerzo compresivo máximo) y sin buzamiento apreciable. Cuando los esfuerzos superaron su límite de resistencia se fracturaron según rupturas de cizalla dispuestas formando ángulos agudos con el esfuerzo compresivo mayor, en planos paralelos al esfuerzo mediano, y de tensión (paralelas al esfuerzo compresivo máximo), según la teoría de Mohr y Anderson (De Sitter, 1959).

Conviene aquí que nos detengamos un poco más en estas relaciones ya que las rocas que se fracturan tienen competencias muy diferentes y además las estructuras sinclinales que aparezcan habrán de originar esfuerzos locales. Por lo tanto, cuando plegamos una roca competente como nuestras cuarcitas y se genere un sinclinal, en los lugares próximos a la charnela de las capas más superiores (si están dispuestas como en el Distrito Minero Alumbrillo) aparecerá una compresión local dispuesta en igual forma que el esfuerzo compresivo mayor general o regional, los que controlarán la ubicación de las fracturas de cizalla y de tensión tal como se resumió en párrafos anteriores. Por el contrario, el curvamiento cercano a la charnela de los sectores más profundos del sinclinal (donde está ubicada la mina Natasia IV), originará la aparición en las cuarcitas de esfuerzos tensionales locales paralelos al esfuerzo compresivo máximo general o regional que, si alcanzan una intensidad suficiente, motivarán que las diversas fracturas que se desarrollen posean una disposición diferente a la de los sectores superiores (véase Figura 2).

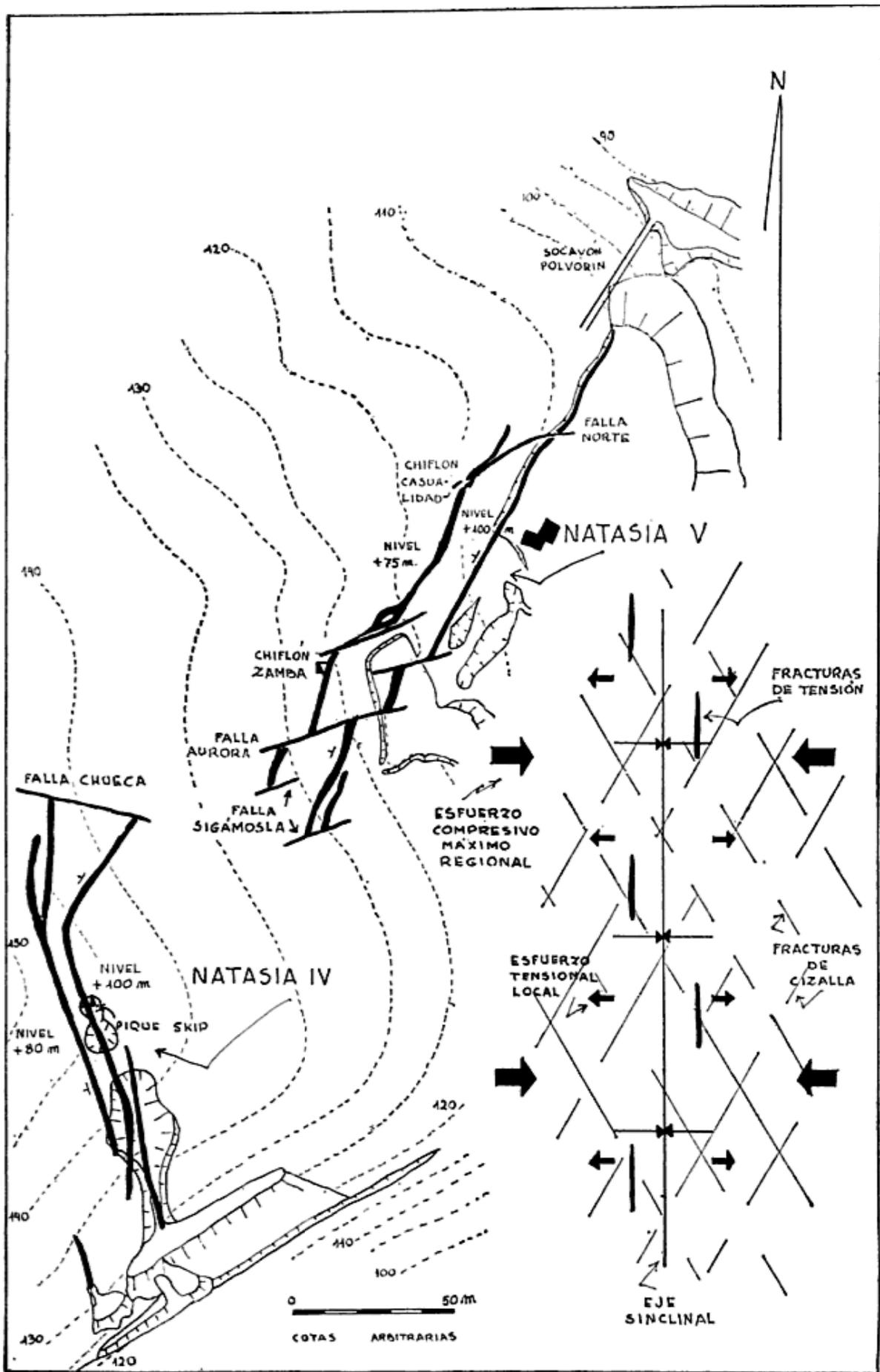


Fig. 2. — Disposición de las vetas Natasia IV y V y diagrama de esfuerzos en la base de una capa sinclinal.

MIEMBRO	ESTRUCTURA MINERALIZADA	ESQUEMA	EJEMPLOS DE MINAS
CUARCITAS BAYAS	REGULAR Y PERSISTENTE		NATASIA II Y VI
DE TRANSICIÓN	INTERMEDIA		NIVELES SUPERIORES DE NATASIA III, IV y V
PELITAS VERDES	IRREGULAR Y DISCONTÍNUA		SECTOR NORTE NIVELES INFERIORES DE NATASIA III, IV y V NATASIA I Y GOYO

Fig. 3. — Relaciones entre litología y estructuras mineralizadas.

Comparando el yacimiento Natasia IV con lo que cabría esperar desde un punto de vista teórico (fig. 2) observamos que existe una notable correspondencia. En los sectores próximos a la bocamina comienza ocupando una fractura de tensión NS que luego deja para continuar al NNO por una de las de cizalla; cerca de su tope cambia nuevamente de rumbo para volver a su posición de tensión original en los niveles inferiores, mientras que en los superiores cambia más aún para tomar al NNE por la otra dirección de cizalla. Conviene anotar aquí que más allá de la falla Chueca y a pocas decenas de metros al naciente aparece sobre la misma veta la mina Natasia V, de importancia similar a la que nos ocupa, y que tiene en todo su recorrido una disposición NNE igual a la de cizalla cerca del tope.

Esta remarcable similitud entre las fracturas que deberían aparecer desde un punto de vista teórico con aquellas que se observaron, se debe a la gran tendencia de todas las fracturas a crear espacios abiertos, ya que la influencia de los sectores donde tienen mayor curvatura las competentes cuarcitas en el sinclinal (charnela) origina un previsible ensanchamiento de las estructuras mineralizadas al profundizar, lo que fue comprobado.

Destacamos que la mina Natasia VI, ubicada dentro del mismo banco de cuarcitas en un nivel topográfico (y estratigráfico) superior en decenas de metros al de Natasia IV pero lejos de la charnela, posee un rumbo NO, tal como si ocupara una fractura de cizalla cuyo trazado estuviera controlado por la influencia de esfuerzos compresivos EO regionales y locales.

La regularidad y continuidad de las vetas con baritina dependerá de aquellas de las estructuras que las alojan, las que a su vez están controladas fundamentalmente por las características de las diferentes sedimentitas en que aparecen, como se ilustra en la Figura 3.

Estas relaciones entre mineralización y roca de caja se explican en razón de que las Cuarcitas Bayas de los tramos superiores de la Formación Acoite, mucho más frágiles, determinan aberturas mayores y más persistentes en corrida y profundidad y así dan lugar a cuerpos minerales de fácil exploración y explotación, tal como sucedió en los niveles superiores de las minas Natasia III, IV y V.

En cambio las Pelitas Verdes, más plásticas, no alcanzan a desarrollar aberturas significativas ya que por su naturaleza no permiten la formación de huecos apreciables sino irregulares lentes bastante controlados por sus planos de estratificación-fisilidad. En estas rocas los depósitos son de menor desarrollo y difícil seguimiento, muy irregulares en disposición, potencias y largo, comprometiendo así su economicidad (Natasia I, Goyo, etc.).

Las aberturas que se formaron en las rocas superiores (Cuarcitas Bayas) fueron aumentando algo sus potencias a medida que se plegaba más el sinclinal, y allí se depositó la baritina más o menos simultáneamente con la formación de esta abertura. Esta deducción teórica está corroborada por el hecho de que en la mina Natasia IV (y en otras similares del Distrito) el ancho de las vetas aumenta al profundizar alcanzó hasta 3 m de potencia verdadera, hasta desapare-

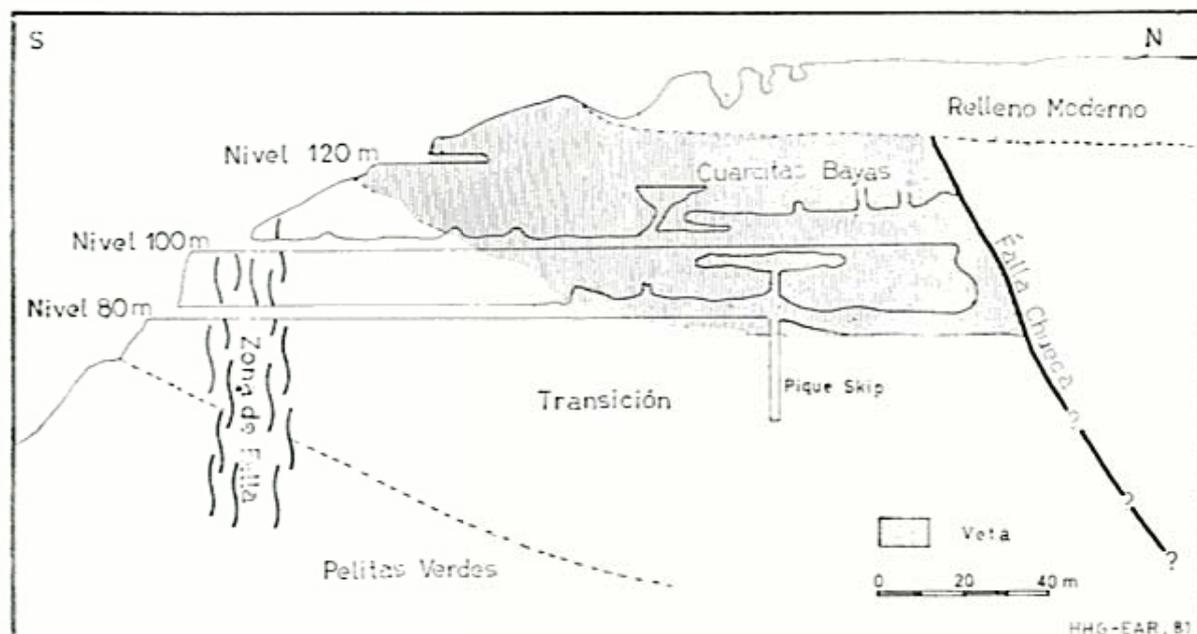


Fig. 4. — Bosquejo del Perfil Longitudinal Vertical de la mina Natasia IV, mostrando a la veta en caja de Cuarcitas Bayas, y desapareciendo en profundidad al aparecer las rocas del Miembro de Transición. (Topografía tomada de Navarro, 1977).

cer algo abruptamente en un lugar que coincide con la aparición acentuada de flexodeslizamientos, por cambiar la litología areniscosa a otra de grauvacas.

Estos pequeños deslizamientos entre bancos consecutivos (flexodeslizamientos), se acentúan donde las rocas tienen comportamiento mecánico más diferente; por lógica consecuencia están más desarrollados en las Rocas del Miembro de Transición. La aparición de rocas con fenómenos de *boudinage* en la base de las Cuarcitas Bayas, observado en el Nivel 80 a unos 65 metros de la bocamina, apoya la existencia de una componente compresional vertical perpendicular a los bancos ya que los *boudines* aparecen dispuestos subhorizontalmente.

Por lo detallado inferimos que debajo del Miembro de Transición de Grauvacas y por cambiar la roca de caja a Pelitas, solo cabe esperar una irregularidad cada vez más acentuada en las estructuras mineralizadas con baritina (fig. 4), tal como se vió claramente en el pique Añamembuy (Natasia III), en el chiflón Zamba (Natasia V) y en el pique Skip (Natasia IV). Esta última labor está aterrada pero la deducción indicada se apoya en lo conversado con obreros de la empresa que realizaron dicha labor y en el informe inédito del Dr. Hernán Navarro (1977: 12).

La disposición en retazos que posee en profundidad la veta de la mina Natasia IV

(al igual que en las Natasia III y V) responde al hecho de que su veta se emplazó fundamentalmente en fracturas no persistentes típicas de las Rocas de Transición. El desarrollo en las minas Natasia II y VI aún no alcanzó niveles profundos.

### Conclusiones

- 1) Las vetas de baritina del Distrito Minero Alumbrillo están rellenando fracturas ubicadas únicamente dentro de la Formación Acoite. Estas se formaron como respuesta a los mismos esfuerzos compresivos este-oeste que plegaron en sinclinal a aquellas rocas y se disponen diferentemente según el lugar que ocupan dentro del mismo.
- 2) La regularidad de las vetas depende de las competencias de las rocas intervinientes. La roca más ampliamente favorable para la formación de grandes y regulares espacios abiertos son las Cuarcitas Bayas (Miembro Superior de la Formación Acoite). Los cuerpos que continúen en profundidad y que alcancen a las rocas infrayacentes (grauvacas y/o pelitas) progresivamente aumentarán su irregularidad. De ésto se deduce que los afloramientos ubicados por ejemplo en el Miembro Pelitas Verdes, aún cuando parezcan promisorios, cambiarán rápidamente al profundizar.

**Lista de trabajos citados en el texto**

- Brackebusch, L., 1891. *Mapa Geológico del Interior de la República Argentina, escala 1:1.000.000*. Gotha (Publicado por la Academia Nacional de Ciencias, Córdoba).
- Castellaro, H. A., 1963. *Guía Paleontológica Argentina. Parte I Paleozoico*. Publ. Con. Nac. de Inv. Cien. y Técnicas: 1-161.
- De Sitter, L. U., 1959. *Structural Geology*. McGraw-Hill Book Co., Inc.
- Harrington, H. J. y A. F. Leanza, 1957. *Ordovician trilobites of Argentina*. University of Kansas, Dpto. Geol. Spec. Publ., 1: 276, Lawrence.
- Moreno, J. A., 1970. *Estratigrafía y Paleografía del Cretácico superior en la Cuenca del Noroeste Argentino, con especial mención de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXV, (1): 9-44.
- Navarro, H., et al., 1977. *Informes sobre los yacimientos de Baritina del Distrito Minero Alumbrillo*. Minera TEA (inédito).
- Turner, J. C. M., 1959. *Estratigrafía del Sordón de Escaya y de la Sierra de Rinconada (Jujuy)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XV, (1): 15-39.
- 1960. *Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias*. Acad. Nac. de Ciencias de Córdoba, Bol. 41, (2): 163-196.
- Turner, J. C. M. y R. Mon, 1979. *Cordillera Oriental*. Geología Regional Argentina. Acad. Nac. de Ciencias de Córdoba.
- Vilela, C. R., 1951. *Acerca del Hallazgo del Horizonte Calcáreo Dolomítico en la Puna Salto-Jujeña y su significado geológico*. Asoc. Geol. Arg., Rev. VI, (2): 101-107.

Recibido: 26 octubre, 1981.

Aceptado: 30 abril, 1982.

H. H. GARCIA

E. A. ROSSELLO

Universidad de Buenos Aires,  
Ciudad Universitaria,  
Pabellón 2, Buenos Aires

## ESTUDIO PALEOMAGNETICO, SEDIMENTOLOGICO Y PALINOLOGICO DE AMBIENTES LACUSTRES.

### Parte I - Lago El Trébol

D. A. VALENCIO, K. M. CREER, A. M. SINIATO, J. F. A. VILAS, M. M. MAZZONI,  
L. A. SPALLETTI, E. J. ROMERO y C. A. FERNANDEZ

#### Resumen

Se describen las metodologías empleadas para la extracción de sedimentos del subsuelo de lagos y lagunas (testigos), y para su estudio paleomagnético, sedimentológico y palinológico.

Se presentan los resultados obtenidos de la aplicación de dichos estudios a secuencias de sedimentos extraídos del lago El Trébol (provincia de Río Negro, 41°S 7°W). Asimismo se presentan las primeras dataciones <sup>14</sup>C obtenidas para esos sedimentos.

Los sedimentos del fondo del lago El Trébol son pelitas y arenas de tonalidades oscuras, con estratificación de potencia variable (preferentemente en bancos gruesos para las pelitas y finos para las psamitas), baja selección y distribución heterogénea en la secuencia. Estos caracteres permiten la división de la misma en cinco secciones litológicas de buena definición.

Prácticamente todas las muestras analizadas, extraídas de diferentes posiciones a lo largo de la secuencia, llevan mezclas de arena, limo y arcilla. Los promedios de estas tres clases de tamaño son: arena 26,8 %, limo 42,5 % y arcilla 30,7 %. Es importante también la participación, especialmente en las muestras en las que prevalecen los componentes finos, de material coloidal y de materia orgánica carbonosa (promedio 8,5 %) y localmente de frústulos de diatomeas.

A los fines del reconocimiento textural más detallado, ha resultado útil, el establecimiento de tres tipos de arenas, basados en el contenido de las fracciones de tamaño mayores a 250 y 500 micrones, equivalentes en forma gruesa a arenas finas, medianas y gruesas, los que permiten establecer una relación más detallada, entre el comportamiento magnético de los sedimentos y la granulometría.

La mayoría de las muestras están constituidas, principalmente, por unas asociación clástica compuesta por líticos volcánicos, vitroclastos y plagioclasas (a veces con concentraciones locales de minerales pesados), los que indican un aporte volcánico piroclástico casi exclusivo.

Las características magnéticas de los sedimentos extraídos en tres sitios diferentes del lago fueron tales que permitieron la determinación, a lo largo de toda la secuencia (perfilajes), de la susceptibilidad magnética y la intensidad, la declinación y la inclinación del magnetismo remanente natural (m.r.n.) de los mismos.

