

Asociación Geológica Argentina

REVISTA



Tomo XXXIX - N° 1-2
Enero - Junio
Buenos Aires 1984

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

(Miembro de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas IUGS)

COMISION DIRECTIVA (1983 - 1985)

Presidente: DR. FRANCISCO E. NULLO; *Vicepresidente:* DR. CARLOS A. CINGOLANI;
Secretario: LIC. EDUARDO ESPISÚA; *Tesorero:* LIC. GUILLERMO E. TURAZZINI; *Vocales titulares:* LIC. ROBERTO N. PAGE, LIC. GABRIEL PANDO, DR. MARIO MAZZONI; *Vocales Suplentes:* LIC. RAÚL DE BARRIO, LIC. MARCOS MOZETIC, LIC. OSCAR LÓPEZ CAMUNDI

REVISTAS Y PUBLICACIONES

Director: DR. VÍCTOR A. RAMOS
Coordinadores: LIC. GRACIELA MARÍN, LIC. JULIO LAGE

COMITE EDITORIAL

ING. VICTORIO ANGELELLI, DR. HORACIO H. CAMACHO, DR. ROBERTO CAMINOS, DR. GUALTER A. CHEBLI, DR. FÉLIX GONZÁLEZ BONORINO, DR. EMILIO GONZÁLEZ DÍAZ, DR. CARLOS GORDILLO, DR. ENRIQUE LINARES, DR. NORBERTO MALUMIÁN, DR. FRANCISCO NULLO, DR. MARIO TERUGGI y DR. MARCELO R. YRIGOYEN

DELEGADOS EN EL INTERIOR

Bahía Blanca: Dra. Graciela Mas, Universidad Nacional del Sur, 8000 Bahía Blanca.
Catamarca: Dr. Gustavo A. Toselli, Casilla de Correo 189, 4700 Catamarca.
Comodoro Rivadavia: Dr. Gerardo Petrarca, Casa 8287, Bº S. Martín este, 9000 C. Rivadavia.
Córdoba: Alberto A. Gigena, Hipólito Irigoyen 401, 5000 Córdoba.
Jujuy: José Andrés Alcalde, Dinamarca 1043, 4600 Jujuy.
La Rioja: Dra. Ana Prieri de Vega, C. C. 1538, Plan La Rioja, 5300 La Rioja.
La Plata: Lic. Daniel Poiré, 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.
Mendoza: Lic. R. Pombo, Distrito Geol. Explor. YPF, Saita 672, Godoy Cruz, 5501 Mendoza.
Mina Aguilar: Pablo Dicinidio, Dpto. de Geología, 4634 Mina Aguilar, Jujuy.
Neuquén: Lic. Carlos Gulisano, Comisión Geológica N° 1, C.C. 25, 8300 Neuquén.
Paraná: Lic. Juan C. Bertolini, Corrientes 476, 3100 Paraná, Entre Ríos.
Plaza Huincul: Geol. Marta Franchini de Giusiano, Campamento Uno, 8318 P. Huincul.
Río Cuarto: Lic. Mario Cantú, Univ. Nac. de Río Cuarto, Est. N° 9, 5800 Río Cuarto.
Río Gallegos: Dr. Adolfo Fadrique, Casilla de Correo 246, 9400 Río Gallegos.
Río Turbio: Lic. Oscar R. Cabrera, 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 Bernabó de Greco, ITMAS - C.C. 57, 8524 S. A. Oeste.
San Juan: Ana María Esparza de Serrallonga, Av. del Libertador 1106, Oeste, 5400 San Juan.
San Luis: Dr. Jorge Raúl Fernández Tasende, C.C. 294, 5700 San Luis.
Santa Fe: Dra. Ofelia Tujehneider, Juan de Garay 2912, 3000 Santa Fe.
Santa Rosa: Lic. Carlos J. 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. Etissonde, Dist. 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).
Bridas S.A.P.I.C.: Lic. Marcos Mozetic, Av. Leandro N. Alem 1180 (1001).
CIRGEO: Dr. Juan P. Spikerman, Ramírez de Velasco 839 (1414).
Comisión Nacional de Energía Atómica: Lic. Oscar Elena, Libertador 8250 (1429).
Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales (F.A.): Dr. Jorge 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 Hidráulicas: Lic. Graciela S. Felici, Casilla de Correo 9, Ezeiza, Prov. de Buenos Aires.
Museo Argentino de Ciencias Naturales: Dr. Bruno Baldi, Angel Gallardo 470 (1405).
Obras Sanitarias de la Nación: Dra. Margarita Santos de Bertol, M. T. de Alvear 1842 (1129).
Secretaría de Minería: Lic. Luis E. Fauque, 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 Geologia, Universidad Federal de Pernambuco, Recife, Caixa Postal 2492.
Dr. Oscar Róster, 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.

ISSN 0004-4822

Asociación Geológica Argentina

REVISTA



Tomo XXXIX - Nos. 1-2

Enero - Junio

Buenos Aires 1984

This One



CLGS-AHZ-41EJ

ISOTOPOS DEL OXIGENO EN HIDROGEOLOGIA E HIDROLOGIA. PRIMEROS VALORES EN AGUAS DE LLUVIA DE BUENOS AIRES

HECTOR O. PANARELLO y CLAUDIO A. PARICA

Resumen

En este trabajo se analizan las causas principales que originan el fraccionamiento isotópico del oxígeno y se dan a conocer las técnicas analíticas utilizadas en el Laboratorio de Isótopos Estables del Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS), para la determinación del contenido de oxígeno-18 en aguas.

Se presentan los valores obtenidos para los estándares internos del laboratorio y los primeros resultados hallados en muestras de agua de lluvia de las estaciones colectoras, operadas por INGEIS:

E₁: Pabellón 2, Ciudad Universitaria, Ciudad de Buenos Aires.

E₂: San Andrés, Provincia de Buenos Aires.

Los datos obtenidos permiten certificar la reproducibilidad de las técnicas empleadas.

Los valores $\delta^{18}\text{O}$ de las muestras de agua de lluvia, se correlacionaron con los registros de temperatura media mensual y se obtuvieron resultados coincidentes con los esperados, de acuerdo a valores encontrados en trabajos similares para otras estaciones de América del Sur.

Introducción

En los últimos años la utilización de las técnicas isotópicas ha contribuido a la solución de diversos problemas en los campos de la hidrología e hidrogeología. Los isótopos ambientales del hidrógeno (^1H , ^2H y ^3H), del carbono (^{12}C y ^{13}C) del oxígeno (^{16}O , ^{17}O y ^{18}O), han demostrado su utilidad como trazadores naturales permitiendo estudiar la relación entre sistemas acuíferos, así como también seguir su evolución espacial y temporal.

Entre las principales ventajas de los isótopos del oxígeno y del hidrógeno como trazadores, se pueden citar:

a) No existe limitación teórica con respecto al volumen del sistema a estudiar. Por

Abstract

The factors producing oxygen isotopic fractionation and the techniques used in the Stable Isotope Laboratory of the Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS) are presented.

The results obtained on the Laboratory Internal Standards and on rain fall water samples of two stations in Buenos Aires are given.

The oxygen isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$) of the rain water samples is correlated with the mean monthly temperature; the results are close to that expected for the latitude, based in other studies.

ejemplo, cuencas de ríos con extensiones del orden de cientos o miles de kilómetros cuadrados.

b) Como no es necesario agregarlos, ya que son "trazadores naturales", no contaminan las aguas en estudio.

c) Al ser constituyentes naturales de la molécula de agua y poseer casi las mismas propiedades físico-químicas, se presentan uniformemente distribuidos en el cuerpo acuoso, cumpliendo así el postulado de mezcla ideal.

De la medición de los isótopos del carbono se comentaron varios de sus aspectos

en trabajos anteriores (Panarello *et al.*, 1980; Linares *et al.*, 1981); la correspondiente a los isótopos del hidrógeno será tratada en breve, siendo el objetivo del presente trabajo la determinación del contenido de oxígeno-18 en aguas. Entre otros temas se considerarán:

- Las causas principales del fraccionamiento isotópico del oxígeno.
- La calibración de los estándares internos del laboratorio de Isótopos Estables del INGEIS, a saber: *INGEIS-6*, agua corriente de la ciudad de Buenos Aires (ACBA); *INGEIS-7*, agua promedio de océano (I-SMOW); *INGEIS-8*, agua de precipitación liviana de la Antártida (I-SLAP).
- La medición de muestras de aguas de lluvia colectadas en dos estaciones operadas por INGEIS: *E-11*, ubicada en el Pabellón 2, de la Ciudad Universitaria, Buenos Aires (Long. 58°25'0; Lat. 34°35'S) y *E-12* en la localidad de San Andrés, provincia de Buenos Aires (Long. 58°45'0; Lat. 34°30'S) y su relación con la temperatura media mensual.

Definiciones y notación

Para cuantificar el fraccionamiento isotópico, se utilizan varios parámetros que se definen a continuación.

Relación isotópica: Es el cociente entre el número de moléculas que contienen las especies pesada y liviana,

$$R^{18}: {}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O} = \frac{N \text{ molec. } \text{H}_2^{18}\text{O}}{N \text{ molec. } \text{H}_2^{16}\text{O}}$$

Factor de fraccionamiento: aA/B . Cociente entre la relación isotópica en la fase o sustancia A y en la fase o sustancia B en equilibrio; por ejemplo, en el sistema en equilibrio líquido/vapor será

$$\alpha_{16/18} = \frac{({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O})_{\text{líq}}}{({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O})_{\text{vap}}} = \frac{p \text{ H}_2^{16}\text{O}}{p \text{ H}_2^{18}\text{O}} \cong$$

$$\cong 1,009 \text{ a } 20^\circ\text{C}$$

donde p = presión de vapor.

Desviación isotópica δ , definida como

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O})_M - ({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O})_E}{({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O})_E} \text{‰}$$

donde:

δ : desviación isotópica en partes por mil.

M : muestra.

E : estándar internacional, *Viena Standard Mean Ocean Water* (V-SMOW; Craig, 1961; Gonfiantini, 1978).

Un valor de $\delta^{18}\text{O}$ positivo significa que el contenido de oxígeno-18 de la muestra es mayor que el del estándar (muestra enriquecida); uno negativo, lo contrario (muestra empobrecida).

El ciclo hidrológico y el fraccionamiento isotópico del oxígeno

Si se consideran los isótopos estables del oxígeno: ${}^{16}\text{O}$, ${}^{17}\text{O}$ y ${}^{18}\text{O}$, como así también los del hidrógeno: ${}^1\text{H}$ y ${}^2\text{D}$, existen cinco tipos de agua con diferente peso molecular y nueve posibles composiciones isotópicas distintas. Ellas son:

Molécula	Masa molar	Molécula	Masa molar
1. $\text{H}_2 \text{ }^{16}\text{O}$	18	6. $\text{D}_2 \text{ }^{16}\text{O}$	20
2. $\text{H}_2 \text{ }^{17}\text{O}$	19	7. $\text{HD }^{18}\text{O}$	21
3. $\text{HD }^{16}\text{O}$	19	8. $\text{D}_2 \text{ }^{17}\text{O}$	21
4. $\text{HD }^{17}\text{O}$	20	9. $\text{D}_2 \text{ }^{18}\text{O}$	22
5. $\text{H}_2 \text{ }^{18}\text{O}$	20		

De estas combinaciones, en hidrogeología e hidrología se utilizan tres: H_2^{16}O , H_2^{18}O y HD^{16}O y a los fines de este trabajo sólo las dos primeras serán consideradas.

La diferencia en la masa molar es la causa de las variaciones de la presión de vapor del agua. Así por ejemplo, una especie de masa molar 18 tendrá mayor presión de vapor que la de masa 20; por ello, se producen fraccionamientos isotópicos importantes durante los cambios de estado del agua.

Los principales procesos productores de fraccionamiento isotópico son la evaporación y la condensación, cuyos efectos serán tratados seguidamente.

Evaporación

Debido a las diferencias mencionadas para la presión de vapor de las moléculas de agua de masas 18 y 20, la composición isotópica de las fases líquida y vapor serán distintas.

Según el cuerpo de agua sobre el que actúe este proceso, variarán las condiciones finales del mismo. La evaporación desde el océano "reservorio infinito" no modifica el contenido de oxígeno-18 de la fase líquida, por lo que el agua de mar presenta una composición isotópica muy uniforme (Craig y Gordon, 1965), con una relación isotópica $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ próxima a $2,00 \cdot 10^{-3}$. El océano puede considerarse como principio y fin del ciclo hidrológico, lo que justifica utilizar el agua de mar con estándar internacional (V-SMOW).

El vapor del agua que escapa del océano se empobrece con respecto al sustrato original un 9 ‰ ($\delta^{18}\text{O} = -9 \text{ ‰}$), en condiciones de equilibrio a 20°C (Dansgaard, 1964).

La evaporación desde reservorios finitos produce empobrecimiento isotópico en el vapor y enriquecimiento en isótopos pesados en la fase líquida. De acuerdo a su magnitud, la evaporación tendrá mayor o menor importancia. Así por ejemplo en ríos muy caudalosos este efecto será de poca importancia, mientras que será de valor en reservorios confinados como diques, embalses y lagos.

Si se complementa el estudio de oxígeno-18 con el análisis de deuterio, es posible identificar aguas parcialmente evaporadas de otras que no han sido afectadas por este cambio de estado (Payne, 1970).

Condensación

La condensación parcial sobre precipitaciones y la dependencia del factor de fraccionamiento $\alpha^{18/16}$ con la temperatura, produce un mayor empobrecimiento en las lluvias consecutivas, lo que da lugar a los denominados efectos de "altitud", "latitud",

"continental" y a las llamadas variaciones estacionales (Plata Bedmar, 1979).

El efecto de "altitud" se debe a que el vapor residual después de la precipitación es más "liviano" que el original. Este proceso se repite a medida que la masa de aire asciende. De esto se deduce que las precipitaciones en las montañas son más ligeras a medida que aumenta la altitud. En regiones de clima templado, este efecto oscila alrededor del 0,3 ‰ por cada 100 metros de variación en la altitud (Plata Bedmar, 1979). Es decir, para un aumento de altitud de 100 metros las precipitaciones experimentan una disminución en el valor de $\delta^{18}\text{O}$ de 0.3 ‰.

El efecto de "latitud" se debe a que el fraccionamiento isotópico producido durante los cambios de estado, aumenta con la disminución de la temperatura (Dansgaard, 1964). De esto se desprende que las precipitaciones de altas latitudes son más pobres en oxígeno-18 que las ecuatoriales. Este efecto quedó fehacientemente demostrado por medio de los resultados publicados para las muestras de la red mundial de estaciones del OIEA.

El efecto "continental" es el empobrecimiento sucesivo en oxígeno-18 de las lluvias, a medida que éstas avanzan hacia zonas más mediterráneas. Una nube formada en zonas marinas tendrá una composición isotópica similar a la del sustrato que le dio origen; esta nube descargará en las primeras lluvias en zonas próximas al mar, la fracción más rica en oxígeno-18, de modo que al avanzar sobre el continente se empobrecerá en ese isótopo.

Existe además el llamado "efecto de cantidad" definido como un empobrecimiento en oxígeno-18 a medida que se incrementa la cantidad de precipitaciones. Este efecto no está cuantificado hasta el presente (Dansgaard, 1964; Alberio y Pannarello, 1980).

La evaluación de cada uno de estos efectos, conjuntamente con el planteo de los balances isotópicos, es lo que permite resolver o por lo menos acotar problemas tales como: origen de la recarga, fuga en diques, conexión entre acuíferos, salinización de aguas, relación entre aguas superficiales y subterráneas.

La aplicación de estas técnicas dio lugar al nacimiento de una nueva disciplina denominada Hidrología Isotópica.

Técnica experimental

Generalidades

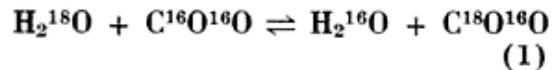
El agua no es una sustancia apta para la medición de la composición isotópica del oxígeno en un espectrómetro de masas, ya que presenta un marcado "efecto memoria" entre muestra y muestra ya que la velocidad de bombeo es muy lenta a temperatura ambiente.

En base a lo señalado se implementaron varias técnicas para el tratamiento de muestras de agua (O'Neil y Epstein, 1966; Majoubé y Nief, 1968). De ellas en INGEIS se optó por el llamado "método de equilibración" (Epstein y Mayeda, 1953), que presenta excelente reproducibilidad, además de una sencilla operación. Este método se basa en la transferencia del oxígeno-18 contenido en la muestra de agua a analizar, al dióxido de carbono de un tubo, en condiciones de equilibrio a temperatura constante.

El dióxido de carbono es un gas óptimo para la medición de relaciones isotópicas por espectrometría de masas, ya que no posee "efecto memoria", tiene alta velocidad

de bombeo y es compatible para las mediciones de carbono-13 en carbonatos y de oxígeno-18 en carbonatos y silicatos.

La reacción de intercambio es la siguiente:



El factor de fraccionamiento $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ definido como:

$$\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O}) \text{CO}_2}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O}) \text{H}_2\text{O}} \quad (2)$$

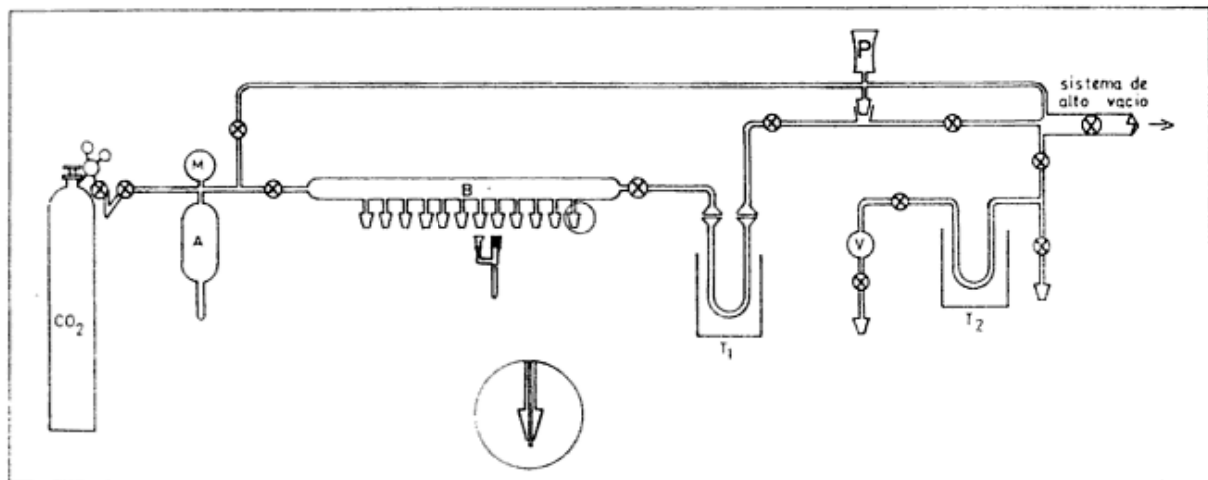
es igual a $1,0412 \pm 0,0001$ a 25°C de acuerdo a O'Neil *et al.* (1978), por lo que el CO_2 estará enriquecido en $41,2\text{‰}$ con respecto al agua en equilibrio a esa temperatura.

Línea de extracción

La línea de extracción utilizada en INGEIS es en esencia la descrita por Epstein y Mayeda (1953) modificada por Rochter (1970) y adaptada a los materiales y posibilidades de nuestro país. Un esquema de ella puede verse en la figura 1.

PROCEDIMIENTO DE PREPARACIÓN

En cada uno de los doce colectores con un volumen individual de 80 ml, se colo-



M: manómetro; A: reservorio de CO_2 ; B: Línea de vacío; P: medidor Pirani; V: volumen de expansión; T_1 : trampa con N_2 líquido; T_2 : trampa con hielo seco.

Fig. 1. — Línea de preparación de CO_2 equilibrado con H_2O .

can 5 ml de muestra de agua y se conectan mediante una unión esmerilada al peine de capilares de acero inoxidable (B). Por bombeo se extrae el aire disuelto para lo cual se aprovecha que los capilares presentan una alta impedancia al vapor de agua, lo que permite regular la velocidad del bombeo del proceso. La trampa T₁, sumergida en una mezcla refrigerante de nitrógeno líquido, es desmontable para permitir la eliminación de los restos de vapor de agua, protegiendo de ese modo al sistema de bombeo.

Paralelamente en el reservorio (A) se prepara una cantidad de CO₂ suficiente (540 mm Hg medidos en el manómetro M); se lo purifica congelándolo y haciendo vacío sobre él, consiguiéndose de esta manera eliminar los gases livianos como N₂, O₂, etcétera.

Una vez que las muestras se hallan desgasificadas se expande el CO₂ sobre ellos. Previo cerrado de los colectores, se retiran del peine y se colocan en un baño termostático con agitación a 25°C ± 0,1°C durante 18 horas aproximadamente, hasta alcanzar el equilibrio de la ecuación (1). Al cabo de ese período, las muestras son transferidas una a una al volumen de referencia (v). Se purifican por pasaje a través de T₂ (trampa inmersa en hielo seco) y son finalmente colectadas en un recipiente evacuado, enfriado con nitrógeno líquido.

Las muestras de referencia INGEIS-6, INGEIS-7 e INGEIS-8 son intercaladas en el peine en forma aleatoria, y se utilizan para verificar el correcto funcionamiento del sistema de medición.

Espectrometría de masas

Las muestras así preparadas se analizan en un espectrómetro de masas Micromass 602-D, para lo cual se las compara con la referencia de trabajo INGEIS-9 (Tanque de CO₂)*, que es el mismo gas que se utiliza para equilibrar las muestras. De este modo se minimizan los errores debidos al contenido no nulo de oxígeno-18 en el gas de referencia (Gonfiantini, 1979). El procedimiento de medición y cálculo, se efectúa de acuerdo a lo establecido en trabajos anteriores (Panarello *et al.*, 1980; Linares *et al.*, 1981).

* CO₂ comercial: δ¹⁸O = -23,4‰.

Resultados analíticos

Muestras patrones

Con el fin de poseer muestras calibradas para afinar las mediciones y verificar la marcha del proceso total: línea de extracción-baño termostático-purificación del CO₂-espectrometría de masas, se prepararon tres patrones con contenidos de oxígeno-18 apreciablemente distintos y se han establecido los valores de δ¹⁸O con respecto al estándar internacional V-SMOW.

El primer estándar "Agua Corriente de Buenos Aires" (ACBA), INGEIS-6, corresponde a una muestra de agua tomada en el Pabellón 2 de la Ciudad Universitaria, ex-sede de INGEIS luego de dejar correr el fluido durante 48 horas. Fue medida en la sección de Isotope Hydrology de los laboratorios del Organismo Internacional de Energía Atómica (OIEA), en Viena, directamente contra el patrón primario V-SMOW. Se la almacenó en ampollas de 10 ml de capacidad, para evitar la evaporación y contaminación. Su valor se lo toma como base para los demás estándares de laboratorio.

El segundo, I-SMOW, INGEIS-7, pretende ser similar al original Viena-SMOW. Se obtuvo destilando hasta casi sequedad 25 litros de agua del océano Atlántico, tomada suficientemente alejada de la costa y a una profundidad tal que permita desprejar efectos de contaminación y evaporaciones locales.

El tercero, I-SLAP, INGEIS-8, proviene de nieve "liviana" precipitada en la Antártida Argentina. Aunque su valor no es comparable con el estándar internacional SLAP (Gonfiantini, 1978), es suficientemente negativo para servir como punto inferior de escala, de la mayoría de las aguas meteóricas.

Los valores obtenidos para los tres estándares de INGEIS, se presentan en el cuadro 1.

Observando el cuadro 1 se puede apreciar que la reproducibilidad (S) es buena para los tres estándares y ha mejorado en los últimos análisis. Es suficiente para la mayoría de los estudios hidrogeológicos.

El valor δ¹⁸O de I-SMOW, -0,34‰ difiere muy poco del de V-SMOW: 0,00‰, la diferencia es atribuible al pequeño fraccionamiento producido durante la destila-

CUADRO 1. — Valores de $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ de los tres estándares de INGEIS, con respecto a V-SMOW

Estandar Número	Ingeis-6 (ACBA) ^o		Ingeis-7 (I-Smow)		Ingeis-8 (I-Slap)	
	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	Ext. N ^o	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	Ext. N ^o	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	Ext. N ^o
1	-5,73	H ₂ 01800010	-0,55	H ₂ 01800017	-16,52	
2	-5,67	H ₂ 01800016	-0,38	H ₂ 01800009	-16,54	
3	-6,00	H ₂ 01800026	-0,30	H ₂ 01800013	-16,95	
4		H ₂ 01800035	-0,59	H ₂ 01800025	-16,38	
5		H ₂ 01800063	-0,30	H ₂ 01800045	-16,46	
6		H ₂ 01800064	-0,15	H ₂ 01800072	-16,72	
7		H ₂ 01800065	-0,20	H ₂ 01800053	-16,85	
8		H ₂ 01800067	-0,35	H ₂ 01800061	-16,42	
9		H ₂ 01800068	-0,40	H ₂ 01800249	-16,45	
10		H ₂ 01800069	-0,30	H ₂ 01800055	-16,35	
11		H ₂ 01800233	-0,25	H ₂ 01800059	-16,82	
12				H ₂ 01800302	-16,50	
13				H ₂ 01800323	-16,62	
14				H ₂ 01800325	-16,56	
15					-16,56	
Valor medio \bar{x}	$\bar{x} = -5,80$		$\bar{x} = -0,34$		$\bar{x} = -16,59$	
Reproduci- bilidad	$S = 0,18$		$S = 0,13$		$S = 0,17$	

ción, ya que fue imposible llevarla a total sequedad.

Como ya se suponía el $\delta^{18}\text{O}$ de I-SLAP, $-16,59\text{‰}$ es sensiblemente superior al SLAP original, $-55,5\text{‰}$, pero de todas formas, es difícil que muestras de aguas meteóricas tengan valores más bajos. Por lo dicho, resulta de utilidad junto con I-SMOW como puntos fijos para interpolación (Dansgaard, 1969; Linares *et al.*, 1981).

Muestras de investigación

INGEIS ha planeado la instalación de una red nacional de colectores de aguas

de lluvia, para medir en las muestras mensuales obtenidas su composición isotópica y la concentración de tritio. De la red mencionada se presentan en este trabajo los valores de $\delta^{18}\text{O}$ hallados para las dos primeras estaciones. La estación E₁₁ opera desde fines de 1978 y se ubica en la terraza del Pabellón II de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA (Ciudad Universitaria, Buenos Aires); la estación E₁₂ que opera desde mayo de 1979, se halla situada en la localidad de San Andrés, provincia de Buenos Aires.

Las mediciones $\delta^{18}\text{O}$ se han llevado a cabo por pares correspondientes a ambas estacio-

CUADRO 2. — Valores de $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ para las muestras de agua de las estaciones INGEIS: E₁₁, Ciudad Universitaria y E₁₂, San Andrés

Año Mes	Est.	1978		1979		1980		1981		Prom.	T. Media
		E ₁₁	E ₁₂	E ₁₁	E ₁₂	E ₁₁	E ₁₂	E ₁₁	E ₁₂		
Enero				-2.3		-3.6	-3.3	-5.8	-0.6	-3.1	24.1
Febrero				-1.1		-6.5	-3.3	—	-0.8	-2.9	23.0
Marzo				-7.2		-6.2	-5.5	—	-5.7	-6.1	21.3
Abril				-9.8		-6.0	-3.6	-6.5	-5.1	-6.2	16.4
Mayo				-6.8	-6.2	-4.9	-4.6	-5.1	-3.9	-5.2	13.6
Junio				-6.0	-5.6	-5.0	-6.9	-11.2	—	-6.9	10.3
Julio				-2.7	-3.1	-4.5	-3.9			-3.5	10.7
Agosto				-3.7	-4.3	-2.3	-3.6			-3.5	11.8
Setiembre				-2.4	-2.1	-1.7	-2.0			-2.1	13.8
Octubre				-1.3	-1.8	-2.5	-1.3			-1.7	16.3
Noviembre		-5.2		-6.0	-4.8	-3.7	-1.9			-1.3	19.9
Diciembre		-3.6			-2.5	-3.6	-1.2			-2.7	22.2

nes para un mismo mes. A fin de minimizar los errores, se coloca en cada serie junto a cuatro pares, los tres estándares de INGEIS. De esta manera los valores son fácilmente comparables.

Los resultados obtenidos se presentan en el cuadro 2.

Si se grafican los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las estaciones E_{11} y E_{12} , en función de los meses correspondientes (figura 2), se puede observar que si bien muchos puntos son casi coincidentes, otros difieren sensiblemente. En algunos casos las muestras de E_{11} se hallan enriquecidas respecto de las de E_{12} (para el mismo mes) y viceversa.

Para justificar estas diferencias se hace necesario un estudio meteorológico completo fuera del alcance de este trabajo. Tentativamente se esbozan fenómenos competitivos que pueden modificar los valores básicos hacia uno u otro lado.

- a) Mezcla de agua de lluvia con humedad procedente de la evaporación del Río de la Plata ($\delta^{18}\text{O} \cong -15\text{‰}$), que llevaría a las muestras de E_{11} a ser más pobres en oxígeno-18, que las de E_{12} .
- b) Un ligero efecto continental que hará más negativas a las muestras de E_{12} que las de E_{11} .

La composición dependerá de qué efecto predomina en cada caso particular, las condiciones ambientales, la dirección de los vientos y los errores de la colección de las muestras.

En líneas generales, la distribución de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ sigue una sinusoida

acompañando las variaciones de la temperatura media mensual.