#### Abstract

The methodology for the extraction of sediments from the bottom of lakes (cores) and for their palaeomagnetic, sedimentologic and palinologic studies are described.

Results obtained from these studies carried out on sediments from Lake El Trébol (province of Río Negro, Lat. 47°S, Long. 71°W) and the preliminar <sup>14</sup>C age determinations for these sediments are reported.

Lake El Trébol bottom sediments are composed by dark pelites and sands distributed in layers of variable thickness (thick layers for the pelites, thin ones for the sands), poor sorted and heterogeneous arranged throughout the sequence. These features make possible the subdivision of the sequence in five lithologic sections.

Practically all the sequence shows an intimate mixture of sand, silt and clay in variable proportions. Ponderal general average is 26,8 sand, 42,5 silt and 30,7 clay; colloidal material and organic matter (average 8,5 %) becoming important in fine pelitic samples. Locally, diatom frustules show important proportions.

In order to analyze the relation between grain size and magnetic parameters, the sands were classified in three types according to the proportion of material finer and coarser than 250 and 500 microns; they correspond grossly to fine, medium and coarse sand.

The majority of samples are mainly composed by volcanic lithic fragments, glass shards and plagioclase (sporadic with heavy mineral concentrates) showing and undoubtful pyroclastic-volcanic origin.

The susceptibility and the intensity, declination and inclination of the natural remanent magnetization (n.r.m.) along three sequences of lacustrine sediments (logs) were measured.

The profiles formed by the logs of the different magnetic parameters show typical features for the sections of different size grain defined in the sedimentological study. This is particularly evident in the profiles of intensity of n.r.m. and magnetic susceptibility. On the other hand, the similarity of these profiles indicates that those magnetic features are associated to the mineralogical composition, the size grain and/or the number of magnetic particles of the sediments and they are not related to the intensity of the geomagnetic field (g.f.).

En los perfiles, integrados por los perfilajes de los distintos parámetros magnéticos para cada sitio, se observan rasgos característicos en las secciones de diferente granulometría definidas por el estudio sedimentológico. Esto se hace especialmente evidente en los perfiles de intensidad del m.r.n. y de susceptibilidad magnética. La similitud de estos dos perfiles indican que estos rasgos magnéticos están asociados a la composición mineralógica, granulometría y/o número de partículas magnéticas de los sedimentos, y no a la intensidad del campo magnético terrestre (c.m.t.).

Los perfiles de intensidad del m.r.n. y de la susceptibilidad, independientemente, permitieron establecer líneas de correlación litoestratigráficas entre los distintos testigos. Las mismas son consistentes con las sugeridas por los perfilajes de inclinación del m.r.n.; esto sugiere que la correlación establecida tiene también validez cronoestratigráfica.

El análisis palinológico demuestra la tendencia al crecimiento del bosque, a expensas del retroceso de la estepa, hacia los términos más jóvenes de la secuencia sedimentaria.

Las edades  $^{14}\text{C}$  fueron obtenidas de detritos orgánicos extraídos de los sedimentos en dos niveles de uno de los testigos. Ellas son:  $3040 \pm 180$  años (115 cm de profundidad) y  $5780 \pm 100$  años (450 cm de profundidad).

Las relaciones geológicas, la baja madurez textural y mineralógica de los sedimentos, los resultados radiométricos preliminares y los valores de dirección del m.r.n., que indican ausencia de excursiones de polaridad del c.m.t., coinciden en indicar una edad holocena para la secuencia estudiada.

## Introducción

El magnetismo remanente registrado en sedimentos lacustres ha sido objeto de particular atención desde los albores de los estudios paleomagnéticos (Valencio, 1980). En los últimos años estos estudios se aplicaron para dos fines específicos: i) el análisis de las características del campo magnético terrestre (cmt) en tiempos recientes, particularmente de sus variaciones lentas y progresivas en el tiempo (variaciones paleoseculares, VP), y ii) la correlación de sedimentos lacustres recientes y el conocimiento del régimen en el cual los mismos se formaron. Tales aplicaciones se hicieron posibles con el advenimiento de equipos, portátiles y de costo de operación reducido, que permiten extraer cilindros de sedimentos (testigos), no perturbados, orientados o no, del fondo de lagos u otros espejos de aguas tranquilas (Mackereth, 1958 y 1969).

Dos escuelas fueron pioneras en tales estudios: la del Departamento de Geofísica de la Universidad de Edimburgo, particularmente activa en Europa y África, y la

The intensity of n.r.m. and susceptibility logs allow to establish lithostratigraphic correlation tie-lines among the different cores; they are consistent with the correlation tie-lines suggested by inclination of n.r.m. logs; this suggests that the tie-lines are not only lithostratigraphic but also chronostratigraphic ones.

Palynological analysis indicates an increase of the forest, with the corresponding teppe withdrawal, from the bottom to the top of the core.

Preliminary radiocarbon ages were obtained on organic detritus extracted from the sediment at two levels of one of the cores. They are:  $3040 \pm 180$  years (depth 115 cm) and  $5780 \pm 100$  years (depth 450 cm).

The geological setting, the low textural and mineralogical maturity of sediments, the preliminary radiometric data and the directions of n.r.m., which indicate absence of polarity excursions of the g.f., indicate postglacial age for the sequence.

Escuela de Investigación en Ciencias de la Tierra de la Universidad Nacional Australiana.

La utilidad y trascendencia científica de la realización de trabajos de investigación de dicha naturaleza en América del Sur, principalmente para el primero de los fines ya expuestos, quedó documentada en varias reuniones científicas, y es así que se llegó a un acuerdo entre los Laboratorios de Paleomagnetismo de las Universidades de Buenos Aires y Edimburgo para la realización de estudios en sedimentos lacustres de la Argentina. En dicho acuerdo se enfatizó que la mejor interpretación de los resultados obtenidos, para ambos de los fines propuestos, surgiría de un análisis combinado, exhaustivo, de los parámetros geofísicos y geológicos de las secuencias sedimentarias recuperadas en los testigos. Es así que se acordó la realización de estudios paleomagnéticos (Universidades de Buenos Aires y Edimburgo), sedimentológicos (Universidad Nacional de La Plata y Laboratorio de Qui-

mica Geológica y Edafológica), palinológicos y paleontológicos (Universidad de Buenos Aires) y radimétricos (Nerc Radio Carbon Laboratory, Universidad Escocesa, e Instituto de Geocronología y Geología Isotópica), de los sedimentos extraídos.

En la serie de trabajos que se inicia con esta contribución, se irán presentando los resultados obtenidos de testigos extraídos del fondo de tres espejos de aguas localizados en los alrededores de San Carlos de Bariloche y las interpretaciones que los mismos dieran lugar, básicamente, para el segundo de los fines propuestos (paleolimnología). Particularmente en este trabajo se presentará una descripción general de la geología del área circundante a dichos espejos de agua y de las tecnologías empleadas para la extracción de los testigos, su muestreo y su estudio paleomagnético, sedimentológico, palinológico y radimétrico. Asimismo se presentarán los resultados correspondientes a los testigos del lago El Trébol (Lat. 41° S, Long. 71,5° O) y la discusión e interpretación de los mismos.

Este trabajo está comprendido dentro del Proyecto N° 120 del Programa Internacional de Correlación Geológica: "Evolución Magmática de los Andes".

### Rasgos geológicos de la región

Son varios los autores que se han ocupado de la geología y estratigrafía de la región austral del lago Nahuel Huapi, pero sin dudas los principales aportes a su conocimiento los han brindado Feruglio (1941), González Bonorino (1973) y González Bonorino y González Bonorino (1978). Asimismo, los caracteres geológicos generales de la Cordillera Patagónica Septentrional han sido proporcionados por González Bonorino (1979) y González Díaz y Nullo (1980), entre otros. Particularmente, en el área vecina a los tres lagos objeto de éste y futuros trabajos (Moreno, El Trébol y Brazo Campanario del lago Nahuel Huapi) afloran las siguientes unidades en orden creciente de edad:

Depósitos cuaternarios diversos

Formación Ñirihuau (González Bonorino, 1973), Terciario (Oligoceno).

Formación Ventana (González Bonorino, 1973), Terciario (Eoceno).

Formación Los Machis (González Díaz y Nullo, 1980) Cretácico superior.

Formación Cushamen (Volkheimer, 1964) Precámbrico-Paleozoico?

La Formación Cushamen aparece en las regiones de los cerros Catedral y V. López, al sureste y sur del área (fig. 1) y está constituida por esquistos, filitas, anfibolitas y metacuarcitas inyectadas de probable edad suprapaleozoica (González Bonorino, 1973).

La Formación Los Machis consiste en cuerpos de rocas plutónicas granodioríticas, graníticas, tonalíticas y, en menor proporción, gábricas que aparecen atravesadas por diques de lamprófiro y aplitas. Su relación es de intrusividad con respecto a las metamorfitas y, por dataciones radimétricas (cf. González Díaz y Nullo, *op. cit.*), su edad se ha establecido en el Cretácico tardío. En la región estudiada, las rocas graníticas afloran en la margen austral del lago Moreno, en todo el cuerpo del cerro Goyé y hacia la cumbre del cerro López (fig. 1).

La Formación Ventana tiene amplia difusión en la zona, pero sus asomos más conspicuos se dan en el sector ubicado entre los lagos Moreno y Nahuel Huapi (fig. 1). Particularmente, las depresiones de los lagos Moreno y El Trébol se han excavado en términos correspondientes a la Formación Ventana. La unidad está constituida por materiales volcánicos, entre los cuales predominan rocas andesíticas, basálticas y brechas, a las que se asocian niveles de sedimentitas epiclásticas. En el área su disposición es homoclinal con fuerte buzamiento —del orden de los 60 a 70°— al noreste (González Bonorino, *op. cit.*).

La Formación Ñirihuau, que junto con la Formación Ventana constituye el Grupo Nahuel Huapi (González Bonorino, *op. cit.*), está compuesta predominantemente en esta región por cuerpos potentes de tobas soldadas y brechas ignimbríticas, a las que se subordinan estratos tabulares de conglomerados, psamitas y pelitas volcanoclásticas en secuencias granodecrecientes. Sus afloramientos se circunscriben a la península de San Pedro (fig. 1) en la que posee los mismos atributos estructurales que los mencionados para la Formación Ventana.

Todo el conjunto de unidades que constituye el sustrato precuaternario se encuentra afectado por movimientos tectónicos de plegamiento y fallamiento. En lo que hace a este último aspecto, las líneas principales de

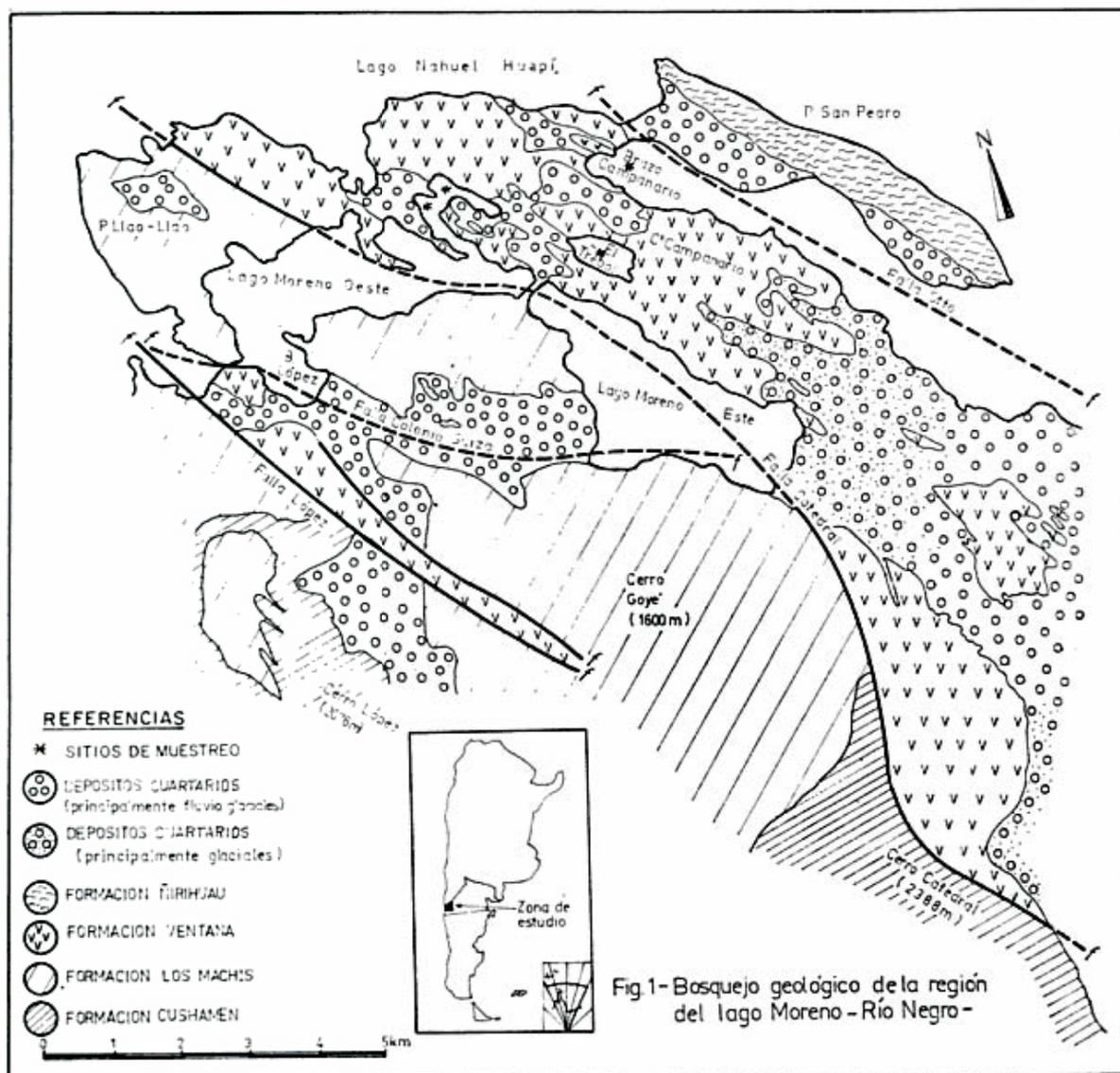


Figura 1.

deformación están marcadas por las fallas Otto (que pasaría por el istmo de la península de San Pedro), Catedral (que lo haría a lo largo del eje mayor del lago Moreno), Colonia Suiza y López, todas con orientación general noroeste-sudeste (González Bonorino, 1973).

Entre los depósitos cuaternarios, se destacan los vinculados con las glaciaciones. Se trata de sedimentos gruesos producidos directamente por la acción del hielo como por sus aguas de derretimiento (fluvioglaciales) a los que se asocian escasos depósitos varvados glacialacustres. En general, los materiales glaciégenos corresponden a la porción lateral del "drift" Nahuel Huapi (Flint y Fidalgo, 1963) que se originó durante la etapa Finiglacial de Caldenius (1932). En la región,

los depósitos formados por el hielo han recibido el nombre de Morena San Carlos de Bariloche (González Bonorino, 1973), la cual según Rabassa y Aliotta (1976) estaría constituida al menos por dos cuerpos de till, uno alojado y otro de flujo.

En particular, los depósitos morénicos tienen mayor desarrollo en la porción oriental del área de estudio (fig. 1). Los mejor representados serían los de naturaleza fluvio-glacial que han sido redepositados por el drenaje postglacial (González Bonorino, *op. cit.*), mientras que los glacialacustres aparecen pobremente expuestos en la costa nor-este del Brazo Campanario.

Cabe destacar que, dada la morfología montañosa del área y las elevadas precipitaciones, los principales depósitos actuales son

aquellos vinculados con los sistemas fluviales. De esta forma, en el área pedemontana abundan fanglomerados gruesos y medianos asociados con depósitos de talud y escasos cenoglomerados; hacia las áreas intermontanas son reemplazados por gravas medianas a finas y arenas también de génesis fluvial entre las que se interponen —en algunos casos— niveles de cenizas primarias derivadas del vulcanismo explosivo de los últimos tiempos. El cuadro de la sedimentación se completa con los cuerpos de gravas lacustres costeras y los depósitos del fondo de esos cuerpos de agua que se analizan en esta contribución, los cuales debieron formarse con posterioridad a la glaciación que afectó al área (3).

### Fisiografía y clima

Las características morfológicas de la región están determinadas por la naturaleza de las rocas que constituyen el sustrato precuaternario, las estructuras geológicas que las afectan —en especial las grandes fallas— y los fenómenos glaciales e hídricos ocurridos a partir del Cuaternario.

Las principales elevaciones de esta región se encuentran en los cerros Catedral (2388 m), López (2076 m) y Goyé (1600 m), todos emplazados hacia el sur de las cubetas lacustres (fig. 1). Al parecer, estos cerros se han levantado por acción tectónica a lo largo de fallas regionales que provocaron la emergencia de las unidades geológicas más antiguas (Formaciones Cushamen y Los Machis).

Por su parte, las depresiones están labradas en términos correspondientes a las formaciones terciarias y —al parecer (según Roth, 1922)— las redes de drenaje se habrían emplazado como respuesta a la menor resistencia a la erosión de algunas de sus litologías constituyentes. Sin embargo, no debe descartarse que en la conformación de las áreas negativas hayan también tenido influencia las líneas de debilidad estructural. Como producto de la acción glacial estas regiones fueron intensamente excavadas, a tal punto que el lago Nahuel Huapi posee, en sectores, una profundidad máxima de 438 m por debajo del nivel actual (Flint y Fidalgo, 1963), que se encuentra a la cota de 759 m. s.n.m.

En síntesis, los desniveles entre las mayores altitudes y las regiones más deprimidas son de 2068 m, que se dan en distancias

horizontales no mayores a los 18 km. Con todo, la pendiente del terreno no es uniforme, ya que resulta sumamente pronunciada en la región montañosa. Tal el caso del cerro V. López en el que un desnivel de 1000 m se da tan sólo en una distancia horizontal de 2 km.

Entre las áreas de mayores latitudes y las zonas fuertemente deprimidas se desarrolla una región de topografía ondulada, también modelada por acción de los hielos, en la que resaltan algunas elevaciones (como las de península de San Pedro y el cerro Campanario) que han soportado la erosión glacial por su constitución litológicamente resistente (González Bonorino, 1973). Asimismo, en esta zona, algunas de las formas positivas del paisaje están compuestas por depósitos sedimentarios morénicos y fluvio-glaciales. Es en esta área donde se han desarrollado las cubetas de los lagos que son el objeto de la presente investigación.