A fin de cuantificar este último punto, en la figura 3 se grafican los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de ambas estaciones contra la temperatura media estadística de cada mes. Al hacerlo, se puede observar que están

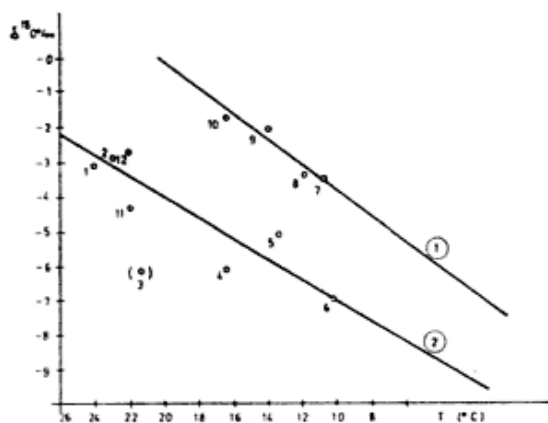


Fig. 3. — Correlación entre el $\delta^{18}\text{O}$ y la temperatura media mensual.

definidas dos rectas, una correspondiente al período noviembre-junio y otra al de julio-octubre. La existencia de más de una recta de correlación se debe a la acción de al menos dos composiciones iniciales de vapor del agua que dio origen a las lluvias (Albero y Panarello, 1980). Si se elimina el punto correspondiente a marzo (3), que se desvía de la conducta general, se obtienen los siguientes parámetros:

$$\begin{aligned} (1) \text{ Julio-Octubre } \delta^{18}\text{O} &= \\ &= (0,36 \pm 0,16)T - (7,4 \pm 1,4)r = \\ &= 0,93 \end{aligned}$$

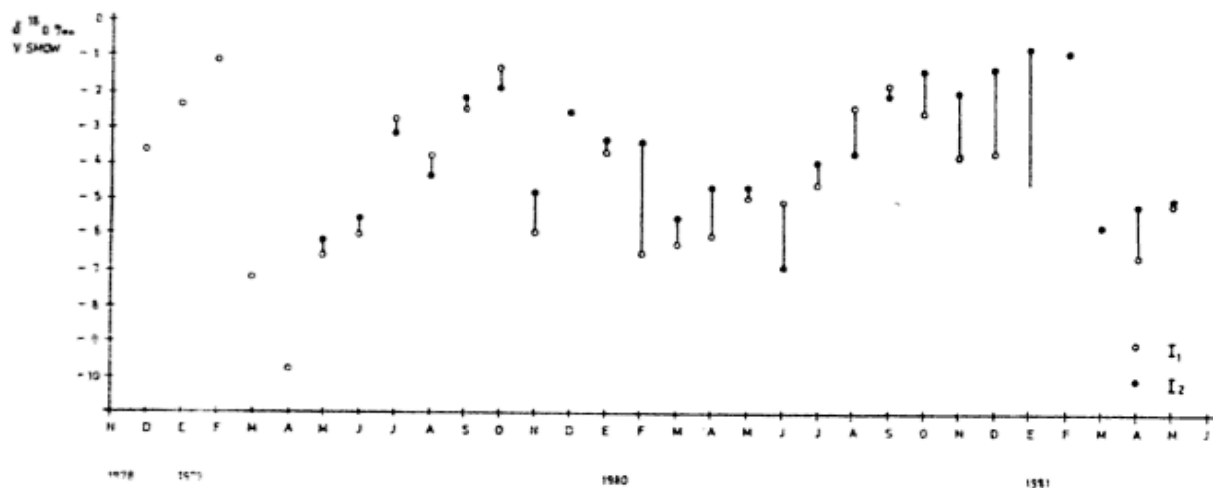


Fig. 2. — Valores $\delta^{18}\text{O}$ para las estaciones E_{11} y E_{12} en función del mes correspondiente (ver texto).

$$\begin{aligned}
 (2) \text{ Noviembre-Junio } \delta^{18}\text{O} &= \\
 &= (0,30 \pm 0,10)T - (10 \pm 1)r = \\
 &= 0,86
 \end{aligned}$$

En el cuadro 3 se listan los valores para $\delta^{18}\text{O}$ en función de la temperatura para distintas estaciones del hemisferio sur, según Albero y Panarello (1980), a los que se les ha agregado el promedio entre E_{11} y E_{12} obtenido en este trabajo.

El valor de la pendiente de la recta ($d\delta^{18}\text{O}/dT$) concuerda con la esperada por extrapolación de los valores citados.

Conclusiones

En base a los resultados hallados en este trabajo se pueden esbozar las siguientes conclusiones:

1. La calidad de la operación del laboratorio de Isótopos Estables del INGEIS, para la medición del contenido de oxígeno-18 en muestras de agua, es satisfactoria.
2. La reproductibilidad analítica obtenida en la medición de los estándares internos, es comparable con la obtenida en los laboratorios del OIEA, Viena. Esto permite asegurar que la calidad de los datos analíticos es buena, para la mayoría de los estudios hidrogeológicos.
3. A pesar de la cantidad limitada de datos disponibles para las muestras

investigadas y a la existencia de fuertes desviaciones de ellos, la correlación entre los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y la temperatura es buena y seguramente mejorará con el mayor número de resultados. Los datos hallados permiten demostrar su concordancia con los valores predecibles para Buenos Aires sobre la base de otros estudios.

Esto permite relacionar la composición isotópica con parámetros fácilmente obtenibles en áreas donde no hay información de base, pero de la cual se conoce la temperatura media.

Agradecimientos

Los autores quieren hacer llegar su agradecimiento al Ing Carlos M. García por su colaboración en el montaje del laboratorio y colección de muestras de la estación E_{12} ; al Sr. Augusto Bresba por hacer lo propio en la estación E_{11} ; a los integrantes del laboratorio de Isótopos Estables por la colaboración prestada en todo momento.

Al Dr. Carlos A. Rinaldi por la colección del estándar INGEIS-8 (I-SLAP) y al Servicio de Hidrografía Naval por la colección del INGEIS-7 (I-SMOW).

Al Dr. Enrique Linares por la minuciosa lectura del manuscrito.

Contribución N° 56 del Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS) dependiente del CONICET.

CUADRO 3. — Valores de $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ en función de la temperatura, para estaciones colectores de agua del hemisferio sur

Estación	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ Pendiente	Ordenada al origen Temperatura	Media
Halley Bay	0.54 ± 0.06	$- 9.7 \pm 1.2$	$- 18^\circ\text{C}$
Argentine Island	0.42 ± 0.04	$- 8.8 \pm 0.2$	$- 5.4^\circ\text{C}$
Puerto Argentino	0.38 ± 0.05	$- 10.2 \pm 0.3$	5.5°C
I1	0.33 ± 0.04	$- 7.37 \pm 1.4$	17°
I2		10 ± 1.5	
Promedio			

Lista de trabajos citados en el texto

- Albero, M. C. y H. O. Panarello, 1981. *Tritio e isótopos estables en aguas de precipitaciones de América del Sur*. I Simposio Latinoamericano de Hidrología Isotópica. Bogotá 1980, 91-109.
- Craig, H., 1961. *Standard for resorting concentration of deuterium and oxygen-18 in natural waters*. Science 12: 133-140.
- Craig, H. y L. Gordon, 1965. *Deuterium and oxygen-18 in the ocean and the marine atmosphere*. En "Symposium on Marine Geochemistry". Graduate School of Oceanography, University of Rhode Island Occ. Publ. N° 3, 277.
- Dansgaard, W., 1964. *Stable isotopes in precipitation*. Tellus 16, 4: 35.
- 1960. *Oxygen-18 analysis of water*. Medd. on Greenland, 177, 33-45.
- Epstein, S. y T. Mayeda, 1953. *Variation of $\delta^{18}\text{O}$ content of water from natural sources*. Geoch. Cosmoch. Acta 4, :213-224.
- Confiantini, R., 1978. *Standards for stable isotopes measurements in natural compounds*. Nature 271, 534-536.
- 1979. *Techniques of measuring stable isotope variations in natural waters*. OIEA, Final Report, Appendix A.
- Linares, E., H. O. Panarello, S. A. Valencio y C. M. García, 1982. *Isótopos del carbono y oxígeno y el origen de las calizas de la Sierra de Pie de Palo y vonda, Provincia de San Juan*. Asoc. Geol. Argentina, Rev. XXXVII (1): 80-90.
- Majoube, M. y G. Nief, 1968. *A mass spectrometer for the isotopic oxygen analysis of water*. En: "Advances in mass spectrometry", 4, Kendrik, Ed. The Institute of petroleum, :511-516.
- O'Neil, J. R., L. H. Adami y S. Epstein, 1975. *Revised values for the 180 fractionation between CO_2 and H_2O at 25°*. Jour. Research U.S. Geol. Survey, 3: 4955-4960.
- Panarello, H. O., C. M. García, S. A. Valencio, E. Linares, 1980. *Determinación de la composición isotópica del carbono en carbonatos, su utilización en Hidrogeología y Geología*. Asoc. Geol. Argentina, Rev. XXXV (4): 460-466.
- Payne, B. R., 1970. *Water balance of Lake Chala and its relation to Groundwater from Tritium and Stable Isotope Data*. Jour. of Hydrology, II: 47-58.
- Payne, B. R. e Y. Yurtsever, 1974. *Environmental Isotopes as Hydrological tool in Nicaragua*. Isotope Techniques in Groundwater Hidrology, I, :193-201.
- Plata Bedmar, A., 1979. *Técnicas hidrológicas basadas en los isótopos estables del agua*. Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas, Ref. 1c 1/68.
- Roether, W., 1970. *Water CO_2 exchange set-up for the routine oxygen-18 assay of natural water*. Int. J. Applied Rad. Isotopes, 21: 379-387.
- Servicio Meteorológico Nacional. *Estadísticas Meteorológicas 1970-1980*. Buenos Aires.

Recibido: 15 de diciembre, 1982

Aceptado: 15 de Abril, 1984

HECTOR O. PANARELLO

CLAUDIO A. FARICA

Consejo Nacional de Investigaciones
Científicas y Técnicas
Instituto de Geocronología y Geología Isotópica
Ciudad Universitaria
1428 Buenos Aires

ASPECTOS GEOLOGICOS Y GEOQUIMICOS DEL GRANITO PERALUMINICO DE LOMA PELADA, TAFI DEL VALLE, TUCUMAN

JULIO SAAVEDRA ALONSO, ALEJANDRO
JOSE TOSELLI y JUANA N. ROSSI DE TOSELLI

Resumen

El granito peraluminico de Loma Pelada, es un plutón epizonal emplazado durante el Ciclo Famatiniano, en esquistos bandeados de un ambiente metamórfico correspondiente a la transición de facies de esquistos verdes a facies de anfibolitas.

La zona de emplazamiento corresponde a una megafactura regional que vendría actuando desde el paleozoico inferior y reiteradamente reactivada. Esto determina un ambiente geotectónico particular y diferente del que se intruyen otros granitos de Cumbres Calchaquíes y Aconquija.

Un granito de dos micas constituye la facies más antigua a partir de la cual evolucionaron los demás granitos muscovíticos y sus apófisis. Petrográficamente se distinguen: 1) granitos de dos micas con plagioclasas zonadas desde An_{25} a An_{14} , cuyos núcleos frecuentemente están sericitizados y/o epidotizados. Este último mineral se forma también a partir de la biotita y es muy común; 2) granitos muscovíticos masivos, con plagioclasa de An_{20} a An_{14} y An_{10} a An_5 , y con granate euédral accesorio; 3) granitos muscovíticos en filones y con tendencia aplítica, con plagioclasa desde An_{10} a An_5 y más ricos en granate; 4) autolitos de granito de dos micas incluido en filones de granito muscovítico y 5) pegmatitas y venas de cuarzo con turmalina.

Tanto la información geoquímica como mineralógica indican claramente el carácter hiper-aluminico y su alto grado de evolución relativa, comparado con la tendencia calcoalcalina normal. La muscovita se presenta tanto con caracteres primarios como secundarios. La comparación geoquímica de estos granitos con la serie evolutiva normal, indica claramente más de un tipo de mecanismo evolutivo. Su génesis profunda parece ser clara y en relación con el entorno geológico.

Introducción

Las variaciones litológicas y ubicación geotectónica de intrusión del granitoide de Loma Pelada nos motivó a estudiar detalladamente los aspectos petrográficos y geo-

Abstract

The peraluminous granite from Loma Pelada is an epizonal pluton which was emplaced during the Famatinian Cycle on striped schists. These belong to a metamorphic environment corresponding to transitional facies with green-schists to amphibolite facies.

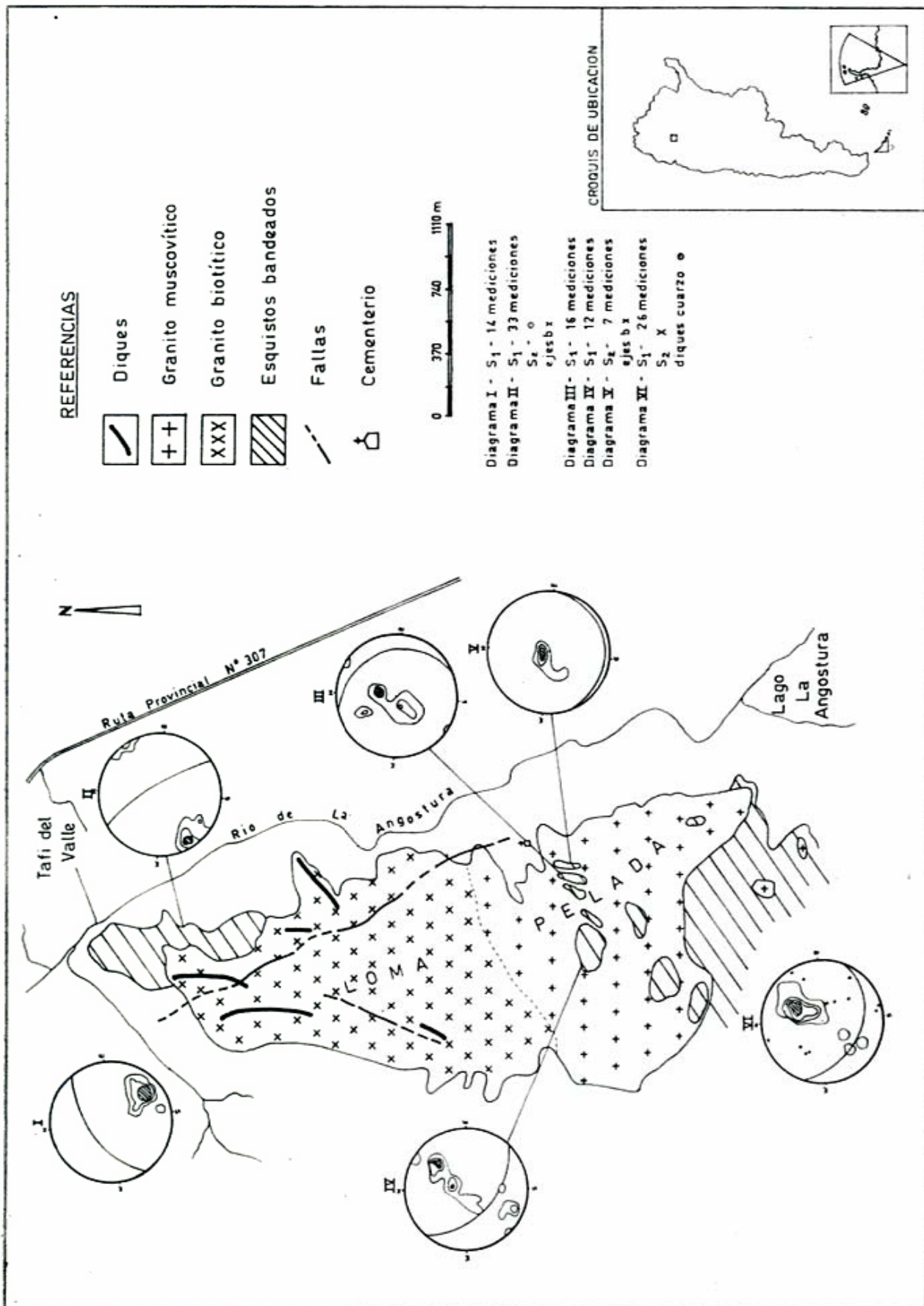
The emplacement zone is a regional megashear which was reiteratively active since the Lower Paleozoic. This determines a tectonic particular setting, different from the other granites of Cumbres Calchaquíes and Aconquija.

A granite of two micas constitutes the oldest facies from which the other muscovitic granites and their apophysis evolved.

We have petrographically distinguished: 1) granites of two micas with zoned plagioclases from An_{25} to An_{14} , whose nucleous are with sericite and/or epidote usually. This last mineral is very common and is also formed from biotite; 2) massive granite muscovite, with plagioclase of An_{20} to An_{14} and An_{10} to An_5 and with euédral garnet; 3) muscovitic granite dikes with aplitic texture, with plagioclase from An_{10} to An_5 and with more proportion of garnet; 4) Autoliths of two micas-granite in muscovitic granite veins; 5) pegmatites and quartz veins with tourmaline.

The geochemistry and the mineralogic information indicate clearly the peraluminous character and its high degree of relative evolution which can be compared with in the calcoalcaline normal trend. The muscovite presents primary and secondary characters. The geochemical comparison of this granites with a normal evolution series, indicates clearly more than one class in their evolution mechanism. The deep petrogenesis seems to be clearly related to the regional geological framework.

químicos de las distintas fases, con el objeto de establecer sus interrelaciones y proponer un esquema petrogenético para su emplazamiento y evolución.



Ubicación y antecedentes

El granito de Loma Pelada se ubica con posición meridiana en el valle tectónico de Tafi que separa a las Cumbres Calchaquíes del Aconquija, formando un cerro aislado, cuyo flanco oriental muestra claramente los afloramientos granitoides y sus contactos con los esquistos bandeados; no así el occidental que se encuentra totalmente cubierto por sedimentos cuartarios de origen eólico, que impiden cualquier tipo de observación. Sus coordenadas geográficas son 26°45' de latitud sur y 65°40' de longitud oeste.

Estas rocas ya fueron mencionadas por Ruiz Huidobro (1972) en su hoja geológica, que describe a los granitos como muscovíticos y granatíferos y se la considera como la prolongación norte del granito del Cerro Ñuñorco Grande. Asimismo R. González (com. pers.) realizó una datación sobre muscovita, por el método potasio-argón que dio una edad de 409 m.a. Baldis *et al.*, (1975) definen la megafactura de Tafi, en la cual está contenido este intrusivo.

Características generales

El granito aflora en el sector nororiental de la Loma Pelada y tiene una forma groseramente triangular, con su vértice en el norte y su base menor en el sur. Su eje mayor es de orientación noroeste y con una longitud aproximada a los 3,5 km y con un ancho máximo este-oeste próximo a 1,5 km y una superficie de 2,6 km². La extensión real de este plutón es mayor, pero actualmente está cubierto en gran parte por sedimentos eólicos cuartarios.

Los eventos que produjeron el metamorfismo, así como la intrusividad tuvieron lugar durante el ciclo Famatiniano, dentro del sector oriental de las Sierras Pampeanas septentrionales (Camino 1979) que sería a grandes rasgos correlacionable con el ciclo Caledónico del hemisferio norte. En este ciclo se produce la intrusión de la gran mayoría de los cuerpos granitoides, como así también intensa migmatización y metamorfismo de grado medio a alto (Aceñolaza y Toselli 1981). Este plutón en razón de su lugar de emplazamiento debe presentar diferencias notables,

con otros cuerpos de la región que se han intruido en zonas tectónicamente más estables.

El plutón de Loma Pelada está dentro de la megafactura de Tafi (*sensu* Baldis *et al.*, *op. cit.*) que separa el bloque Calchaquí Austral del bloque del Aconquija. Según los mencionados autores, esta megafactura tendría carácter inverso de alto ángulo, en la cual el movimiento relativo de los bloques habría sido el ascenso del Aconquija y descenso de las Cumbres Calchaquíes, como consecuencia del empuje Andino que habría reactivado esta vieja línea de debilidad.

Ambiente geológico

Metamorfismo: Las parametamorfitas (esquistos bandeados) que le sirven de caja al granito, son bastante monótonos en su mineralogía en razón de que su evolución se produjo a partir de material samítico y samopelítico, con intercalaciones de pequeños lentes carbonáticos.

Las rocas samíticas y samopelíticas presentan asociaciones minerales de cuarzo, biotita, muscovita, granate, estauroлита, clorita y plagioclasa, con escaso desarrollo de sillimanita y andalusita, productos todos ellos del polimetamorfismo que se sitúan en el campo de transición de la facies de esquistos verdes a facies de anfibolitas (Toselli y Rossi de Toselli 1975).

Las lentes de calcosilicatos zonados, por su parte (Rossi de Toselli *et al.* 1982), muestran también asociaciones minerales que incluyen cuarzo, plagioclasa cálcica, clinzoisita, epidoto, hornblenda actinolítica y granate, junto con escaso diópsido y biotita, que permiten determinar en base a resultados experimentales y evidencias geológicas observadas, que el clímax del metamorfismo regional corresponde a $P_t = 3 - 3,3 \text{ Kb}$ y $T^\circ = 510 - 530^\circ\text{C}$.

Tectónica: Las observaciones de la estructura regional muestran efectos de polideformación, microplegamientos y desarrollo de superficies S. En la inmediata vecindad del contacto granítico (ver mapa), la medición de superficies S₁, denota claramente intrusión de tipo domiforme que levanta a los esquistos de la caja. En el sector noroeste de Loma Pelada y sobre el cauce del arroyo Morales encontramos que

los esquistos tienen valores de rumbo N 60°E con buzamiento 30°NO. En el nor-este de la loma, los valores de rumbo son N 144°E y buzamiento 12°NE; mientras que en el extremo sur el rumbo es N 120°E con buzamiento 54°NO. Las mediciones realizadas sobre los tabiques de esquistos que se encuentran en la quebrada del cementerio, muestran variaciones según consideremos los afloramientos próximos a la boca de la quebrada o los de sus cabeceras. Los últimos tienen esquistosidad S₁ con rumbo N 134°E y buzamiento 36°SO; mientras que los primeros están con rumbo N 168°E y buzamiento 68°NE. Aquí mismo la esquistosidad S₂ es de rumbo N 74°E y buzamiento 80°SE.

Estas orientaciones que presentan los esquistos son evidencias claras para interpretarlas como formadas por un intrusivo de tipo dómico.

Petrografía y mineralogía

Petrográficamente se distinguen: 1) granitos de dos micas; 2) granitos muscovíticos masivos; 3) granitos muscovíticos en filones; 4) autolitos y 5) pegmatitas y diques de cuarzo.

1) *Granitos de dos micas*: Son rocas de grano mediano, granulares de textura hipautomórfica. Los fenocristales son muy raros o ausentes. El color varía de rosado a blanco y se destacan las laminillas de biotita.

Mineralogía: La plagioclasa es el feldespato predominante. Aparece en tablas eu- hedras marcadamente zoneadas, con un núcleo que varía entre An₃₅ a An₃₀, la zona de borde entre An₂₀-An₁₄*. El núcleo está casi siempre alterado. Comúnmente se forman laminillas de sericita que reemplaza al feldespato a través de planos de clivaje y un epidoto del grupo de la clinozoicita, en pequeños parches. La zona de borde está libre de alteraciones (foto 1).

El microclino es subordinado con respecto a la plagioclasa, se presenta anhedral y es de formación tardía. Contiene inclusiones poco frecuentes de cuarzo pseudo-

hexagonal (cuarzo beta) y tablas euhedra- les de plagioclasa, biotita y muscovita.

En el límite entre la plagioclasa y el microclino son frecuentes las mirmequitas de reacción, de morfología bulbosa, conve- xas hacia el feldespato potásico al cual penetran. Este tipo de mirmequita penetra- tiva es el más frecuente en estos granitos y pertenecería al tipo de reemplazo, según Becke (1908) y más recientemente Phillips (1980) (foto 2).

La biotita es el mafito dominante y está frecuentemente alterada en un epidoto li- geramente pleocroico de color amarillento.

Otras alteraciones frecuentes son clorita y algo de titanita.

La muscovita forma láminas mayores de forma tabular-romboidal y otras euhedras incluidas en feldespatos, que serían de ca- rácter primario, así también las que están encerradas o incluidas por biotita (foto 3).

El cuarzo presenta secciones pseudohe- xagonales incluidas en feldespatos, que indi- can una cristalización temprana; prosiguiendo luego su consolidación finalmente reflejada en su carácter intersticial junto con el microclino.

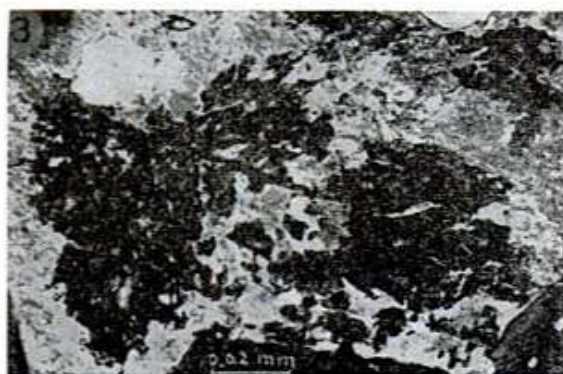
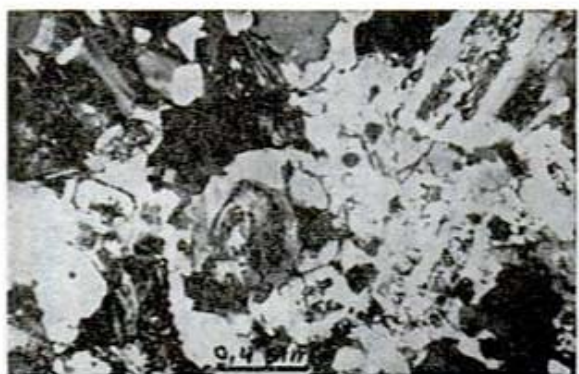
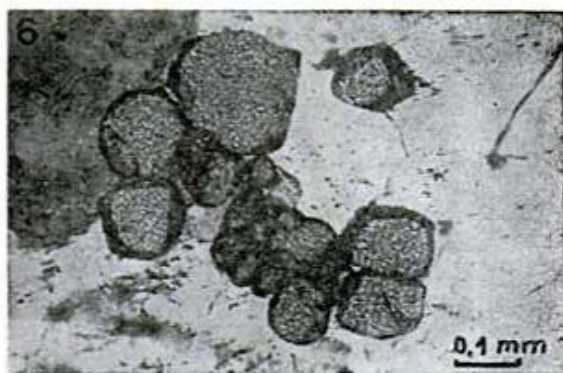
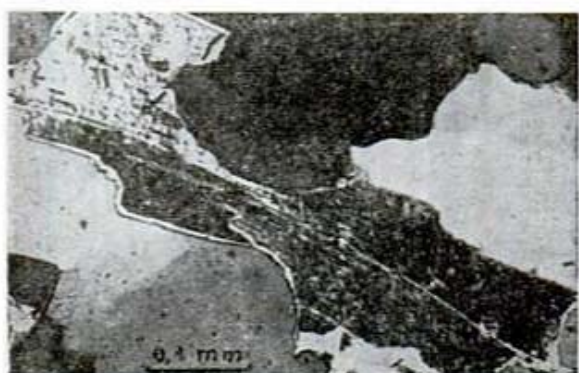
2) *Granitos muscovíticos masivos*: Son rocas de grano medio generalmente granu- lares y raramente se presentan en textura aplíticas. Su color varía entre rosa fuerte y pálido. Se distinguen por la ausencia de biotita; muscovita abundante y la presen- cia de granate en pequeños dodecaedros.

Mineralogía: La plagioclasa es predomi- nante, se presenta en tablas subhedras. Con cierta frecuencia forma cristales mayores, sin llegar a ser fenocristales; son homogé- neas, careciendo de zoneado y es típica la presentación de superficies turbias de al- teración (caolín?). La composición es predominantemente sódica, oscilando entre oligoclasa ácida (An₁₆₋₁₂) en los tipos de granito de transición y albita (An₁₀₋₃) en los tipos de granito exclusivamente

Las estructuras mirmequíticas son más raras en estas rocas, pero existen algunos intercrecimientos en plagioclasa, que no penetran en el microclino. Este tipo puede denominarse como mirmequita de exsolu- ción, según Schwanthe, in Phillips (*op. cit.*) (foto 4).

El microclino es tardío, intersticial e in- cluye a menudo tablas euhedras de plagioc- lasa sódica. Es frecuente la presencia de parches de microclino en esta última indi-

* La composición de las plagioclasas fue de- terminada con platina universal utilizando las tablas determinativas de Turner (1947) en su versión corregida por Slemmons (1962) y las tablas de Burri *et. al.* (1967). El estado es- tructural de las plagioclasas es siempre bajo.



cando relaciones de reemplazo. También es evidente una albitización tardía por la presencia frecuente de delgadas venillas de albita que separan los límites de grano entre feldespato potásico. La albita con textura de damero o *chess board* es también común y se distingue además por su limpidez (foto 5).

3) *Granitos muscovíticos en filones*: Texturalmente casi no se diferencian de los anteriores, pero algunas secciones son de grano más fino y tienden a ser aplíticas.

La muscovita, tanto en uno como en otro tipo, es abundante y su textura sugiere un carácter primario.

La plagioclasa es netamente albita con oscilaciones entre An8-3. Es muy frecuente el tipo damero, así como el relleno fisural.

El granate es pequeño, forma frecuentemente agregados (foto 6) y está casi siempre bien formado. La medición aproximada del índice de refracción, sugiere un alto porcentaje de almandino.

La apatita aparece en granos grandes aislados.

4) *Autolitos*: Se encontraron en los granitos muscovíticos filonianos. Son inclusiones redondeadas de varios centímetros de diámetro, que se destacan por su tono oscuro y grano fino, casi aplítico (foto 7).

La composición mineralógica es prácticamente la misma que la de los granitos biotítico-muscovíticos, descriptos anteriormente.

La plagioclasa es el único mineral subhedro, zoneada (An 27-14), con sus núcleos frecuentemente epidotizados. Este efecto se nota también en la biotita (foto 8).

5) *Pegmatitas y diques de cuarzo*: Los cuerpos pegmatíticos forman láminas de 2 a 3 m de espesor que se caracterizan por su grano grueso, encontrándose alojadas dentro del granito biotítico. Están compuestas por microclino, albita, cuarzo, muscovita y granate. Este último se desarrolla en cristales de algunos centímetros, bien formados en dodecaedros combinados con icositetraedros.

Las venas de cuarzo con turmalina, no son abundantes, más que en sectores reducidos, con espesores que no superan pocos centímetros, excepcionalmente llegan a tener rango de metros.

Consideraciones sobre la cristalización

Un hecho destacable desde el primer momento es la abundancia de facies y la estructura de su distribución. Los diques son numerosos, pero son escasas las ocasiones en las que se pueden definir con nitidez sus límites, ya que cambian gradualmente a la roca de caja y, muchas veces, es difícil apreciar diferencias entre estas rocas y los granitos masivos. Asimismo, es notoria la frecuencia de productos de cristalización de grado bajo (masas pegmatoides, estructuras gráficas, cavidades mirolíticas, vénulas silíceas microcristalinas, minerales ricos en volátiles, etc.). Las plagioclasas más cálcicas no sobrepasan el término andesina ácida y los feldespatos potásicos son muy pobres en pertitas; aun considerando con todas las lógicas reservas los criterios usuales de diagnóstico de muscovitas magmáticas primarias (carácter precoz, forma romboidal, presencia común como inclusiones de bordes netos en feldespatos, etc.), es evidente que éstas existen (como también aparecen inequívocamente muscovitas secundarias) y, por lo tanto, cabe hablar de un magma saturado en agua (Saavedra, 1978; Miller *et. al.* 1981).