En cuanto al clima, puede mencionarse que en San Carlos de Bariloche las precipitaciones medias anuales son levemente superiores a los 1000 mm y la temperatura es —en promedio— de 8,4°C (Servicio Meteorológico Nacional, 1958). Esta localidad representa un punto transicional respecto al área netamente andina, al oeste, mucho más fría y húmeda debido a las mayores latitudes y a la procedencia pacífica de los vientos húmedos, y la región de la estepa patagónica seca (con precipitaciones menores a los 400 mm) y templada. Los parámetros antes citados han permitido caracterizar al área de estudio (Chiozza y González, 1958) como de clima húmedo de la Cordillera Patagónica-Fueguina. Como lo han señalado Flint y Fidalgo (*op. cit.*) una de las características salientes de esta región es la elevada frecuencia de heladas y la concentración de las precipitaciones en la estación invernal, entre las que resultan frecuentes las de carácter nival.

Específicamente, el lago El Trébol consiste en un cuerpo de agua permanente de 0,4 km<sup>2</sup> de superficie, con una elongación de alrededor de 700 m y ancho máximo de 500 m. Se caracteriza por poseer en su parte más profunda un fondo plano, siendo allí la profundidad del agua constante, en promedio de 10 m. La cubeta no posee aportes de aguas por cursos tributarios de importancia ni tampoco es desaguada por canales de ninguna naturaleza, por lo que puede considerarse un sistema bastante cerrado desde el punto de vista hidrológico.

Sus aguas se presentan casi siempre estancadas y claras, aunque no se descarta que en períodos de incremento de las precipitaciones y los vientos pueda aumentar su actividad dinámica. Cabe destacar, además, que en las zonas periféricas —donde la profundidad decrece— la costa —de suave pendiente— se presenta cubierta de juncales.

### Extracción de testigos

El tema fue tratado con carácter introductorio por Sinito *et al.* (1981).

La extracción de los testigos fue realizada mediante dos equipos neumáticos, importados temporariamente para la materialización del proyecto amparado por el acuerdo ya mencionado, construidos según el diseño de Mackereth (1958 y 1969). Estos equipos permiten extraer cilindros, de 5,2 cm de diámetro, de los sedimentos presentes en los niveles situados inmediatamente por debajo del fondo de espejos de aguas mansas. Con uno de estos equipos se logra obtener testigos de hasta 1,5 m de longitud; con el otro de hasta 6 m de longitud. La técnica de operación de ambos es similar, aunque el segundo de ellos cuenta con un conjunto de sistemas y controles suplementarios que lo

hacen más complejo. En el primero de los equipos el testigo de sedimentos se extrae en el interior de un tubo de acrílico, fig. 2, de dimensiones ya indicadas, el cual se hince, impulsado por un mecanismo accionado por aire comprimido en los sedimentos situados inmediatamente por debajo del fondo del espejo de agua. Antes de la operación se hace un rápido relevamiento batimétrico del sitio en el cual se hincará el tubo de acrílico, de modo de asegurar, hasta un determinado grado, que el mismo penetrará en posición vertical o sub vertical.

El tubo de acrílico durante la operación de hincado, se desliza, impulsado por un pistón accionado por aire comprimido, por el interior de otro tubo, de PVC. Este está unido por su extremo inferior (fig. 2) a un cilindro metálico de mucho mayor diámetro, sin base, el que facilita su asentamiento en el fondo del espejo de agua y, una vez finalizada la operación de hincado, permite la extracción del tubo de acrílico con los sedimentos recuperados dentro de él. (ver secuencia en figura 2). Para ello basta con derivar el aire comprimido empleado en el hincado del tubo, por medio de un circuito "bypass", hacia el interior del cilindro metálico, lo que produce el deprendimiento del conjunto, y permite su recuperación. El equipo sacates-

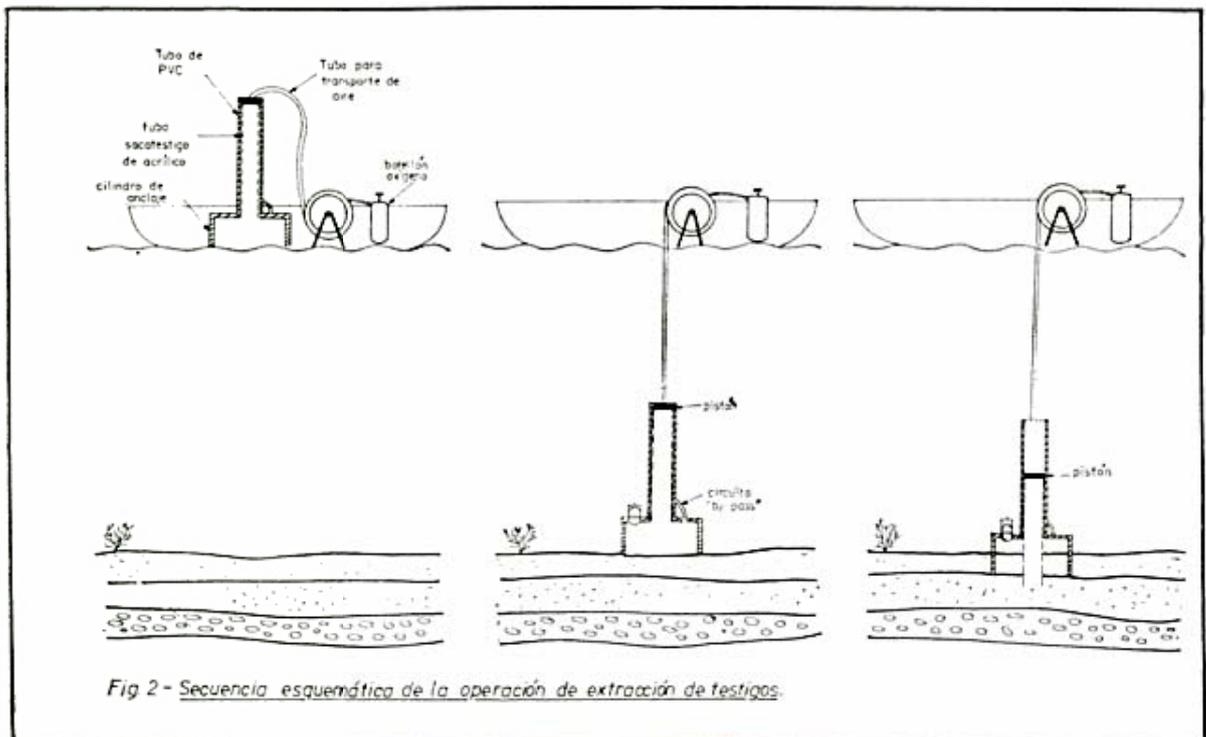


Fig 2 - Secuencia esquemática de la operación de extracción de testigos.

tigo puede ser operado con facilidad por dos personas; en conjunto todo el equipo consiste, además del sacatestigo propiamente dicho ya descrito, de un par de botellones de aire comprimido (similar a los que se utilizan en tareas de buceo) y un carretel con un tubo de plástico, de diámetro y longitud adecuados, para enviar el aire comprimido desde la superficie del espejo de agua hasta la profundidad a que se hincó el sacatestigo. La operación puede realizarse desde un bote de dimensiones normales. La pared transparente del tubo de acrílico permite saber, una vez llevado el mismo a la superficie, la longitud de la secuencia sedimentaria recuperada y proceder en concordancia. A veces se obtienen testigos de longitud menor que la del tubo, ya que si éste encuentra una roca consolidada su penetración se interrumpe. Los tubos con sedimento, previo su sellado inferior mediante un tapón de goma, son transportados y almacenados en posición vertical, hasta su ulterior muestreo. La técnica de operación de estos equipos sacatestigos cortos es ideal para recuperar con mínima alteración los sedimentos más superficiales presentes debajo de un espejo de agua. En efecto la misma produce una deformación mínima de aquéllos, puesto que el hincado inicial del cilindro de anclaje es por simple gravitación. En tal sentido los testigos recuperados mediante el empleo de este equipo constituyen un complemento indispensable para el estudio de los sedimentos más superficiales, ya que como se verá, la parte más alta de los cilindros de material recuperados mediante los equipos sacatestigos de 6 m de longitud puede verse alterada durante el proceso de extracción.

El principio de operación del segundo de los equipos es similar al ya descrito; en este caso lo que se hince es un tubo de PVC de 6 m de longitud. Lógicamente que lo que cambia son las dimensiones en juego. El cilindro metálico de anclaje tiene alrededor de 1,50 m de altura y 1 m de diámetro y su hincado en el fondo del espejo de agua se hace mediante un mecanismo neumático. Ello explica el porqué, a veces, la parte superior del cilindro de sedimentos recuperado puede haber sido afectada durante la operación de hincado. En este equipo, durante las labores de extracción realizadas, se ensayó un mecanismo múltiple que en condiciones de operación óptimas permite conocer pequeños apartamientos del tubo de acrílico respecto de la vertical y su orientación respecto del norte magnético. Para ello el

equipo está provisto de un recinto estanco (de unos 30 cm de alto por otros tantos de ancho) en cuyo interior, en una placa de acrílico, están fijos un par de niveles (ortogonales entre sí) y una brújula magnética; por encima de ellos se coloca una cámara fotográfica. Hincado el cilindro metálico de asentamiento en el lecho del espejo de agua, antes de proceder al hincado del tubo de PVC, se acciona neumáticamente la cámara fotográfica obteniéndose una fotografía de las posiciones de las burbujas en los niveles y la posición de la aguja de la brújula. Desafortunadamente este dispositivo actuó correctamente en sólo unos pocos casos. Por lo general la longitud de los testigos extraídos con este equipo, por causas similares a la del sacatestigo corto, fue menor de 6 m.

En cada espejo de agua se eligió como sitio óptimo de extracción de testigos aquellos que estuvieran lo más alejados posible de los cursos de agua, temporarios o permanentes, que aportasen o desagotasen agua del mismo. Un segundo recaudo, ya mencionado, es que el fondo del espejo de agua en los sitios así elegidos fuese lo más horizontal posible. En cada sitio así seleccionado se obtuvieron, por lo general, como mínimo, dos testigos: uno corto y otro largo. La ubicación de los sitios de muestreo dentro del área estudiada está indicada en la figura 1. Particularmente en el lago El Trébol, objeto de este trabajo, fueron extraídos tres testigos cortos (T), y tres largos (LT). La ubicación relativa de los sitios donde se obtuvieron tales testigos se observa en la figura 3.

A continuación se presentan los resultados obtenidos del estudio de los testigos extraídos del lago El Trébol. Asimismo con carácter de introducción se detallarán las técnicas empleadas.

## Sedimentología

### Características de los sedimentos

La columna litológica del testigo LT3 está constituida por sedimentos pelíticos y psamíticos con ausencia total de elementos psefíticos.

Las unidades sedimentarias varían ampliamente en espesor. Las pelitas predominan netamente en volumen (85.5 %) y son de mayor potencia, ya que el 47 % de las mismas son de tipo grueso (Ingram, 1954) y el 42.2 % de tipo mediano. Las de tipo

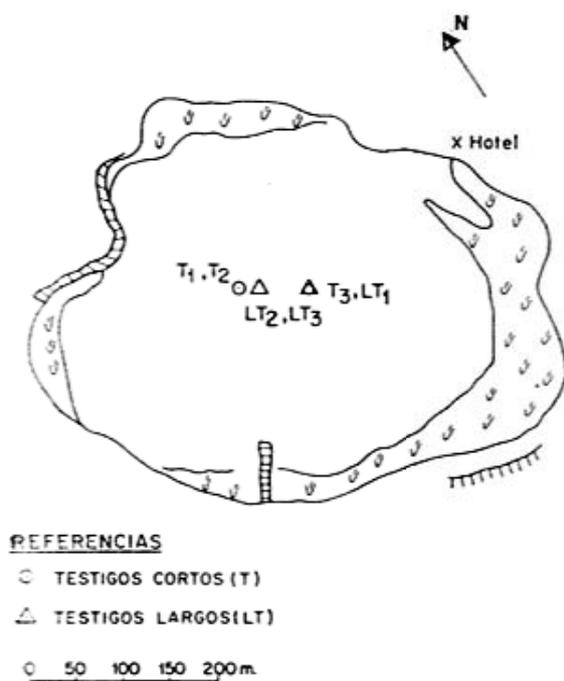


Fig 3 Mapa de ubicación de los testigos extraídos del lago "EL TRÉBOL"

fino (menor a 1 cm) son escasas y en gran parte corresponden a la parte superior de estratos gradados arenosos. Las arenas representan un total del 14,5 % de la columna y en todos los casos presentan estratificación fina (a veces laminación).

En lo que atañe a la coloración, es notable la predominancia de las tonalidades bastante oscuras; entre las más comunes, el gris oliva (5Y 3/2), el negro castaño (5YR 2/1), negro oliva (5Y 2/1), gris oscuro (3), negro verdoso (5G 2/1) (Rock Color Chart, 1975). Esporádicamente, aparecen intercalaciones más claras, bien conspicuas por este motivo, y en general de grano grueso para la media general, cuya coloración más común corresponde al gris oliva claro (5Y 6/1), más raramente al gris claro (6). El color de los sedimentos es marcadamente más claro cuando se secan, a excepción de las muestras oscuras de grano más grueso, las que prácticamente permanecen invariables. Al producirse la pérdida de humedad, gran parte de los sedimentos desarrollan marcadas grietas con considerable disminución de volumen, que en algunas unidades puede llegar hasta un 70 u 80 %.

La distribución de tipos litológicos y estructuras planares no es continua a lo largo de la columna, rasgo que ha permitido establecer provisoriamente segmentos que por alguno o más de estos caracteres puede ser

segregado de los restantes (fig. 4). Así, el primer tramo (I) del testigo (entre la muestra 1 y la parte superior de la 8) está caracterizado por la amplia predominancia de estratos pelíticos gruesos y medianos con intercalaciones finas de arenas poco o no gradadas. El segundo tramo (II) presenta la mayor concentración de materiales arenosos, es poco espeso y se extiende entre las muestras 8 y 12. Las capas psamíticas son de tipo fino y de carácter gradado normal; entre tanto, las pelitas se encuentran reducidas a la parte superior de los mismos. El tercer sector (III) que va de la muestra 13 a la 19 es semejante al primero: muy pelítico con estratificación gruesa e intercalaciones de estratos finos de arenas finas. El siguiente (IV) que se extiende desde la muestra 20 hasta la 24 inclusive, presenta buena participación de materiales gruesos (especialmente arenas medianas y gruesas) que alcanzan prácticamente igual representación que las pelitas. Sin embargo, en esta oportunidad no son comunes las gradaciones típicas sino más bien las interestratificaciones. Por último, la sección más baja (V) vuelve a mostrar predominio de material pelítico en estratos medianos y esporádicas presentaciones de arenas medianas y finas con escasas gradaciones.

## Muestreo

Estuvo dirigido fundamentalmente hacia dos tipos de unidades sedimentarias. En primer lugar, hacia aquellas más voluminosas o más frecuentes en el registro, y en segunda instancia, hacia las que por sus caracteres cromáticos y/o texturales sobresalieran del resto. Este último tipo de muestreo estuvo destinado a la caracterización y definición de niveles que pudieran utilizarse posteriormente como elementos de rápida correlación con otros testigos (del mismo u otros lagos).

Para el lago El Trébol (testigo LT3) se tomaron en total 24 muestras con pesos que variaron entre 5,6 y 20,0 gramos. En general, hubiera sido necesario un mayor volumen de material, requisito que pudo sólo cumplirse en algunas muestras dado el reducido diámetro de los testigos (5,2 cm) y, especialmente, el escaso espesor de muchas unidades sedimentarias. Así, algunas láminas o estratos finos no pudieron muestrearse por la insuficiencia de material presente; en otros casos, pese a todas las precauciones

adoptadas, es probable que la muestra tomada haya sido contaminada con las infra y supraestantes. A pesar de esta limitación, y sobre la base de los resultados obtenidos, que se comentarán más adelante, se considera que los errores introducidos por este factor son despreciables. Prueba de ello es que las variaciones de color y/o textura reconocidos megascópicamente quedaron siempre reflejados en cambios cuantitativos texturales o composicionales. Además, es llamativa, dado el carácter fino general de los sedimentos, la correspondencia entre la clasificación granulométrica megascópica y la que surge de la evaluación de las clases de tamaño luego del análisis cuantitativo de su distribución.

### Análisis granulométricos

Previamente el análisis de tamaños se procedió a la eliminación de la *materia orgánica* sobre la muestra seca, mediante la utilización de peróxido de hidrógeno. Este tratamiento necesario para la buena dispersión de las suspensiones, sirvió además como indicador del contenido de *materia orgánica*, a través de la diferencia de peso entre la muestra original y la tratada. En este sentido, esta determinación ponderal es susceptible de varios errores operativos, lo que sumado a la escasez de muestra y resultados muy diferentes para sedimentos de semejante aspecto textural y composicional, nos inducen a tomar con recaudo los valores obtenidos. Hecha esta advertencia, señalamos que que los contenidos son altos y pueden llegar hasta un 16 % en peso de la muestra original, con los términos más frecuentes entre 2 y 10 % (ver fig. 4). En su mayor parte, se encuentra bajo la forma de material muy fino, mayormente coloidal, y en menor proporción (y en muestras aisladas) como fragmentos de vegetales muy descompuestos. Predomina netamente en las pelitas más finas, donde alcanza una media de 9,5 %; en los psamíticos su promedio es de 2,9 %. Dentro de las arenas se observa una progresiva disminución de su contenido desde las muy finas (4,5 %) a las gruesas (1,1 %). El promedio ponderado de materia orgánica para todo el testigo es de 8,5 %. A pesar de los discontinuos valores obtenidos, los sedimentos de la sección superior parecen ser los más ricos en este material.