Al existir dos feldespatos de composiciones extremas sódica y potásica, como se indicó, alcalinos y de carácter *subsolvus* (los feldespatos secundarios son raros), puede definirse una presión mínima, (véase fig. 1); esta asociación solamente podría aparecer para presiones superiores a la intersección de la línea crítica de dos feldespatos (esto es, *subsolvus*) con la curva de existencia de dos feldespatos y volátiles (línea situada a valores de P y T algo más superiores a la curva de fusión granítica indicada en la fig. 1), superior a los 3 Kb (aproximadamente) que establecieron Rossi de Toselli *et. al.* (*op. cit.*), para el encajante. Sin embargo, Pichavant (1981) ha resaltado, que la presencia de boro (indudable en esta zona por la existencia habitual de turmalina) rebaja considerablemente las P y T, coincidiendo con Manning (1981) al fenómeno paralelo, del flúor, en el mismo sentido (son frecuentes en Loma Pelada, minerales que contienen este elemento: micas, apatita, turmalina, etc.), lo que implica la posibilidad de emplazamientos, más superficiales, a menor presión. Aunque la fig. 1, indica que no

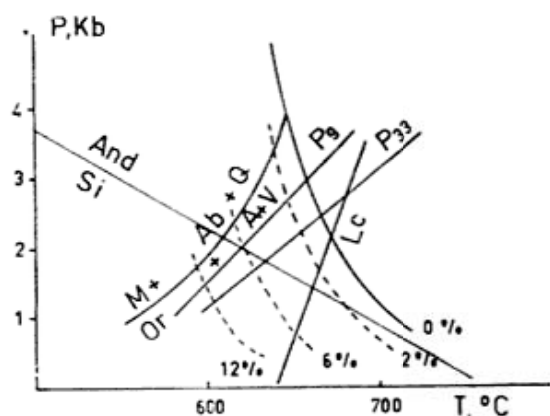


Fig. 1. — Influencia del contenido de boro sobre la cristalización granítica y fenómenos derivados. Las curvas se han tomado, por extrapolación, de Pichavant (1981), desde un magma saturado en agua sin boro (0 %) hasta otro con el 12 % en B_2O_3 . Lc es la línea crítica del solvus de feldespatos alcalinos (Thompson y Waldbaum 1969; Morse 1970). P_9 y P_{33} son las curvas de estabilidad de los epidotos con los porcentajes de molécula hipotética de pistacita del 9 (poco ferrífera) y del 33 (ferrífera), respectivamente (Holdaway 1972). Otros datos, en Pichavant (*op. cit.*): de Thompson (1974) y Chatterjee y Froese (1975), para la reacción muscovita (M) + albita (Ab) + cuarzo (Q) = feldespato potásico (Or) + silicato aluminico (A) + vapor (V). La divisoria andalucita (and), sillimanita (Si) es de Holdaway (1971).

puede existir muscovita primaria (típica en el plutón estudiado) a presiones inferiores a unos 4 Kb (magma saturado en agua; con otro fundido, la presión sería aún mayor, como evalúa Kerrick (1972). Anderson y Rowley (1981) probaron que si la muscovita contiene elementos ferromagnesianos (expresado mineralógicamente bajo el término celadonita), como es el caso, puede aparecer con carácter ortomagmático a presiones y temperaturas mucho más bajas.

En resumen todo apunta hacia una cristalización final bajo presiones poco elevadas, permitiendo incluso la posibilidad de cristalización de andalucita para los dominios de estabilidad dados por Holdaway (1971).

Son de esperar varias consecuencias importantes de la existencia de B o F en magmas saturados en agua. La presencia de cantidades pequeñas de F conduce a que se tenga un material más albitico y menos cuarzo, produciéndose un descenso de la temperatura del liquidus del orden del centenar de grados centígrados para un 4 %

de fluor añadido al sistema; la generación de dos feldespatos alcalinos, cuarzo, fundido y vapor puede aparecer a menos de 600°C y 1 Kb (Manning *op. cit.*). La influencia del B es también muy notoria, (fig. 1), y su presencia provoca un incremento de la solubilidad del agua en fundidos cuarzo-feldespáticos (disminución de la viscosidad y punto de fusión, favorables para un emplazamiento más superficial), una fase de vapor relativamente rica en sílice, sodio y boro y un fundido en equilibrio, más aluminico y potásico (Pichavant *op. cit.*).

La aplicación del geotermómetro de dos feldespatos a siete muestras de distintas fases del cuerpo, con todas las reservas que, oportunamente sugieren Brown y Parsons (1981), dan temperaturas inferiores a los 600°C en todos los casos.

Rasgos químico-mineralógicos

Las descripciones precedentes indican un campo de variación mineralógica relativamente reducido. Por tal motivo se ha procurado recurrir a la ayuda de variables químicas que supongan una incidencia directa y concreta sobre este ámbito, lo que ha conducido a seleccionar con preferencia a los parámetros que tengan implicación mineralógica inmediata (respecto a cuarzo, feldespatos y micas).

La metodología analítica empleada es la propuesta por Saavedra y Medina (1983).

En el cuadro 1 se incluyen los resultados del análisis de 46 muestras de rocas plutónicas, agrupadas provisionalmente según fases. Conforme a lo antes aludido, los tránsitos graduales son muy frecuentes y se insiste en que la subdivisión tiene sólo el carácter orientativo. A partir de estos valores se calcularon los parámetros.

Las razones de esta elección se basan en suponer que el granito está compuesto exclusivamente por los minerales, de composición supuesta ideal, cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, muscovita y biotita (con una pequeña corrección debida al fósforo, ya que los granitos tan pobres en anortita tienen un porcentaje importante de su calcio combinado bajo la forma de apatita). $Q = 3Si - 9(Na + K) - 6a + 10P$ y $B = Fe + Mg + Ti + Mn$ fueron propuestos básicamente, por La Roche (1964). $Plag = 3(Na + Ca) - 5P$; $Or = 3(Na + 3K - Al)$

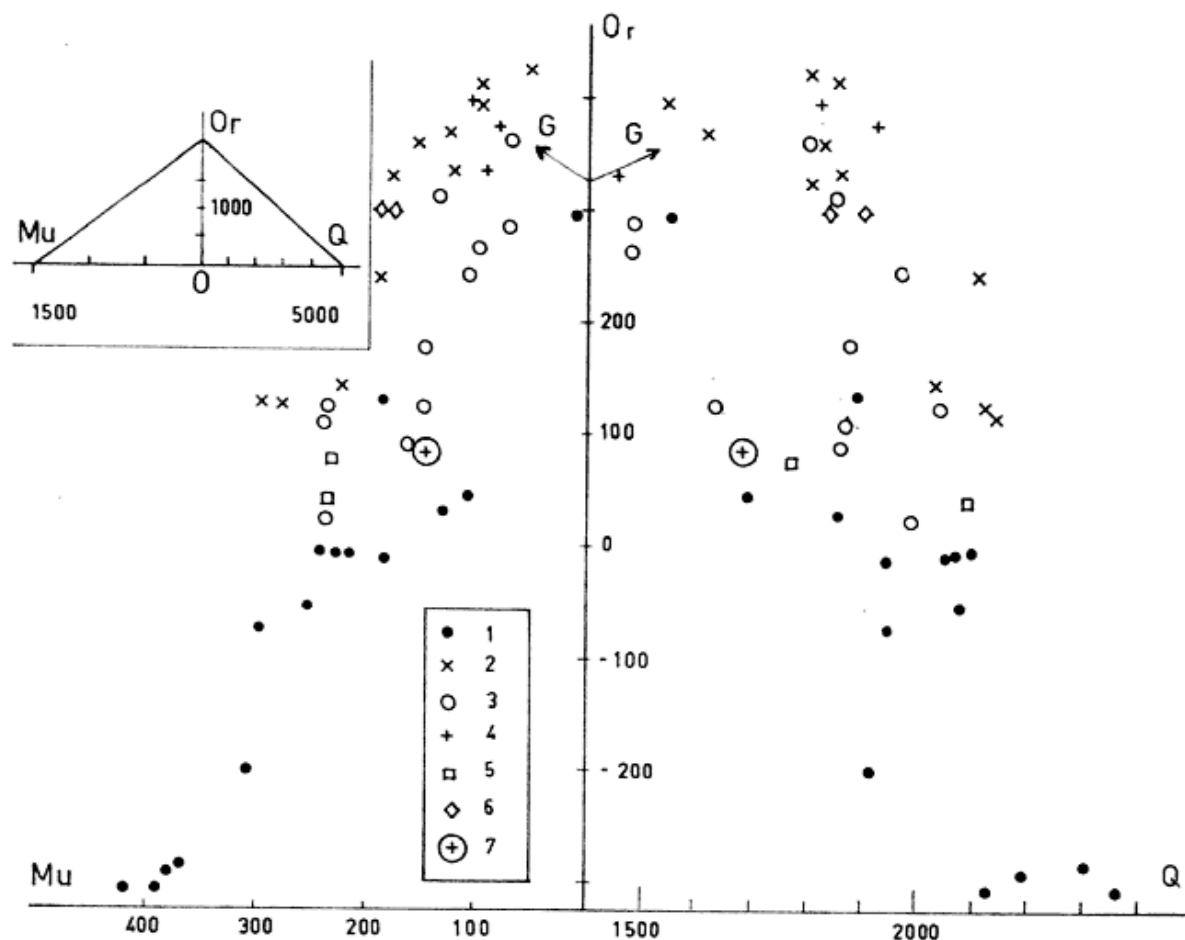


Fig. 2. — Variaciones relativas de los parámetros Q-Mu-Or. Símbolos: 1, granitos biotíticos; 2, granitos muscovíticos; 3, diques de dirección N30-40W; 5, diques E-W; 6, diques N-S; 7, dique N 10 E. La posición de los minerales cuarzo, feldespato potásico y muscovita, de composición supuesta ideal, se ha indicado esquemáticamente en el recuadro superior izquierdo. Con una flecha se ha marcado la tendencia media de los granitoides calcoalcalinos promedio de Le Maitre (1976) cuya punta marca exactamente la posición en el gráfico del granito ss. (letra G).

+ 6Ca-2 (Fe + Mg + Ti + Mn + 5P) y $Mu = 3(Al - Na - K) - 6Ca + 10P$, se propusieron por uno de los autores y aplicados a granitos de este tipo (Saavedra *et. al.*, 1977); son en teoría, proporcionales a los contenidos de cuarzo, biotita, plagioclasa, feldespato potásico y muscovita respectivamente, suponiendo siempre fórmulas idealizadas para los citados minerales (constituyentes únicos) y, por lo tanto, cuando existan desviaciones (muscovita ferríferas y/o sódicas), presencia de minerales ferromagnesianos, como óxidos y cloritas, etc., tal proporcionalidad desaparece, por lo que las estimaciones son cualitativas o semicuantitativas.

Las relaciones clásicas $Al_2O_3 / (CaO + K_2O + Na_2O)$; $FeO / (FeO + MgO)$ y $(Al_2O_3 - CaO - Na_2O - K_2O) / (FeO + MgO)$ señalan, respectivamente, los caracteres hi-

peraluminico, ferruginosidad y exceso de aluminio frente a ferruginosidad.

La comparación de los granitos con la serie evolutiva normal se ha realizado utilizando el índice de polimerización de Anfilogov *et. al.* (1978). Estos autores resaltan que el cambio de magmas máficos a félsicos supone, en realidad, el paso de nesosilicatos (olivino, etc., ricos en rocas básicas y ultrabásicas) a tectosilicatos (cuarzo, feldespatos y otros, comunes en granitos), por lo que proponen la relación molar:

$$q = \frac{2(N_{Si} O_2 + N_{Ti} O_2) + 3N Al_2O_3}{2(N_{Si} O_2 + N_{Ti} O_2) + 3N Al_2O_3 + \sum N Mx O_y}$$

en donde Mx Oy son los óxidos de los elementos restantes, incluyendo el agua.

CUADRO 1. — Composición química (componentes mayores y menores) de los granitos de Loma Pelada y parámetros químicos y químico-mineralógicos correspondientes. Los cocientes son relaciones molares (equivalentes).

Roca Nº	Granitos de dos micras										26	
	1	3	4	7	8	12	14	18	20	21		
Elementos mayoritarios %												
SiO ₂	72,86	75,53	72,98	74,81	72,40	73,86	74,40	72,80	74,45	72,03	72,81	
Al ₂ O ₃	14,27	13,82	13,68	13,67	14,99	14,18	15,20	14,89	13,67	14,48	13,36	
Fe ₂ O ₃ Tot.	2,63	2,72	2,43	2,98	2,51	3,82	2,83	2,66	2,04	2,75	2,70	
TiO ₂	0,23	0,24	0,20	0,24	0,16	0,27	0,23	0,21	0,10	0,26	0,19	
MnO	0,02	0,02	0,02	0,02	0,05	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	
P ₂ O ₅	0,23	0,24	0,17	0,22	0,00	0,10	0,07	0,03	0,00	0,24	0,30	
MgO	1,12	1,36	1,48	0,03	1,96	1,72	1,36	2,08	1,28	2,00	1,38	
CaO	1,57	0,94	1,34	0,54	0,10	0,22	0,45	0,34	0,10	0,45	0,86	
Na ₂ O	3,58	3,25	4,21	4,21	4,40	3,35	3,20	3,55	4,05	3,55	5,00	
K ₂ O	2,33	2,95	2,35	2,30	2,15	2,10	2,00	2,00	3,40	3,11	2,30	
Volátiles	0,52	0,50	0,80	0,84	0,75	0,62	0,52	0,45	0,36	1,10	0,47	
Total	99,39	99,60	99,54	99,84	99,37	100,24	100,28	99,01	99,35	99,97	99,37	

Roca Nº	Diques N 10 - 20 O						46
	9	25	27	44	28	34	
Elementos Mayoritarios %							
SiO ₂	73,63	73,81	74,15	72,35	76,83	73,96	75,18
Al ₂ O ₃	13,16	14,89	14,48	15,10	12,34	14,28	14,67
Fe ₂ O ₃ tot.	2,95	2,58	2,68	3,25	1,30	1,30	1,08
TiO ₂	0,24	0,19	0,20	0,17	0,00	0,04	0,03
MnO	0,10	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
P ₂ O ₅	0,00	0,08	0,09	0,00	0,01	0,19	0,18
MgO	1,64	1,08	0,92	2,56	0,08	0,96	0,56
CaO	0,83	1,34	1,45	0,10	0,11	0,67	0,78
Na ₂ O	4,55	3,45	3,50	3,60	4,00	3,32	5,23
K ₂ O	2,25	2,50	2,50	2,25	3,85	4,45	2,30
Volátiles	0,42	0,53	0,67	0,66	0,60	0,39	0,42
Total	99,77	100,51	100,64	99,96	99,12	99,56	99,43

CUADRO I (continuación)

Recor. Nº	Granitos de dos micras										
	1	3	4	7	8	12	14	18	20	21	26
Parámetros geoquímicos											
Q	0,941	0,953	0,951	0,960	0,953	0,951	0,960	0,942	0,950	0,943	0,940
Q	1943	2101	1857	2051	1920	2309	2370	2194	1885	1961	1699
Plag	441	348	467	421	431	329	329	360	397	351	509
Or	-12	-9	32	-12	-200	-287	-308	-294	131	-74	46
Mu	182	243	128	223	308	366	418	372	184	295	105
Na/K	2,5	1,7	2,7	2,8	3,1	2,42	2,43	2,69	1,81	1,73	3,30
Al ₂ O ₃	1,22	1,35	1,15	1,31	1,57	1,73	1,84	1,73	1,32	1,44	1,09
CaO + K ₂ O + Na ₂ O											
FeO											
FeO + MgO	0,54	0,50	0,45	0,97	0,39	0,52	0,51	0,39	0,45	0,41	0,49
Al ₂ O ₃ -CaO-Na ₂ O-K ₂ O	0,41	0,51	0,25	0,83	0,67	0,64	0,99	0,72	0,56	0,52	0,16
FeO + MgO											
Recor. Nº	Diques N 10 - 20 O										
	29	41	42	43	9	25	27	44	28	34	46
Parámetros geoquímicos											
Q	0,934	0,952	0,953	0,950	0,961	0,949	0,952	0,964	0,952	0,950	0,953
Q	1563	2078	2070	2131	932	1453	1828	2499	1836	1906	1687
Plag	385	400	410	354	393	502	634	315	343	362	536
Or	298	-55	-10	-312	375	344	396	1	299	302	85
Mu	9	250	211	386	81	88	106	255	189	184	151
Na/K	1,86	2,09	2,12	2,43	1,57	1,92	1,23	1,77	1,13	1,35	3,45
Al ₂ O ₃	1,01	1,38	1,30	1,80	1,13	1,07	1,11	1,50	1,24	1,29	1,17
CaO + K ₂ O + Na ₂ O											
FeO											
FeO + MgO	0,48	0,54	0,60	0,39	0,89	0,67	0,49	0,54	0,40	0,88	0,50
Al ₂ O ₃ -CaO-Na ₂ O-K ₂ O	0,02	0,68	0,58	0,63	0,75	0,30	0,33	1,09	0,68	1,52	0,73
FeO + MgO											

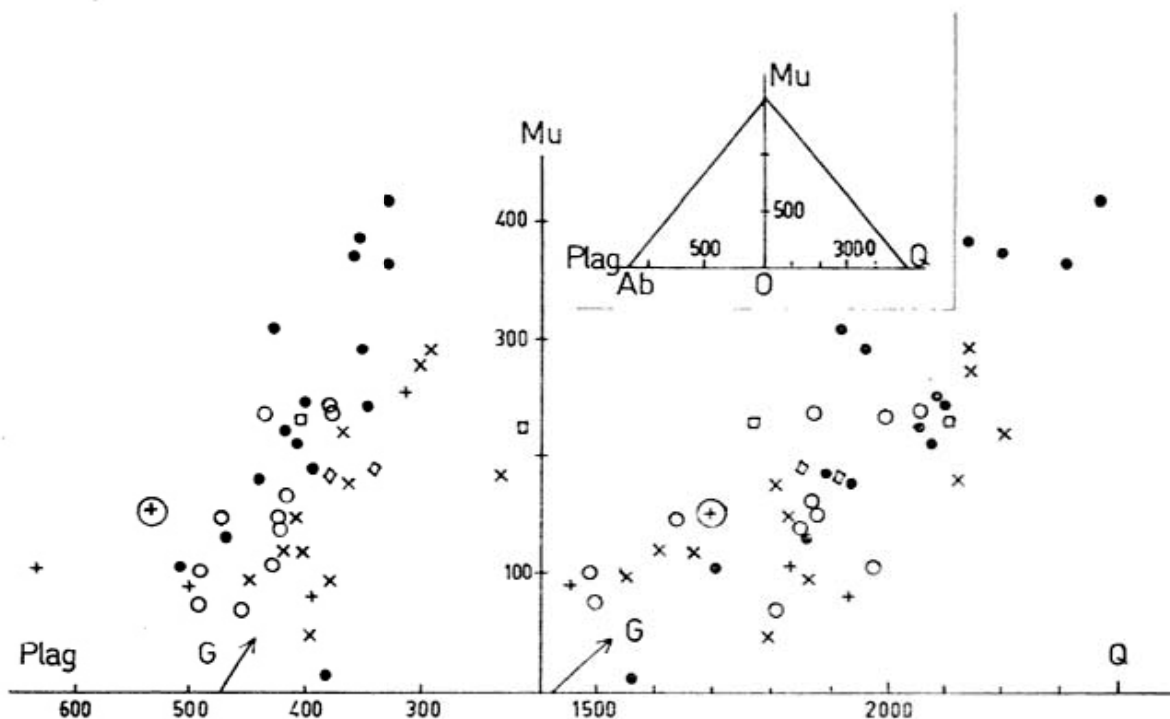


Fig. 3. — Tendencia evolutiva en el diagrama Q-Plag-Mu. Mismos símbolos que en la fig. 2. En el recuadro superior derecho están señaladas las posiciones relativas de los minerales (composición ideal) albita, muscovita y cuarzo.

La fig. 2 muestra en primer lugar, que la generalidad de los granitos se aparta del comportamiento normal de los términos de la serie calcoalcalina estandar; son más cuarzosos y muscovíticos (lo que concuerda también con su carácter peraluminico, cuadro 1, dado por los valores superiores a 1,00 de la relación molecular del óxido de aluminio a los de calcio y álcalis) y con menos feldespato potásico, marcando los extremos de tales tendencias los granitos biotíticos y muscovíticos. Desde luego, las observaciones mineralógicas y los contactos graduales en el terreno de ambos, ya apuntaban a que los segundos son un producto de transformación de los primeros. Las otras facies ocupan posiciones intermedias y no hay ninguna que se destaque netamente del resto.

En la fig. 3 se aprecia que la muscovitización implica también un desarrollo de cuarzo y el consumo de plagioclasa, tal y como se observa al microscopio. Naturalmente, los hechos reseñados indican que el carácter muscovítico si bien es, en parte primario, se acentúa a costa de consumir la fracción feldespática.

La tendencia esbozada en la fig. 4, indica que los granitos de dos micas, presentan frecuentemente muscovita con rasgos primarios, aunque predomina la biotita. La cris-

talización de ambos minerales a la vez, hace que aparezcan oscilaciones, puesto que los polos biotita y muscovita se sitúan en posiciones extremas en el diagrama. En las otras facies se distingue una evolución con pequeña variación del índice de ferruginosidad, que puede explicarse por cristalización muscovítica (secundaria o no) creciente separándose la biotita, y otra en la que los rasgos aluminicos se acompañan con el decrecimiento del magnesio que ya no puede explicarse por la simple pérdida de biotita, que no tiene una ferruginosidad tan extrema. Resulta evidente que no se trata de un proceso continuo y de que, en un momento dado, hay una separación y evolución de otra forma. La existencia de más de una evolución excluye que los materiales que dieron lugar a las actuales facies provengan de una mezcla magmática o una separación simple de minerales; pero suponemos la existencia de otros fenómenos superpuestos como cristalización fraccionada, autometasomatismo, etc.)

En la fig. 5 se observa la perfecta regularidad de variación y la facilidad con que se puede detectar todo cambio de la tendencia general hacia el desarrollo selectivo de un mineral dado (albitización, muscovitización, etc.).

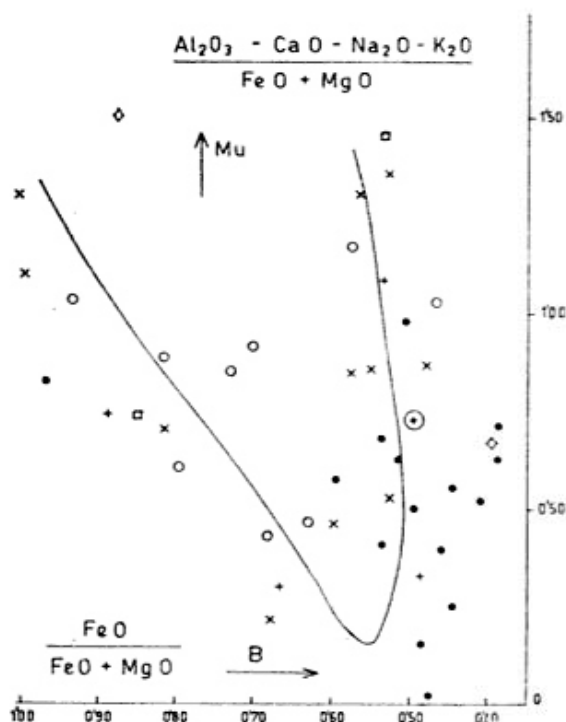


Fig. 4. — Posición de las muestras del granito de Loma Pelada en la proyección de Thompson (1957) modificada por Nesbitt y Cramer (1981). Los parámetros correspondientes a abscisa y ordenada son relaciones molares (equivalentes moleculares). La posición de la biotita (B, en la figura) se localiza aproximadamente en la dirección de la flecha (composiciones según la recopilación de Deer *et. al.* (1967)). La posición de la muscovita (Mu) se sitúa muy arriba, fuera de la zona considerada en el diagrama (hacia donde señala la flecha). Los símbolos son los mismos que los de la figura 2. La curva indicada corresponde a la tendencia, muy esquematizada, que esbozan las facies definidas de los granitos.

Como está indicado en la fig. 6, los granitos de Loma Pelada son más silíceos y polimerizados que la norma, desplazándose hacia mezclas cuarzo-feldespáticas (feldespatos alcalinos) o muscovíticas; el fenómeno se acentúa cuando se pasa de granitos biotíticos a las otras fases. La fig. 7 evidencia una clara sodificación relativa para la mayoría de las fases, con la excepción de los granitos muscovíticos, cuyo carácter potásico es comparable al granito promedio. Esto, unido a lo observado en la fig. 6, indica que las desviaciones se producen siempre en determinados sentidos, hacia la parte superior de la tendencia evolutiva de la fig. 5. Vuelve a manifestarse la agrupación de las diversas fases, sin que se pueda aludir a una evolución única.

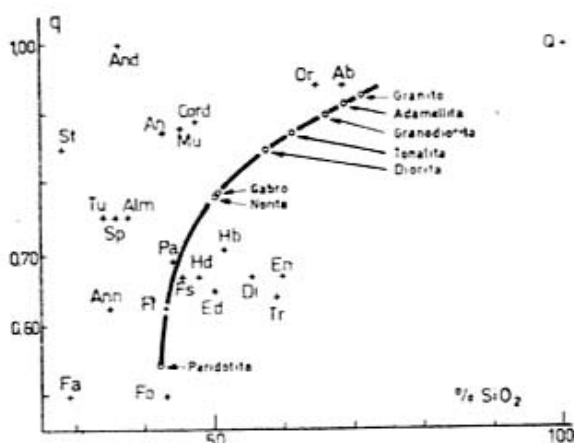


Fig. 5. — Representación de la serie plutónica media (Le Maitre, *op. cit.*) y de los minerales de más interés en el presente estudio en el diagrama q (grado de polimerización) - % SiO₂. Símbolos: Ab, albita; Alm, Almandino; An, anortita; And, andalucita; Ann, annita; Cor, cordierita; Di, diópsido; Ed, edenita; En, enstatita; Fa, fayalita; Fl, flogopita; Fo, forsterita; Fs, ferrosilita; Hb, hornblenda; Hd, hedenbergita; Mu, muscovita; Or, ortosa; Pa, pargasita; Q, cuarzo; Sp, espessartita; St, estaurolita; Tr, tremolita; Tu, turmalina. Fórmula de los minerales supuesta ideal.

La génesis granítica

La escasez de estudios en la zona circundante al granito de Loma Pelada hace que todo intento de explicación genética sea una primera tentativa. Pero ya en la síntesis general de Aceñolaza y Toselli (*op. cit.*) se esboza parte del medio geológico. El plutón silíceo?, es muy distinto de otro granito próximo, como es el del cerro Pabellón, que son muy abundantes los xenolitos metamórficos de varios tipos, características todas diferentes al intrusivo considerado, leucocrático y epizonal.

El problema del emplazamiento

El metamorfismo de contacto no ha podido ser elevado, a juzgar por las asociaciones minerales evidenciadas. No se aprecia una aureola térmica y los esquistos parecen presentar un metamorfismo regional que no difiere del entorno. En ningún caso se manifiesta que la intrusión sea precoz. Es siempre posterior a las fases de deformación y metamorfismo y está limitado lateralmente por dos ramas de una gran fractura regional que ha funcionado ya desde el Paleozoico inferior. Por tal motivo, no se ex-

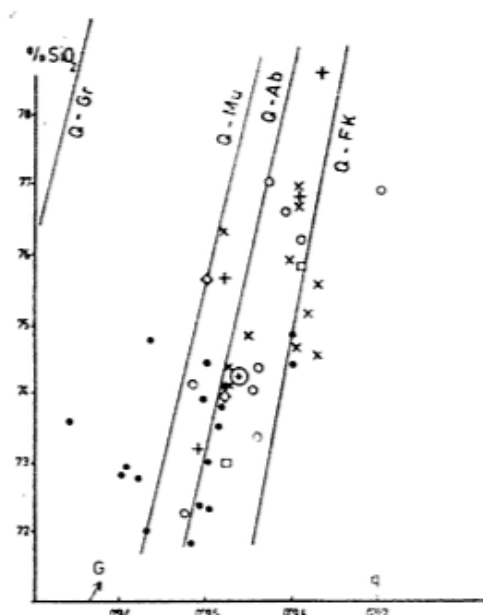


Fig. 6. — Representación de los granitoides en el diagrama $q - \% \text{SiO}_2$. Las rectas indican los diversos valores de mezclas binarias de los minerales indicados (Q, cuarzo; Gr, granate; Mu, muscovita; Ab, albita; FK, feldespato potásico). Los otros símbolos como en la fig. 2.

cluye que el emplazamiento se efectuase en un área con disyunción en bloques. Los enclaves (algunos de ellos de rango decamétrico), no muy abundantes pero bien representados al sur, del esquisto regional (poco o nada modificado), tal vez obedezcan a este origen. Por otra parte, su número no es lo bastante alto para que pueda considerarse un mecanismo de tipo *stopping*.

La información actual de la que se dispone, no permite fijar con exactitud la profundidad de emplazamiento. Desde luego, no sobrepasa al máximo establecido por Rossi de Toselli *et. al.* (*op. cit.*) para los esquistos encajantes; dado el neto carácter alóctono y tardío del plutón es claro que su nivel de intrusión debe ser bastante inferior a los 3Kb, que los datos petrológicos experimentales ayudan a precisar.

En resumen, el conjunto de los datos no indica un carácter sintectónico en absoluto, pero tampoco hay pruebas de una carencia total de esfuerzos estructurales. En una clasificación provisional debe de pensarse en un tránsito, dentro de una cratonización previa avanzada, al final de un ciclo de actividades geodinámicas.

Las facies graníticas y los enclaves

Un hecho llamativo es el gran número de diques existentes, de sus frecuentes cambios direccionales (aunque, a grandes rasgos, se insinúan algunos rumbos preferenciales) y su rapidez en desaparecer y confundirse con la roca regional granítica, a veces absolutamente idéntica y de aspecto masivo. No se trata, pues, de intrusiones distintas, lo que ya se apreciaba en los diagramas químicos por la mezcla de todos los términos y en la mineralogía por los tránsitos graduales. Los escasos enclaves graníticos encontrados son verdaderos autolitos, cuyas diferencias con las facies son puramente cuantitativas y, en algún caso texturales. Gran parte de estos escasos autolitos pueden representar perfectamente bordes de enfriamiento de un granito análogo al biotítico actual, lo que explica su menor tamaño de grano, analogía mineralógica y presencia en éste y en algunos diques que los cortan.

A grandes rasgos, el mapa indica que los dos granitos masivos dominantes, de contacto difuso, cambian poco a poco dentro de un área en la que son frecuentes filones,

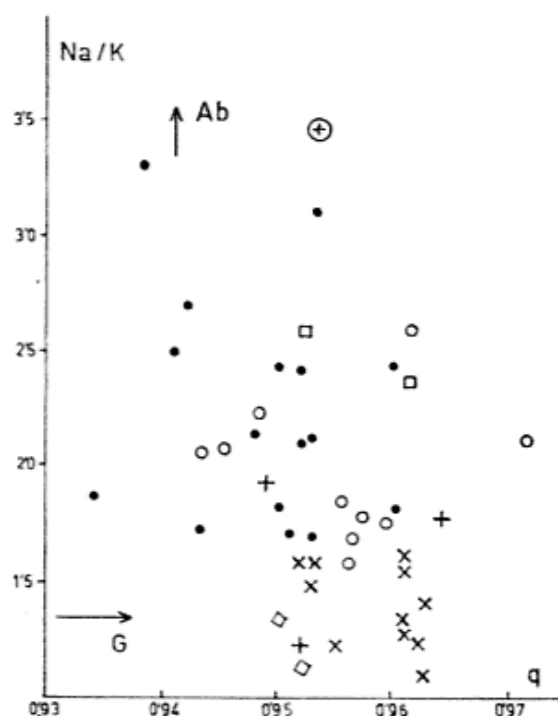


Fig. 7. — Evolución granítica en el diagrama $q - \text{Na/K}$ (equivalentes atómicos). La posición de la albita se sitúa fuera, en dirección indicada por la flecha Ab. Otros símbolos como en la fig. 2.

diques de cuarzo con turmalina y feldespato alcalino, etc., con alta actividad deutérica local.