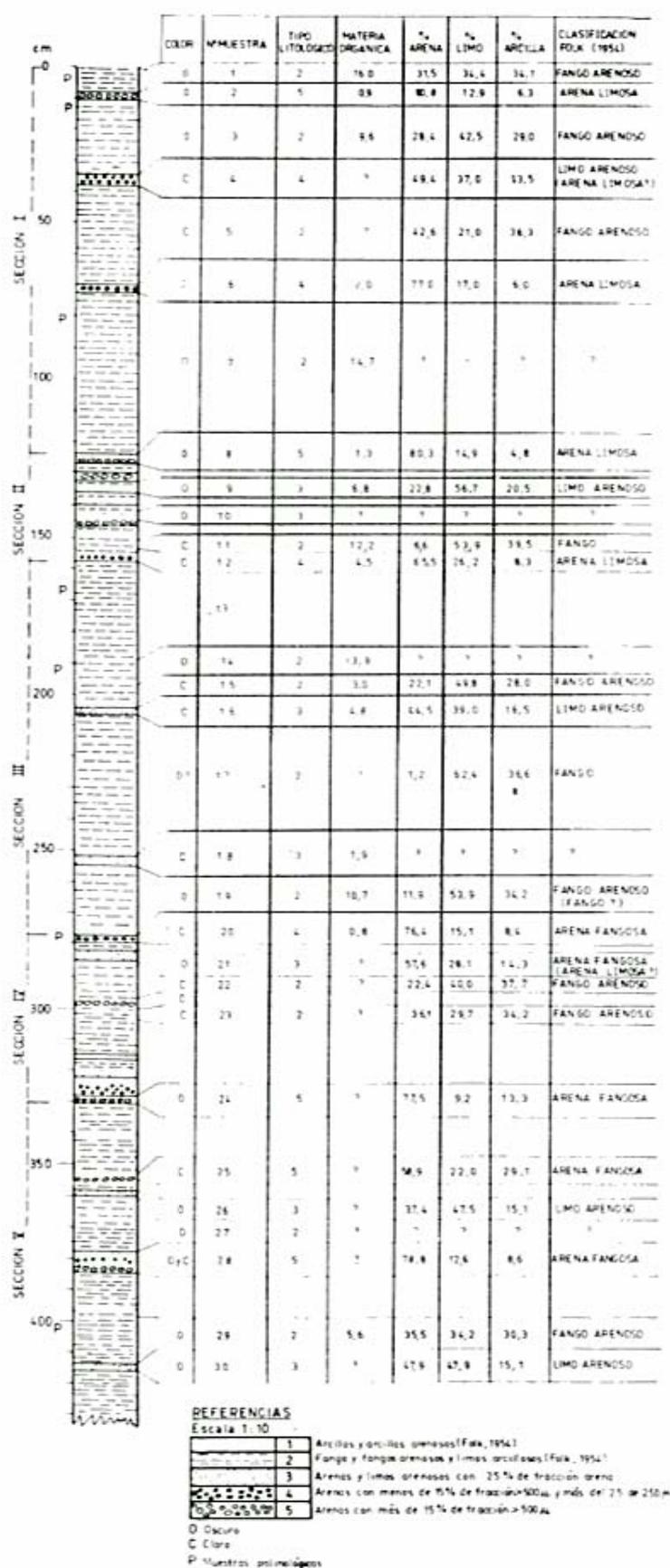
La muestra seca y pesada luego de la eliminación de la materia orgánica fue disper-

sada con calgón y batida durante 10 minutos en agitador eléctrico, para ulteriormente permanecer en imbibición durante 24 horas. Algunas muestras que presentaron señales de coagulación fueron corregidas por neutralización de pH.

La dispersión fue tamizada en húmedo sobre malla de 62 micrones; luego de su secado y pesada se procedió al análisis de la distribución de tamaños con intervalos de  $1/2$  ó  $1$  phi según el volumen de muestra disponible. De acuerdo con la baja resistencia mecánica de gran parte de los fragmentos (cf. composición) y a lo establecido por Walker (1971), la operación de tamizado fue efectuada en forma manual.

Por su parte la granulometría del intervalo pelítico, fue analizada por pipeteo según la escala de tiempos de Galehouse (1971). El detalle y análisis de las distribuciones granulométricas, como la composición mineral y las discusiones adicionales sobre estos materiales se dan a conocer en otra contribución (Mazzoni, 1981).

A partir de los datos granulométricos se obtuvieron los tenores de arena, limo y arcilla de cada una de las muestras y se determinaron los nombres correspondientes según la clasificación ternaria de Folk (1954) (fig. 4). Al respecto, se destaca la permanente presencia en todas las muestras de las tres fracciones granulométricas, por lo que los sedimentos estudiados se pueden calificar en términos generales, como mal seleccionados. Además se ha considerado necesario, a los fines de diferenciar arenas que a la observación megascópica eran distintas pero que sin embargo no podían discriminarse por composición ni por volumen de la fracción arena, la utilización de otros parámetros. En este sentido se han establecido, con aparente acierto, tres tipos litológicos dentro de la arena que permiten llevar las distinciones litológicas a un nivel más minucioso, acorde con la naturaleza de los materiales y el mayor detalle que requiere este análisis sedimentológico. El tipo litológico "grueso" (5) está representado por arenas con más del 15 % de granos mayores a 500 micrones y más del 25 % de arena mediana. El "mediano" (tipo 4) posee menos del 15 y más del 25 % de las citadas fracciones, respectivamente. Por último el "fino", cabe a aquellas arenas y limos arenosos con menos del 25 % de material mayor a 250 micrones (tipo 3) (fig. 4). En este sentido, ha podido constatarse que esta discriminación pare-

Fig. 4. — Columna litológica del testigo LT<sub>1</sub>, Lago El Trébol.

ce ser más expresiva de las diferencias reales entre las arenas que el empleo de otras medidas estadísticas (moda, mediana, percentil 1; cf. Mazzoni, 1981). Con respecto a las pelitas, a los fines de facilitar su representación, se han agrupado las más finas (arcillas y arcillas arenosas, tipo litológico 1, fig. 4) y las transicionales hacia términos más gruesos (fangos, fangos arenosos y limos arcillosos, tipo litológico 2, fig. 4). El promedio total ponderado de las tres clases granulométricas en todo el testigo es el siguiente: arena 26,8 % limo 42,5 % y arcilla 30,7 % (arena fangosa de la clasificación de Folk, *op. cit.*).

### Composición

La composición mineral ha sido evaluada en las fracciones arena gruesa y en arena fina. Los componentes de las muestras analizadas denotan neta procedencia piroclástica, puesta de manifiesto por la abundancia de vitroclastos ácidos (incolores o castaños, macizos, pumíticos, frescos o alterados) y básicos (oscuros), escorias oscuras, plagioclasas con fuertes evidencias de proveniencia volcánico-piroclástica, y una asociación de pesados también típica de ese origen: opacos, hipersteno, augita, olivina, hornblenda, lamprobolita.

En general, se advierte que la coloración oscura predominante en los testigos está controlada por la abundancia de vidrio básico tanto bajo la forma de trizas, escorias o litoclastos. Sin embargo, localmente se producen concentraciones de otros componentes, como el caso de vitroclastos ácidos y de las plagioclasas que confieren color claro a la muestra, o del hipersteno —sus concentraciones coinciden en general con las de plagioclasas— que casi siempre lo hace en capas de coloración verdosa.

En cuanto a la textura de los individuos, se advierte que en gran número de unidades predominan los de alta angulosidad. En otras, especialmente aquellas con abundancia de trizas pumíticas ácidas gruesas, de plagioclasas y de hipersteno, es notorio el desgaste de los granos que se presentan como clastos redondeados o subredondeados.

El aporte epiclástico es exiguo y apenas algo más frecuente hacia los términos más antiguos. Está representado por líticos metamórficos y granudos, cuarzo redondeado y por feldespatos más ácidos que los volcáni-

cos. Además se han localizado concentraciones de diatomeas en las muestras 1, 9, 14, 15, 17, 26 y 27 (ésta también con espículas de esponjas), especialmente abundantes en las cuatro últimas, que coinciden con niveles ricos en trizas vítreas ácidas.

Más detalles acerca de la composición mineral se dan a conocer en otra contribución (Mazzoni, 1981).

### Estudio paleomagnético y radimétrico

#### Muestreo paleomagnético y radimétrico

El muestreo paleomagnético fue realizado en la misma área de recolección una vez finalizada la extracción de los testigos. Se optó por tal procedimiento para evitar, en lo posible, que el movimiento de las columnas de sedimentos dentro de los tubos sacatestigos, durante el traslado por carretera, alterase mecánicamente el material recuperado (al respecto es de tener en cuenta que el sedimento que ocupa las partes más altas de los tubos posee un elevado porcentaje de agua).

En los testigos cortos el material recuperado dentro del tubo sacatestigo de acrílico, fue sistemáticamente muestreado a lo largo del eje del mismo. Para ello, mediante una bomba hidráulica, accionada a mano, conectada en el extremo inferior del tubo sacatestigo, colocado éste en posición vertical, los sedimentos fueron forzados a deslizarse, fuera de la parte superior del mismo, alrededor de dos centímetros. En tales condiciones en la porción de sedimentos sobresaliente se hincó una cápsula plástica, de forma cúbica, de 2 cm de lado; en dicha posición, sobre la cara superior (horizontal) del cubito, en la cual se había hecho una pequeña perforación (0,1 cm) para facilitar su hincado, se dibujó una flecha que permitiera reconstruir la posición del espécimen en el testigo y se le asignó un número individualizante. Luego se procedió a cortar el cilindro de sedimentos de 2 cm de altura mediante una lámina de plástico; se recuperó el cubito, y el resto de material sedimentario fue guardado en bolsitas para su utilización en los estudios sedimentológicos, palinológicos, radimétricos, etc. La cara abierta de cada cubito fue cerrada mediante una tapa del mismo material y el orificio de la cara orientada (opuesta) fue sellada, para disminuir y

retardar la oxidación y el secado del sedimento.

En los testigos largos el tubo sacatestigo de PVC fue inicialmente dividido en secciones de 2 m de longitud; cada una de las mismas fue luego cortada longitudinalmente en dos subsecciones semicilíndricas. Para ello se utilizó una sierra circular eléctrica de mano con la cual se realizaron sendos cortes longitudinales, 180° apartados entre sí, en el tubo sacatestigo de PVC; en esta operación se tuvo particular cuidado que la hoja de la sierra no tocara el sedimento dentro del tubo. Luego se pasó un hilo de nylon por las ranuras así logradas, lo suficientemente tensionado para que al deslizarse a lo largo de las ranuras cortase al sedimento en dos semicilindros prácticamente iguales. El muestreo para el estudio paleomagnético se llevó a cabo en una de las subsecciones así obtenidas. Para ello dicha subsección se colocó sobre un plano horizontal y el muestreo se realizó hincando simplemente las cápsulas cúbicas, ya descriptas, sobre la cara plana del semicilindro, sistemáticamente una al lado de la otra, hasta cubrir su longitud total. En tales posiciones las cápsulas fueron orientadas respecto al techo del testigo y numeradas para su individualización. La otra subsección cilíndrica fue conservada con las precauciones necesarias, para su ulterior muestreo, en gabinete para los estudios sedimentológicos, palinológicos y radimétricos.

Como ya fue dicho en el lago El Trébol se extrajeron tres testigos cortos y tres largos según un perfil de rumbo NO-SE. De los mismos se obtuvieron 167 y 476 especímenes en total, respectivamente.

Al realizar el muestreo para el estudio radimétrico se tuvo en cuenta la necesidad de obtener una cantidad suficiente de carbón orgánico para los análisis pertinentes, ello obligó a disponer de cantidad apreciable de material sedimentario (lo que en nuestro caso, es equivalente a contar con una porción importante del testigo). Por tal razón el muestreo se realizó de la siguiente forma: i) elegido el nivel más adecuado para el análisis se tomaron 5 cm de sedimentos alrededor del mismo; ii) se tomaron luego otros 5 cm por encima y por debajo de la porción muestreada; y iii) se tomaron otros 5 cm de sedimentos por encima y debajo de las dos porciones muestreadas según ii. Es decir por cada nivel de interés se enviaron al laboratorio 25 cm de material recogido en cinco muestreos independientes, simétricamente

respecto al citado nivel. Para el lago El Trébol se eligieron tres niveles de cada uno de los testigos largos.

#### Técnicas de análisis magnético

El estudio paleomagnético consistió, esencialmente, en medir la magnetización remanente natural (mrn) de los especímenes y realizar los ensayos clásicos para destruir las magnetizaciones remanentes secundarias (aquellas que se originaron con posterioridad a la diagénesis de los sedimentos) y aislar la magnetización remanente estable de los mismos. En este caso, por tratarse de sedimentos, para tal fin se eligió la técnica de desmagnetización por medio de campos magnéticos alternos decrecientes (Valencio, 1965 y 1980). Asimismo se midió la susceptibilidad magnética de todos los especímenes obtenidos.

La labor se realizó, en partes iguales, en los Laboratorios de Paleomagnetismo del Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires (UBA) y del Departamento de Geofísica de la Universidad de Edimburgo. En el primero de dichos laboratorios el mrm fue medido utilizando dos magnetómetros rotativos de alta sensibilidad y bajo número de revoluciones: uno construido en la UBA (Vilas, 1979) y otro marca DIGICO. Los ensayos de estabilidad fueron realizados en especímenes pilotos seleccionados (uno de cada cinco en los testigos de 1,5 m y uno de cada diez en los de 6 m) a lo largo de cada testigo. Dichos especímenes fueron sometidos a campos desmagnetizantes alternos pico de 50, 100, 200 y 300 Oersted empleando un equipo construido en la UBA (Vilas, 1967); en unos pocos casos se llegó hasta los 400 Oersted. En general los especímenes piloto demostraron poseer un magnetismo remanente estable de igual dirección que su mrm. Ello está ejemplificado en los gráficos de la figura 5, correspondiente al espécimen número 63 del testigo largo LT3, los que pueden tomarse como representativos para todos los especímenes pilotos elegidos para los distintos testigos de este lago. Idénticos resultados se obtuvieron en los especímenes provenientes de los testigos estudiados en Edimburgo. Esto indicó que: i) para las interpretaciones pertinentes es lo mismo trabajar con la intensidad y dirección del mrn que con los parámetros similares del magnetismo rema-

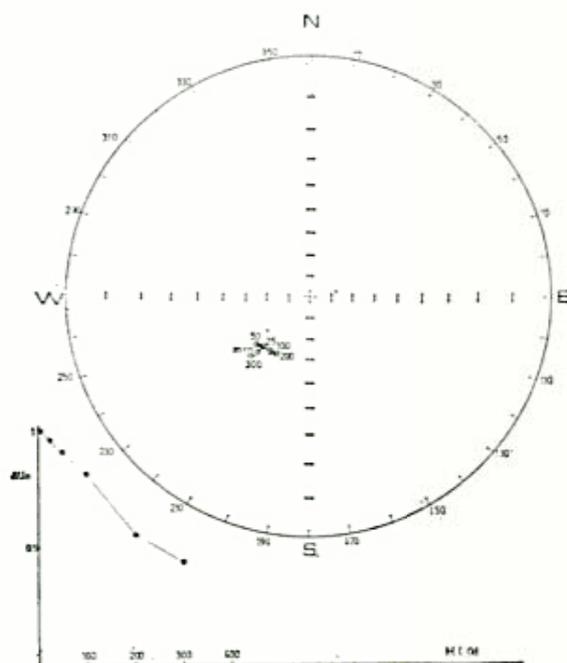


Fig. 5. — Representación de la dirección e intensidad relativa del magnetismo remanente del espécimen LT3-63 después de cada etapa de lavado.

nente estable de los especímenes e ii) que era superfluo someter a todos estos al ensayo de estabilidad.

La susceptibilidad magnética inicial de todos los especímenes estudiados en la UBA fue medida en un Susceptibilímetro, de bobina balanceada, modelo RMSH-III (Tata Institute, India).

#### Características magnéticas y principios de interpretación

Los valores de la intensidad de la mrn ( $J_n$ ), la susceptibilidad magnética inicial ( $\chi$ ), la declinación ( $D$ ) e inclinación ( $I$ ) del mrn, de los distintos especímenes extraídos de cada testigo han sido graficados en función de su profundidad (perfilajes); la comparación de dichos perfilajes permite, como se verá más adelante, aportar al conocimiento de los procesos que produjeron la acumulación de las secuencias sedimentarias recuperadas. Para tal fin para algunos testigos se construyó también el perfilaje representativo del parámetro de Königsberger:  $Q = J_n / \chi F$  (donde  $F$  es la intensidad del campo magnético terrestre actual y  $\chi F$  es la magnetización inducida en el sedimento del espécimen por dicho campo). Sobre la base de los perfilajes de un determinado

parámetro magnético se construyeron perfiles para un mismo espejo de agua, ordenándolos según los sitios en los cuales fueron extraídos. Desafortunadamente, limitaciones de espacio, nos impiden presentar todos los perfiles magnéticos preparados; sólo se mostrarán aquéllos que mejor ejemplifican las discusiones o interpretaciones correspondientes. Las mismas se basan sobre la comparación de las características, similares o no, de los parámetros magnéticos representados en cada perfilaje de dichos perfiles.

Pero antes de entrar en materia es oportuno presentar, con carácter introductorio, el significado de cada uno de los parámetros magnéticos más arriba mencionados y su relación con las propiedades físicas de los componentes clásticos de los sedimentos y de los procesos físico-químicos reinantes en el momento de su acumulación y posterior diagénesis (parcial o total).

Numerosos experimentos realizados con modelos naturales (sedimentos lacustres depositados en tiempos históricos o en nuestros días) o de laboratorio (Valencio, 1980) han indicado que dichos sedimentos guardan memoria del cmt presente durante la acumulación de las partículas que los constituyen (magnetismo remanente deposicional, mrd) y su posterior consolidación (magnetismo remanente posdeposicional). Ello se debe a que las partículas magnéticas, durante tales procesos tienden a orientarse según las líneas de fuerza del cmt (adquiriendo un magnetismo remanente), proceso que sólo finaliza cuando las mismas pierden toda movilidad en el sedimento. Se entiende así que la intensidad de ese magnetismo remanente ( $J_n$ ) depende de: i) la intensidad del cmt; ii) el número, composición y tamaño de los minerales magnéticos acumulados; iii) las condiciones físico-químicas reinantes durante la depositación y consolidación de los clastos. De estas tres causas, la última es la de menor influencia en el caso que nos ocupa. En efecto bajo la acción de un cmt, que si bien ha tenido cambios menores en intensidad, ha sido, durante el lapso de acumulación de los sedimentos que nos ocupan, de igual orden que el actual, un mayor valor de  $J_n$ , por ejemplo, debido exclusivamente a esta tercera razón debe surgir de un mejor ordenamiento de las partículas magnéticas según la dirección del cmt durante la acumulación y diagénesis posterior. Pero bajo la acción de un campo que no ha variado significativamente su intensidad en tiempos

recientes, tal mejor ordenamiento debe provenir de un mayor tiempo de exposición de las partículas a la acción del cmt; ello implicaría, en nuestro caso, aceptar que la profundidad del espejo de agua ha oscilado (mayor profundidad, más tiempo de exposición, mejor ordenamiento y viceversa) en magnitudes importantes, durante los últimos miles de años, en lapsos reducidos, en concordancia con los máximos y mínimos de  $J_n$  registrados en los perfiles correspondientes. En el área estudiada no se observan evidencias geológicas de tales oscilaciones, como tampoco de alteraciones químicas diferenciales, importantes, a lo largo de las secuencias sedimentarias recuperadas en los diferentes testigos. Obviamente condiciones locales durante la depositación y diagénesis (sitios de aguas turbulentas, etc.) pueden afectar el ordenamiento de las partículas y por lo tanto el valor de  $J_n$ . Pero estas variaciones deben quedar registradas, con claridad, en los perfilajes de los parámetros magnéticos direccionales (I y D), y por lo tanto son fáciles de diagnosticar.

En cuanto a los cambios de  $J_n$  debidos a variaciones temporales de la intensidad del cmt deben seguir la periodicidad de las mismas (del orden de los 10.000 años, en tiempos recientes, Valencio, 1980) y por lo tanto, de manifestarse en los perfiles de  $J_n$ , deben aparecer como una oscilación de baja frecuencia sobre la que estarán superpuestas las fluctuaciones de intensidad originadas por la segunda de las causas ya mencionadas. En efecto en secuencias sedimentarias de granulometría y composición variable las oscilaciones de  $J_n$  de frecuencia más alta y de mayor magnitud están asociadas a alguna de las siguientes causas (o a combinación de las mismas): diferentes composiciones mineralógicas; diferencias granulométricas; y el número de partículas magnéticas presentes en los sedimentos recuperados. Luego, no es difícil comprender el significado geológico (características del proceso de acumulación respectivo) de este parámetro escalar magnético, y su utilidad para establecer líneas de correlación litoestratigráficas entre secuencias de sedimentos de un mismo espejo de agua.

La susceptibilidad magnética inicial depende del número, tamaño y las propiedades magnéticas de los minerales constituyentes del sedimento (composición y estado de oxidación). Como se ve estas causas son comunes a aquellas que controlan  $J_n$ . Pero

a diferencia de este parámetro  $\chi$  es independiente de la intensidad del cmt durante la acumulación y diagénesis. Luego las variaciones en los valores de  $\chi$  a lo largo de un perfilaje son diagnóstico de propiedades similares a las sugeridas por las variaciones de  $J_n$  de mayor frecuencia: son reflejo de las diferentes composiciones mineralógicas, la granulometría y el número de partículas magnéticas de los sedimentos. Brevemente, los cambios en los valores de  $\chi$  a lo largo de un perfilaje son excelentes indicadores de discontinuidades litológicas en el tiempo, y, por lo tanto, útiles para establecer líneas de correlación litoestratigráficas entre perfilajes de un mismo lago.

La dirección del mrn de los sedimentos es representativa, de acuerdo a la hipótesis de trabajo aceptada, a la dirección del cmt presente durante la acumulación y/o consolidación de los mismos. Dos son los parámetros vectoriales que definen dicha dirección: la declinación (D) y la inclinación (I). Los valores de estos parámetros (a diferencia de  $\chi$  y en menor grado de  $J_n$ ) son sensibles, en una proporción no siempre fácil de determinar, a una serie de factores espúreos (ruidos), tales como: i) condiciones locales durante la génesis de los sedimentos (aguas corrientosas, obstáculos locales, planos de depositación no horizontales, etc.; Valencio, 1980) que pudieron afectar la alineación de las partículas magnéticas según las líneas de fuerza del cmt presente; ii) magnetizaciones secundarias (originadas con posterioridad a la formación del sedimento) que se suman vectorialmente y enmascaran en magnitud diferente a la dirección de la mrn primaria; iii) no verticalidad del tubo sacatestigo durante la operación de extracción; iv) arqueamiento de dicho tubo durante el hincado; v) movimientos relativos producidos en el sedimento al introducir las cápsulas y vi) pérdida de humedad del material dentro de las cápsulas. Además debe tenerse presente que los sedimentos recuperados se formaron con velocidades de acumulación diferentes (el lapso representado en especímenes de diversa litología puede ser muy distinto). Todo ello produce un ruido de "alta frecuencia" que enmascara (a veces hasta tornarla irreconocible a simple vista) la VP del cmt (de más baja frecuencia) registradas en los testigos. Pero debe observarse que si estas VP son individualizadas en testigos de un mismo espejo de agua, puesto que las mismas dependen

del tiempo, las líneas de correlación por ellas establecidas definen líneas de igual tiempo (correlación cronoestratigráfica). Aún más, si fuera posible establecer el período de estas VP, se podría utilizarlas para definir la velocidad de acumulación de las partículas. Esta aplicación de los perfilajes de D e I no sólo es válida para sedimentos de un mismo espejo de agua, sino que también lo es para sedimentos lacustres extraídos de áreas extensas (de tamaño continental), que tengan registrada la misma VP (independientemente que dichos espejos hayan recibido clastos de diferentes áreas de aporte).

### Resultados paleomagnéticos

En la figura 6 se ha representado el perfil constituido por los perfilajes de  $J_n$  correspondientes a los testigos cortos  $T_1$ ,  $T_2$  y  $T_3$ . Los dos primeros testigos han sido extraídos de un mismo sitio de muestreo (la separación entre ambos es del orden de los 4 m); el  $T_3$  fue extraído unos 75 m más hacia el sureste de los anteriores (fig. 3). El ejemplo representado es un caso típico en el cual los perfilajes magnéticos de los testigos cortos

guardan un mejor registro de las características magnéticas de los sedimentos más superficiales que los correspondientes a los testigos largos aledaños. Particularmente, en el caso que nos ocupa, los testigos largos no recuperaron (o lo hicieron totalmente alterados) los 0,50 m más superficiales de la sección superior, los cuales están bien representados en los testigos cortos graficados en la figura 6. De esta manera la respuesta magnética de estos pudo ser utilizada como referencia para efectuar el enrase de los testigos de 6 m.

El perfil mostrado en la figura 6 muestra que los perfilajes magnéticos presentan rasgos notablemente similares (punteados), lo que permite asegurar la continuidad areal de los sedimentos que producen dichos rasgos. Además, las líneas que los vinculan indican que los sedimentos son prácticamente horizontales en la parte superior de la secuencia en los sitios donde los testigos fueron extraídos. Estos conceptos incluyen a los 0,50 m más altos de los testigos. El caso presentado ejemplifica la capacidad de resolución del parámetro  $J_n$  para establecer líneas de correlación entre sedimentos recientes.

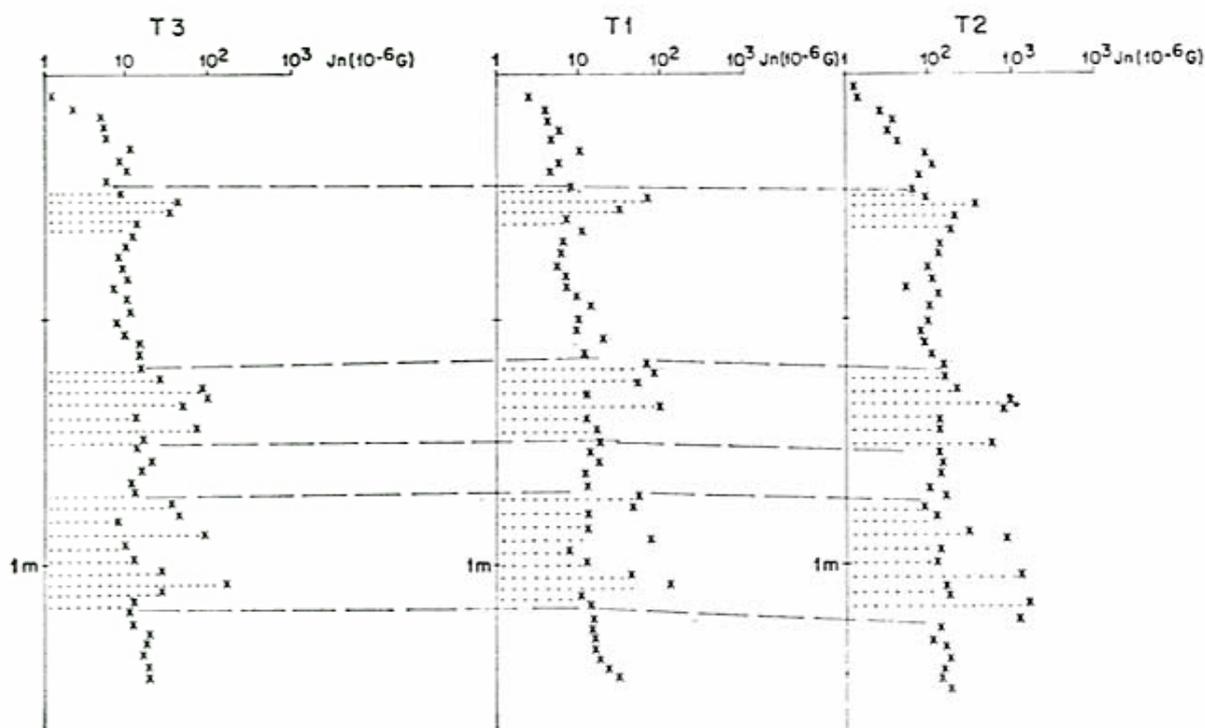


Fig. 6 Lago El Trébol. Perfil constituido por los perfilajes de intensidad de la magnetización remanente natural ( $J_n$ ), correspondiente a los testigos cortos. Referencias en Fig. 8

En la figura 7 está representado el perfil, formado por los perfilajes de  $\chi$  correspondientes a los testigos cortos extraídos del lago El Trébol. Obsérvese la notable semejanza de este perfil con el integrado por los perfilajes de  $J_n$  (fig. 6). En sí puede repetirse para el nuevo perfil lo expresado para el  $J_n$ . Ello indica que los rasgos presentes en ambos perfiles están asociados a la composición mineralógica, la granulometría y/o el número de partículas magnéticas de los sedimentos, y no están relacionados, por lo menos a simple vista, con la intensidad del cmt. Es decir, indica que en el lapso en que acumularon los sedimentos más jóvenes en el lago El Trébol existieron variaciones en el proceso deposicional que han conducido a la segregación de niveles con distinto contenido de minerales magnéticos; este rasgo puede ser consecuencia de variaciones en el aporte de material clástico al lago como de procesos de sedimentación selectiva dentro del cuerpo de agua. Esta interpretación se ve reforzada por la comparación de los perfilajes de  $Q$  correspondientes a los tres testigos.

El perfil constituido por los perfilajes de  $J_n$ , correspondientes a los testigos largos extraídos del lago El Trébol (LT1, LT2 y LT3) está representado en la figura 8.

La ubicación relativa de dichos testigos está indicada en la figura 3. Los límites de las secciones definidas por el estudio sedimentológico en el testigo LT3 (I a V) están individualizadas en la figura que nos ocupa. Se observa que el rasgo magnético correspondiente a las secciones de grano fino (I, III y V) es distinto de aquél correspondiente a las de granulometría más gruesa (II y IV). En efecto la figura representativa, característica de las secciones II y IV presenta rasgos que la hacen distintiva: i) se inicia con un aumento y finaliza con una disminución netos en el valor de  $J_n$  y ii) el valor medio de  $J_n$  a lo largo de toda la sección es más alto; en otras palabras, si bien presenta picos de máxima y valles de mínima éstos no son tan diferenciados en valor absoluto como los que se manifiestan en las secciones de granulometría fina. Luego, diferenciadas las secciones de distinta granulometría en el estudio sedimentológico del testigo LT3, los resultados del estudio paleomagnético permiten definir, extender, la continuidad lateral de las mismas. Las líneas de correlación que marcan las transiciones entre dichas secciones de diferente granulometría (en trazo continuo en la figura) se basan sobre la respuesta magnética de un

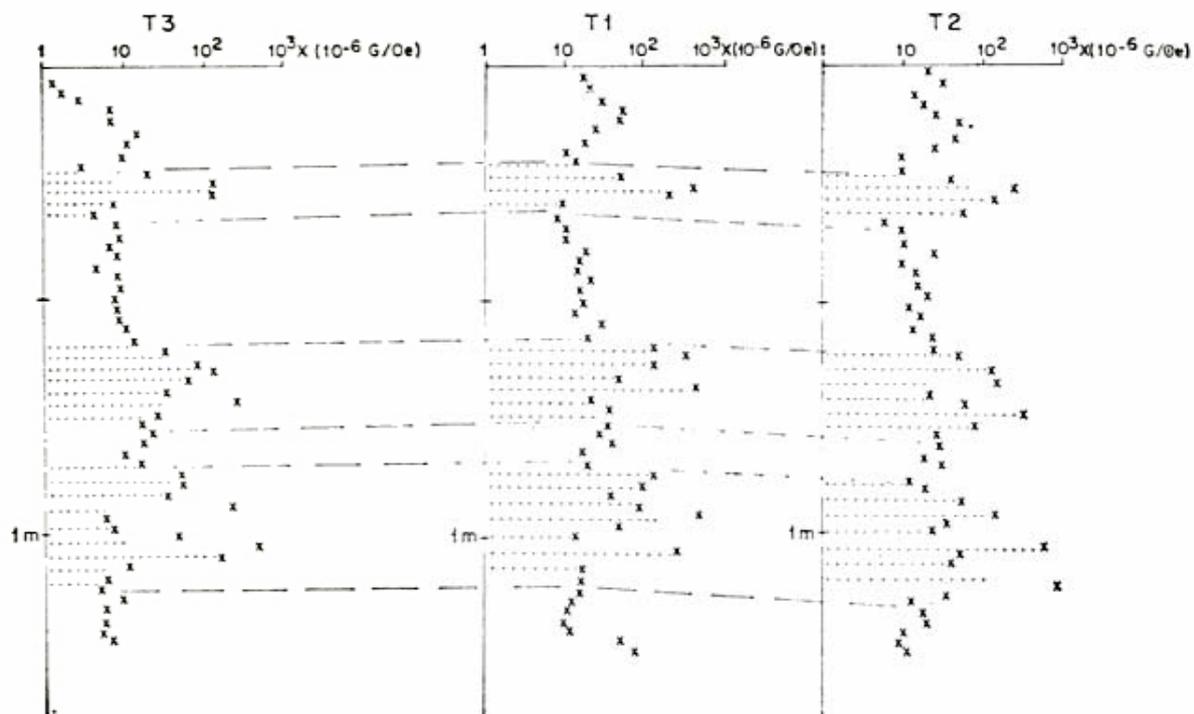


Fig 7 Lago El Trébol. Perfil integrado con los perfilajes de susceptibilidad ( $X$ ), correspondiente a los testigos cortos. Referencias en Fig. 8

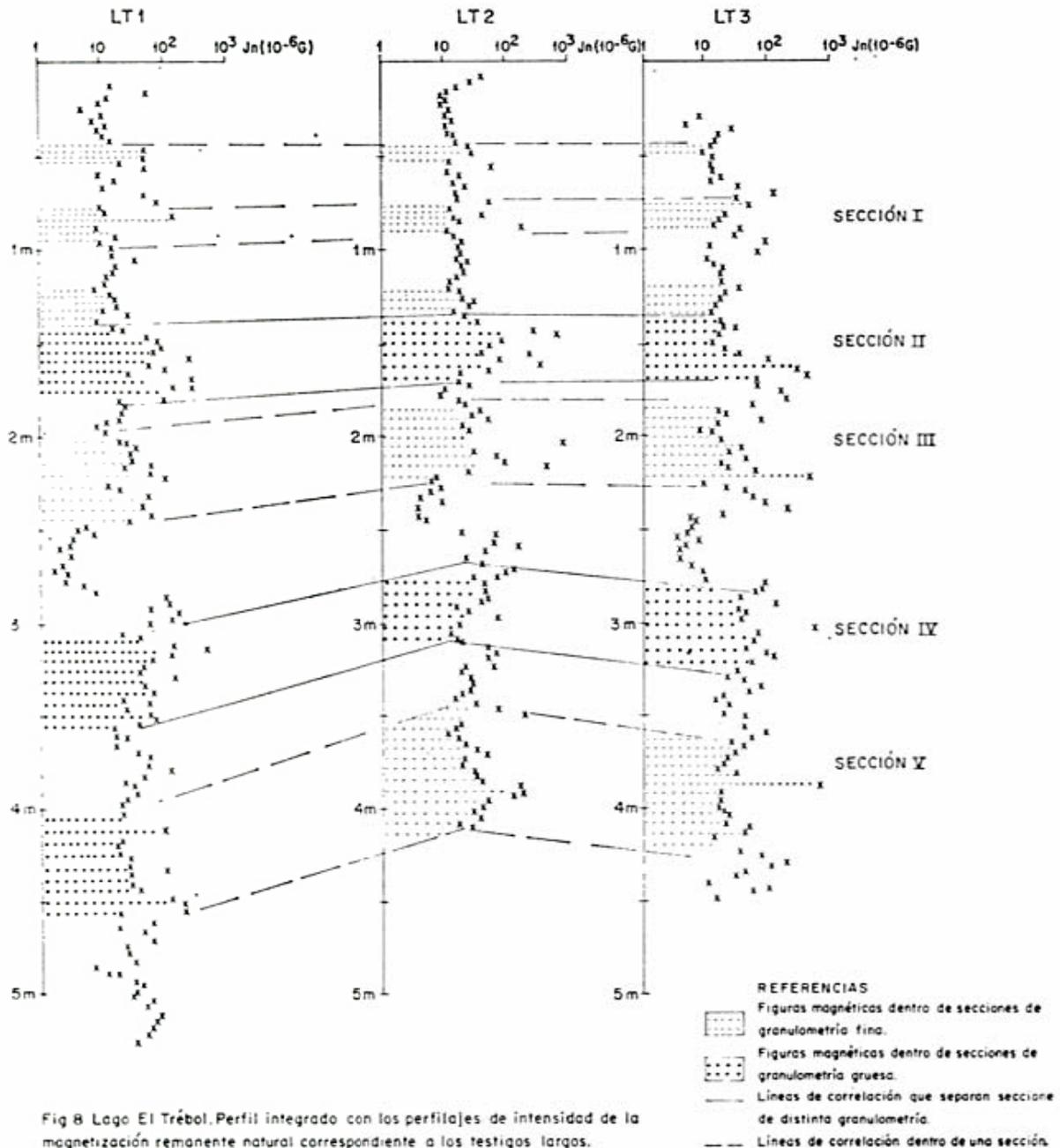


Fig. 8. Lago El Trébol. Perfil integrado con los perfiles de intensidad de la magnetización remanente natural correspondiente a los testigos largos.

conjunto de estratos, lo cual, sugiere que dichas líneas de correlación tienen cierto significado cronoestratigráfico y no puramente litoestratigráfico. Un análisis detallado de la figura indica que los espesores de las secciones II, III, IV y V se van engrosando hacia el sur-sureste dentro del lago, en magnitudes, que si bien no son significativas, son perfectamente observables.