Según lo reseñado respecto a la evolución químico-mineralógica, el granito muscovítico es el polo potásico del biotítico, situándose además entre los dos, fig. 7. La complicación que supone la presencia de volátiles activos, en parte, en distintos sentidos (F, B) complica el esquema, pero no la idea de evolución a partir de un magma único.

La aparición de los granates, siempre euhédricos sobre todo en las facies leucocráticas, se interpretan texturalmente como magmáticos, ya que no se aprecian pruebas de adquisición de carácter aluminico por asimilación de los esquistos regionales presentes ni se explica por que no se corresponde mayor presencia de estos silicatos aluminicos con las facies más próximas al contacto.

Mineralogía y los cambios químico-mineralógicos

La secuencia de cristalización señala que el proceso no ha sido sencillo. Además de los accesorios tempranos como apatita y circón, los primeros minerales en precipitar son las plagioclasas más cálcicas, biotita, cuarzo beta (prismas bipiramidales achatados, de aspecto ocasional casi redondeados) y muscovita primaria; después aparece la mavor parte del microclino, albita, muscovita secundaria (procedente de la alteración de feldespatos y/o biotita).

Cualquiera que sea el mínimo de fusión granítica, la fig. 1 ya indica que la presencia de muscovita primaria y, luego muscovita derivada de microclino solo puede darse si ha habido descenso de presión y temperatura. Es decir, ya antes del emplazamiento comenzó la cristalización del magma granítico.

Para una temperatura dada, la cristalización de epidotas cálcicas se realiza a mavor presión que las ferríferas; ambos minerales son relativamente precoces, anteriores a gran parte del cuarzo y del feldespato potásico (por supuesto también a la muscovitización feldespática). Según la fig. 1, ello implica que este descenso de presión ha de ser limitado, puesto que, de otra manera, se abandonaría el campo de estabilidad de dichas epidotas; la presión máxima que

podría esperarse debe de ser siempre inferior a 3 Kb, como ya se concluyó por otro camino. Este fenómeno, comparado con la muscovitización o cloritización por ejemplo, es de características mucho menos ácidas.

El feldespato potásico se desarrolla ampliamente después de los fenómenos citados. El proceso es ya más ácido: el mineral corre a plagioclasas anteriores y substituye, en ocasiones a la biotita, dejando cloritas y óxidos como subproductos. Como final, aparece una albita fisural, indicio de mavor acidez (ya que el Na' lo es más que el K'). Al mismo tiempo, la muscovitización de los feldespatos y de la biotita (lo que implica una fuerte lixiviación del hierro, sólo posible en medio muy ácido) se hacen generales.

Las evidencias descriptas, obtenidas a partir de los datos químicos, apoyan tales implicaciones. El complejo comportamiento respecto a la tendencia granítica calcoalcalina tiene que estar influido por los cambios aludidos, en la estabilidad mineralógica, en función del contenido relativo del magma en elementos tales como F y B.

La fuente magmática

El metamorfismo regional del zócalo en amplias zonas en torno al área es bastante uniforme: esquistos silíceos, con algo de plagioclasa y ocasional abundancia de micas, con poco o ningún feldespato potásico y raros niveles calcosilicáticos; nunca es de grado elevado. Los enclaves metasedimentarios poseen estas características y no cabe duda respecto a su procedencia. Esto contrasta con la abundancia de xenolitos más o menos digeridos y evolucionados de los granitos próximos de las Cumbres Calchaquíes, por lo que se descarta un origen común para todos ellos, excepción hecha del Granito Ñuñorco Grande, de caracteres totalmente análogos.

El carácter francamente tardío de Loma Pelada y lo antes aludido hace pensar más bien en una génesis más profunda, ya que solo así se puede explicar esta ausencia de enclaves a tan poca distancia. Por otro lado, el carácter peraluminico del granito no se justifica si se supone una procedencia por fusión parcial del material encajante (pobre en aluminio y alcalis) o si se considera que los enclaves ígneos son cualitativamente análogos al material plutónico.

Dos posibilidades subsisten para explicar el origen:

1) Zona cortical, pero más profunda que la evidenciada en las inmediaciones. Al ser el plutón muy evolucionado, en un medio entre tardío y postectónico, con pocos o ningún enclave con metamorfismo mayor que los esquistos regionales y sin restitas, esta hipótesis requiere un alto gradiente geotérmico capaz de causar tal intensa fusión y ascenso a niveles muy altos. Puesto que hay una cratonización previa notable, la causa más probable capaz de iniciar el fenómeno es un magma básico, infrayacente.

2) Zona infra o basicortical. Fusión previsiblemente seca y ascenso largo que conduce a un grado de saturación creciente. La escasez de información hace que no pueda indicarse si esta posibilidad es preferible a la anterior, pero, en todo caso, el origen profundo directo (hipótesis 2) o indirecto (hipótesis 1) parece claro.

Síntesis

Con arreglo a lo discutido, la idea retenida es la siguiente. Un magma profundo, cortical originado por fusión inducida por un magma básico (¿hibridación al nivel de anatexia?) o basi-infracortical, comienza a cristalizar durante su ascenso, a través de una zona previamente tectonizada, adquiriendo también una saturación en agua, ma-

yor con la posible adquisición de B y F. Por tal motivo, la cristalización progresiva conduce a un incremento de la presión producida por la fase volátil liberada y cerca ya de la superficie, la sobrepresión causa un colapso de la cubierta con fracturación del granito en trance de solidificar y aparición de los diques y facies más o menos deutéricas del granito de Loma Pelada, fig. 8. Las tensiones regionales contribuyen también a la movilización del magma, en parte fluidarizado por la abundancia de volátiles, por fenómenos de filtro-prensa. El estudio de las variaciones en el contenido de elementos trazas y el quimismo de las fases mineralógicas, actualmente en curso, contribuirá a perfilar en concreto los detalles del mecanismo esbozado.

Agradecimientos

Los autores dejan constancia de su agradecimiento al Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC) de España y al CONICET de Argentina; como así también a la Fundación Volkswagen de Alemania Federal; a la Facultad de Ciencias Naturales de la U.N.T. y a la Fundación Miguel Lillo, sin cuyos auspicios no hubiera sido posible el presente trabajo. Este agradecimiento lo hacemos extensivo a la Bioquímica M. E. Medina, por su entusiasta colaboración en la realización de los análisis químicos.

Lista de trabajos citados en el texto

- Aceñolaza, F. G. y A. J. Toselli, 1981. *Geología del Noroeste Argentino*. Publ. esp. Fac. Cienc. Naturales, Univ. Nac. Tuc. n° 1287. Tucumán.
- Anderson, J. L. y M. C. Rowley, 1981. *Synkinematic intrusion of peraluminous and associated metaluminous granitic magmas, Whipple Mountains, California*. Can. Min., 19, 83-101.
- Anfilogov, V. N., G. I. Bragina y V. Y. Orgorodova. 1978. *A criterion of degree of polymerization and evolution of magmatic melts*. Geochem. Internat., 15, 82-85.
- Baldis, B., J. G. Viramonte y J. A. Salfity, 1975. *Geotécnica de la comarca comprendida entre el Cratógeno Central Argentino y el borde austral de la Puna*. II Cong. Iber. Amer. Geol. Econ. 4, 25-44. Puenos Aires.
- Becke, F., 1908. *Über mirmekit*. Min. Pet. Mitt., 27, 337-391.
- Brown, W. L. e I. Parsons, 1981. *Towards a more practical two-feldspar geothermometer*. Contr. Miner. Petrol., 76, 369-377.
- Burri, C., R. L. Parker y E. Wenk, 1967. *Die optische Orientierung der Plagioklase*. Birkhäuser Verlag Basel und Stuttgart.
- Caminos, R., 1979. *Sierras Pampeanas Noroccidentales, Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja, San Juan*. Acad. Nac. Cs. Córdoba. II Simp. Geología Regional Argentina, 1: 225-291.
- Chatterjee, N. D. y E. Froese, 1975. *A thermodynamic study of the pseudobinary join muscovite-paragonite in the system $KAlSi_3O_8-NaAlSi_3O_8-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$* . Amer. Min. 60, 985-993.
- Deer, W. A., R. A. Howie y J. Zussman, 1967. *Rock forming minerals*. Longmans, Londres.

- Holdaway, M. J., 1971. *Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram*. Am. J. Sci., 271, 97-131.
- 1972. *Thermal stability of Al, Fe epidote as a function of fO_2 and Fe content*. Contr. Miner. Petrol., 37, 307-340.
- Kerrick, D. M., 1972. *Experimental determination of muscovite + quartz stability with $PH_2O < P_{total}$* . Amer. J. Sci., 272, 946-958.
- Le Maitre, R. W., 1976. *The chemical variability of some common igneous rocks*. J. Petrol., 17, 589-637.
- Manning, D. A. C., 1981. *The effect of fluorine on liquidous phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 Kb*. Contr. Miner. Petrol., 76, 206-215.
- Miller, C. F., E. F. Stoddard, L. J. Bradfish y W. A. Dollase, 1981. *Composition of plutonic muscovite: genetic implications*. Can. Min., 19, 25-34.
- Morse, S.A., 1970. *Alkali feldspar with water at 5 kb pressure*. J. Petrol., 11, 221-251.
- Nesbitt, H. W. y J. J. Cramer, 1981. *Graphical representation of mineral equilibria and materials balances in igneous rocks*. Contr. Miner. Petrol., 78, 136-144.
- Phillips, E. R., 1980. *On polygenetic mirmekite*. Geol. Mag., 117, 29-36.
- Pichavant, M. 1981. *An experimental study of the effect of boron on a water saturated haplogranite at 1 Kbar vapour pressure-Geological applications*. Contr. Miner. Petrol., 76, 430-439.
- Rossi de Toselli, J. N., J. Saavedra y A. J. Toselli, 1982. *Sobre el origen de los niveles calcosilicáticos en el basamento pre-ordovícico metamorfizado del Cratógeno Central Pampeano, Argentina*. Quinto Congreso Latinoamericano de Geología, IV, 285-296. Buenos Aires.
- Ruiz Huidobro, O., 1966. *Contribución a la geología de las Cumbres Calchaquíes y Sierra del Aconquija (Tucumán-Catamarca)*. Acta Geol. Lilloana, 8, 215.
- Saavedra, J., E. Pellitero, A. García Sánchez y F. Madruga, 1977. *Estudio del granito mineralizado del Jálama, Salamanca-Cáceres, España*. Bol. Geol. Min., 88, 333-344.
- Saavedra, J., 1978. *Geochemical and petrological characteristics of mineralized granites of the west centre of Spain*. In *Metallization Associated with Acid Magmatism*, 3 (M. Stempok, L. Burnol & Tischendorf, eds.). Geol. Surv. Czech., 279-291.
- Saavedra, J. y M. E. Medina, 1982. *Esquema para el análisis de elementos mayores en rocas*. Rev. AMPS (en prensa).
- Slemmons, D. B., 1962. *Determination of Volcanic and Plutonic Plagioclases Using a Three, or Four-Axis Universal Stage*. Geological Society of America. Special Paper 69.
- Thompson, A. B., 1974. *Calculation of muscovite-paragonite-alkali feldspar phase relations*. Contr. Mineral. Petrol., 44, 173-194.
- Thompson, J. B. Jr., 1957. *The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists*. Am. Mineral., 42, 842-859.
- Thompson, J. B., Jr. y D. R. Waldbaum, 1969. *Mixing properties of sanidine solid solutions. III, Calculations based on two-phase data*. Am Mineral., 54, 811-838.
- Toselli, A. J. y J. N. Rossi de Toselli, 1973. *Metamorfismo de las Cumbres Calchaquíes: I Rasgos de deformación y blastesis en las rocas del faldeo suroccidental entre La Angostura y Tafí del Valle, Tucumán, Argentina*. Asoc. Geol. Arg. Rev. 28: 45-55.
- Turner, F. J., 1947. *Determination of plagioclase with the four-axis universal stage*. Am. Min. 32, 389-410.

Recibido: 20 de febrero, 1983.

Aceptado: 14 de diciembre, 1983.

JULIO SAAVEDRA ALONSO

Instituto nacional de Edafología y Agrobiología
Apartado 257
Salamanca
España

ALEJANDRO J. TOSELLI

JUANA N. ROSSI DE TOSELLI

Facultad de Ciencias Naturales, UNT
Miguel Lillo 205
4000 Tucumán

ANÁLISIS CUANTITATIVO DE PENDIENTES EN LA CUENCA SUPERIOR DEL ARROYO CHOCORÍ, PROVINCIA DE BUENOS AIRES

JOSE LUIS CIONCHI

Resumen

Se analiza estadísticamente la distribución de las pendientes del terreno en la cuenca superior del arroyo Chocorí (Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires), y se presenta además, un mapa de "isotangentes" o de la "primera derivada" de los ángulos de inclinación del terreno de la citada cuenca. Los parámetros estadísticos obtenidos indican que en general predominan pendientes muy suaves, con un valor máximo estadístico de $12^{\circ}04'45''$ (24,1 %). La media aritmética ponderada alcanza, para el área total analizada a $2^{\circ}22'$ (4,14 %) mientras que, para idéntico sector la mediana y la moda principal obtenidas son $0^{\circ}51'$ (1,5 %) y $0^{\circ}34'$ (1,0 %) respectivamente. Geográficamente se observa que los valores se disponen en fajas subparalelas coincidentes con las direcciones de los sistemas de fracturas (fallas y diaclasas) que caracterizan a las Sierras Septentrionales, con una clara concordancia de los valores de pendientes más pronunciadas con aquellos ámbitos en que predominan los pareos de ortocuarcitas.

Introducción

Si bien la evolución de las formas de pendientes bajo la acción de procesos geológicos actuando sobre distintas estructuras cuenta con una muy amplia e importante bibliografía, no resultan muy frecuentes los trabajos en los que se aplican metodologías que permitan expresar las propiedades del declive en términos cuantitativos, que posibiliten con la utilización de técnicas analíticas, reducir a expresiones matemáticas las observaciones obtenidas a partir del fenómeno natural y los principios racionales deducidos teóricamente.

Según Strahler (1956), cada propiedad geométrica de un paisaje debe considerarse como una función de diversas variables controlables.

Evidentemente para cuantificar dichas relaciones es necesario que los elementos

Abstract

The slope distribution in the upper Chocorí Creek basin (Sierras Septentrionales of Buenos Aires Province) is statistically analyzed. In addition, an "isotangents" ("first derivative") map of the slope angles in the basin has been constructed. The statistical parameters indicate that gentle slopes are dominant, with a maximum statistical value of $12^{\circ}04'45''$ (24,1 %). The weighted arithmetic mean shows a value of $2^{\circ}22'$ (4,14 %), for the whole studied area whilst the median and the principal mode are respectively $0^{\circ}51'$ (1,5 %) and $0^{\circ}34'$ (1,0 %). The gradients are geographically distributed in subparallel strips coincidental with the directions of the typical fracture systems of the Sierras Septentrionales. The maximum values corresponding to the orthoquartzite hillslopes.

geométricos del relieve sean reducidos a términos mensurables.

De la gran cantidad de elementos que componen la totalidad de la geometría del paisaje, en este trabajo se analiza la pendiente del terreno.

Características generales del área estudiada

Ubicación y superficie

La cuenca superior del arroyo Chocorí se encuentra en el flanco sur de las sierras de Balcarce, extremo oriental de las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. El sector analizado en el presente trabajo es de forma alargada en sentido NE-SO. Posee una longitud máxima de 32 km y un ancho relativamente homo-

gáneo de 8 km, con un máximo de 10 km en la parte central. Las coordenadas de los puntos son: 37°54'00" y 38°09'38" sur y 58°01'16" y 58°15'52" oeste. La superficie total analizada es de 209,34 km² (mapa 1).

Fisiografía, hidrografía y clima

El relieve de la zona es suave, con predominio de formas tabulares, con aspecto de "mesa", caracterizadas por cumbres planas, alargadas en dirección NE-SO y frecuentemente cubiertas por delgadas capas de sedimentos cuaternarios de desarrollo irregular. Las laderas, en general, no son abruptas aunque en algunos tramos, sobre todo donde se conservan los paredones de ortocuarcitas, se pueden observar valores que llegan a la vertical o muy próximos a ella.

Los valles presentan en su mayoría un notable paralelismo, sobre todo en importantes tramos de los colectores principales y subprincipales, groseramente coincidentes con la dirección NE-SO.

La red de drenaje está integrada por un colector principal, el arroyo Chocorí, el que nace de la confluencia de los arroyos La Vigilancia y San Pedro, y a los cuales se integra un gran número de afluentes menores.

Las divisorias de las cuencas son relativamente regulares, coincidiendo en los sectores altos con la divisoria de las dos vertientes de las Sierras Septentrionales.

No existen dentro del área estudiada lagunas o cuerpos de aguas estancadas, si bien en algunos bajos y debido a lluvias torrenciales, pueden acumularse temporalmente pequeños volúmenes. En cuanto al clima, el mismo puede considerarse según Thornthwaite (en Burgos y Vidal, 1951) dentro del tipo "Subhúmedo-húmedo; mesotermal; con nula o pequeña deficiencia de agua" de acuerdo con los valores climáticos de las estaciones La Copelina y Mar del Plata (Servicio Meteorológico Nacional, 1980, 1981). Los registros pluviométricos obtenidos para la zona de estudio (Estación La Brava, Tapia, 1937) indican promedios anuales superiores a 750 mm.

Bosquejo geológico

La región objeto del presente análisis se caracteriza por la presencia de tres

grandes unidades geológicas: basamento cristalino, sedimentitas paleozoicas (Formación Balcarce según Dalla Salda e Iñiguez, 1979) y el complejo sedimentario atribuido al Cenozoico (mapa 1). El basamento cristalino, de muy difícil observación por hallarse cubierto, es muy similar al del resto de las Sierras Septentrionales estudiado por diversos autores aunque, según Teruggi *et al.* (1962), se caracterizaría por una mayor proporción de metamorfitas.

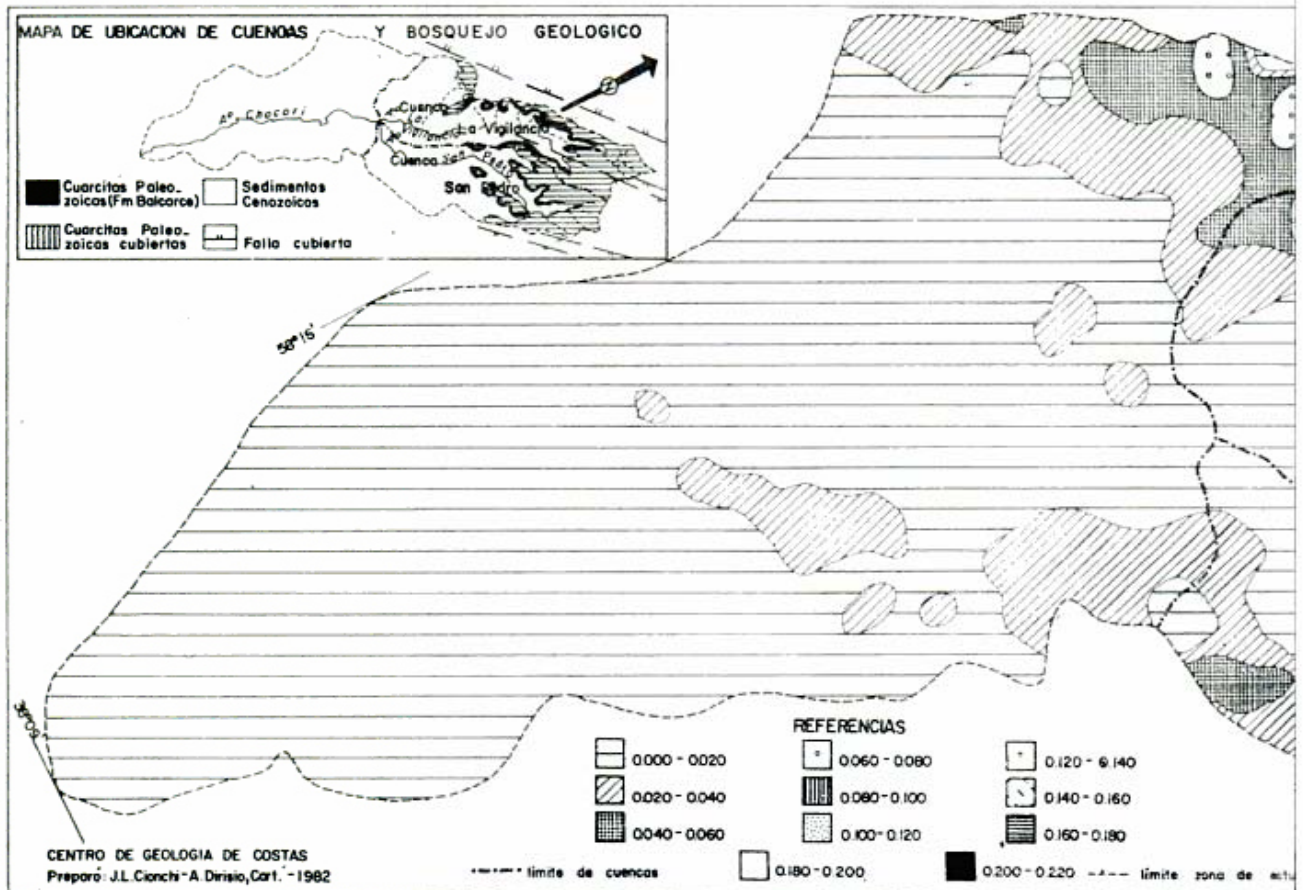
La Formación Balcarce (Dalla Salda e Iñiguez, 1979) suprayace en discordancia erosiva al basamento y constituye un conjunto sedimentario de edad paleozoica inferior, integrado por ortocuarcitas estratificadas con cemento silíceo y con pequeñas intercalaciones de pelitas (Teruggi y Kilmurray, 1975, 1980). El conjunto se dispone en mantos subhorizontales con suave buzamiento (5° o menor) hacia el sursuroeste (Teruggi y Kilmurray, 1975). El espesor estimado para la zona, de acuerdo con Tapia (1937) y Mauriño *et al.* (1981) variaría entre 100 y 150 metros.

Por último y cubriendo prácticamente toda la región, se encuentran los sedimentos cenozoicos, que en general han merecido poca atención de los investigadores en comparación con el basamento y las sedimentitas paleozoicas.

Tapia (1937) menciona, para la zona de La Vigilancia-La Brava la existencia de sedimentos arenosos de edad pliocena desarrollada en el subsuelo de los valles intermontáneos a los que asigna espesores entre 90 y 150 m y cuya presencia ha sido cuestionada por quienes consideran que la edad no puede asegurarse como terciaria, ya que hasta podría ser pleistocena inferior. Con respecto al Cuaternario, Tapia (1937) reconoció: "Rodados Ascendidos", "Médano Invasor", detritos de falda, arcillas lacustres y depósitos aluviales.

Los "Rodados Ascendidos", según Tapia (*op. cit.*) son "acumulaciones fluviales que cubren una vieja superficie de erosión, que determina la forma aplanada de las sierras y que actualmente se encuentran a 250, 350 y más metros sobre el nivel del mar", atribuyéndole además, edad pleistocena inferior.

El criterio de Tapia no es compartido por Teruggi *et al.* (1962: 370), quienes consideran que no se trataría de rodados



transportados sino "simplemente fragmentos de ortocuarcitas redondeados in situ".

El "Médano Invasor", de acuerdo con Tapia, es un depósito de origen eólico y constituido por arena fina a muy fina, pardo amarillento, con bajo contenido de calcáreos y abundantes impresiones radiculares y de tallos de herbáceas, que se disponen en forma de lomadas (de hasta 140 metros de altura en el interior serrano) adosadas a las laderas de las sierras. En cuanto a la edad, el citado autor la atribuye al Lujanense.

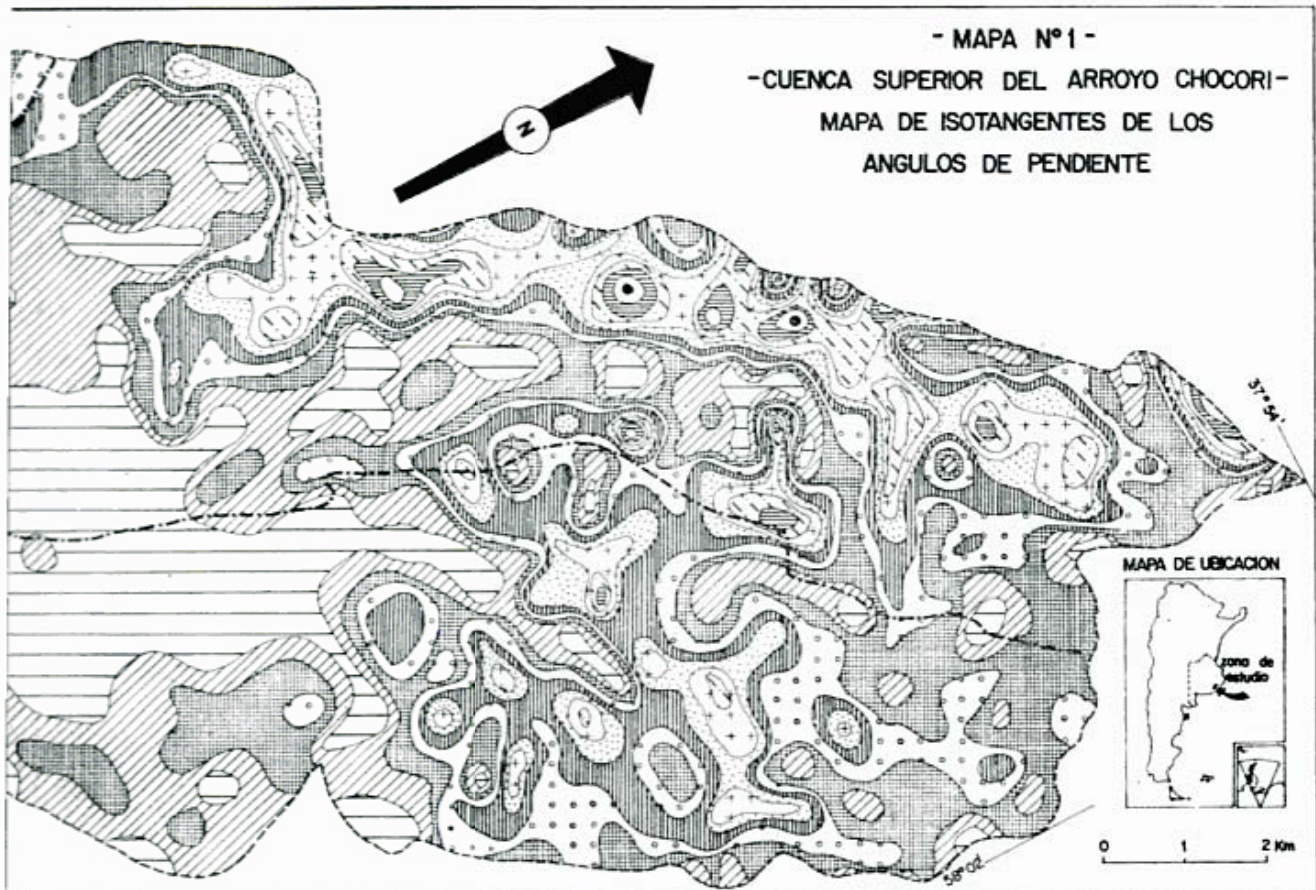
Estructura:

Las Sierras Septentrionales constituyen un sistema de montañas de bloques definido por tres sistemas de fallas que se interceptan entre sí: noroeste; noreste y este-oeste, con predominio de fracturación directa, desplazamiento vertical dominante y basculación suave (Teruggi *et al.*, 1973, 1974).

Estudios realizados por Maurino *et al.* (1981) comprobaron la existencia de varios

sistemas de diaclasas distribuidos en las rocas del basamento y las cuarcitas de la Formación Balcarce. Según los citados autores, en el basamento se presentan tres sistemas de diaclasas con rumbos noreste, noroeste y este-oeste, en general subverticales y con amplio predominio de los dos primeros. En las cuarcitas paleozoicas, determinaron cuatro sistemas de los cuales los más importantes serían los de rumbos noreste y noroeste subverticales, caracterizados por presentar planos lisos, bien marcados y con una frecuencia de 3 a 1 diaclasas por metro, respectivamente. Los otros dos sistemas citados por Mauriño *et al.* (1981) son el de rumbo este-oeste de desarrollo en la sierra de La Vigilancia, con planos subverticales y que asocian a fenómenos tectónicos locales de la citada sierra y por último el cuarto sistema, correspondiente a diaclasas subhorizontales, coincidentes en gran medida con los planos de estratificación y frecuentes en las partes altas de las sierras.

Teruggi *et al.* (1973, 1974) consideran que la estructura general de las sierras esta-



ría regulada por la estructura del basamento y que a consecuencia de los movimientos de la orogenia ándica, se habrían producido reactivaciones que terminarían por definir el sistema de las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires.

Geomorfología:

Las características morfológicas de las sierras son consecuencia del fallamiento producido en los mantos de cuarcitas horizontales, afectadas por los tres sistemas mencionados más arriba (Teruggi y Kilmurray, 1975). Producidos los movimientos tectónicos, (a fines del Terciario-principios del Cuaternario, según Teruggi *et al.*, 1962), se habría desarrollado un drenaje de cursos subsiguientes, que elaboraron sus cauces siguiendo la pendiente sur-suroeste y aprovechando las líneas de debilidad creadas por fallas y diaclasas. Teruggi *et al.* (1962, 1973) y Teruggi y Kilmurray (1975) consideran que en etapas subsiguientes, de clima más árido que el anterior, se habría producido una reducción en el sistema fluvial

y posibilitado el depósito de sedimentos eólicos ("Médano Invasor") que habría rellenado los amplios valles preexistentes, cubriendo incluso las cumbres de los cerros.

Por último, los autores citados (1962, 1975), sostienen que la red de drenaje actual se habría reimplantado al restablecerse condiciones de mayor humedad.

Análisis de pendientes

El declive de la superficie terrestre puede analizarse de dos maneras: a) Geográficamente: mediante la construcción de un mapa de pendientes que permitan observar el grado de distribución de las mismas, y b) Estadísticamente: aplicando técnicas cuantitativas que permitan analizar la frecuencia relativa de pendientes de cierta magnitud o clases de magnitudes determinadas en el terreno o estimadas por medio de muestras de pequeño tamaño obtenidas de planos topográficos.

Los dos análisis de la pendiente del terreno tienen aplicaciones propias y el se-

gundo puede ser derivado del primero mediante técnicas estadísticas.

Mapas de pendientes

Los mapas de pendientes (o también de isopendientes) permiten obtener una visión general del grado de distribución areal de las pendientes de una determinada región.

Los citados mapas pueden construirse con mediciones efectuadas directamente en el campo o bien en forma indirecta a partir de mapas topográficos, empleándose en este último caso diversos métodos de muestreo entre los que se cuentan: el de la grilla o cuadrícula (que consiste en subdividir la región en cuadrados iguales y calcular el valor de la pendiente en el centro del mismo) y el método de muestreo al azar, utilizando números aleatorios.