La interpretación del perfil integrado por los perfiles de susceptibilidad de los testigos largos es en un todo coherente con la obtenida a partir del perfil de  $J_n$  (fig. 9). Ello indica que ambos son reflejo de las mismas causas magnéticas: composición,

tamaño y/o cantidad de los minerales magnéticos acumulados.

En la figura 9 han sido individualizados aquellos estratos que el estudio sedimentológico del testigo LT3 (5c) indicó como de granulometría "gruesa" (5) y mediana (4). Nótese cómo, casi sin excepción, los mismos coinciden con picos de alto valor de  $\chi$ , tanto dentro de las secciones de grano fino como grueso. Esta circunstancia permite observar la continuidad de dichos estratos dentro del lago, aunque por razones de claridad no han sido indicadas las líneas de correlación correspondientes.

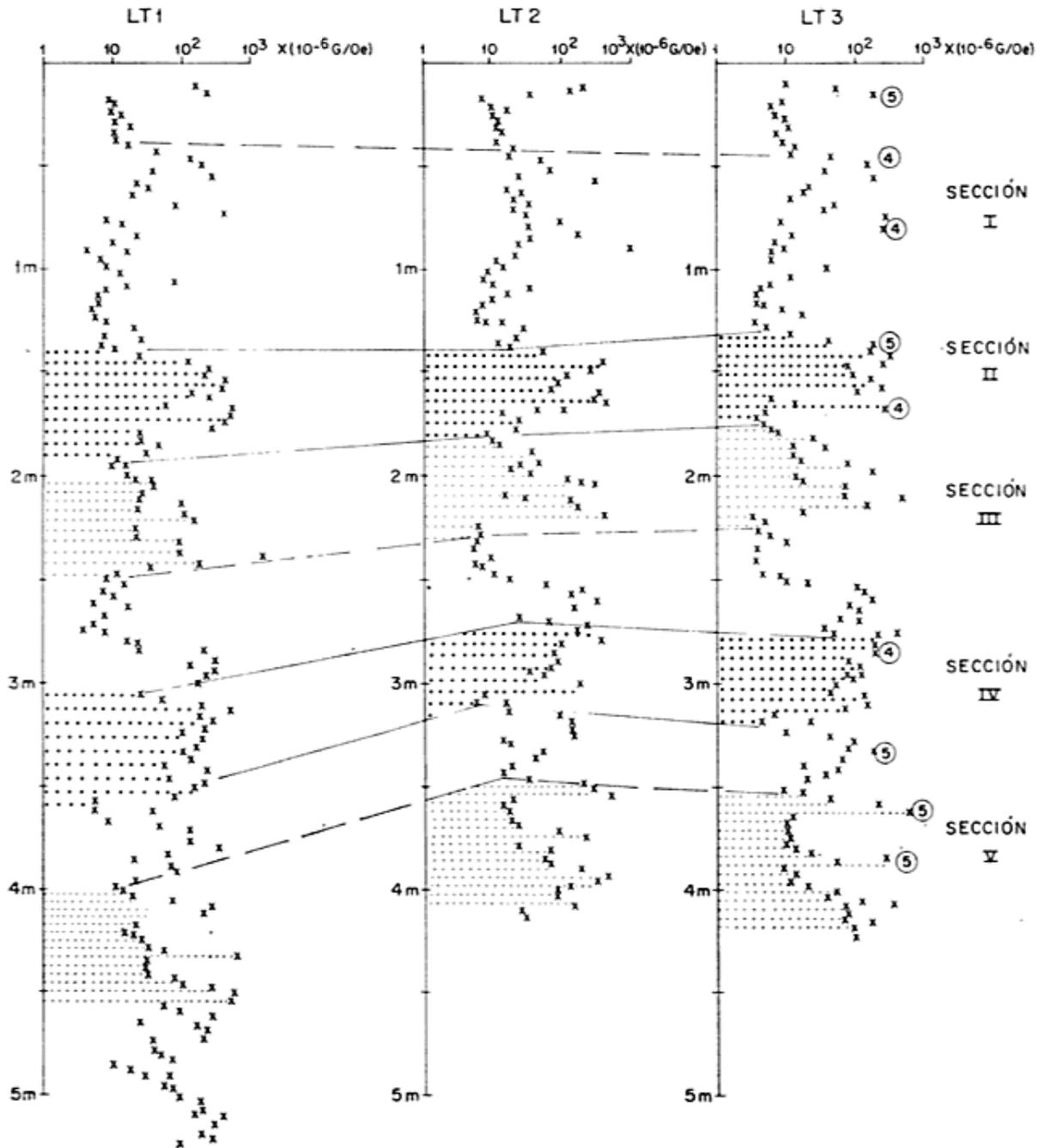


Fig.9 Lago El Trébol. Perfil constituido por los perfilajes de susceptibilidad correspondiente a los testigos largos. 4 y 5 indican estratos de granulometría mediana y gruesa respectivamente. Más referencias en Fig.8.

En la figura 10 se halla representado el perfil integrado por los perfilajes de I de los testigos largos. Superpuesta a las oscilaciones de alta frecuencia existe una oscilación de baja frecuencia y amplitud en los tres perfilajes; la que permite establecer vinculaciones entre los mismos, las cuales son consistentes con las líneas de correlación sugeridas en

las figuras 8 y 9, y avalan su significado cronoestratigráfico. Similar interpretación puede darse a los perfilajes de declinación. Un análisis más detallado de estos perfiles, el cual incluye procesamientos matemáticos especiales, será objeto de una nueva presentación.

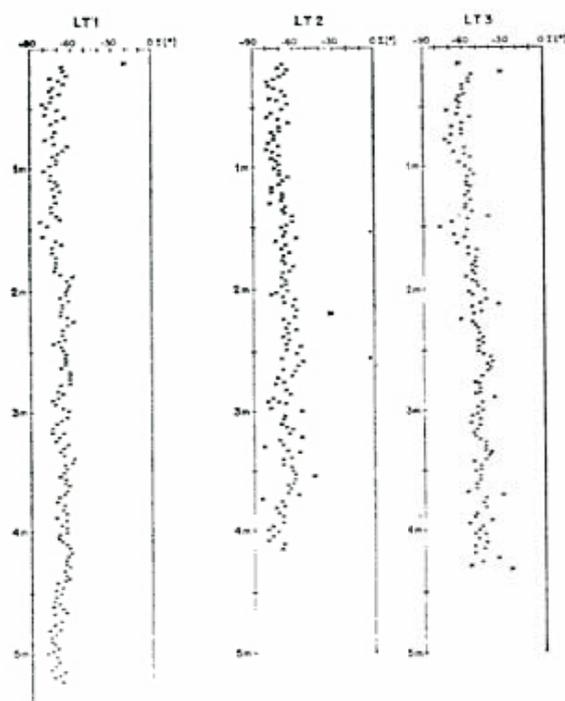


Fig. 12. E. TRÉBOL. Perfil construido por los perfiles de inclinación correspondiente a los testigos LT1, LT2 y LT3.

### Resultados radimétricos

Hasta el momento, sólo se dispone de dos dataciones por el método  $^{14}\text{C}$  efectuadas en el Nerc Radiocarbon Laboratory of the Scottish Universities Research and Reactor Centre (Glasgow, Gran Bretaña), las mismas se han realizado sobre muestras del testigo LT1. La más antigua, ubicada a los 450 cms de la superficie y emplazada en la que sería la sección más baja (V) ha arrojado una edad de  $5780 \pm 100$  años. La más joven, procedente del nivel ubicado en los 115 cms de profundidad, que correspondería a la parte más baja de la primera sección (I), tiene una antigüedad de  $3040 \pm 180$  años (cuadro I).

Esta información radimétrica, parcial debe ser considerada como preliminar. Su eva-

CUADRO 1.—Dataciones por el método  $^{14}\text{C}$  realizadas sobre muestras del testigo LT1

Profundidad de la muestra (cm)	Edad (años)	$\delta^{13}\text{C}$
115	$3040 \pm 180$	-28.4 ‰
450	$5780 \pm 100$	-25.3 ‰

luación final se realizará cuando se disponga del resto de las dataciones programadas para este lago y, los lagos Moreno y Campanario.

### Palinología

#### Muestreo, material y métodos

En el laboratorio se tomaron treinta y seis muestras de la misma subsección semicilíndrica que se utilizó para paleomagnetismo y sedimentología. El carácter de cada una de las muestras así como el criterio para su obtención fueron similares a los descriptos para los análisis sedimentológicos. Se tomaron además muestras intermedias a distancias variables que fluctuaron entre 4 y 10 cm como mínimo. Se extrajeron con una espátula alrededor de 10-15 gramos por cada muestra.

El procesamiento se llevó a cabo de acuerdo a la metodología básica propuesta por Faegri-Iversen (1964) con algunas variantes. Diez gramos de cada muestra, aproximadamente, previamente secada y triturada, se trataron con  $\text{ClH}$  al 50 % en frío para eliminar los carbonatos. Luego se disolvió la sílice con  $\text{HF}$  al 70 % en agitadora. Los Fluorsilicatos restantes se extrajeron con repetidos lavados con  $\text{ClH}$  al 30 % a  $60^\circ\text{C}$ . En un grupo de muestras se ensayó el tratamiento con  $\text{CO}_3\text{Na}_2$  al 3 % en caliente para prevenir la destrucción de estructuras delicadas previa a la acetólisis (Morbelli, 1980). El residuo se filtró luego por mallas de 200, 80, 37 y  $20 \mu$  para eliminar los restos de materia orgánica. Posteriormente se procedió a acetolizar parte del material. El montaje se realizó en gelatina-glicerina.

De treinta y seis muestras procesadas del testigo LT3 se analizaron siete. Dos correspondientes a la superficie y al fondo (LT3-1 y LT3-29 respectivamente) y las cinco restantes a distancias variables entre sí; LT3-3; LT3-7c; LT3-13; LT3-14 y LT3-20 (ver posición de las muestras palinológicas en fig. 4).

La observación se llevó a cabo con un microscopio Leitz-Dialux 20 y hasta el momento no se han tomado ilustraciones. La determinación de los palinomorfos se realizó por comparación con la colección de referencia del Laboratorio de Palinología del Departamento de Ciencias Biológicas de la Universidad de Buenos Aires y por las Floras de

CUADRO 2. — Géneros y Familias de plantas hallados en el sondeo LT3, a través del análisis palinológico..

Bosque	Estepa	Higrófilas
<i>Nothofagus sp</i>	<i>Ephedra sp</i>	<i>Hypericum sp</i>
<i>Fitzroya sp</i>	<i>Oxalis sp</i>	Cyperaceae
<i>Podocarpus sp</i>	Chenopodiaceae	
<i>Myzodendron sp</i>	Gramineae	
<i>Salix sp</i>	Bromeliaceae	
<i>Empetrum sp</i>	Compositae	
<i>Blechnum sp</i>	Umbelliferae	
<i>Hymenophyllum sp</i>		
Myrtaceae		
Myricaceae		

Heusser (1971), Markgraf-D'Antoni (1978) y Morbelli (1980). Se hizo un conteo de 200 granos por preparado.

### Resultados

Los taxa determinados hasta ahora (ver cuadro II), pueden agruparse por sus afinidades ecológicas en tres asociaciones: "Bosque" "Estepa" e "Higrófilas", con un cuarto grupo de indeterminados.

Los porcentajes en que aparecen en cada muestra los palinomorfos de cada asociación se observan en el cuadro III y corresponden a resultados preliminares.

### Discusión y conclusiones

Las interpretaciones acerca del significado y génesis de esta secuencia sedimentaria deberán analizarse en conjunto con las inherentes al lago Moreno y al brazo Campanario

del lago Nahuel Huapi, que se darán a conocer en próximas contribuciones. No obstante, y en líneas generales, se pueden establecer una serie de rasgos que muy difícilmente han de ser modificados por evidencias ulteriores.

En primer término, los sedimentos del lago El Trébol, por los valores radimétricos preliminares obtenidos, por su localización, composición mineralógica y textura, son sin duda alguna, posteriores a los fenómenos glaciares del Pleistoceno y deben corresponder a unidades de edad holocena a actual (cf. Auer, 1950; Laya, 1977). Asimismo, los valores de inclinación del mrn registrados en estos sedimentos, que resultan muy similares a los correspondientes al cmt actual, ponen de manifiesto la falta de registro de la última reversión de polaridad documentada (Evento Laschamp, Bohomet, 1970).

Si bien las dataciones radimétricas no han permitido definir precisamente la edad de este evento, sugieren que ocurrió entre 30.400 y 13.300 años atrás. Esto indica una edad muy joven para la columna estudiada.

CUADRO 3. — Variaciones en los porcentajes polínicos según la profundidad en el sondeo LT3.

Muestra	Bosque %	Estepa %	Higrófilas %	Indetermin. %
LT3-1	95,85	2,24	0,00	1,80
LT3-3	83,50	4,00	2,50	10,00
LT3-7c	90,00	4,30	0,00	5,70
LT3-13	90,00	2,60	0,00	6,80
LT3-14	79,30	8,50	1,20	11,00
LT3-20	78,40	20,60	0,00	1,00
LT3-29	47,00	32,00	0,00	19,90

Las conclusiones preliminares de los estudios palinológicos permiten deducir que los elementos del bosque son los que producen casi todo el aporte polínico, mientras que los valores de la estepa y más aún los de las higrófilas no resultan comparativamente significativos. Así también se ha detectado que en el lapso considerado el aporte del bosque tiene una tendencia a crecer a medida que se pasa a los términos más jóvenes de la columna estratigráfica; en forma correlativa, los elementos de la estepa disminuyen su importancia. Estos datos sugieren la posibilidad de cambios climáticos, aunque no se descarta que las asociaciones florísticas hayan sido influenciadas por otros fenómenos, tales como períodos con súbito aporte de cenizas procedentes de acción volcánica explosiva.

Los estudios geológicos y sedimentológicos del testigo LT3 han permitido determinar cinco secciones con caracteres texturales y composicionales particulares. Paralelamente el análisis paleomagnético mostró la existencia de figuras magnéticas características en los perfilajes de  $J_n$  y  $\chi$  que están vinculadas, además de la composición y el número de partículas magnéticas, con el tamaño de grano predominante en los sedimentos. Así, la respuesta magnética para los sectores más gruesos presenta un valor medio de  $J_n$  y  $\chi$  más alto, con valles y picos menos pronunciados y más extendidos, en relación con los tramos de grano menor. De esta manera, el análisis de los perfilajes de estos parámetros en el testigo LT3 permite delimitar (paleomagnéticamente) las mismas secciones que habían sido definidas desde el punto de vista geológico-sedimentológico.

Los perfilajes de  $J_n$  y  $\chi$  obtenidos para los tres testigos del lago El Trébol, sugieren líneas de correlación para los mismos. Es así que, si bien no se han efectuado estudios sedimentológicos en los testigos LT1 y LT2, la configuración de dichos parámetros magnéticos en los perfilajes correspondientes exhiben comportamientos similares, los que

permiten suponer que la constitución litológica de todas las columnas es esencialmente semejante. Como esas configuraciones aparecen como un fiel reflejo de los atributos sedimentarios, las líneas de correlación así establecidas han llevado a detectar variaciones de espesor en los términos litoestratigráficos inferiores, según las posiciones de los testigos en la cubeta deposicional (cf. figs. 8 y 9): básicamente dichos términos litoestratigráficos se engrosan y profundizan hacia el sur-sureste.

Asimismo, al analizarse con mayor detalle los caracteres de cada una de las secciones (I a V) que componen el perfil LT3, se advierte que a la heterogeneidad sedimentológica propia de cada sección, definida por alternancias de capas o láminas con distintos atributos texturales y composicionales, le corresponden variaciones notorias en las variaciones de  $J_n$  y  $\chi$ . Estos caracteres, sugieren que tanto los valores de  $J_n$  como  $\chi$  pueden emplearse como elementos potencialmente útiles en la determinación de estructuras mecánicas controladas por variaciones texturales y composicionales de los sedimentos constituyentes.

### Agradecimientos

Los autores desean expresar su agradecimiento a la Universidad de Buenos Aires, al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, al British Council, a la Universidad de Edimburgo y al Nerc Radio-carbon Laboratory of the Scottish Universities Research and Reactor Centre que hicieron posible la realización del presente trabajo.

Desean agradecer también la colaboración de la doctora A. Bertels que realizó el estudio micropaleontológico de los sedimentos (el que no dio resultados positivos), y expresar su reconocimiento a los socios y autoridades del Club de Regatas de Bariloche, que colaboraron desinteresadamente en las tareas de extracción de testigos.

### Lista de trabajos citados en el texto

- Auer, V., 1950. *Las capas volcánicas como base de la cronología postglacial de Fuego Patagonia*. Rev. Inv. Agric. Nac., III. (2): 49.
- Bonhommet, N., 1970. *Discovery of a new event in the Brunhes period at Laschamp (France)*. Chap. 18 in *Palaogeophysics*. Academic Press. London and New York.
- Caldenius, C., 1932. *Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego*. Dir. Gral. Minas y Geol., Publ. 95.
- Chiozza y González, 1958. *La Argentina suma de geografía*. II, Peuser, Buenos Aires.
- Faegri, K. y J. Iversen, 1964. *Textbook of Pollen Analysis*. Ed. Blackwell. Sci. Pub. Oxford.

- Feruglio, E., 1941. *Nota preliminar sobre la hoja 40 b, San Carlos de Bariloche*. Bol. Inf. Petrol., 18, (200): 27-64.
- Fisher, R. V., 1966. *Textural comparison of John Day volcanic siltstone with loess and volcanic ash*. Jour. Sed. Petrol. 36 (3): 706-718.
- Flint, R. y F. Fidalgo, 1963. *Geología glacial de la zona de borde entre los paralelos 39° 10' y 41° 20' de latitud sur en la Cordillera de los Andes, República Argentina*. Dir. Nac. Geol. Min., Bol. 93.
- Folk, R., 1954. *The distinction between grain size and mineral composition in Sedimentary rock nomenclature*. Jour. Geol., 62: 344-359.
- Galehouse, J., 1971. *Sedimentation analysis in Carver, R. (ed.)*. Procedures in Sedimentary petrology: 69-94, Wiley Intersc. N. York.
- González Bonorino, F., 1973. *Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Llao-Llao*. Dep. Rec. Nat. y Energía. Fundación Bariloche. Publ. 16.
- 1979. *Esquema de la evolución geológica de la Cordillera Norpatagónica*. Asoc. Geol. Arg. Rev. 34 (3): 184-202.
- González Bonorino, F. y G. González Bonorino, 1978. *Geología de la región de San Carlos de Bariloche: un estudio de las formaciones terciarias del Grupo Nahuel Huapi*. Asoc. Geol. Arg. Rev. 33 (3): 175-210.
- González Díaz, E. y F. Nullo, 1980. *Cordillera neuquina*. Geol. Reg. Argentina, Acad. Nac. Cienc., II: 1099-1147. Córdoba.
- Heusser, C. J., 1971. *Pollen and Spores of Chile. Modern types of the Pteridophyta, Gymnospermae and Angiospermae*. Ed. The University of Arizona Press, Tucson.
- Ingram, R., 1954. *Terminology for the thickness of stratification and parting units in sedimentary rocks*. Geol. Soc. Am. Bull. 65: 937-938.
- Laya, H., 1977. *Edafogénesis y paleosuelos de la Formación Téfrica Ría Pireco (Holoceno). Suroeste de la Provincia de Neuquén*. Asoc. Geol. Arg. Rev. XXXII (1): 3-23.
- Mackereth, F. J. H., 1958. *Aportable core sampler for lake sediments*. Limnol. Oceanog., 3: 181.
- 1969. *A short core sampler for subaqueous deposits*. Limnol. Oceanog., 14: 145.
- Markraf, V. y H. L. D'Antoni, 1978. *Pollen Flora of Argentina. Modern Spore and Pollen Types of Pteridophyta, Gymnospermae and Angiospermae*. E. The University of Arizona Press.
- Mazzoni, M., 1981. *Sedimentología de depósitos lacustres postglaciales. Provincia de Río Negro, República Argentina*. En preparación.
- Morbelli, M. A., 1980. *Morfología de Pteridophyta presentes en la región Fuego-Patagónica. República Argentina*. Opera Lilloana 28. Tucumán.
- Rabassa, J. y G. Alliotto, 1976. *Sedimentología de dos tills superpuestos en San Carlos de Bariloche, Río Negro*. Asoc. Arg. Min., Petr., Sed., Rev. VII, (3-4): 47-62.
- Rock Color Chart, 1975. Geol. Soc. Am. Boulder, Colorado.
- Roth, S., 1922. *Investigaciones geológicas en la región norte de la patagonia durante los años 1897 y 1899*, Rev. Museo La Plata 25: 333-392.
- Ser. Meteorol. Nac., 1958. *Estadísticas climatológicas 1941-1950*. Publ. B 1, (3).
- Sinito, A. M., D. A. Valencio, K. M. Creer y J. F. Vilas, 1981. *Correlación de sedimentos lacustres sobre la base de estudios paleomagnéticos*. VIII Congreso Geológico Argentino, San Luis. Actas IV: 9-19.
- Valencio, D. A., 1965. *Resultados preliminares del estudio paleomagnético del basalto de la Barda Negra*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XX (1): 7-28.
- 1980. *El magnetismo de las rocas*. Editorial Universitaria de Buenos Aires: 351.
- Vilas, J. F., 1967. *El equipo desmagnetizante a corriente alterna para estudios paleomagnéticos de la Universidad de Buenos Aires*. Reunión Asoc. Arg. de Geofísicos y Geodestas, La Plata.
- 1979. *El magnetómetro UBA, 8 Hz y su aplicación a los estudios paleomagnéticos*. Tesis Doctoral, Departamento de Física, Universidad de Buenos Aires, inédito.
- Volkheimer, W., 1964. *Estratigrafía de la zona extrandina del Departamento de Cushamen (Chubut) entre los paralelos 42° y 42°30' y los meridianos 70° y 71°*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 19 (2): 85-107.
- Walker, G. P. L., 1971. *Grain size characteristics of pyroclastic deposits*. Jour. Geol., 79 (6): 696-714.

Recibido: 11 noviembre, 1981.

Aceptado: 15 julio, 1982.

D. A. VALENCIO °

J. F. VILAS °

E. J. ROMERO °

Universidad de Buenos Aires

Ciudad Universitaria

Pabellón 2 - Buenos Aires

K. M. CREER

Universidad de Edimburgo

M. M. MAZZONI °

L. A. SPALLETTI °

Centro Investigaciones Geológicas

Universidad de La Plata

Paseo del Bosque s/n. - La Plata.

C. A. FERNANDEZ

Comisión de Investigaciones Científicas  
de la Provincia de Buenos Aires.

A. M. SINITO

° CONICET

## CRITERIOS DE DEFINICION DEL METAMORFISMO DE MUY BAJO GRADO.

Con especial énfasis en el perfil de Falda Ciénaga, Puna de Catamarca

ALEJANDRO J. TOSELLI

### Resumen

La identificación del metamorfismo de la Formación Falda Ciénaga, se llevó a cabo, utilizando la cristalinidad de la illita, en los niveles pelíticos y la evolución de la fábrica en las metapsammitas. Esto involucra la recristalización del cuarzo (poligonización y mosaico anhedral), clivaje, interrelación clastos-matriz y evolución de micas clásicas.

Ambos caminos, junto con la mineralogía presente, definen las zonas de cuarcitas con cemento clorita-hidromica y de estructuras de espinas con cemento de mica-hidromica de Frey (1970) o zona de metagénesis de Kossovskaya y Shutov (1965). Conceptos éstos involucrados dentro del campo del anquimetamorfismo, en transición a epimetamorfismo.

Las condiciones de temperatura máxima a las cuales estuvieron sometidas estas rocas, es del orden de 275-350°C y la presión en un rango de 1500 bars.

### Introducción

En un trabajo reciente se dió a conocer el grado metamórfico alcanzado por las rocas pelíticas, en la localidad tipo del Ordovícico de la provincia de Catamarca, utilizando la cristalinidad de la illita como medida del mismo (Toselli 1980; Toselli y Weber 1981).

El objeto del presente estudio es la correlación de los resultados obtenidos utilizando la cristalinidad de la illita, conjuntamente con otros elementos, como son el estado estructural que presentan las rocas psammiticas y el desarrollo del clivaje; todo esto en conjunción con la mineralogía.

### Antecedentes

Esta región fue estudiada detalladamente en sus aspectos estratigráficos y tectónicos, entre otros por Catalano (1930, 1964),

### Abstract

The identification of metamorphism in Falda Ciénaga Formation was performed using the illite crystallinity, in the pelitic levels and the evolution of the fabric in the metapsammites. This includes quartz recrystallization (polygonization and anhedral mosaic), cleavage, clastic quartz grains-argillaceous cement interrelation and evolution of clastic micas.

Both approaches, together with the mineralogy present (stilpnomelane, albite, quartz, chlorite, and illite) permit to identify the "Zone of chlorite-hydromica cement and quartzite-like structures", and the "Zone of spiny-like structures and chlorite-micaceous cement" of Frey (1970) or the "Stage of Metagenesis" of Kossovskaya and Shutov (1965). These zones are enclosed into the anchi-metamorphism field, in transition to epimetamorphism.

The maximum temperature conditions to which these rocks were affected, were about 275-300°C and the pressure near to 1500 bars.

Harrington y Leanza (1957), Aceñolaza y Toselli (1971), Segerstrom y Turner (1972), Aceñolaza *et al.* (1975) y Aceñolaza *et al.* (1976). Asimismo Toselli (1980) y Toselli y Weber (1981), realizan determinaciones de cristalinidad de illita, definiendo condiciones de anquizona y epizona, para estas rocas.

### Ubicación geográfica y acceso

La región objeto del presente estudio se ubica en la Puna de la provincia de Catamarca, sobre la ruta nacional n° 53, que une las localidades de Antofagasta de la Sierra con Pocitos en la provincia de Salta.

Los afloramientos son observables desde la costa sur del Salar del Hombre Muerto hasta las inmediaciones de Puntas Gordas.

La altitud media de la región es de aproximadamente 4000 m s.n.m. y sus coordenes

nadas geográficas son 67°15' de longitud oeste y 27°30' de latitud sur.

### Perfil de la Formación Falda Ciénaga

Las características sedimentológicas y granulométricas, permitieron a Aceñolaza *et al.* (1975) la caracterización de dos miembros, en la sección tipo de esta Formación. El inferior denominado El Puesto, de 800 m de espesor, de características arenoso-cuarcítico y con niveles fosilíferos. El superior, Miembro El Filo, de 400 m de potencia, esencialmente pelítico-cuarcítico y en el que no se han encontrado restos fósiles.

Los estudios de cristalinidad relativa (C.R.) de la illita de la fracción granulométrica  $< 2 \mu\text{m}$ , de diez muestras del perfil mencionado, nos permiten visualizar un aumento progresivo del metamorfismo. Anquimetamorfismo en el tope de la columna hasta epimetamorfismo en la base.

El estudio microscópico de los niveles psamíticos, nos permite incluir a estas rocas dentro de la facies de cuarcitas con albita-hidromica y facies de estructura de espinas con cemento de mica-clorita de Frey (1970); o de metagénesis tardía de Kossovskaya y Shutov (1965) (foto 2).

En las grauvacas y cuarcitas de los niveles inferiores, se ha desarrollado una fábrica condensada, con suturación en los granos y recristalización de la matriz con tendencia a una poligonización bien definida en los sectores de distensión (foto 3) y fábricas ameboidales en los de compresión (foto 4).

### Mineralogía

Aquí vamos a considerar sólo aquellos minerales que nos dan una información cierta sobre la historia petrogenética evolutiva de las rocas en cuestión. Estos son: estilpnomelano, albita, cuarzo, illita, esmectita-clorita y clorita.

### Estilpnomelano

Se presenta en agregados anhedros de color amarillo rojizo, con tamaño que ex-

cepcionalmente llegan a 0,10 mm y que generalmente son más pequeños. Presentan a menudo alteración a minerales opacos o a hematita fibro-radiada. Ópticamente es uniaxial negativo. En los diagramas de difracción de rayos X, de la fracción granulométrica  $< 2 \mu\text{m}$ , pueden observarse algunos picos característicos. En la siguiente tabla se los compara con la ficha ASTM correspondiente.

### ESTILPNOMELANO

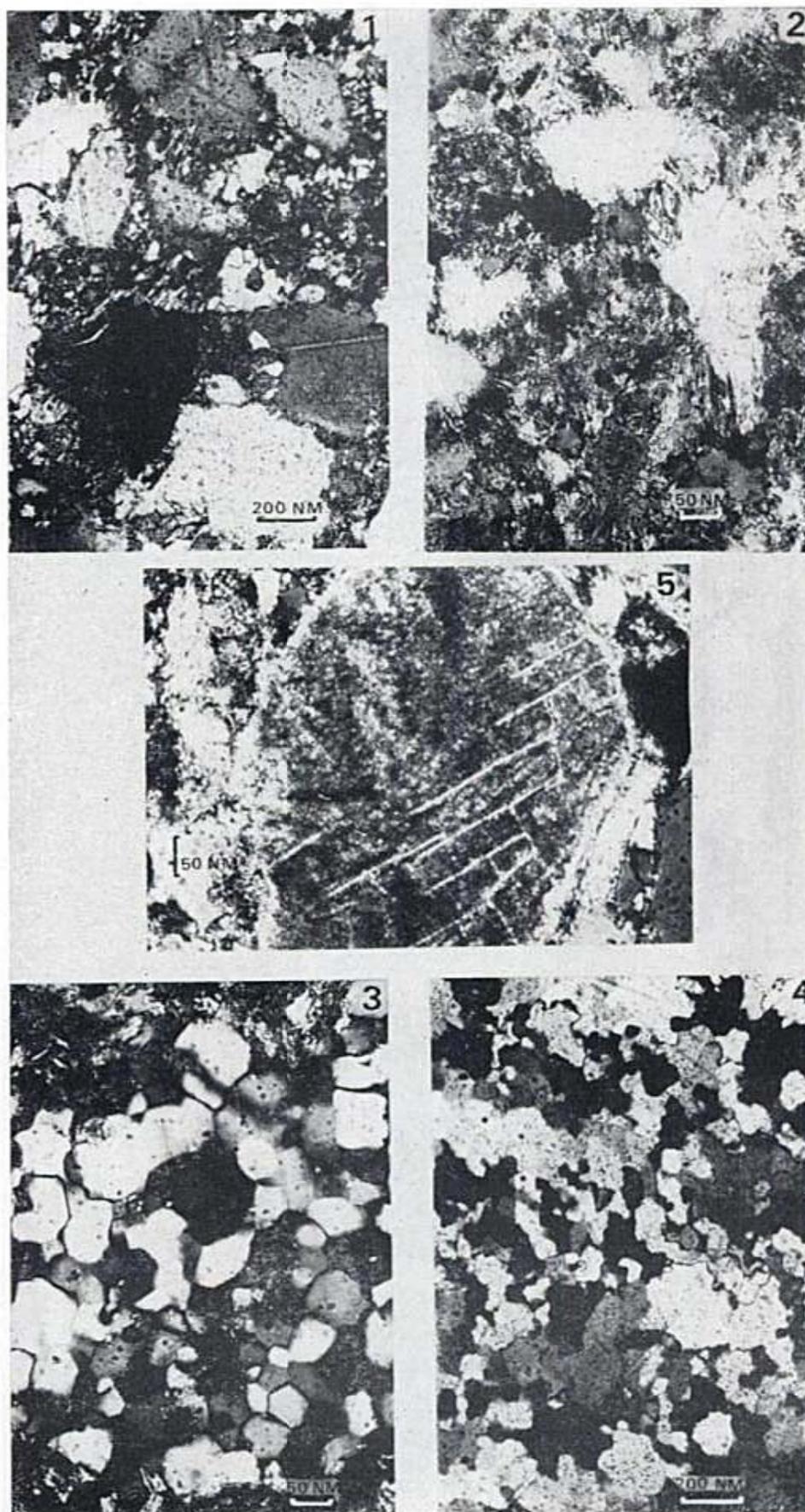
Falda Ciénaga			ASTM 18-634		
d Å	I/I <sub>1</sub>	hkl	d Å	I/I <sub>1</sub>	hkl
12,34	100	001	12,30	100	001
7,12	20	102	7,14	20	102
6,23	50	002	6,26	50	002
5,39	30	222	5,42	40	222
4,71	40	043	4,68	40	043
4,35	30	044	4,36	20	044
4,14	30	003	4,16	100	003
3,60	40	103	3,61	40	103
3,10	60	004	3,12	60	004
2,97	20	—	2,98	10	—
2,69	40	445	2,69	70	445
2,55	100	446	2,55	100	446

Miyashiro (1973) sostiene que este mineral es típico de asociaciones de alta presión; es raro en presiones medias y extremadamente raro en presiones bajas. Generalmente se lo encuentra más comúnmente, en metasammitas que en otros tipos litológicos. El gradiente geotérmico que inferimos para la Formación Falda Ciénaga es de aproximadamente 50° C/km, que la ubica en el contexto de metamorfismo regional de alta presión.

### Albita

Dentro de las distintas rocas podemos caracterizar dos tipos de albitización. El tipo A, se produce como anillos, sin alteración sobre clastos de feldspatos fuertemente caolinizados, no identificables. El tipo B, se encuentra en forma de granos subhedrales frescos, de composición An6-An10 (foto 6).

Lám. I.—1: Metagrauvaca perteneciente a la zona de cuarcitas con cemento de clorita-hidromica de Frey (1970) o metagénesis temprana de Kossovskaya y Shutov (1965). 2: Metagrauvaca perteneciente a la zona de estructura de espinas, con cemento de mica-clorita de Frey (1970) o metagénesis tardía de Kossovskaya y Shutov (1965). 3: Cuarcita con fábrica de cuarzo poligonal. 4: Cuarcita con desarrollo de cuarzo en mosaico ameboidal.



Ambos tipos se observan en la sección inferior de la columna, persistiendo en la parte superior solo el tipo que denominamos B.

### Recristalización del cuarzo

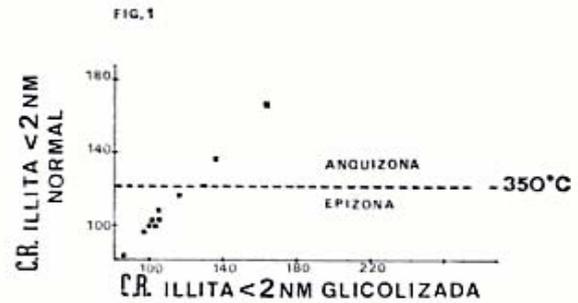
El cuarzo es por regla general el más abundante de los materiales clásticos detriticos y normalmente suponemos persiste sin cambios a través de la evolución diagenética de las rocas.

La observación muestra que el cuarzo sufre recristalización y texturalmente evoluciona a texturas de mosaico ameboidales o poligonales. La fábrica poligonal se caracteriza por una notable recristalización euhedral (foto 3), con desaparición total de las inclusiones fluidas y de una limpidez característica, que se relaciona a zonas de distensión (Avé'Lallement y Carter 1971). La fábrica ameboidal, por su parte indica una marcada recristalización, pero los núcleos de los granos son todavía de origen clástico y su génesis está relacionada a fenómenos comprensivos (foto 4).

De los distintos comportamientos que muestra el cuarzo, es posible sostener, siguiendo a Voll (1980), que la temperatura a la que estuvo sometida la roca fue de por lo menos 275°C, a la cual el cuarzo comienza a recristalizar.