En todos los casos de muestreos indirectos Strahler (1956) considera como muy conveniente utilizar mapas topográficos a escala 1:25.000 ó mayor y con valores de equidistancia pequeños. Los valores de pendientes así obtenidos pueden ser expresados en las unidades usuales, es decir: en por ciento; valores angulares o bien como tangente o seno de los mismos, con lo que los mapas correspondientes serán de isopendientes, isotangentes o isosenos respectivamente.

Mapas de pendientes aún no han sido presentados en nuestro país, al menos siguiendo la metodología de Strahler (1956), pero en cambio se cuentan algunos antecedentes en otros países, muchos de los cuales son de carácter cualitativo y han sido preparados con metodologías distintas a las aquí expuestas.

Raisz y Henry (1937) prepararon un mapa de pendientes medias de New England usando 6 clases de rangos desde 50 pies/milla a 500 pies/milla. Calf y Newcomb (1953) realizan uno similar para la zona de Illinois, pero usan sólo 4 clases (menores de 1%; la 5%, 5 a 9%). En general los mapas como los citados se realizaron con el objeto de efectuar generalizaciones acerca de las relaciones de pendientes medias del terreno y otros elementos geográficos con vistas al planeamiento del uso del suelo (Strahler, 1956).

La función tangente del ángulo de pendiente es la proporción entre la diferencia de altura entre dos puntos y la distancia horizontal correspondiente (figura 1), es decir es la primera derivada de la función que

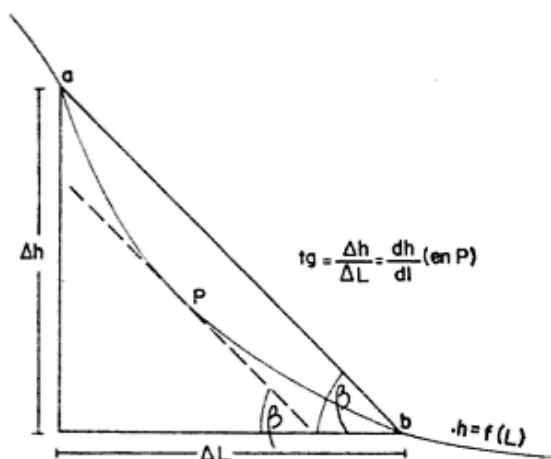


Fig. 1. — Perfil topográfico esquemático y teorema de cálculo del valor medio aplicado a la medición de pendientes (según Strahler, 1956).

relaciona las distancias vertical y horizontal y define la pendiente de la línea recta ab de la figura 1.

La pendiente en dichos tramos aPb, puede resolverse aplicando el teorema del valor medio que expresa: "si dos puntos a y b sobre una curva aPb de función continua $h = f(L)$ que relaciona h y L están unidos por una línea recta ab, su pendiente es $\Delta h / \Delta L$ y todo punto P sobre la línea ab tendrá una pendiente dh/dL , idéntica a la pendiente de la recta" (Strahler, 1956).

En la práctica se asume que el tramo cuya pendiente se desea determinar posee un valor constante y además que el punto P está a "mitad de camino" entre a y b.

Como se ha expresado, los mapas de pendientes pueden construirse, además, utilizando la función seno del ángulo de pendiente.

En la figura 2 se ha representado una partícula P de suelo o roca ubicada sobre una superficie inclinada. Dicha partícula está sometida a la acción de una fuerza Fg (peso de partícula) y cuya magnitud resulta según:

$$Fg = m \cdot g \quad (1) \text{ donde:}$$

Fg = fuerza de atracción gravitatoria

m = masa de la partícula

g = aceleración de la gravedad en P

Como puede verse en la figura 2, la fuerza de atracción gravitatoria (Fg) puede resolverse en dos componentes perpendiculares entre sí: Fn o componente normal y Fs

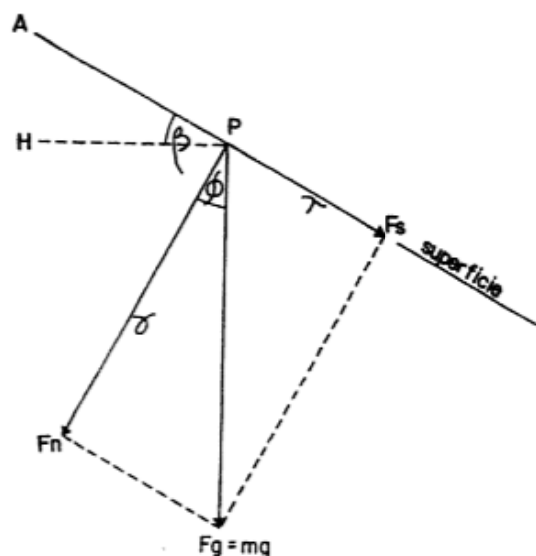


Fig. 2. — Relación "Fuerza de cizallamiento pendiente abajo-Fuerza de gravedad" (según Strahler, 1956).

o componente tangencial o de cizallamiento superficial.

La componente normal (F_n) es contrarrestada por la reacción que opone la superficie de igual magnitud y dirección, pero de signo contrario, de lo que resulta entonces que la acción de la componente tangencial o fuerza de cizallamiento superficial es la más importante en el sistema de fuerzas descripto, sobre todo cuando se analiza la tendencia de la partícula a deslizarse a lo largo de la cuesta, esto es la tendencia al cizallamiento o ruptura del contacto entre la partícula y la superficie del suelo sobre la que está apoyada.

Cabe destacar que en este complejo sistema de fuerzas participan, además de la citada componente tangencial, otras fuerzas tales como las de fricción entre partícula-suelo (directamente proporcional a la componente normal) y las de cohesión, que no han sido tenidas en cuenta en el análisis.

De acuerdo con la figura 2, el valor de la componente tangencial (F_s) puede calcularse según la siguiente ecuación:

$$F_s = F_g \cdot \text{sen } \hat{\beta} = F_g \cdot \text{sen } \hat{\phi} \quad (2)$$

De esta forma el seno del ángulo de pendiente permite calcular la proporción de la fuerza de atracción gravitatoria que participa directamente en la producción de deslizamientos cuesta abajo de partículas, sedimentos o fluidos. Resulta evidente entonces

que los mapas de isopendientes serán de gran importancia en el estudio de la dinámica de procesos de pendientes.

Análisis estadístico de pendientes

Consiste en el análisis de la distribución de frecuencias y frecuencias acumuladas de pendientes en una región determinada.

El tratamiento estadístico se realiza a partir de los valores de frecuencias relativas obtenidos en los mapas de isotangentes o isosenos. Dichos valores de frecuencia pueden obtenerse midiendo con planímetro las áreas entre curvas isotangentes y transformarlos luego en parte proporcionales del área total (Strahler, 1956).

Las frecuencias relativas por ser adimensionales presentan la ventaja de facilitar comparaciones entre áreas de distinta magnitud.

Aplicaciones del análisis cuantitativo de pendientes

Los mapas de pendientes y el tratamiento estadístico descripto proveen según Strahler (1956) una muy valiosa información para la hidrología, conservación y planeamiento de suelos, a las obras ingenieriles, así como a las ciencias militares.

Análisis de las pendientes de la cuenca superior del arroyo Chocorí

Para la zona considerada se realizó el análisis de acuerdo con la metodología descripta.

Los valores pendientes fueron obtenidos de las hojas topográficas I.G.M. a escala 1:50.000 siguientes: 3757-33-4 (Sierra del Volcán); 3957-1-2 (Mechongué) y 3957-1-1 (San Agustín), con una equidistancia de 10 metros las dos primeras y 5 metros la última.

El muestreo de los valores de pendientes se efectuó por el método de la grilla o cuadrícula, con una frecuencia de 4 determinaciones por kilómetro cuadrado y manteniendo constante de la distancia de 1 lm para la línea *ab* de la figura 1.

Mapa de isotangentes de la cuenca superior del arroyo Chocorí

El mapa de isotangentes de la zona estudiada (mapa 1) muestra que, en gene-

ral, las pendientes predominantes son aquellas de bajo rango, dentro de las cuales es posible determinar dos sectores: el de las llanuras aluviales de los colectores principales con valores de $0^{\circ}(0,0\%)$ a $2^{\circ}17'$ ($4,0\%$) y de la zona de las cumbres planas y divisorias, en especial en la subcuenca del San Pedro, donde asociadas con un ambiente de ortocuarcitas (Formación Balcarce) cubiertas por un delgado e irregular manto de sedimentos cenozoicos, predominan valores dependientes entre $21^{\circ}17'$ ($4,0\%$) y $3^{\circ}26'$ ($6,0\%$). Por el contrario, en la divisoria de la vertiente noroeste del arroyo La vigilancia, se observa una gran variabilidad en los valores de pendientes, entre los que se encuentran los mayores valores muestreados, en coincidencia con las formas más abruptas del relieve elaboradas en las sedimentitas eopaleozoicas.

La distribución de los valores de pendientes presenta, además, una marcada tendencia a disponerse en "fajas" subparalelas con los rumbos noreste y este-oeste.

La disposición de las "fajas" con rumbo noreste es más notable en la subcuenca del arroyo La Vigilancia, especialmente en la vertiente noroccidental, mientras que en la subcuenca del arroyo San Pedro y sector intercuenas del arroyo Chocorí superior, la concordancia de las "fajas" con el rumbo noreste es más significativa sólo para los valores $0^{\circ}(0,0\%)$ a $4^{\circ}34'$ ($8,0\%$ mostrando en cambio las pendientes mayores una fuerte tendencia a disponerse subparalelas al rumbo E-O.

Análisis estadístico de las pendientes de la cuenca superior del arroyo Chocorí

A partir del mapa de isotangentes (mapa 1) se obtuvieron las frecuencias relativas con que cada clase de valores de pendientes, expresados como tangentes del ángulo, participa del área total de subcuencas La Vigilancia, San Pedro y la cuenca superior total del arroyo Chocorí.

En la figura 3, (A, B y C) se muestran los respectivos polígonos de frecuencias mientras que en la figura 4, (A, B y C) pueden verse las curvas de frecuencias acumuladas.

De las observaciones de los citados polígonos de frecuencias puede deducirse que las distribuciones de los valores de tangentes de los ángulos de pendientes en la cuenca superior de Chocorí y las respectivas subcuencas, son asimétricas y con un marcado sesgo positivo. Las pertenecientes a San Pedro y Chocorí superior total son unimodales, mientras que la de La Vigilancia es bimodal. Las modas secundarias, como la mencionada, pueden interpretarse de acuerdo con Strahler (1956) como indicativas de la presencia de dos poblaciones de pendientes.

La moda secundaria de la subcuenca La Vigilancia corresponde a la clase de valores de isotangentes $0,120-0,140$, es decir pendientes entre $12,0\%$ y $14,0\%$, que ocupan fundamentalmente una franja de orientación noreste, que hacia el SSO cambia abruptamente a E-O, en la margen derecha del

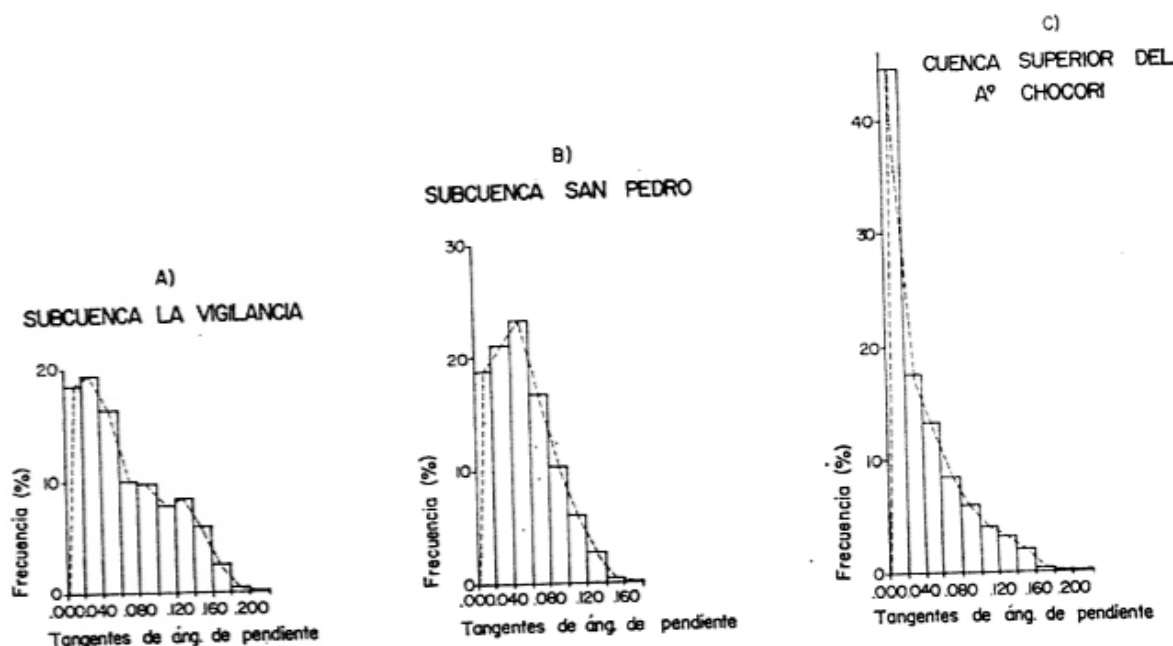


Fig. 3. — Polígonos de frecuencia de los valores de tangentes de los ángulos de pendiente.

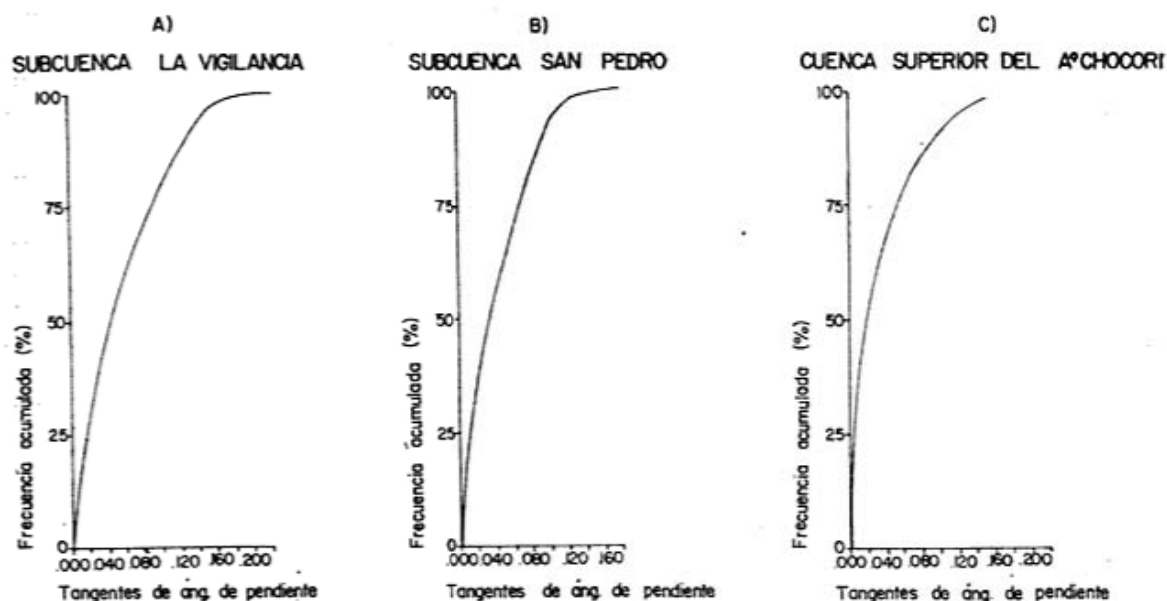


Fig. 4. — Curvas de frecuencias acumuladas de los valores de tangentes de los ángulos de pendiente.

citado arroyo y en un ambiente en el que predominan las cuarcitas epaleozoicas cubiertas por una delgada capa de sedimentos cenozoicos.

En la subcuenca del arroyo San Pedro, los mencionados valores (0,120-0,140) poseen un desarrollo menos significativo y se encuentran orientados en "fajas" este-oeste. La prolongación imaginaria de dicha "faja" de valores se intersecta con la NE-SO de La Vigilancia en el sector en que la correspondiente a esta última cambia abruptamente de rumbo.

Por último, en cuadro 1 se muestran los

principales parámetros estadísticos calculados de acuerdo con Spiegel (1970).

Conclusiones

El análisis de pendientes realizado permite definir algunas características del relieve de la cuenca superior del arroyo Chocorí.

a) Predominan en general pendientes suaves.

b) Existe concordancia entre la distribu-

CUADRO I. — Parámetros estadísticos.

Parámetros	Subcuenca de La Vigilancia	Subcuenca de San Pedro	Cuenca superior del A. Chocori
Rango °	0,214	0,172	0,214
Media Aritmética Ponderada °	0,066	0,052	0,041
Mediana °	0,045	0,038	0,015
Moda Principal °	0,030	0,050	0,010
Q ₃ (75 %) °	0,093	0,065	0,050
Q ₁ (25 %) °	0,015	0,015	0,005
Desvío Medio °	0,040	0,026	0,032
Desviación Intercuartilítica °	0,054	0,040	0,028
Desviación Típica °	0,048	0,033	0,040
Varianza °	$0,226 \times 10^{-2}$	$0,108 \times 10^{-2}$	$0,158 \times 10^{-2}$
Coefficiente de variación Intercuartilítica °	0,722	0,625	0,818
Sesgo °	+1,346	+1,307	+1,988

* Según: Spiegel, M. R. (1970).

ción geográfica de los valores de pendiente y las formas del relieve y la litología.

c) La sensibilidad del método permite definir unidades del relieve en base a pequeñas variaciones en los rangos de pendientes, como sucede en el caso de las llanuras aluviales y las cumbres planas, que a pesar de poseer bajos valores de inclinación de la superficie, pueden diferenciarse con un rápido análisis comparativo de los rangos de valores y las clases predominantes.

d) En la distribución de pendientes se observa un fiel ajuste con los rasgos estructurales, como lo indican las alineaciones subparalelas de las "fajas" de valores con las direcciones noreste y este-oeste predominantes.

e) La presencia de una moda secundaria en la subcuenca de La Vigilancia, podría interpretarse como una consecuencia de la existencia de una segunda población de valores de pendientes, probablemente relacionadas con la escarpa de falla noreste, constituyendo un elemento de notable importancia en el relieve. Además resulta in-

terésante hacer notar que las "fajas" de valores presentan, en las dos subcuencas analizadas, alineaciones predominantes distintas, es decir en La Vigilancia noreste y en San Pedro este-oeste, lo que podría indicar una evolución diferente del paisaje en ambas subcuencas o bien el predominio de fracturaciones distintas en los dos sectores. Atendiendo al hecho de que ambas subcuencas son contiguas y que los componentes litológicos del paisaje y las condiciones climáticas son similares, quedaría como alternativa preliminar suponer que probablemente las diferencias anotadas podrían relacionarse con un predominio de fracturaciones noreste en La Vigilancia y este-oeste en San Pedro.

Agradecimientos

El autor desea expresar su agradecimiento al Dr. Enrique J. Schnack por la lectura del manuscrito y por las interesantes sugerencias aportadas y a las cartógrafas Srts. Alicia N. Dirisio y María V. Bernasconi por la realización de las ilustraciones.

Lista de trabajos citados en el texto

- Burgos, J. J. y A. L. Vidal, 1951. *Los climas de la República Argentina según la nueva clasificación de Thornthwaite*. Meteoros, 1 (1): 3-32, Buenos Aires.
- Calf, W. y R. Newcomb, 1953. *An average slope map of Illinois*. Assoc. Amer. Geograp. Annals. 43: 305-316.
- Dalla Salda, L. y M. A. Iñiguez, 1979. *La Tinta, Precámbrico y Paleozoico de Buenos Aires*. VII Congr. Geol. Arg. (Neuquén, 1978) Actas I: 539-550, Buenos Aires.
- Mauriño, V., O. Varde y R. Scanavino, 1981. *Investigaciones Geológicas y Geotécnicas realizadas para el proyecto de una central hidroeléctrica de Acumulación de bombeo*. VIII Congr. Geol. Arg., Actas II: 45-66, Buenos Aires.
- Rabassa, J., 1973. *Geología superficial en la hoja Sierras de Tandil, provincia de Buenos Aires*. L.E.M.I.T., Anales, Serie II. 240: 115-150, La Plata.
- Raisz, I. y J. Henry, 1937. *An average slope map of New England*. Geog. Rev., 27: 467-472.
- Servicio Meteorológico Nacional, 1980. *Estadística Climatológica 1951-1960*. Serie B N° 6, Buenos Aires.
- 1981. *Estadística Climatológica 1961-1970*. Serie B N° 35, Buenos Aires.
- Spiegel, M., 1970. *Estadística*. Libros McGraw-Hill de México S.A., 357 pág., México.
- Strahler, A., 1956. *Quantitative Slope Analysis*. Geol. Soc. Amer., Bull., 67: 571-586, Boulder.
- Tapia, A., 1937. *Las cavernas de Ojo de Agua y Las Hachas*. Dir. Nac. de Minas y Geol. Bol. 43, Buenos Aires.
- Teruggi, M. E., J. O. Kilmurray y L. H. Dalla Salda, 1974. *Los dominios tectónicos de la región de Balcarce*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIX, 3: 265-276, Buenos Aires.
- Teruggi, M. E. y J. O. Kilmurray, 1975. *Tandilia en Geología de la Provincia de Buenos Aires*. VI Congr. Geol. Arg., Relat.: 55-77, Buenos Aires.
- 1980. *Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires*. II Simposio de Geol. Rep. Argentina. Acad. Nac. de Ciencias, II: 359-372, Córdoba.

Teruggi, M. E., V. Mauriño, y T. A. Limousin, 1962. *Geología de la porción oriental de las Sierras de Tandil*. I Jorn. Geol. Arg., Actas, II: 359-372, Buenos Aires.

Teruggi, M. E., M. E. Spalletti y L. H. Dalla Salda, 1873. *Paleosuelos en la Sierra de Bachicha, partido de Balcarce, provincia de Buenos Aires*. Rev. Museo de La Plata (N.S.), Geol. VIII (67): 227-256, La Plata.

Recibido: 28 de febrero 1983.

JOSE LUIS CIONCHI

Aceptado: 10 de abril 1984.

Centro de Geología de Costas
C.C. 722 - C. Central
7600 Mar del Plata

IX CONGRESO GEOLOGICO ARGENTINO

5 al 9 de noviembre de 1984

San Carlos de Bariloche - Argentina

Auspiciado por:

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Durante el mismo se realizarán las Sesiones Científicas Ordinarias y los siguientes Simposios:

- Evolución Tectónica de los Andes
- Geología Aplicada a la Ingeniería
- Paleoambientes sedimentarios en la prospección de recursos naturales
- Procesos y propiedades de la corteza granítico-metamórfica
- Tectonofísica de áreas cratónicas y móviles

Toda correspondencia deberá dirigirse al Secretario de la Junta Ejecutiva:

IX Congreso Geológico Argentino

Casa del Geólogo
Maipú 645, 1er. piso
1006 Buenos Aires

Argentina

LA ESTRUCTURA INTIMA DE LAS SIERRAS DE CORDOBA

LUIS H. DALLA SALDA

Resumen

Se caracteriza la estructura íntima del basamento cristalino de las sierras de Córdoba mediante el análisis de sus estructuras mesoscópicas. Se determinaron tres direcciones principales de fábrica: D1 (N80°), D2 (N330°) y D3 (20°). Diagramas petrotectónicos y modelos de interferencia permitieron definir distintas conductas de los esfuerzos. Finalmente se presenta una interpretación geotectónica comparativa de la región dividida en tres etapas: un primer evento orogénico inicial, una etapa de reactivación de dos fases en un cinturón móvil y una final de fracturación.

Abstract

The intimate structure of the crystalline basement in the Cordoba hills is characterized through the analysis of its mesoscopic fabric. Three main structural domains were established: D1 (N80°), D2 (N330°) and D3 (N20°). Petro-tectonic diagrams as well as some interference patterns have allowed to determine different strain behaviours. Finally a comparative three stages geotectonic interpretation is presented as integrated by: a first upper Precambrian orogenic event, a late Pecambrian reactivation stage developed in two phases a mobile belt, and a final dislocation episode.

Introducción

El trabajo tiene como objetivo la caracterización de la estructura íntima del basamento cristalino de las sierras Grande y Chica de Córdoba. La región estudiada fue elegida debido a la escasa información presente referida a este tema y al interés en poder integrar y comparar estos resultados con los encontrados en otros sectores de las Sierras Pampeanas; además de considerar de importancia este proyecto para desarrollar, conjuntamente con los estudios de episodios y facies metamórficas, un futuro cuadro de la evolución tecto-térmica de la región.

La metodología utilizada consistió en el levantamiento y análisis de las estructuras mesoscópicas de campo representativas estadísticamente tales como las planares (esquistosidad y foliación) y lineares (ejes de pliegues), que —conjuntamente con las figuras de interferencia— caracterizaron las principales orientaciones y estilos tectónicos de la región.

Son pocos los trabajos geológicos que detallan tipos y orientaciones de estructuras deformacionales en las Sierras de Córdoba, entre los más recientes son de destacar los de la región de San Marcos-Capilla del Monte por Massabié (1982) y el de las zonas de La Falda y Los Molinos

por Archidiácono *et al.* (1970). Los trabajos estructurales en la región estuvieron dirigidos a estudiar principalmente efectos de la neotectónica, la evolución y tipos de fracturación y la geomorfología resultante (González Bonorino, 1950; Cuerda, 1973; Massabié, 1976 y Gordillo y Lencinas, 1979). Cabe señalar que los últimos autores mencionados reconocen para la región tanto estructuras homoclinales como zonas plegadas tales como las del contacto occidental del batolito de Achala.

El basamento cristalino de las sierras de Córdoba, de edad precámbrica superior a paleozoica media, está constituido por una secuencia de metamorfitas parcialmente migmatizadas instruidas por cuerpos plutónicos que varían en composición desde intrusivos ácidos e intermedios mayores y menores, básicos y hasta ultrabásicos. Las zonas elegidas para este estudio estuvieron caracterizadas por presentar fundamentalmente metamorfitas, ya que se entiende éstas conservan con mayor precisión el estilo deformacional. En ellas los gneises predominan sobre el resto de las ectinitas, entre los que se destacan intercalaciones de esquistos, mármoles, anfíbolitas y escasas cuarcitas y granulitas. En general son rocas de grano grueso y de medio a alto rango;

sólo en el flanco occidental de la Sierra del Pocho se encontraron filitas y esquistos de bajo rango tal como lo describieran Gordillo y Lencinas (*op. cit.*) y otros.

Los diagramas petroectónicos presentados fueron construidos manteniendo un número constante de mediciones por localidad para lograr diagramas de valor regional. Las zonas reconocidas y con datos estructurales de la región son las siguientes:

- Zona al norte de Alta Gracia: área Río Primero en las localidades de La Calera, Cantesur, El Diquecito y Casa Bamba; área Sierra Chica sur en las localidades del perfil La Falda (cerro Cuadrado)-Salsipuedes; área Sierra Chica Centro en el perfil La Cumbre-Ascochinga y área de San Carlos en las localidades de Mina La Bismutina y 10 km al sur de San Carlos Minas.
- Zona al sur de Alta Gracia: área Río Tercero en las localidades de El Vertedero, entrada norte del dique, entre Santa Rosa y Río Tercero y Pinar del Río-El Durazno; área Los Molinos en las localidades de dique Los Molinos, camino Los Molinos-San Clemente, 10 km agua arriba de San Clemente y 9 km al norte de América; área Pocho sur en las localidades de Ciénaga de Allende, Cuesta de Altautina y mina Salto; área de Alta Gracia en las localidades de Observatorio Bosque Alegre y alrededores y perfil camino Observatorio-Río San José y área de los alrededores del dique La Viña.

La estructura del basamento cristalino

Generalidades

La estructura íntima del basamento de las sierras de Córdoba se encuentra caracterizada por una complicada fábrica de plegamiento de escala variable desde pocos milímetros hasta centenares de metros, con predominio de estructuras de tamaño decacentimétricas, cuyos ejes de deformación se encuentran orientados en, por lo menos, tres direcciones principales. Asociadas a esta estructura de plegamiento, y también bien caracterizada en dominio mesoscópico, se desarrollan una o más fábricas planares (esquistosidad, foliación y clivaje) y, eventualmente, otras estructuras menores de lineación tales como lineación mineral y de

agregados minerales del tipo de las columnas y varillas.

Las primeras estructuras planares fueron deformadas durante episodios tecto-térmicos posteriores, originándose nuevas estructuras planares de plano axial, fracturación y mollienda en zonas de corte donde también se produjo una neoesquistosidad asociada a recristalización por un bajo grado metamórfico y microplegamiento local con desarrollo de esquistosidad o clivaje de corrugamiento (*strain slip*).

En los diagramas presentados, y a fines de la interpretación de la estructura íntima del basamento, se consideraron las estructuras planares del tipo de la foliación (alternancia de capas claras y oscuras de orden menor, milimétricas) y de la esquistosidad (tanto de flujo, plano axial o pizarrea como *strain slip*) y las estructuras de deformación por plegamiento referidas como ejes de pliegues.

Las orientaciones de fábrica

El análisis de las estructuras mesoscópicas mediante los diagramas petroectónicos, los diagramas de ejes tectónicos y los modelos de interferencia encontrados permiten establecer que la región se encuentra caracterizada por tres líneas u orientaciones principales de deformación. Estas orientaciones o dominios tienen una dirección, que arregladas según su más probable orden cronológico, son: D1 = N80°, D2 = N330-340° y D3 = N20°. Cada una de ellas se encuentra definida por una dirección, estadísticamente significativa, de un conjunto de estructuras plegadas y planares asociadas en el terreno y en los diagramas. El orden propuesto se determinó mediante el criterio de superposición e intersección de estructuras.

Cabe señalar aquí que la primera de ellas (D1) se destaca claramente de las otras dos de tendencia norte-sur, en tanto que la distinción entre D2 y D3 ha sido realizada por máximos secundarios regionales o principales locales. Por la cercanía entre estas orientaciones y su posible variación estadística de dirección en los diagramas totales de estructuras planares y ejes de pliegues la diferenciación entre ellas no es tan clara.

El dominio D1

Este dominio tectónico se encuentra caracterizado por estructuras orientadas en

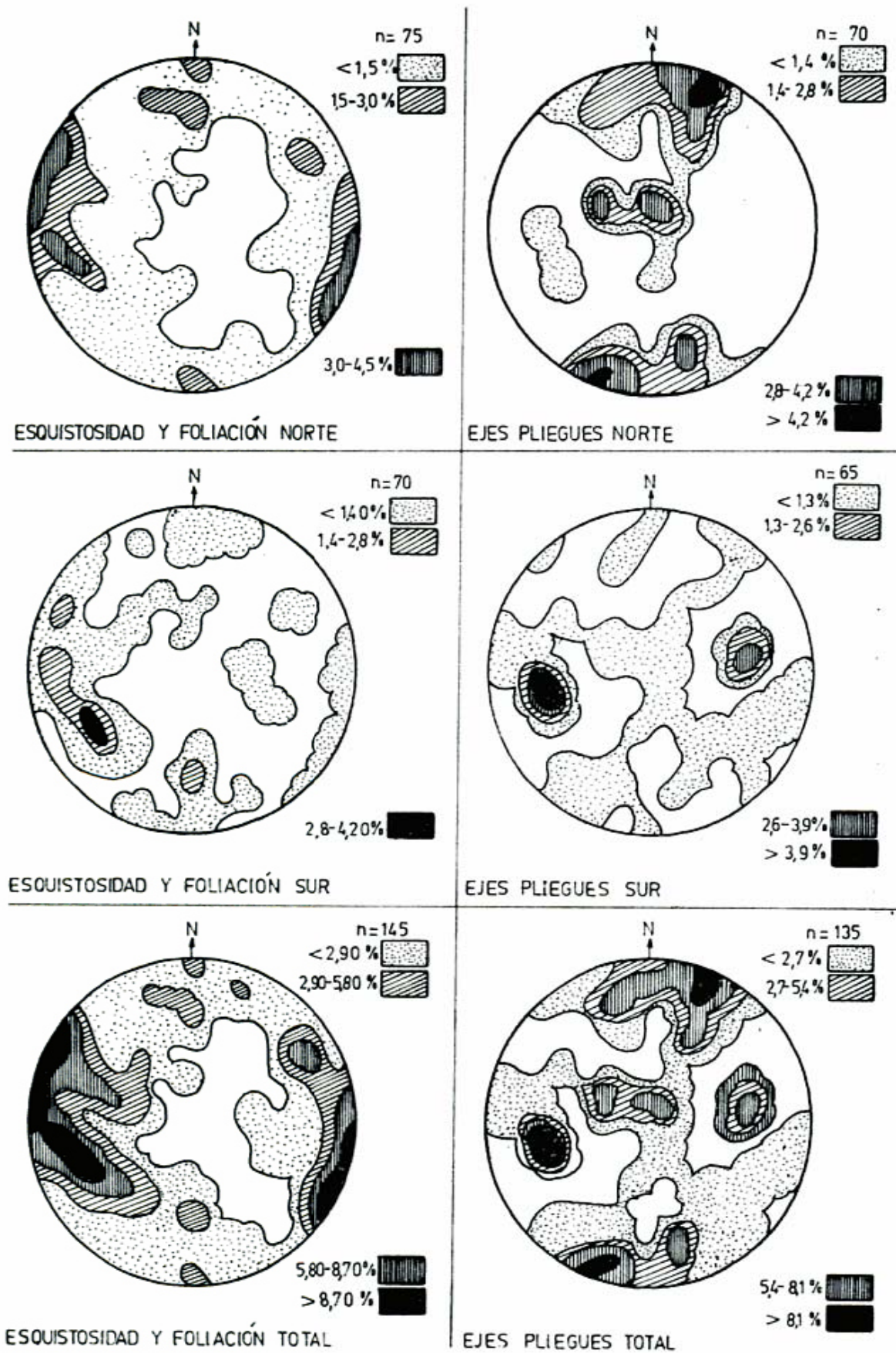


Figura 1

PLIEGUES DOMINIO D1

RIO TERCERO



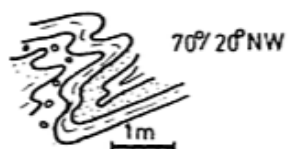
PINAR DEL RIO (El Durazno)



LA BOLSA



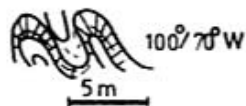
OBSERVATORIO (Alta Gracia)



CASABAMBA (Río Primero)



PERFIL LA CUMBRE - ASCOCHINGA



DIQUE LA VIÑA



SAN CARLOS (Sa. Pocho)



ALTAUTINA (Sa. Pocho Sur)

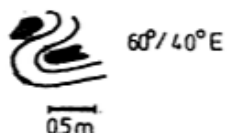


Figura 2

dirección oeste-sudoeste consistentes en un fuerte plegamiento cuyos ejes inclinan entre 30° y 60° tanto hacia el oeste-sudoeste como al este-noreste con variada inclinación de planos axiales y estructuras planares de plano estadístico medio $N80^\circ$ inclinando tanto hacia el nor-noroeste como hacia el sur-sureste. Obsérvase en la figura 1, que este dominio tiene menor importancia estadística que los de arreglo más meridional.

Entre las estructuras encontradas con esta orientación (fig. 2) son posibles de destacar las siguientes: pliegues intrafoliados en gneises del camino Yacanto de Calamuchita-El Durazno; pliegues similares en delgadas capas cuarcíticas en dique Río Tercero; pliegues paralelos cilíndricos y otros menores en gneises calcosilicáticos en La Bolsa; pliegues apretados en gneises, *mullions* cuarcíticos y lineación mineral en los Molinos; pliegues apretados en calizas y anfibolitas al noroeste de Alta Gracia; pliegues abiertos en gneises de Casa Bamba; pliegues paralelos, abiertos y volcados entre La Cumbre y Ascochinga y varios ejes de pliegues similares y paralelos, *mullions* y lineación mineral en el área del dique La Viña.

Tal como se puede ver en los diagramas, los ejes del pliegue de este dominio son mucho más frecuentes en la zona al sur de Alta Gracia. Cabe también agregar que con esta dirección se encontraron además filones pegmatíticos en varias localidades, entre ellas se destacan las de Embalse Río Tercero ($N85^\circ/40^\circ E$); fajas de corte con blastomilonitas epidotizadas en Río Primero; foliación migmatítica 10 km al sur de San Carlos Minas y esquistosidad relictual en gneises y granitoides de ciénaga de Allende al sur de la sierra del Pocho.

El dominio D2

La orientación nor-noroeste de este dominio estructural se define en los diagramas como la normal a máximos de polos de planos coincidentes con ejes de plegamiento orientados en la misma dirección. La normal, o plano medio estadístico de planos D2, tiene una orientación $N330^\circ$, en tanto que los ejes de plegamiento poseen una media de $N342^\circ$ (figuras 1 y 4).

Este dominio está caracterizado por pliegues y estructuras planares de tipo y estilo variable (fig. 3). Los pliegues encontrados siguiendo esta dirección son tanto apreta-

dos y similares como abiertos y suaves, predominando los primeros con inclinaciones variables de sus ejes tanto hacia el nor-noroeste como hacia el sur-sureste. Las orientaciones de pliegues de este dominio son más comunes al norte de Alta Gracia, coincidiendo con la mayor frecuencia estadística de estructuras planares en la misma dirección. Es también posible indicar que en este dominio son más frecuentes las inclinaciones de las estructuras planares hacia el este que hacia el oeste.

Entre las estructuras plegadas de esta orientación se destacan: pliegues paralelos apretados de planos axiales verticales en la zona de El Durazno; pliegues apretados similares isoclinales (planos axiales inclinando $60^\circ O$) camino Los Molinos-San Clemente; pliegues abiertos paralelos homoclinales en gneises del dique Los Molinos; pliegues menores similares inclinando fuertemente al noroeste en gneises de La Bolsa; pliegues isoclinales paralelos volcados al oeste en gneises de San José Quintana; pliegues abiertos paralelos de planos axiales casi verticales en Observatorio; pliegues disarmónicos apretados y volcados al oeste de La Calera; ejes de pliegues apretados, similares, paralelos y cabríos en los gneises de Casa Bamba; pliegues apretados cabríos volcados isoclinamente al oeste, y de ejes inclinado al sudeste, al este del cerro Cuadrado; pliegues similares de planos axiales verticales, similares isoclinales volcados al oeste y cabríos de planos axiales verticales en el perfil La Cumbre-Ascochinga; pliegues apretados volcados al oeste en dique La Viña; ejes de microplegamiento en esquistos del área de ciénaga de Allende y varios ejes en filitas y cuarcitas de la cuesta de Altautina.

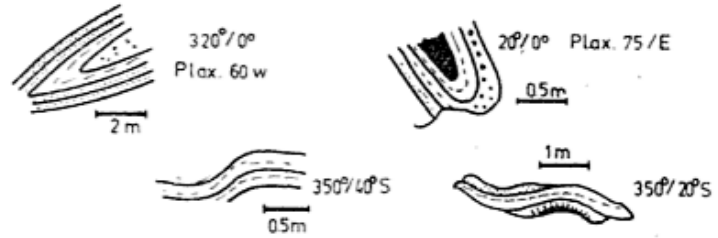
Además, con esta orientación, fue reconocida una faja de corte y milonitización ($360^\circ/60^\circ O$) en Villa Embalse Río Tercero; una faja de corte con recristalización de clorita, epidoto y cuarzo en el perfil La Cumbre-Ascochinga; varias pegmatitas; una esquistosidad *strain slip*, *mullions* de mármol blanco, esquistosidad en rocas de bajo rango, dirección preferida de migmatización y orientación general del granito de San José en el área sur de la sierra del Pocho (Altautina y alrededores) y un clivaje de corte ($330^\circ/80^\circ E$) en Casa Bamba, Río Primero. Es oportuno agregar que esta orientación es también coincidente

PLIEGUES DOMINIOS D₂ y D₃

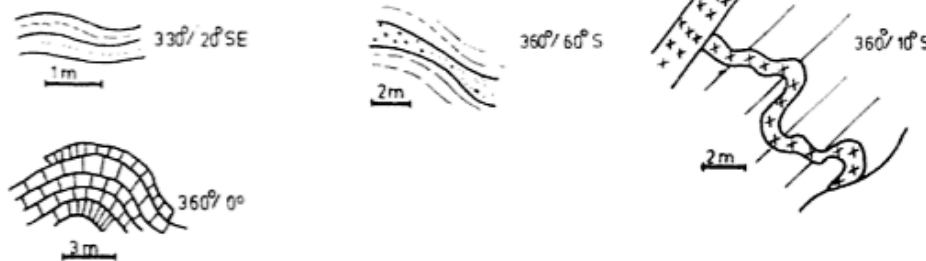
PINAR DEL RIO (El Durazno)



LOS MOLINOS - SAN CLEMENTE



OBSERVATORIO - ALTA GRACIA



LA CALERA - RIO PRIMERO

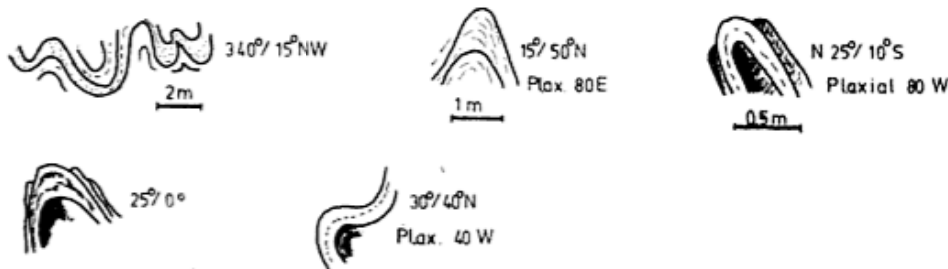


Figura 3

con algunas mediciones de débil esquistosidad (relictica?) del batolito granítico de Achala, tomadas unos 30 km al este de Mina Clavero.

El dominio D3

Este dominio estructural, que es el de mayor frecuencia estadística, se encuentra caracterizado por orientaciones nor-noreste. En los diagramas (figs. 1 y 4) se determinaron medias estadísticas gráficas de planos (N20°) normales a máximos principales de polos y de sus correspondientes ejes de plegamiento (N18°) coincidentes con el valor antes citado para los planos.

Es de puntualizar que este dominio está mucho más destacado hacia el norte de

Alta Gracia, donde predomina estadísticamente sobre los datos de los dominios D1 y D2.

Los pliegues orientados en esta dirección poseen planos axiales verticales o inclinados fuertemente al oeste, son tanto paralelos como similares y ocasionalmente apretados y volcados; la inclinación de sus ejes varía entre 10° a 20° hacia el nor-noreste o hacia el sur-suroeste. Como es posible ver en la figura 3, los estilos de deformación no los distinguen de los correspondientes al dominio antes descrito.

Entre las estructuras plegadas orientadas en esta dirección se destacan: pliegues similares de ejes subhorizontales y planos axiales inclinados 75°E en esquistos del área de Los Molinos; pliegues abiertos paralelos de plano axial vertical y ejes incli-

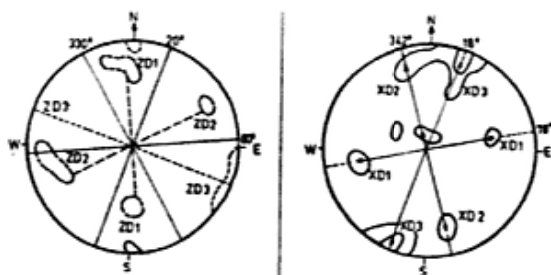


Figura 4

nando 20° en rocas gneissicas de San Clemente; pliegues apretados y disarmónicos volcados al oeste, de ejes inclinando 20° NE en gneises y epibolitas granatíferas del noroeste de Alta Gracia (Observatorio); pliegues similares, disarmónicos, paralelos y cabríos en el perfil del Río Primero y pliegues paralelos abiertos, monoclinales y apretados de plano axial vertical, apretados volcados en ejes subhorizontales y hasta disarmónicos similares en esquistos y otras metamorfitas del perfil La Cumbre-Ascochinga.

Además, con esta orientación, se determinaron fajas de pegmatización en la localidad de San Clemente y otras; delgadas fajas de milonitización ($N30^{\circ}-40^{\circ}$) inmediatamente al oeste de La Calera; esquistosidad tipo *strain slip* ($N20^{\circ}/15^{\circ}$ N) superpuesta a una soliación anterior en Casa Bamba y fajas de penetración granítica en los esquistos migmatizados del dique La Viña.

Los principales ejes y tipos de esfuerzos

A fin de caracterizar e interpretar las principales líneas tectónicas de la región, anteriormente descriptas como D1, D2 y D3, se ha reunido la información mesoscópica sintetizándola en dos diagramas (fig. 4) que muestran la relación entre los máximos de los polos de planos metamórficos, los ejes de pliegues y los ejes tectónicos por ellos determinados, de manera similar a la utilizada en la interpretación de la estructura de parte de la sierra de Pie de Palo (Dalla Salda y Varela, 1982). Cada uno de los principales ejes tectónicos establecidos se definen por una dirección de acortamiento tectónico finito (Z) que se encuentra normal al plano de esquistosidad y/o foliación (para este trabajo Z es el punto esta-

dístico medio gráfico y de cada máximo de polos de estructuras planares) y una dirección o eje de extensión finita (X) que es paralelo a la dirección de lineación o alargamiento tectónico (en nuestro caso X es el punto medio estadístico gráfico de los máximos de ejes de pliegues). El eje intermedio (Y), no incluido en los gráficos aquí presentados, es perpendicular al plano XZ, Ramsay (1967).

La determinación gráfica de estos ejes tectónicos permite, además de coadyuvar en la caracterización de las fases de deformación principales, interpretar que:

- Los dos máximos secundarios de polos de estructuras planares correspondientes a D1 vinculados a un solo máximo de extensión/plegamiento parecen indicar que durante el primer episodio de deformación se desarrolló una esquistosidad de plano axial por flujo con inclinaciones tanto nor-noroeste como al sur-sureste. Se considera la posición actual de los ejes de pliegues de este dominio, de altos valores de inclinación de ejes, como producto de la deformación de los mismos por fases posteriores a partir de posiciones iniciales subhorizontales.
- La distribución de ejes tectónicos y su relación con los planos de esquistosidad de D2 permite interpretar que el tipo de esfuerzo desarrollado en este episodio es más tangencial que el correspondiente a D1, la deformación es por aplastamiento y flujo, originándose una esquistosidad con predominio de planos de variada inclinación pero preferentemente haciéndolo hacia el este, característica que se ve acentuada en la zona al sur de Alta Gracia.
- El sistema de deformación correspondiente a D3 se interpreta como producto de esfuerzos comprensivos tangenciales que, por aplastamiento y corte, produjeron pliegues de ejes subhorizontales inclinando suavemente al nor-noreste y sur-suroeste y una esquistosidad (de plano axial apretada, corte o *strain slip*) casi vertical o inclinando fuertemente hacia el oeste.

Las figuras de interferencia

En la región estudiada fueron reconocidas varias figuras de interferencia producidas por la superposición de fases de defor-

FIGURAS DE INTERFERENCIA

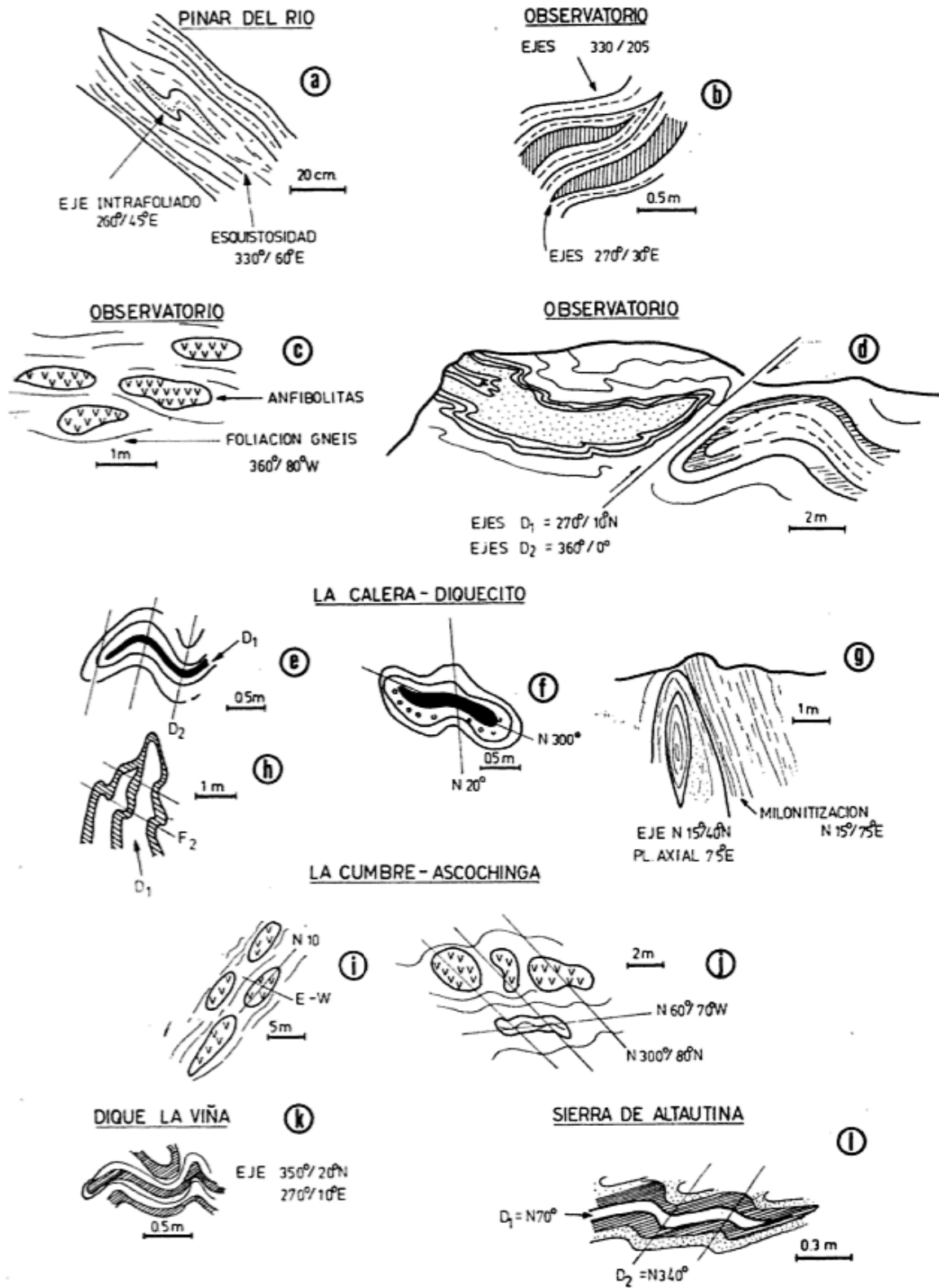


Figura 5

mación por plegamiento (fig. 5). Cabe señalar, además, que es común observar una marcada lenticularidad en la forma de algunas unidades metamórficas, especialmente en aquellas más competentes al flujo tectónico (como las anfibolitas), actitud que también se interpreta como producto de superposición de movimientos.

Estructuras plegadas relictuales de D1 se observaron en la zona de Pinar del Río (20 km al sur de Yacanto de Calamuchita) donde aparecen pequeños pliegues intrafoliados orientados casi este-oeste envueltos en una esquistosidad más joven orientada según D2 (330°/60E) (fig. 5a).

Otras interesantes estructuras aparecen en la zona del Observatorio Bosque Alegre, al este de Alta Gracia, donde una neoesquistosidad variable entre N330° y N360°, acompañada por un plegamiento suave en la misma dirección, contiene pliegues apretados (figs. 5b y d) y lentes de anfibolitas orientados según D1. Similares estructuras se repiten en el perfil del Río Primero de la zona de La Calera-Diquecito, donde pliegues apretados y volcados orientados según D1 se encuentran deformados según las fases meridionales (figs. 5e y h). Además, en esta localidad, se visualizaron figuras lenticulares cuyas direcciones de deformación corresponden a la interferencia entre D2 y D3 (fig. 5f) y otras que muestran núcleos antiforales lenticulares cuyos planos axiales coinciden con D3 y una faja de corte (fig. 5g).

En el perfil La Cumbre-Ascochinga fueron también observados modelos de interferencia, en este caso marcados por direcciones de alargamiento, de lentes de anfibolitas (fig. 5i) y direcciones de lenticularidad, brechas de anfibolita y pliegues, todos ellos contenidos por una esquistosidad D1 (N60°) a su vez deformada y con parcial desarrollo de una esquistosidad tipo *strain slip* según el plano axial de D2 (N300°), (fig. 5j).

Finalmente se destacan similares figuras encontradas en las áreas de Altautina y dique La Viña, donde pliegues acostados apretados orientados según D1 (N70°/90°) son deformados por pliegues paralelos a similares de planos axiales con fuerte inclinación orientados según D2 (N340°-350°). Para el caso de Altautina (fig. 5l), a lo largo de D2 se desarrolla una incipiente esquistosidad *strain slip* con acomodamiento de filosilicatos.

Resumiendo, se considera el conjunto de figuras de interferencia observadas en la región como divididas en dos grupos fundamentales:

a. — Estructuras tipo concentriformes: Este modelo, semejante al de la fig 5, c, f, i y j, es interpretado como producto de la interferencia entre D1 y las fases deformacionales meridionales. Ramsay (*op. cit.*) describe similares estructuras como de tipo 1, 1 transicional a 2 y 2, caracterizándolas por una fuerte angularidad entre los ejes de los pliegues de las fases que interfieren y un ángulo variable entre el polo del plano axial de la primera fase y la dirección de inclinación del plano axial de la segunda.

b. - Estructuras tipo flamiformes: estas figuras, caracterizadas en la fig 5 b, d, e, h, k y l son interpretadas como producto de la interferencia de las fases meridionales D2 y D3 sobre D1 y entre las fases D2 y D3 entre sí. En este caso las mismas se asemejan a los tipos 3 de Ramsay, donde el ángulo entre los ejes de pliegues tiende a ser pequeño y el ángulo entre el polo del plano axial de la segunda varía entre 0° y 90°.

Cabe señalar finalmente que las estructuras señaladas por Archidiacono *et al.* (1970) como "marcado acunamiento de lentes de micacita" e "inclusiones elípticas de anfibolitas paralelas a las trazas de los pliegues" para dos áreas de la zona de La Falda, se interpretan entonces como producto de interferencia entre fases de plegamiento, sin descartar los fenómenos petrológicos descritos para las reacciones de asimilación (sintectónicas con D2) y las diferencias de competencia citadas por los mencionados autores.

La evolución tectónica de los dominios y su regionalidad

El estudio de la evolución tectónica de la región comprende tres etapas fundamentales:

Etapla I: Fase tectónica orogénica inicial (D1).

Etapla II: Ciclo de actividad del cinturón móvil.

IIa. Primer fase (D2).

IIb. Segunda fase (D3).

Etapla III: Ciclo de fracturación cratónica.

Etapa I: La primer etapa de tectónica orogénica inicial se interpreta como producto del clásico ciclo dipositación-tectogénesis de una cuenca precámbrica entre antepaíses antiguos. Por la orientación de las líneas estructurales relictuales de D1 se infiere que la misma se alargaba transversalmente al orógeno andino, desarrollándose entre las áreas cratónicas más viejas del río de La Plata al sur-sureste y de Arequipa al nor-noreste quienes debieron proveer el material siálico y los esfuerzos en dirección normal a la orientación casi este-oeste de D1. No se descarta que inicialmente parte del basamento de la cuenca fuera fondo oceánico y que esta evolucionara según un ciclo de Wilson ya que son frecuentes las rocas básicas y ultrabásicas y las metamorfitas graníticas que pudieron evolucionar a partir de un arco magmático. No obstante, es también posible que esta "cuenca" fuera inicialmente solo una parte del basamento precámbrico medio del área cratónica del sudoeste de Gondwana, quizás con una cubierta supracrustal sedimentaria-vulcanogénica posteriormente incorporada al cinturón móvil y removilizada con el Proterozoico basal.

Esta primer etapa, caracterizada por estructuras de alta plasticidad, apretadas y volcadas, deforma una estructura planar previa no reconocida hasta el momento, originando una esquistosidad interpretada como de plano axial que actualmente sólo se la encuentra en forma relictual, muy subordinada estadísticamente, producto de un efecto metamórfico sintectónico con esta fase.

Este evento temprano de deformación y metamorfismo fue también reconocido en otros sectores de las Sierras Pampeanas. Para las sierras de San Luis, Kilmurray y Dalla Salda (1977) y Criado Roque *et al.* (1981) la reconocen como la más antigua (Precámbrico superior), indicando los últimos autores mencionados que correspondería a la "fase tilcárica" (Turner y Méndez, 1975) del ciclo orogénico pampiano (Aceñolaza y Toselli, 1976). En la sierra de Pie de Palo también fue reconocida, Dalla Salda y Varela (1982), y en este caso denominada "fase rifeana" para denotar su actividad en el Precámbrico superior. Orientaciones tipo D1 fueron determinadas también en la sierra de Ancasti (Miller *et al.*, 1978), pero recientemente han sido consideradas no la primer fase deformacional como originalmente había sido interpretado, sino que estarían

deformando una previa esquistosidad S2 dentro de un ciclo considerado Paleozoico.

En la Formación Puncoviscana (Eremchuck *et al.*, 1978) se describe un primer evento deformacional precámbrico este-oeste, en tanto que Mon (1976) indica que los lineamientos orientados N60°-70° serían previos a los movimientos andinos que afectaron las Sierras Pampeanas noroccidentales y la Cordillera Oriental.

Considerando estos estudios previos y las edades radimétricas definidas por Linares y Cordani (1975), Cingolani y Varela (1975) y Linares y Latorre (1978) para esta región, se reafirma la interpretación de que este evento tecto-térmico ocurrió durante el Precámbrico superior; quizás la isocrona de 970 m.a. sobre anfibolitas de las sierras de Córdoba, Cingolani y Varela (*op. cit.*), sugiera con algo más de exactitud la edad de este primer evento en la región.

Etapa II: La segunda etapa consiste en la evolución de un cinturón móvil establecido a partir de la zona de inestabilidad cortical generada por el desarrollo del orógeno precámbrico de la primer etapa.

Este ciclo de removilización cortical fue postulado ya por Criado Roque *et al.* (1981) quienes indican que parece probable que la prolongada actividad termo-tectónica que caracterizó al Cinturón Pampeano durante el Paleozoico inferior se relacione más a un régimen endógeno particular de removilización y acreción vertical de esta corteza siálica antes que a una interacción extensa de placas rígidas.

Cabe señalar que un cinturón móvil (Anhaeusser *et al.*, 1969 y Wilson, 1972) fue definido como una zona de intensa movilidad cortical caracterizada por un alto grado de metamorfismo, granitización y, a menudo, dislocación transcurrente, resultando una estructura compleja con varios eventos tecto-térmicos en el mismo cinturón, pero que no obstante, permanecen aún como entidades en las áreas de basamento. Según Anhaeusser *et al.* (*op. cit.*) los cinturones móviles presentan zonas con gneises cataclásticos y milonitas desarrollados especialmente en las partes donde han sufrido importantes fallas transcurrentes, un complejo plegamiento a menudo difícil de relacionar con un definido y regional sistema de esfuerzos y modelos de interferencia que revelan varios períodos de plegamiento asociados a pliegues isoclinales y al desarrollo

de estructuras de domos y cubetas. Es también sugerido por el mismo autor que el gran espesor de los sedimentos proterozoicos a lo largo del cinturón móvil puede preservar una zona de mayor flujo térmico, poniendo el cinturón en las proximidades de fuentes de calor del manto por reajuste isostático de la secuencia del mismo para producir metamorfismo y granitización.

Primer fase del cinturón móvil

La primer fase orientada según D2 se interpreta como producto de la removilización ensiálica del ya estructurado continente de Gondwana durante el inicio de la actividad tectónica sobre su borde pacífico. El establecimiento de esta orientación tectónica D2 marcaría el gran cambio de dirección de esfuerzos entre los antiguos cinturones proterozoicos y los cinturones móviles y orogénicos paleozoicos. Este cambio fue asignado al Precámbrico tardío para las Sierras Pampeanas de San Juan (Dalla Salda y Varela, 1982).

Orientaciones de esta fase tectónica han sido reconocidas en otras áreas de Sierras Pampeanas; es posible indicar que son prácticamente infaltables en todas las regiones estudiadas con cierto detalle.

En las mismas sierras cordobesas, Archidiacono *et al.* (1970) describen esquistosidad y foliación orientada en esta dirección (N330°) como una de las direcciones principales de la zona de Los Molinos. En la región norte de la sierra Chica, Massabié (1982) reconoce dos episodios deformativos antiguos. El primero de ellos, que atribuye al ciclo assyntico, desarrolló una esquistosidad orientada norte-noroeste paralela a la foliación con plegamiento de las metamorfitas y un plutonismo tardío. El segundo, que caracteriza por movimientos que producen fajas cataclásticas, lo atribuye al ciclo caledónico.

En la sierra de Valle Fértil, Mirré (1971) cita que la orientación principal de las estructuras metamórficas es nor-noroeste con inclinaciones de 30° al este; situación similar a la encontrada por Dalla Salda y Varela (*op. cit.*) en la sierra de Pie de Palo, donde se la interpretó como una fase de reactivación y removilización cortical caracterizada por movimientos compresivos casi horizontales con replegamiento y sobrecorrimientos de planos inclinados

al este, sincrónico y distal de un mismo episodio en zonas más profundas en Sierras Pampeanas orientales.

Para la sierra de Maz también se reconocieron orientaciones de este dominio, atribuyéndoselas a una primera fase deformativa (Kilmurray y Dalla Salda, 1971), así como en la sierra de Ancasti donde es también la dirección principal de la deformación polifásica, Miller y Wilner (1981). Otra región en la que aparece, controlando la edad de la misma, es en el noroeste argentino en la Formación Puncoviscana, donde Mon (1976) determinó esta orientación en rocas cubiertas por depósitos cámbricos. Además, Caminos (1979) sugiere que la edad de la milonitización norte-sur a 30° noroeste de las Sierras Pampeanas nor-occidentales podría situarse entre las postrimerías del Precámbrico y el Paleozoico inferior.