### Cristalinidad de la illita

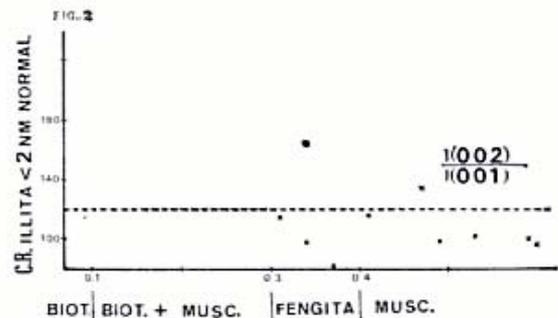
La medida del índice de cristalinidad relativa (C.R.) de la illita es el más claro indicador utilizado actualmente, para establecer el nivel metamórfico dentro del ámbito de muy bajo y bajo grado de metamorfismo. La granulometría standard para realizar dichas mediciones es aquella  $< 2 \mu\text{m}$  y los valores que se obtienen son inversos a la cristalinidad alcanzada; o sea que valores numéricos altos indican baja cristalinidad y viceversa. Pero la utilidad del método está restringida al campo de las rocas pelíticas, donde es abundante la fracción  $< 2 \mu\text{m}$ . La granulometría de  $2-6 \mu\text{m}$  no es adecuada, para establecer la medida



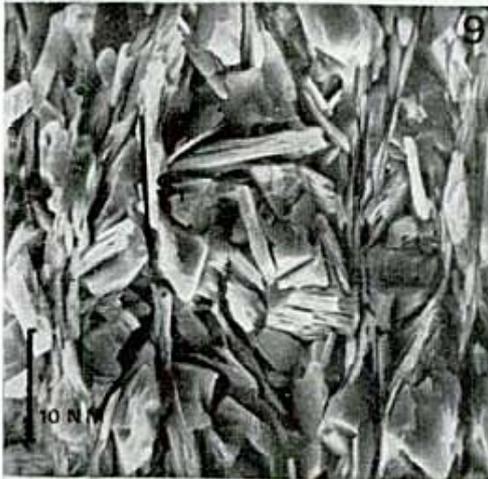
de la cristalinidad, por cuanto su valor mínimo no desciende de 160 de C.R., en oposición a la fracción más fina que muestra una gran sensibilidad y su curva de variación es muy marcada (Teichmüller *et al.*, 1979). Como en las grauvacas la fracción fina es muy subordinada, los resultados que podríamos obtener midiendo la fracción de  $2-6 \mu\text{m}$ , no serían confiables. Las mediciones llevadas a cabo corresponden a los niveles pelíticos y semipelíticos, con clivaje bien desarrollado.

De las diez muestras procesadas, ocho corresponden al Miembro El Puesto y dos al Miembro El Filo. El aumento de la C.R. está de acuerdo con la mayor profundidad. En la figura 1 podemos ver asimismo, que dos muestras caen en el campo del epimetamorfismo y las restantes en el de anquimetamorfismo. Además, la no variación de la C.R. bajo los efectos del etilen glicol, indican la desaparición de las capas expandibles, dentro de la estructura de la illita.

La relación entre las alturas de los picos  $I(002)/I(001)$ , según el método de Esquevín (1969), muestran variaciones composicionales en la capa octaédrica, que en



Lám. II. — 5: Plagioclasa alterada con borde albitico. 6: Grano subhedro de albita con escasa alteración y con clivaje penetrativo. 7: Clivaje de flujo en los niveles pelíticos. Se observan laminillas clásticas mixtas de mica blanca-clorita, orientadas oblicuamente al clivaje  $S_1$ . 8: Clivaje de fractura de tipo penetrativo en los niveles de metagrauvacas. 9 y 10: Obtenidas con el microscopio electrónico de barrido, sobre metapelitas, puede observarse que el clivaje  $S_1$  es de tipo sintectónico y desarrollado oblicuamente al  $S_0$  primitivo. 11: Desarrollo de pliegue kink en laminillas de mica clástica, actualmente de clorita-mica blanca, normalmente a  $S_1$ .



CUADRO 1 CORRELACION DE LAS DISTINTAS VARIABLES MINEROLOGICAS Y TEXTURALES PROPUESTAS COMO INDICADORES PARA LA DIAGENESIS-ANQUIMETAMORFISMO Y EPIMETAMORFISMO.

Kossovskaia y Shutov (1965)	Kubler (1968)	Teichmüller et al. (1979)	Winkler (1976)	voll (1980)	Diessel y Offler (1975)	Fourmarier (1961)	Zwart (1954)	Kossovskaia y Shutov (1965)
Epigénesis inicial	Diagénesis	Diagénesis	Diagénesis			aparición del clivaje (1250-1500 bars)	aparición del clivaje (750 bars)	
Epigénesis profunda			200° C					
Metagénesis temprana	Anquimetamorfismo	Anquimetamorfismo	muy bajo grado de metamorfismo	recristalización del cuarzo, comienza a 275° C				
Metagénesis tardía	Epimetamorfismo	Epimetamorfismo	350° C		aparece la biotita			aparición del clivaje
			bajo grado de metamorfismo				alto gradiente térmico	

algunos casos es asimilable químicamente a las fengitas y en otros a las muscovitas (fig. 2).

El valor de C.R. 120, para la illita en la fracción  $< 2 \mu\text{m}$ , como límite entre anqui y epimetamorfismo, corresponde a una temperatura de aproximadamente  $330^\circ\text{C}$  (Winkler 1974, Teichmüller *et al.*, *op. cit.*) y corresponde con las facies de metagrauvaca prehnita-pumpellyita. Asimismo Diessel y Offler (1975), sostienen que este límite es concordante con la zona de la biotita de la facies de esquistos verdes.

#### Clorita de hierro

Se identifica claramente por sus reflexiones basales fuertes (002) a  $7,07 \text{ \AA}$  y (004) a  $3,53 \text{ \AA}$ , junto con las reflexiones débiles (001) a  $14,06 \text{ \AA}$ , (003) a  $4,71 \text{ \AA}$  y (005) a  $2,82 \text{ \AA}$ , que no cambian ni con la glicolación ni la calcinación.

#### Clorita-esmectita regular

Se caracterizan por picos anchos, con máximos no muy claros a  $15,50$  y  $14,50 \text{ \AA}$ , que después de la glicolación se transforman en un solo pico muy notable y agudo a  $16,99 \text{ \AA}$  y que calcinado a  $300^\circ\text{C}$  durante una hora colapsa a  $7,22 \text{ \AA}$ . Asimismo se observan picos a  $12,27$ ;  $7,94$  y  $7,77 \text{ \AA}$ , que no sufren cambios con la glicolación ni la calcinación. Según Miyashiro (1973) las esmectitas desaparecen en las facies de esquistos verdes y su presencia es un indicador de aporte de material volcánico, pero esto

no ha sido confirmado en nuestras rocas por medios ópticos, aunque probablemente este aporte debe haber correspondido seguramente a vidrio volcánico.

La presencia local de calcita y opacos, completan la mineralogía presente.

#### Clivaje

El clivaje es el elemento más notable en toda la columna investigada. Se presenta como clivaje de flujo en los niveles pelíticos (foto 7) y como clivaje de fractura, de tipo penetrativo (foto 2) en las rocas psammiticas y con una orientación algo diferente.

El desarrollo del clivaje de flujo (crenulación) en las filitas, no es más que una respuesta mecánica de la roca a las presiones litoclasticas y dirigidas, que se traducen en fenómenos de flujo de material, cristalización y recrystalización.

En las fotos 9 y 10, realizadas con el microscopio electrónico en secciones paralelas a ac, podemos observar que la recrystalización ha sido sintectónica, pudiendo observarse un perfecto desarrollo casi paralelo de las laminillas de filosilicatos (illita) que definen los planos de clivaje, desarrollados oblicuamente a la estratificación primitiva, formando ángulos de  $15$  a  $35^\circ$ . Asimismo en las lamelas de clivaje se observa el desarrollo de illita y clorita sincristalinas, oblicuas a los planos de clivaje, formando paquetes que en ningún momento llegan a intersectarlos.

Los minerales micáceos de los planos de clivaje, son de nueva formación como lo

denota la orientación preferencial, falta de flexuramiento y discontinuidad, con las laminillas de las lamelas.

#### Laminillas mixtas de mica

En los niveles semipelíticos pueden observarse en el interior de las lamelas de clivaje o microlitos, la presencia de láminas mica-ceas (foto 6) de hasta 0,08 mm, cuyo origen clástico sedimentario es evidente.

En los cortes paralelos a ac puede observarse que dichas laminillas tienen distintas orientaciones respecto a los planos de clivaje y de acuerdo a esto su comportamiento varía. Así tenemos que las laminillas clásticas que han quedado normales a  $S_1$  se comportan, ya sea como muy competentes y no sufren cambios que sean visibles por medios ópticos, o en algunos casos se deforman en pliegues kink (foto 11). Pero aquellas micas cuyas caras (001) foman un cierto ángulo con  $S_1$  tienden a ser paralelizadas a dicho clivaje, sufriendo un efecto mecánico de deslizamiento y rotación de las laminillas componentes, que ha actuado generando una alternancia de capas de mica-blancalorita.

#### Condiciones físicas del metamorfismo

Las condiciones de presión y temperatura a las que estuvieron sometidas las rocas de la Formación Falda Ciénaga, pueden ser calculadas utilizando los elementos ya descritos, es decir el clivaje, presencia de estilpnomelano, recristalización del cuarzo y cristalinidad de la illita.

El clivaje se desarrolla típicamente dentro de las series plegadas y bajo una carga estática, que según Fourmarier (1951, in Baer 1956) corresponde a 5000-6000 m de carga, es decir 1250-1500 bars. Este valor está esencialmente controlado por el gradiente geotérmico, como lo demostró Zwart (1954) al estudiar los Pirineos Centrales. Este investigador encontró el frente superior de clivaje a sólo 3000 m, que lo explica como resultado de un grado geotérmico mucho más alto que el considerado normal, de 30°C/km.

Asimismo la experiencia muestra que generalmente, el frente superior de clivaje coincide con el frente superior de metamorfismo, en zonas deformadas. De aquí Kübler (1967) concluye que la temperatura es el

factor causal de la convergencia del frente superior de esquistosidad y de la anquizona. Aunque se conocen ejemplos de rocas con clivaje, sin efectos metamórficos y rocas metamórficas que carecen de clivaje, especialmente en áreas que no han sufrido deformación (Kübler 1967), debido a que los efectos causales que dan origen a una y otra son diferentes.

El desarrollo del clivaje de flujo (crenulación) en las rocas nos está mostrando, la respuesta de la roca a esfuerzos de deformación que se traducen en fenómenos de flujo de material, cristalización y recristalización. Esos cambios mineralógicos y/o texturales, que ocurren en estado sólido, son típicamente definibles como metamorfismo.

Las asociaciones minerales presentes al igual que la cristalinidad de la illita, están definiendo condiciones próximas al límite anquiepimetamorfismo, que según Winkler (1976) son de aproximadamente 350°C.

Asimismo la ausencia de caolinita, que según Dunoyer de Segonzac (1970), no persiste encima de 150-200°C, puede ser índice de que dicha temperatura ha sido superada, aunque esto es de valor relativo.

Por otra parte ya hemos visto, siguiendo a Voll (1980) que la recristalización del cuarzo comienza a 275°C y como en toda la secuencia tenemos que el clivaje está bien desarrollado, podemos considerar con bastante certeza que el gradiente geotérmico reinante durante la época del metamorfismo y deformación de esta Formación no era superior a 60°C/km, para obtener una presión de carga de 1500 bars y una temperatura no mayor a 350°C y no inferior a 275°C. La posibilidad de gradientes geotérmicos mayores o presiones litocelásticas menores a 1500 bars, estaría en contraposición con la información existente sobre los campos de estabilidad de los minerales presentes; en especial para el caso del estilpnomelano, que según Miyashiro (1973) se desarrolla típicamente en las asociaciones metamórficas de alta presión.

Las diferentes características que presenta el clivaje en los niveles pelíticos y psammíticos, son explicables aplicando el concepto de "retardo" de Baer (1956) que explica que dos rocas de mineralogía y/o granulometría diferentes, sometidas a condiciones similares, puede una desarrollar buen clivaje, mientras que la otra no.

## Conclusiones

La medida de la cristalinidad de la illita, en rocas pelíticas, es hasta ahora el mejor indicador del metamorfismo, en los ámbitos de anquí y epimetamorfismo (bajo y muy bajo grado de metamorfismo).

Los cambios texturales observados en los niveles de metagrauvascas y metaareniscas, son indicadores menos sensibles que los niveles pelíticos, pero no por ello menos valiosos.

El patrón textural de recristalización poligonal del cuarzo, podría indicar, según los antecedentes que conocemos y nuestro propio criterio, que la misma se produce en zonas tensionales, bajo condiciones sincinemáticas y con temperaturas superiores a 275°C. La estructura en mosaico ameboidal anhedral es debido a fenómenos compresivos sincinemáticos y no es indicador térmico.

El clivaje comienza a desarrollarse bajo condiciones de temperatura que deben haber sido inferiores a las del comienzo de la poligonización del cuarzo.

El clivaje puede ser un indicio válido del metamorfismo, especialmente en las rocas pelíticas. Pero esto es menos evidente para las psammiticas. Esta interrelación de los frentes superiores de clivaje y metamorfismo debe avalarse para cada zona de estudio, utilizando métodos auxiliares, como por ejem-

plo, cristalinidad de illita o asociaciones minerales diagnósticas.

La fábrica presente está indicando zonas de cuarcitas con cemento de clorita-hidromica y zonas de estructura de espigas con cemento de mica-clorita de Frey (1970) o de metagénesis de Kossovskaya y Shutov (1965). Ambos conceptos involucrados dentro del campo del anquimetamorfismo, en transición al epimetamorfismo.

Las condiciones de presión a que estuvieron sometidas estas rocas, deben haber sido próximas a 1500 bars y la temperatura máxima en el rango de 275-300°C, o sea con gradientes de aproximadamente 50°C/km.

La presencia de esmectita-clorita, podría ser un indicador de aporte de material volcánico, en los sedimentos originales, pero esto no ha sido corroborado.

## Agradecimientos

Dejo constancia de mi agradecimiento a Fundación Alexander von Humboldt, al Geologisches und Paläontologisches Institut de Göttingen; al CONICET; a la Facultad de Ciencias Naturales de la UNT y a la Fundación Miguel Lillo, sin cuyas ayudas no hubiera sido posible la presente contribución.

## Lista de trabajos citados en el texto

- Aceñolaza, F. G. y A. J. Toselli, 1971. *Nuevos hallazgos del Paleozoico inferior (Ordovícico) en la Puna*. Mundo Geológico, Nº 11-15, Buenos Aires.
- Aceñolaza, F. G., A. J. Toselli y F. R. Durand, 1975. *Estratigrafía y Paleontología de la región de Hombre Muerto, Prov. de Catamarca, Argentina*. Ier. Cong. Arg. Paleont. y Biostrat., I: 109-123, Tucumán.
- Aceñolaza, F. G., A. J. Toselli y O. González, 1976. *Geología de la región comprendida entre el Salar de Hombre Muerto y Antofagasta de la Sierra, Prov. de Catamarca*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVI: 293-302, Buenos Aires.
- Avé Lallement, H. y N. C. L. Carter, 1971. *Pressure dependence of quartz Deformation Lamellae orientations*. Am. Jour. Sci., 270: 218-235.
- Baer, A., 1956. *La schistosité et sa répartition*. Résumé des Recherches de M. P. Fourmarier. Geol. Rdsch. 45, 2: 234-247.
- Catalano, L., 1930. *Puna de Atacama (Territorio de los Andes). Reseña geológica y geográfica*. Publ. Dpto. Extensión Univ. Nac. Litoral, 8: 93, Santa Fe.
- 1964. *Estudio geológico económico del Salar del Hombre Muerto*. Est. Geol. Econ. Serie Arg. Nº 4, Buenos Aires.
- Deer, W. A., R. A. Howie y M. A. Zussman, 1971. *Rock-Forming Minerals*. Vol. 4. Framework Silicates. Longman.
- Diessel, C. F. K. y R. Offler, 1975. *Change in physical properties of coalified and graphitised phytoclasts with grade of metamorphism*. N. Jb. Mineral., Mh., 1: 11-26, Stuttgart.
- Dunoyer de Segonzac, G., 1970. *The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: A review*. Sediment, 15: 281-346, Elsevier.
- Esquevin, J., 1969. *Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité*. Bull. Centre Rech. Pau-S.N.F.A. 3: 147-154.

- Frey, M., 1970. *The step from Diagenesis to Metamorphism in Pelitic Rocks during Alpine Orogenesis*. Sediment., 15: 261-279.
- Harrington, H. y A. Leanza, 1957. *Ordovician Trilobites of Argentina*. Dpto. Geol. Univ. Kansas. Sp. Publ. 1. Lawrence, Kansas.
- Kossovskaya, A. G. y V. D. Shutov, 1970. *Main Aspects of the Epigenesis problem*. Sediment., 15: 11-40, Elsevier.
- Kübler, B., 1964. *Les argiles, indicateurs de metamorphism*. Rev. Inst.-franc. Pétrole, 19, 10: 1093-1113.
- 1967. *La cristallinité de l'illite et les zones tout a fait supérieures du metamorphisme*. Coll. sur les "Étages tectoniques" Neuchâtel 18-21 avril 1966, Festschrift, 105-122.
- 1968. *Evaluation Quantitative du Métamorphisme par la cristallinité de l'illite. État des Progrès réalisés ces dernières années*. Bull. Centre Rec. Pau-S.N.P.A. 2, 2: 385-397é.
- Miyashiro, A., 1973. *Metamorphism and Metamorphic Belts*. George Allen & Unwin.
- Seegerstrom, K. y J. C. M. Turner, 1972. *A conspicuous flexure in regional structural trend in the Puna of northwestern Argentina*. Geol. Survey Research. Chapter B, 205-210, Washington.
- Teichmüller, M., R. Teichmüller y K. Weber, 1979. *Inkohlung und Illit Kristallinität Vergleichende Untersuchungen im Mesozoikum und Paläozoikum von Westfalen*. Geol. Rheinld. u. Westf. 27: 201-276, Krefeld.
- Toselli, A. J. y K. Weber, 1981. *Anquimetamorfismo en rocas del Paleozoico inferior en el noroeste de Argentina. Valor de la cristalinidad de la illita como índice*. Acta Geol. Lilloana (en prensa).
- Voll, G., 1980. *Deformation, Crystallization and Recrystallization*. Int. Conf. on Effect of Deformation on Rocks. Abstracts Appendix 1-9, Göttingen.
- Winkler, H. G., 1979. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag.
- Zwart, H. J., 1954. *La géologie du Massif du Saint-Barthélémy (Pyrénée France)*. Leidse Geol. Med., 18.

Recibido: 13 noviembre, 1981.

Aceptado: 30 junio, 1982.

ALEJANDRO TOSELLI

Facultad de Ciencias Naturales, UNT  
Miguel Lillo 205,  
4000 San Miguel de Tucumán.