Sobre la base de las conclusiones anteriores y por las edades conocidas hasta el momento para el ambiente de Pampeanas se interpreta que esta etapa de removilización cortical del cinturón móvil con replegamiento, metamorfismo y granitización sintectónica debe haber ocurrido hacia la finalización del Precámbrico, coincidente con el inicio del desarrollo de las importantes cuencas paleozoicas del borde oeste del continente. La isocrona presentada por Cingolani y Varela (1975) de 640 m.a., y las edades medias potasio-argón de 570 m.a. (Linares y Cordani, 1975) y de 580 m.a. (Linares y Latorre, 1978), interpretadas como la edad mínima del proceso metamórfico principal que afectó la región de Córdoba, podría estar indicando el clímax metamórfico sintectónico de este ciclo inicial de reactivación del cinturón móvil.

Segunda fase del cinturón móvil

Esta fase de reactivación del cinturón móvil pampeano se caracteriza entonces por orientaciones meridionales nor-noreste, en ella la deformación culmina con la intrusión de los grandes cuerpos graníticos mayores y menores de tipo circunscriptos; el conjunto batolito de Achala-granitos de la sierra Norte de Córdoba tienen una disposición regional en esta dirección. Por la dirección de la inclinación preferida de las estructuras planares con esta orienta-

ción se interpreta que en la región de Córdoba (y en la de San Luis) en esta oportunidad los esfuerzos se dirigieron definitivamente desde el oeste, posiblemente marcando una respuesta del cinturón móvil a una fase o ciclo diastrófico importante en regiones occidentales.

Cabe señalar que orientaciones de esta fase fueron reconocidas también en las sierras de San Luis, Kilmurray y Dalla Salda (1977) y Criado Roque *et al.* (1981), donde la esquistosidad y foliación del dominio también inclinan predominantemente al oeste y cuyo desarrollo se interpretó como coincidente con la segunda fase granítica de tipo tardiocinemática. Este episodio fue considerado por Criado Roque *et al.* (op. cit.) como relacionado con los movimientos famatinianos en los que reconocen una prefase a 460 m.a. (guanacólica, Furque, 1972) y una fase principal a los 437 m.a. (oclóyica, Ramos y Ramos, 1978) que se ubicaría en la base del Silúrico, interpretación a la que se adhiere en el presente trabajo.

Además cabe destacar que en la sierra de Maz (Kilmurray y Dalla Salda, 1971) esta fase fue también reconocida en esta dirección denominada allí F2 y caracterizada por plegamiento de planos axiales inclinando al oeste y al este a menudo mostrando formas con combinación de pliegues con fallas y de un desarrollo previo a una fase F3 tardía donde predomina el fallamiento sobre un débil plegamiento abierto, mientras que en la sierra de Pie de Palo (Dalla Salda y Varela, 1982) fue caracterizada como un episodio compresivo relacionado con replegamiento apretado y corrimientos donde el efecto metamórfico dominante fue el dinámico sobre el térmico y asimilado tentativamente a la fase bretónica de la orogenia hercínica.

En resumen se entiende que esta etapa de reactivación del cinturón móvil desarrollada durante el Paleozoico inferior coincide con movimientos mayores en el cinturón orogénico andino y con la intrusión de cuerpos graníticos tardiocinemáticos respecto de la primer fase de movilización. En la región de Córdoba es anterior a la intrusión del batolito de Achala que se emplaza siguiendo esta dirección. Por la comparación con otras regiones se interpreta que el efecto térmico y el grado de deformación alcanzado durante su actividad es

menor que el que se desarrolló durante la primer fase del cinturón móvil.

Etapa III

Esta etapa corresponde a un largo período de reactivación tectónica por fracturación del ya consolidado cinturón móvil. La misma, que se interpreta como iniciada en el Carbónico y desarrollada rítmicamente a lo largo de todo el resto de la historia geológica de la región, tuvo como control tectónico las líneas estructurales antiguas previamente definidas, en especial a aquellas de las fases del cinturón móvil ya entonces asociadas a distintos fenómenos de fracturación. Esta última etapa tectónica de la evolución estructural del área estudiada, que es la que configura las cuencas sedimentarias y vulcanogénicas del Paleozoico superior, Mesozoico y Cenozoico, para finalmente modelar la actual orografía de típicas montañas de bloque, fue detalladamente analizada para la región central y sur de las Sierras Pampeanas por Gordillo y Lencinas (1979), Lucero (1979) y Criado Roque *et al.* (1981) entre otros. Sólo queda agregar que esta etapa se caracterizaría por una tectónica en la que convergerían dos efectos distintos: el ajuste isostático progresivo de la comarca y la liberación de esfuerzos por los eventos de empuje del cinturón andino hacia el continente.

Conclusiones

- La estructura íntima precarbonífera del basamento metamórfico de las sierras de Córdoba revela la presencia de tres dominios u orientaciones tectónicas de valor regional: D1 (N80°), D2 (N330°) y D3 (N20°) caracterizadas por estructuras de plegamiento y planares metamórficas.
- El ambiente infracrustal de las secciones metamórficas aflorantes en las sierras de Córdoba se encuentra tipificado tanto por su grado metamórfico como por su nivel estructural. Respecto de este último es posible decir que se encuentra caracterizado —especialmente en las fases más tempranas de deformación— por estructuras de flujo y aplastamiento de zonas infraestructurales con local

desarrollo de deformación por flexión y/o cizallamiento. El análisis de la fábrica y sus estructuras de interferencia (descriptas como de tipos concentriformes y flamiformes) permite indicar que tuvo lugar un replegamiento por flujo en estado plástico de las rocas menos competentes removilizadas tectónicamente en zonas profundas de un cinturón móvil.

- El primero de los dominios de orientación casi este-oeste y edad precámbrica superior, se interpreta de valor regional relictual para parte de las Sierras Pampeanas como producto de un ciclo orogénico inicial.
- Las orientaciones meridionales que responden a un ciclo de removilización cortical durante la evolución de un cinturón móvil ensiálico son coincidentes con las grandes líneas de la tectónica andina. La primera de ellas (N330°) desarrollada durante el Precámbrico tardío provoca una fuerte esquistosidad inclinando preferentemente hacia el este, en tanto que la segunda (N20°) del Silúrico y menos intensa, produce estructuras planares casi verticales o inclinando preferentemente hacia el oeste. Esta actividad se interpreta como de

reactivación tectónica por removilización de la región que se constituye en un cinturón móvil en el Precámbrico tardío, etapa que se interpreta, está relacionada con el inicio de la actividad tectónica del borde pacífico del supercontinente de Gondwana.

Agradecimientos

Se agradece especialmente la colaboración del Dr. E. Gordillo por las sugerencias sobre áreas con buena exposición de estructuras, su guía en el campo en las regiones del río Primero y sur de Alta Gracia y por la discusión de temas petrológicos del basamento cordobés. Un gran reconocimiento al Dr. Ricardo Varela por la desinteresada ayuda en parte de las tareas de campo y los Lic. S. Ametrano y R. Fernández por sus invitaciones a recorrer sus áreas de trabajo en la región sur de la sierra del Pocho y San Carlos Minas. El presente trabajo, que fue realizado mediante subsidio del CONICET N° 9857/81, forma parte de los proyectos de investigación del grupo de trabajo "Evolución litosférica del Proterozoico" del Comité Argentino para el Programa de la Litósfera (CAPLI).

Lista de trabajos citados en el texto

- Aceñolaza, G. y A. Toselli, 1976. *Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste argentino*. II. Congr. Geol. Latinoamer., Actas, II: 755-764. Caracas.
- Anhaeusser, C., R. Mason, M. Viljoen y R. Viljoen, 1969. *A reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology*. Geol. Soc. Amer. Bull., 80: 2175-2200.
- Archidiácono, E., A. Lüthers y B. Quartino, 1970. *Actividad granítica y kinetometamorfismo en calizas, anfibolitas y gneises según dos localidades de las Sierras de Córdoba; diseminación asimilática*. Bol. Acad. Nac. Cs., XLVII (2-4): 283-314, Córdoba.
- Caminos, R., 1979. *Sierras Pampeanas noroccidentales de Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan*. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Acad. Nac. Ciencias, I: 225-283. Córdoba.
- Cingolani, C., y R. Varela, 1975. *Geocronología Rubidio-Estroncio de rocas ígneas y metamórficas de la Sierra Chica y Grande de Córdoba*. Seg. Congr. Ibero-Ame. Geol. Econ., I: 9-35, Buenos Aires.
- Criado Roque, P., C. Monbrú y V. Ramos, 1981. *Estructura e interpretación tectónica*. En: *Geología y recursos naturales de la Prov. de San Luis*. VIII Congr. Geol. Arg., Relatorio: 155-192, Buenos Aires.
- Cuerda, A., 1973. *Sierras Pampeanas, una nueva interpretación de su estructura*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXVIII, (3): 293-303, Buenos Aires.
- Dalla Salda, L. y R. Varela, 1982. *La estructura del basamento del tercio sur de la sierra de Pie de Palo. Prov. de San Juan, Argentina*. V Congr. Latinoamer. Geol., Actas, I: 451-468, Buenos Aires.
- Eremchuk, I., R. Mon y I. Sosa Gómez, 1978. *Observaciones sobre la estructura del basamento precámbrico de los Andes del norte de la República Argentina (entre los paralelos 22° y 28° lat. S)*. VII Congr. Geol. Arg., Actas, II: 203-212, Buenos Aires.

- Furque, G., 1972. *Los movimientos caledónicos en Argentina*. Rev. Museo La Plata, 8: 129-136, La Plata.
- González Bonorino, F., 1950. *Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XVI, (3): 81-110, Buenos Aires.
- Gordillo, C. y A. Lencinas, 1979. *Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis*. II Simposio de Geología Regional Argentina. Acad. Nac. Cienc., I: 577-646, Córdoba.
- Kilmurray, J. y L. Dalla Salda, 1971. *Las fases de deformación y metamorfismo en la Sierra de Maz*, Prov. de La Rioja, Rep. Argentina. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXVI, (2): 245-263, Buenos Aires.
- 1977. *Caracteres estructurales y petrológicos de la región Central y Sur de la Sierra de San Luis*. Obra del centenario del Museo de La Plata. IV: 167-178, La Plata.
- Linares, E. y U. Cordani, 1975. *Edades potasio-argón de anfibolitas de la provincia de Córdoba*. VI Congr. Geol. Arg., Actas, I: 501-509, Buenos Aires.
- Linares, E. y C. Latorre, 1978. *Geocronología potasio-argón de rocas metamórficas del sector meridional de la Sierra Chica de Córdoba, República Argentina*. VII Congr. Geol. Arg., Actas II: 787-794, Buenos Aires.
- Lucero, H., 1970. *Sierras Pampeanas del Norte de Córdoba, sur de Santiago del Estero, borde oriental de Catamarca y ángulo sudeste de Tucumán*. II Simposio de Geología Regional Argentina. Acad. Nac. Cienc., I: 293-345, Córdoba.
- Massabie, A., 1976. *Estructura tectónica cenozoica entre Charbonier y Cosquín, provincia de Córdoba*. VI Congr. Geol. Arg., Actas, I: 109-123, Buenos Aires.
- 1982. *Geología de los alrededores de Capilla del Monte y San Marcos, provincia de Córdoba*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXVII (2): 153-163.
- Miller, H., F. Aceñolaza y A. Toselli, 1978. *Reseña estructural de la Sierra de Ancasti*. Acta Geol. Lilloana, XV: 31-39, Tucumán.
- Miller, H. y A. Willner, 1981. *The Sierra de Ancasti (Catamarca Province, Argentina) an example of polyphase deformation of lower Paleozoic age in the Pampean Ranges*. Zbl. Geol. Palaont., Teil I, H3/4: 272-284.
- Mirré, J., 1971. *Caracterización de una comarca de metamorfismo regional epizonal de alto grado: las sierras de Valle Fértil, prov. de San Juan, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVI (1): 113-127, Buenos Aires.
- Mon, R., 1976. *La tectónica del borde oriental de los Andes en las provincias de Salta, Tucumán y Catamarca, Rep. Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXI (2): 65-72, Buenos Aires.
- Ramos, E., y V. Ramos, 1978. *Los ciclos magmáticos de la República Argentina*. VII Congr. Geol. Arg., Actas, I: 771-786, Buenos Aires.
- Ramsay, J., 1967. *Folding and fracturing of rocks*. Mac Graw, 1-568, New York.
- Turner, J. y V. Méndez, 1975. *Geología del sector oriental de los Departamentos de Santa Victoria e Iruya, Provincia de Salta, República Argentina*. Bol. Acad. Nac. Cienc., 51 (1-2): 11-24, Córdoba.
- Wilson Tuzo, J., 1972. *New insights into old shields*. En: *The Upper Mantle*. 73-94, Elsevier.

Recibido: 5 de abril 1983.

Aceptado: 15 de abril 1984.

LUIS H. DALLA SALDA

Centro Investigaciones Geológicas
Calle 1 n° 644
1900 La Plata

ZONACION DE ULEXITA EN LOS SALARES DE LA PUNA ARGENTINA

RICARDO ALONSO y RAUL GUTIERREZ

Resumen

Se da a conocer el hallazgo de antiguas fuentes termales boratíferas, ubicadas a lo largo de fracturas que limitan los salares de la Puna argentina.

Estas fuentes han derramado soluciones boratadas calientes que se depositaron y evaporaron formando ulexita. Los estudios efectuados, permitieron determinar que existe una zonación marcada de tipos de ulexita a partir de las bocas de las fuentes.

Se presenta una clasificación de los distintos tipos de manantiales calientes extinguidos que ocurren en la Puna y que han depositado boratos en sus alrededores.

Abstract

Ulexite zonation from ancient boratiferous thermal springs in salt pans of the Argentine Puna is described.

Zonation consists in transitional beds of massive, nodules ("potato" or "cotton-ball") and disseminate ulexite.

Spring deposits occur above faults in the salt pan borders. Most deposits have associated calcareous tufa. Ulexite occurs near surface in salt or gypsum matrix with sand or clay. A source related to volcanism and faulting is clearly indicated. Basement weathering is not considered a possible genesis in the borate formation.

Introducción

El análisis de algo más de un millar de sondeos realizados en la parte alta de la mayoría de los salares de la Puna argentina, ha permitido determinar que en muchos de ellos ocurre una zonación de ulexita a partir de antiguas fuentes termales. La finalidad de los sondeos fue prospectar y evaluar las concentraciones minerales a la vez que buscar información tendiente a la interpretación genética de los depósitos salinos en aquellas depresiones. Los sondeos consistieron en pozos manuales a pala y pico alcanzándose profundidades entre 0,50 m y 1,50 metros. Los trabajos fueron realizados personalmente por los autores durante actividades cumplidas en la empresa Boroquímica SAMICAF.

Generalidades

La Puna es una región elevada a un nivel medio de 3.500 m.s.n.m., con picos máximos de 6.000 metros correspondientes a volcanes. Su clima es riguroso con temperaturas de hasta 30 grados bajo cero, lo que da ambientes desérticos con vegetación rala de tipo xerofítico. Corresponde a una provincia geológica caracterizada es-

tructuralmente por pilares y fosas tectónicas de rumbo submeridiano. Las fosas están limitadas a norte y sur por edificios estratovolcánicos que cierran las depresiones, generándose salares por evaporación intensa de salmueras. Estratigráficamente se distingue un basamento leptometamórfico a cristalino de edad paleozoica, sobre el que se apoyan en fuerte discordancia angular, sedimentitas continentales rojas correspondientes al Terciario. Sus condiciones generales y aspecto morfológico hacen de la Puna una región única en el planeta.

Ulexita

La ulexita o boronatrocalcita es químicamente un borato hidratado de calcio y sodio ($5B_2O_3 \cdot 2CaO \cdot Na_2O \cdot 16H_2O$). Es el mineral de boro más extendido en la Puna argentina, ocurriendo también en salares de Chile, Bolivia y Perú dentro de la región altiplánica sudamericana. Constituye el borato más estable en las condiciones ambientales normales, de allí que sea el producto final en la alteración de otros minerales de boro como hidrobóracita, colemanita, inyoita, bórax, etc. Se presenta

en sedimentitas terciarias mio-pliocenas, ya sea en capas singenéticas o rellenando epigenéticamente grietas y oquedades o bien reemplazando pseudomórficamente a otros boratos. En los salares ocurre principalmente formando "barras" o "papas", esto es, en bancos masivos o en concreciones dentro del sedimento. Es un mineral muy blanco, blando y liviano, de allí su calificativo inglés de *cotton ball* (bolas de algodón). Los términos "barra" o "papa" son los usados por los mineros puneños quienes conocen la ulexita como borato común. Las "papas" varían en tamaño desde unos 20-25 cm hasta unos 2 o 3 cm de diámetro. A nivel económico la "papa" es más apreciada que la "barra" por su mejor ley y más fácil explotación. Solamente en los salares de Diablillos y Cauchari hay cubicadas cinco millones de toneladas de ulexita lo que da una clara idea de la importancia económica de este mineral.

Existen numerosos trabajos relacionados con la ulexita y su génesis. Entre los más importantes podemos destacar a Barnabé (1915), Catalano (1926, 1927), Muessigg (1966) y Aristarain y Hurbult (1972).

Paleofuentes termales

Un análisis regional permite distinguir tres tipos diferentes de fuentes que depositaron ulexita. Estas son:

- a) Fuentes de volcanes.
- b) Fuentes de montaña.
- c) Fuentes de salares.

Todas ellas han aportado ingentes cantidades de boro que se ha precipitado fundamentalmente como ulexita. Si bien han cesado su actividad en tiempos históricos, algunas aún conservan escapes de gases y salidas de aguas frías químicamente ferruginosas a saladas. Un caso único de fuente activa lo constituye Antuco, que está arrojando aguas calientes que precipitan ulexita por evaporación. En lámina 1, se observa la distribución geográfica de las fuentes.

Fuentes de volcanes

Se encuentran en los alrededores de importantes edificios volcánicos y constituyen la fase de actividad póstuma de los mis-

mos. Genéticamente participan aguas juveniles y meteóricas. Aparecen en pequeñas quebradas y forman conos o plataformas de travertino con un "capuchón" de ulexita. A este tipo pertenecen Coyahuaima, Arituzar, Volcancito, Antuco, Socacastro y Blanca Lila (lámina 1).

Fuentes de montaña

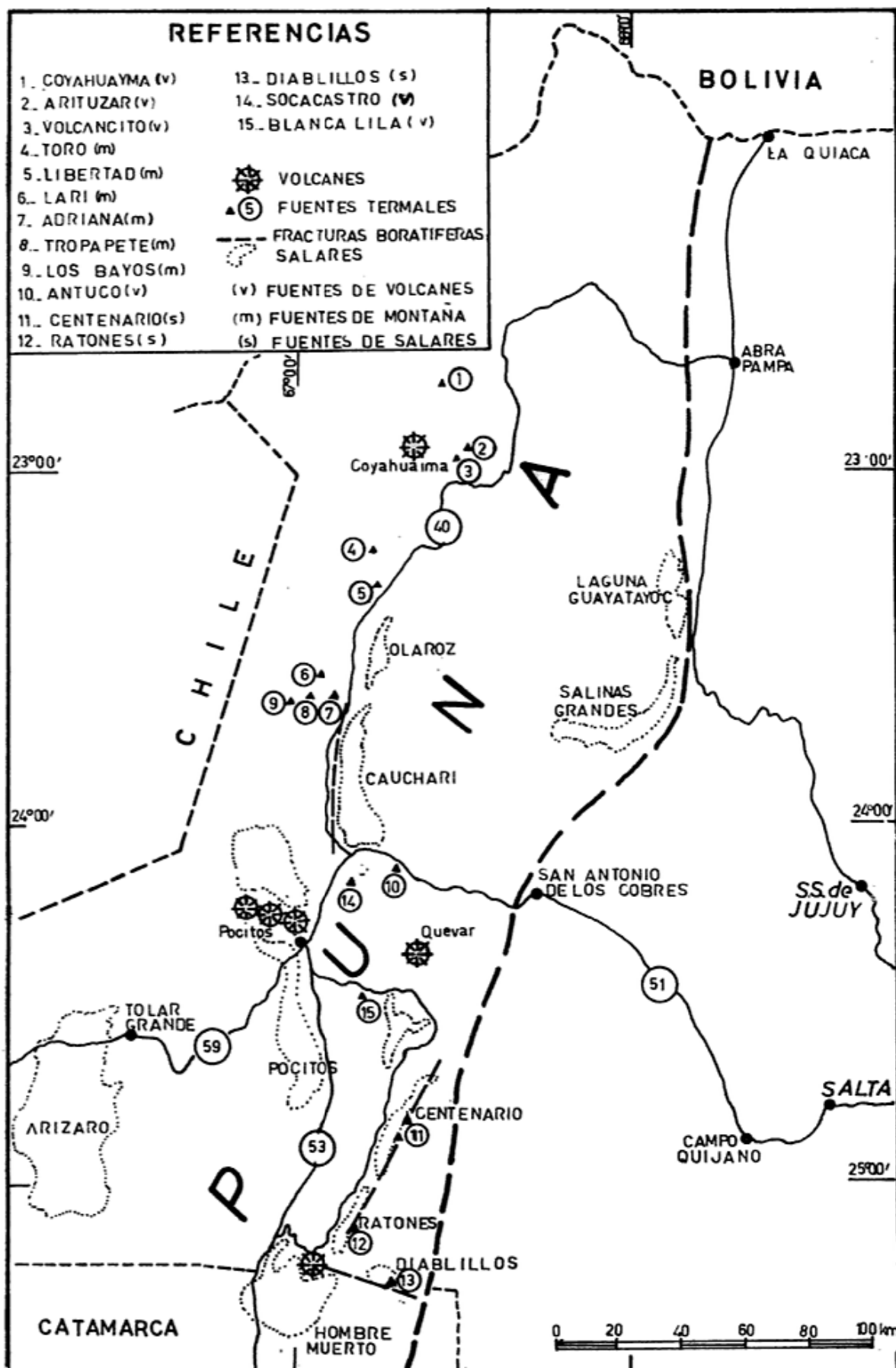
Ocurren en bloques montañosos, generalmente en las nacientes de pequeñas quebradas o bien sobre abanicos aluviales. No guardan relación aparente con volcanes de los cuales se encuentran alejados; aunque sí con los juegos regionales de fracturas inversas. Se trata de conos o plataformas con o sin travertino, donde las aguas derramadas penetraron en el aluvio que rodea las fuentes, cementándolo con ulexita. A este tipo pertenecen Libertad, Toro, Adriana, Tropapete, Lari y Los Bayos, todas ellas sobre el bloque paleozoico que limita por el oeste los salares de Cauchari-Olaroz (lámina 1).

Fuentes de salares

Se encuentran alineadas a lo largo de fracturas que limitan los salares, desarrollándose de esta manera en el interior de las depresiones. Se caracterizan por un "alma" o núcleo de travertino rodeado por ulexita (lámina 2, figuras 2 y 3). Asociado al travertino aparecen hierro y manganesa ya sea como impregnaciones o finas capas. Al formarse dentro de una cuenca que recibe aporte clástico del marco tectónico, el travertino se presenta fuertemente contaminado con arenas y limos. La ulexita en cambio crece dentro del material alóctono al cual convierte en su ganga. En todos los travertinos estudiados se ha encontrado ulexita en sus cavidades. Otras evaporitas importantes asociadas son yeso, sulfato de sodio, bórax y carbonato de sodio.

Zonación

Como se observa en lámina 2 (figuras 2 y 3), la ulexita se distribuye formando zonas concéntricas a partir del edificio travertínico. La zona más próxima a la boca termal es aquella formada por mineral en "barra" o sea masivo. A medida que nos alejamos comienzan a presentarse las "pa-



LAMINA 1. PLANO DE UBICACION DE PALEOFUENTES TERMALES DE LA PUNA ARGENTINA

pas", primero de tamaños grandes (15 a 20 cm) para disminuir gradualmente hasta unos dos o tres centímetros. Finalmente aparece mineral diseminado en forma de agujas, hasta pasar a una zona estéril. Estas zonas no son netas sino transicionales, representando verdaderos cambios faciales. Se traslapan una a otras, demostrando pertenecer a un ciclo regresivo a partir de las fuentes termales. Esto es consecuencia de que la fuente ha disminuido con el tiempo su capacidad de aporte. Al nacer tiene su máximo poder, generando una plataforma travertínica amplia alcanzando las soluciones calientes su mayor extensión. Las soluciones boratadas se mezclan con el sedimento que llega a la cuenca en forma de arenas o limo-arcillas, por arrastre eólico o ácuco a partir de los bloques elevados y van dando los distintos tipos estructurales de ulexita susomados. A medida que la fuente pierde poder por enfriamiento paulatino u otras causas, las capas travertínicas que van construyendo el edificio termal tienen menos alcance y también las soluciones se pierden lentamente.

Deben tenerse en cuenta además dos hechos importantes en la evolución zonal. En primer lugar, las fuentes están alineadas a distancias variables, lo que ocasiona una interdigitación de las zonas en el sentido del alineamiento. Esto va a producir perfiles anómalos, desde el punto de vista zonal del modelo expuesto. En segundo lugar, el aporte estacional diferencial de sedimentos a la depresión produce interrupciones parciales en la acumulación del mineral dando capas intercaladas de limos y arenas. Este fenómeno puede producirse también por disminución temporal en el aporte de la fuente.

En base al esquema de zonación descripto, del análisis de un perfil en cualquier salar, se pueden extraer conclusiones sobre distancia de las fuentes y sobre cómo encarar la prospección para acercarse a las mayores concentraciones. Al respecto las principales explotaciones de ulexita se han realizado en proximidades de las antiguas fuentes termales.

Control Regional

Este modelo genético ha sido controlado en los salares Diablillos, Ratones, Centenario y Cauchari, que presentan un marco

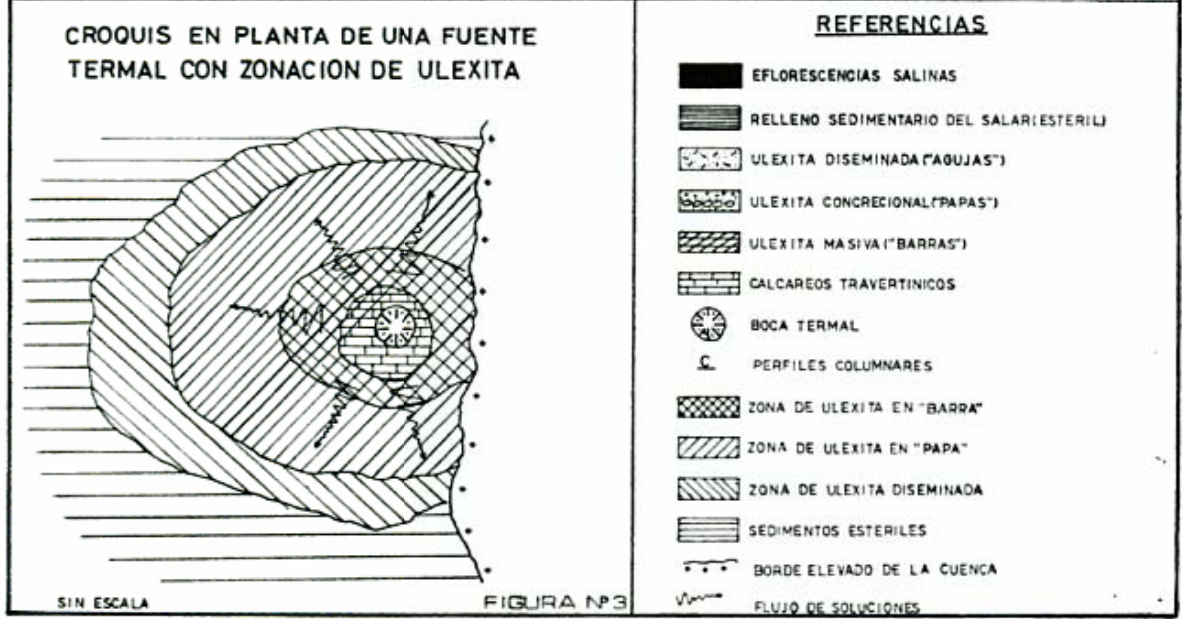
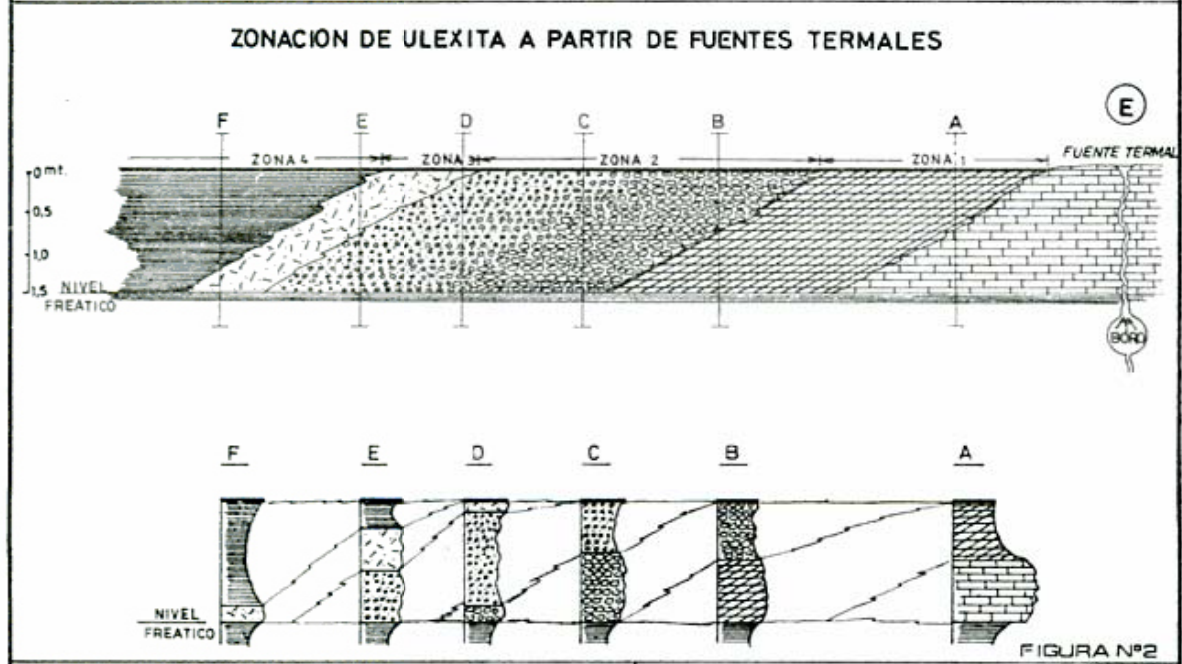
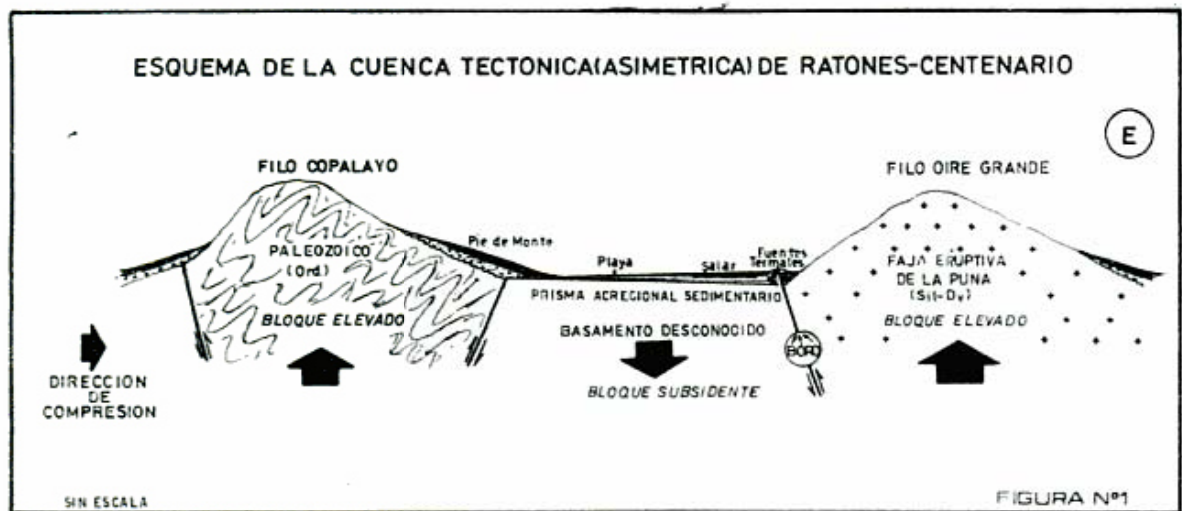
tectónico formado por rocas del basamento estériles en boro.

En otros salares en cambio, al menos parte de la ulexita proviene del lixiviado de cuerpos de boratos interestratificados en las sedimentitas terciarias, como es el caso de Pastos Grandes y cuenca occidental de Hombre Muerto.

El salar Diablillos es un caso único en la Puna por estar empotrado netamente en basamento cristalino paleozoico. Su formato cuadrangular responde a juegos de fracturas inversas ligeramente ortogonales. En la fractura que limita su borde sur y que proyectada hacia el oeste atraviesa por el volcán Ratones se aprecian claramente las fuentes termales extinguidas que dieron lugar a un par de millones de toneladas allí depositadas. Es la única situación reconocida en que la fractura boratífera tiene rumbo aproximado este-oeste o sea, transversal a la estructura regional.

Los salares Ratones-Centenario constituyen una misma depresión elongada meridionalmente y endorreizada en su extremo sur por el volcán Ratones. Bloques de basamento cristalino los limitan a este y oeste. La fractura boratífera es aquella que limita el salar por su lado oriental (lámina 2, figura 1). A lo largo de ella se han reconocido abundantes bocas extinguidas de emanación de fluidos calientes. Los mejores ejemplos de estas fuentes se encuentran en el salar Ratones, en proximidades de las explotaciones de ulexita de la firma Río Sal. Es interesante observar que en estos salares como así también en Diablillos y Cauchari las explotaciones coinciden lógicamente con las áreas de mineral más rico las cuales a su vez se encuentran en las proximidades de los viejos focos termales. Otro hecho destacable es que en la depresión Ratones-Centenario las zonas de ulexita se desarrollan hacia el oeste o sea en contra de la pendiente regional. Esta aparente contradicción es explicable si se tiene en cuenta que donde el piso del salar enfrenta al contrafuerte montañoso tiene pendiente cercana a cero y de allí entonces que la construcción de los edificios travertínicos termales genere la contrapendiente necesaria para una circulación inversa de los líquidos boratados.

El salar Cauchari presenta un marco con leptometamorfitas de edad ordovícica al oeste y sedimentitas terciarias al este. En este caso la fractura boratífera está al



oeste y las zonas de ulexita se desarrollan normalmente en el sentido de la pendiente regional; esto es hacia el este, de manera tal que las concentraciones más ricas de mineral se encuentran del lado occidental. Los mejores ejemplos de zonación en este salar pueden verse en la mina Porvenir.

De los ejemplos vistos podemos ya formarnos una idea de la génesis de estos singulares depósitos salinos. Históricamente se pensó que la presencia de boratos en las playas de salares no podría deberse a otra causa que el lixiviado del marco rocoso por un lado y los aportes del vulcanismo por otro. Muessigg (1966) deja traslucir algunas interesantes ideas en sentido contrario a esa suposición más o menos general, haciendo mención de fuentes termales no ya alejadas sino en los propios bordes del salar. En este trabajo se concluye que los depósitos de boratos presentes en los principales salares de la Puna argentina deben su origen fundamentalmente a las soluciones boratadas aportadas por fuentes termales y entre ellas aquellas descubiertas en los bordes de los salares, alineadas sobre fracturas regionales inversas de alto ángulo a partir de las cuales se ha generado una zonación de tipos de ulexita fácilmente reconocible. Los millones de toneladas depositadas de este mineral nos da una clara pauta de la magnitud del acontecimiento termal. Si bien la mayoría de las fuentes están hoy ocultas o borradas por enmascaramiento e materiales o erosión, aún pueden encontrarse algunas en mediano a buen estado de conservación que permiten controlar el modelo genético aquí descripto.

Lista de trabajos citados en el texto

- Aristarain, L. y C. Hurbult, 1972. *Boron, Minerals and Deposits*. Mineralogical Record., 3 (5): 213-220.
- Barnabé, J. F., 1915. *Los yacimientos minerales de la Puna de Atacama*. An. Min. Agric., Secc. Geol., Mineral. y Min., Bs. As., 10 (5).
- Catalano, L., 1926. *Geología de los yacimientos de boratos y materiales de las cuencas. Salar de Cauchari. Puna de Atacama*. Dir. Gen. Min. Geol. e Hidrol. Pub. N° 23, 110 p., Bs. As.
- 1927. *Geología química de los boratos*. Dir. Gen. Min. Geol. e Hidrol., Pub. N° 28, 101 p., Bs. As.
- Muessigg, S., 1966. *Recent South American Borate Deposits, en 2nd. Symposium on Salt*, J. L. Rau, ed., Vol. 1, Northern Ohio Geological Society, Cleveland: 151-159.

Recibido: 7 de abril, 1983

Aceptado: 13 de febrero, 1984

Conclusiones

- El hallazgo de paleofuentes termales alineadas en los bordes de salares permite explicar la génesis del borato ulexita y a partir de su desarrollo zonal extraer información útil a la prospección y explotación. A su vez estos viejos manantiales calientes, además de boro, habrían aportado otros elementos de valor económico a las salmueras de las cuencas, entre ellos el litio.
- Se presenta una clasificación que reúne a las fuentes termales boratíferas de la a las fuentes termales boratíferas de las cuencas, entre ellos el litio.
- Se descarta el papel principal que fue asignado al lixiviado en la concentración de boratos de las principales cuencas productoras.
- Se pretende que el modelo genético reconocido sea una guía útil en el entendimiento global de los depósitos minerales que ocurren en los salares de la Puna argentina y que a su vez pueda usarse para controlar similares concentraciones de ulexita en otras depresiones del altiplano sudamericano.

Agradecimientos:

A los geólogos Mario A. Raskovsky y Juan A. Meregaglia, profesionales en la temática de los boratos, debemos interesantes sugerencias durante los trabajos de campo. Al doctor José G. Viramonte por sus críticas y recomendaciones durante la lectura del manuscrito.

RICARDO ALONSO
RAUL GUTIERREZ
Universidad Nacional de Salta
Facultad de Ciencias Naturales
Castañares
4400 Salta

ARENISCAS EOLICAS EN LA FORMACION LA COLINA (PALEOZOICO SUPERIOR) PROVINCIA DE LA RIOJA

CARLOS O. LIMARINO

Resumen

Se propone un modelo de sedimentación eólica, para las areniscas que componen el miembro superior de la Formación La Colina en el área de Amaná (Prov. de La Rioja).

Las principales características que sugieren un origen eólico para la secuencia son: 1) marcada monotonía litológica del depósito (se trata mayormente de areniscas finas); 2) ausencia de matriz y minerales micáceos; 3) falta de clastos mayores de 1 mm; 4) abundante estratificación entrecruzada tabular y lenticular de gran escala; 5) presencia de superficies de truncamiento múltiple paralelo; 6) ausencia de conglomerados, paleocanales y pelitas.

Las mediciones de paleocorrientes permiten inferir la existencia de dunas del tipo creciente que se habrían formado por vientos que soplaban preferentemente desde el oeste. Las areniscas macizas y con estratificación plana se atribuyen a depósitos de área de interdunas.

La presencia de areniscas eólicas en bancos rojos, y delgadas capas de yeso interestratificadas, sugieren un clima árido a semiárido durante la depositación de estas rocas.

Introducción

El levantamiento de perfiles litológicos de detalle en la Formación La Colina ha permitido observar en el miembro superior de esta unidad psamitas de muy probable origen eólico.

La Formación La Colina, asignada al Carbónico superior (Azcué *et al.*, 1979) conforma la sección superior del Grupo Paganzo (Azcué y Morelli, 1970; Azcué *et al.*, *op. cit.*) e incluye a un conjunto de limolitas y areniscas de color rojo ladrillo, a las que acompañan conglomerados y sabulitas rosadas.

La unidad está cubierta discordantemente por la Formación Amaná-Talampaya y descansa en relación de concordancia sobre la Formación Lagares o con menos frecuencia directamente sobre el basamento cristalino.

Este estudio fue realizado en la comarca de Amaná (provincia de La Rioja) donde

Abstract

A model of eolian sedimentation for the sandstones of the upper member of the Colina Formation (Upper Paleozoic) is proposed.

Mainly features of these rocks are: 1) monotony lithological of the deposits (fine sandstones mainly); 2) absence of matrix and micaceous minerals; 3) no clast greater than 1 mm was found; 4) large scale, tabular and lenticular cross-stratification; 5) presence of multiple parallel-truncation bedding planes; 6) absence of conglomerates, channel fill deposits and mudstones.

The dune type (crescent) and the paleowind direction (west) were inferred from the measures of paleocurrents and also from analysis of cross-stratification types. The unstratification deposits and the flat stratification sandstones is thought to be formed in interdune areas.

The presence of red beds, eolian sandstones and thin layers of gypsum, suggest an arid or semi-arid climate when these rocks were deposited.

fueron reconocidos afloramientos de eolianitas con una potencia próxima a los 70 metros. En particular en las localidades de Las Gredas y Aguada de La Desabrida, estas sedimentitas se encuentran muy bien expuestas (figura I).

Antecedentes

Varios investigadores han identificado depósitos de probable génesis eólica en unidades neopaleozoicas de la Cuenca Paganzo. Frenguelli (1949: 317) señala "textura eólica" en areniscas de sus "Estratos del Agua Colorada" (hoy Formación Patquía), al mismo tiempo que expresa en forma clara y breve, las condiciones climáticas que a su criterio privaron durante la depositación de estas rocas.

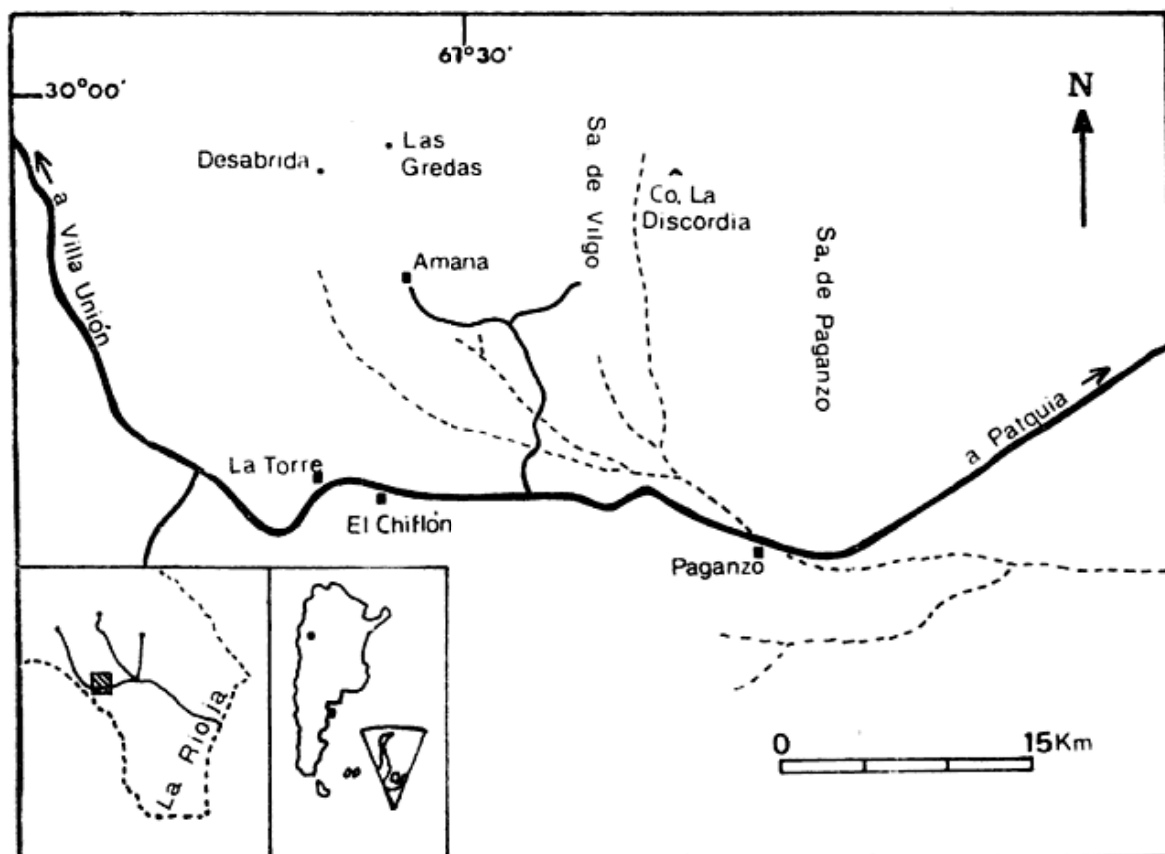


Fig. 1: - Mapa de ubicación.

Turner (1964: 111) al referirse a la Formación De La Cuesta describe ondulitas "de origen eólico" con índice superior a 15.

Spalletti (1979) ha realizado un exhaustivo análisis de las facies sedimentarias que componen la Formación Patquía, incluyendo en su facies "e" a un conjunto de psamitas con estratificación entrecruzada o plana, que el autor interpreta como de origen eólico.

Características de las eolianitas de la Formación La Colina

A continuación se describen las principales características mega y microscópicas observadas. Se ha puesto especial cuidado en no introducir ningún elemento interpretativo en esta sección, por lo que el significado genético de las observaciones realizadas será discutido más adelante.

Litología

Una notable homogeneidad litológica caracteriza a estas rocas. Se trata de areniscas

finas, friables, muy porosas, desprovistas casi totalmente de minerales micáceos y con escasos pesados (principalmente opacos, granate y zircón).

Petrográficamente son arenitas feldespáticas (Doot, 1964) con matriz casi ausente y nulo o muy escaso cemento calcáreo. Los clastos a menudo, están teñidos por óxidos de hierro; el pigmento se encuentra concentrado siempre en la superficie de los minerales y nunca ocupa el centro de los cristales. El crecimiento secundario es raro aunque se ha observado en algunos individuos.

La distribución de la frecuencia granulométrica se estudió mediante preparaciones petrográficas. En cada caso se midieron unos 500 clastos tomándose como tamaño mínimo mensurable el limo medio (30 micrones) de acuerdo a Spencer (1964) y Spalletti (1973). Para la obtención de la frecuencia ponderal fue utilizado el método de corrección gráfica de Friedman (1958).

Las muestras examinadas microscópicamente caen dentro del campo de las areniscas finas y muy finas, con medias que oscilan entre los 2,5 ϕ y 3,1 ϕ (cuadro I), en ningún caso el diámetro máximo de los clas-

tos ha superado el milímetro. Para el cálculo de la selección se utilizó el coeficiente de Trask, en todos los casos S_0 ha sido inferior a 1,27.

Morfológicamente el 48 % de los clastos resultaron subredondeados (escala de Powers 1953); las formas redondeadas y subangulosas son también frecuentes.

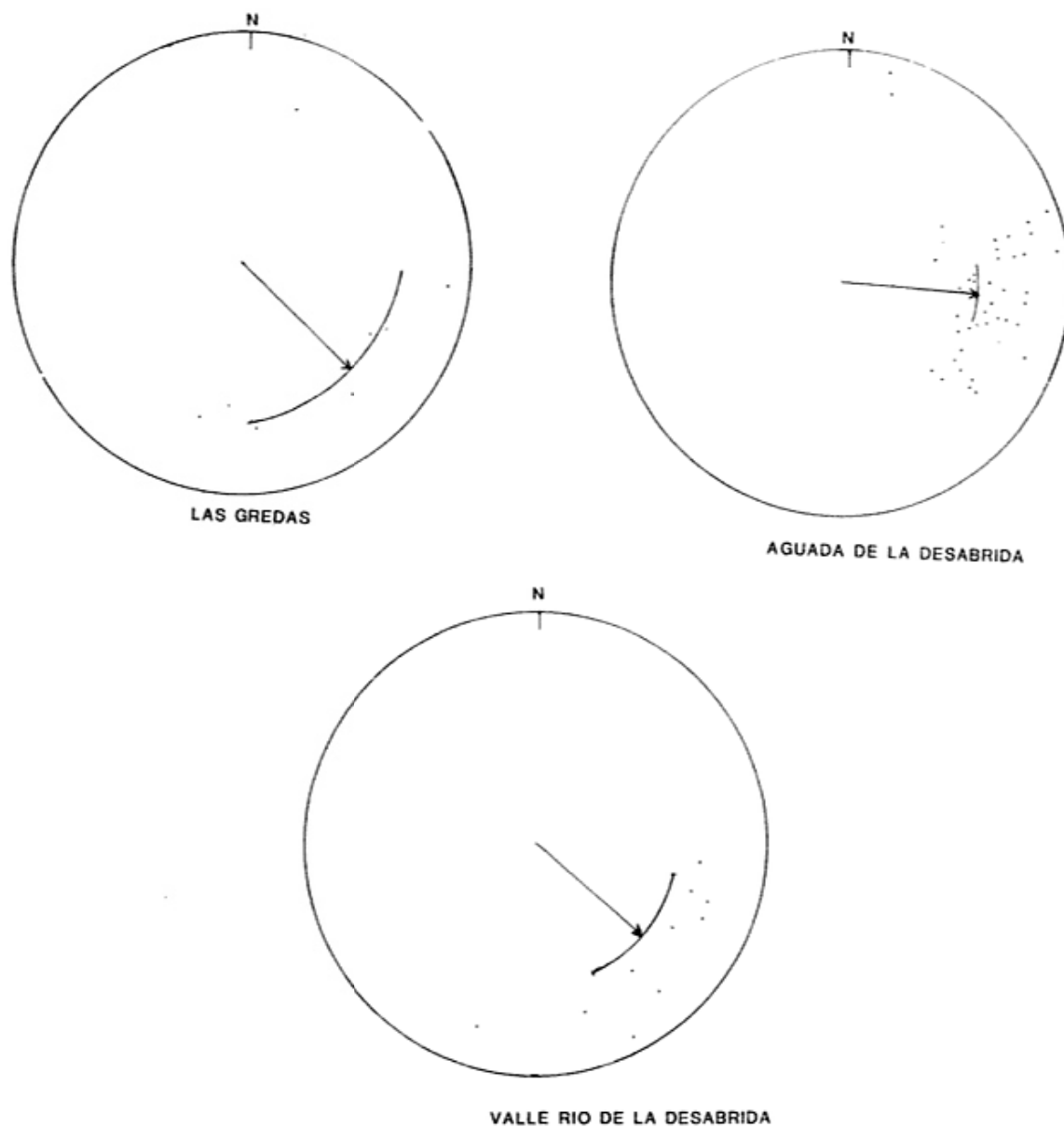


Fig. 2. — Paleocorrientes del miembro superior de la Formación La Colina.

CUADRO I

<i>muestra</i>	<i>procedencia</i>	<i>media en ϕ</i>	<i>clasif. gran.</i>	<i>selección S_0</i>
1	Las Gredas	2,6	aren. fina	1,23
2	Las Gredas	2,9	aren. fina	1,16
3	Co. Discor.	2,7	aren. fina	1,25
4	Aguada Desab.	3,1	aren. muy fina	1,27
5	Aguada Desab.	2,5	aren. fina	1,18

Es común en el interior de los bancos de areniscas la presencia de concreciones carbonáticas, con diámetros que varían desde unos pocos centímetros hasta 20 centímetros. En general exhiben formas subsféricas, proladadas, raramente irregulares y solo ocasionalmente se asocian formando niveles de muy escasa persistencia lateral.

En algunos casos pueden encontrarse presentes capitas de yeso, generalmente son de muy reducido espesor (de pocos cm a varios mm) y dispuestas en forma horizontal o subhorizontal.

Forma y ordenamiento interno de los bancos

Desde el punto de vista de su espesor, los bancos son gruesos a muy gruesos (Ingram, 1954) de forma tabular y contactos planos. En ocasiones resulta difícil trazar el límite entre las distintas unidades, especialmente si éstas no portan estructuras sedimentarias.

Las capas masivas son sin duda las más abundantes, pero son las estructuras entrecruzadas las que caracterizan a estas rocas. El entrecruzamiento tabular planar es la estructura más conspicua, se presenta en *sets* de mediana y gran escala (desde 10 cm hasta 7,5 m). Los de mediana escala suelen mostrarse agrupados, aunque las formas solitarias son también comunes, especialmente en unidades de gran porte. El contacto inferior de cada *set* es generalmente erosivo, aunque regular y a menudo discordante (Allen, 1963). La estratificación entrecruzada del tipo lenticular puede hallarse presente, aunque por lo general es escasa.

Existe una gran variabilidad en el ángulo de inclinación de las capas frontales de estratos entrecruzados, las que si bien por lo

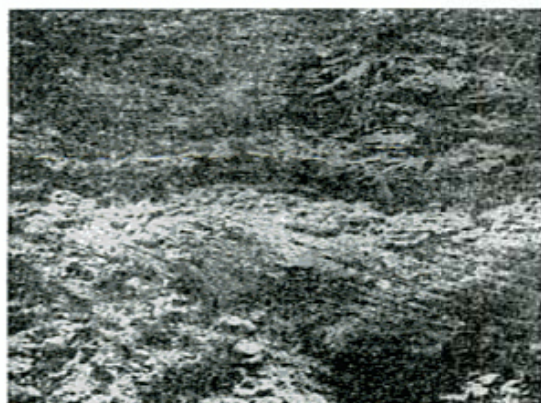


Foto 1. — Set de estratificación entrecruzada planar de unos 7,5 m de espesor.

general superan los 23°, pueden en ocasiones mostrar ángulo inferior a los 10°. El asintotismo basal de estas capas es muy frecuente, llegando casi a horizontalizarse en la parte inferior de cada *set*.

Otro rasgo llamativo de estas rocas es la presencia de superficies que truncan los paquetes entrecruzados. Es notable la persistencia lateral de estas superficies, su trazo recto, paralelo y su espaciado a veces constante.

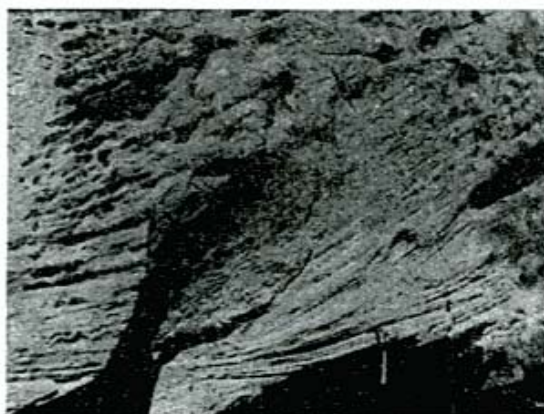


Foto 2. — Estratificación entrecruzada de gran escala, en la que las capas frontales muestran más de 2 cm de espesor y marcado asintotismo basal.

La estratificación plana se presenta con regular asiduidad y tal como lo señalara Spalletti (1981), su distinción de secciones no direccionales de estratos entrecruzados es, a menudo, problemática. Con todo, en la región de Aguada de La Desabrida, la observación tridimensional de afloramientos ha permitido constatar su existencia.

Por último, se han identificado en algunos bancos la presencia de estratos laminados, en donde, las distintas capitas se distinguen por variaciones en el color y en el tamaño de grano.

Mediciones de paleocorrientes y ciclicidad

La excelente disposición de las estructuras entrecruzadas de gran porte, ha permitido efectuar mediciones de paleocorrientes en estas rocas. Para ello, fueron medidas las direcciones de máximo buzamiento de las capas frontales y su valor de inclinación. Posteriormente en el gabinete, contando con el rumbo e inclinación de los estratos que contenían estas estructuras, se llevó a los bancos a la posición horizontal obteniéndose luego los valores correctos de inclinación de capas frontales.

Se realizaron mediciones en tres localidades: Mogote de La Desabrida, Las Gredas y valle del río de La Desabrida. Particularmente en la primera de las localidades citadas, la buena exposición de las estructuras ha hecho posible obtener un número de mediciones sumamente confiables.

Los valores obtenidos se analizaron siguiendo el método de Steinmetz (1962) aplicado para sedimentitas eólicas en nuestro país por Spalletti y Mazzone (1972). De la observación del cuadro 2 se desprende una marcada tendencia de los vectores resultantes a ubicarse en el cuadrante sudeste, un relativamente elevado buzamiento medio de las capas frontales y escasa dispersión de los valores.

Debido a la marcada monotonía litológica resulta imposible (al menos megascópicamente) realizar estudios de ciclicidad en estas rocas. En particular, se ha intentado establecer la existencia de algún tipo de ordenamiento en la disposición vertical de las estructuras sedimentarias, obteniéndose resultados contradictorios. No obstante, parece existir cierta tendencia de las capas laminadas o con estratificación plana a ubicarse por encima de estratos masivos o con menos frecuencia, de sets entrecruzados de mediana escala.

Facies asociadas

Las rocas que componen esta facies se asocian verticalmente con areniscas y pelitas de génesis fluvial, depositadas tanto en subambientes de planicie de inundación como de barra en espolon (Limarino, 1982). La asociación lateral es poco frecuente y cuando se ha observado (como en Aguada de La Desabrida) se produce con facies principalmente limosas que suelen incluir algunos niveles endógenos de yeso. El contacto inferior y lateral con las facies fluviales es generalmente transicional, mientras que el superior es neto por el truncamiento erosivo de la Formación Amaná-Talampaya.

Interpretación de las características descriptas

El carácter fundamentalmente psamítico de estas rocas y la naturaleza fina a muy fina de las areniscas coincide ampliamente con lo señalado por varios autores para depósitos eólicos. En particular el análisis microscópico textural ha mostrado valores de media que varían de 2,5 ϕ a 3,1 ϕ y selección S_0 menor a 1,27. Estos resultados son ampliamente coincidentes con los obtenidos para depósitos modernos y antiguos por Kukal (1970), Folk (1971), Allen (1977), Ahlbrand (1979) y Chaudri *et al.* (1981).



Foto 3.— Nivel de areniscas macizas con abundantes concreciones carbonáticas de unos 30 cm de diámetro máximo.

La ausencia casi completa de matriz es un rasgo característico de las eolianitas y así lo han hecho notar Glennie (1970), Reading (1978), Reineck y Singh (1980) y Spalletti (1980) entre otros. Con todo, su presencia ha sido registrada en algunos casos y adjudicada a la incorporación (infiltración) de detritos finos en depósitos de duna y en áreas de interduna (Walker, 1979; Spalletti, *op. cit.*, y Szigeti y Fox, 1981).

La composición de las areniscas depende fundamentalmente de la roca madre (especialmente en un sentido cualitativo) por lo

CUADRO II

Estación	número mediciones	orientación		buzamiento		círculo confianza
		vec.	res.	vec.	res.	
Aguada La Desabrida	39	91°		28°		11°
Las Gredas	8	143°		26°		43°
Río Desabrida	7	126°		31°		22°

que tiene escaso valor en la diagnóstico paleo-ambiental. Sin embargo la ausencia de minerales micáceos es común en arenas eólicas y puede ser atribuida a la frecuente destrucción del mineral por la acción erosiva del viento o bien, a la fácil deflación de partículas laminares aún por corrientes relativamente poco competentes.

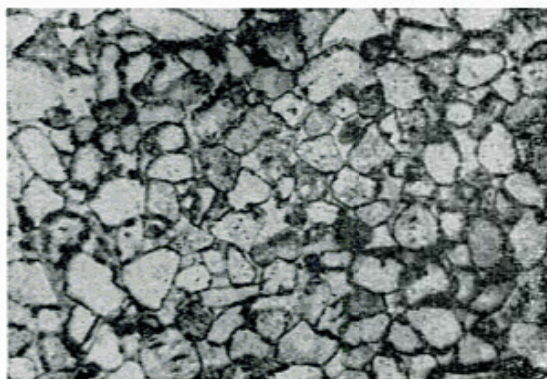


Foto 4. — Aspecto de las arenitas feldespáticas que conforman la facies eólica. Nótese la falta de matriz, de minerales micáceos y de cemento.

El hecho de que la mayoría de los clastos de estas areniscas sean subredondeados y aparezcan formas subangulosas, no cuestiona, en opinión del autor, su génesis eólica. Al respecto cabe mencionar el trabajo de Folk (1978) en el que se describen clastos angulares y subangulares en arenas de desierto, o el de Mc Kee y Bigarella (1979) en el que se señala que comúnmente areniscas eólicas van desde redondeadas a subredondeadas. El generalizar como una característica típica de los depósitos eólicos el buen redondeamiento de los clastos es riesgoso. Probablemente el criterio es válido cuando se trata de depósitos costeros, sujetos por lo general a la acción de varios agentes erosivos; pero en áreas de desiertos interiores donde el viento es el único responsable del redondeamiento las formas subredondeadas y subangulosas aparecen con gran asiduidad.

Concreciones carbonáticas como las encontradas en las areniscas de la Formación La Colina fueron consideradas por Szigeti y Fox (1981) singenéticas y atribuidas a la evaporación de agua intersticial vinculada al nivel de la freática. Spalleti (1980) ha utilizado concreciones similares junto a la presencia de niveles de yeso como un indicador más de condiciones áridas o semiáridas durante la depositación de la Formación Patuía.

El carácter friable de las areniscas eólicas es particularmente notable cuando se las compara con psamitas de génesis fluvial incluidas en la misma unidad estratigráfica. Característica ya señalada por Mader (1982).

Bancos de formas tabulares, gruesos y a menudo macizos, han sido varias veces citados en la literatura para sedimentitas depositadas por el viento. En particular el carácter macizo puede ser difícil de explicar aunque en algunos casos ha sido considerado por Ahlbrandt *et al* (1978) como el resultado de intensa bioturbación. Mc Kee (1979) ha señalado falta de estructuras internas en los bancos de areniscas en las áreas de interduna. Mientras que, en opinión de Szigeti y Fox (*op. cit.*), la observación de estructuras entrecruzadas puede verse dificultada por la extrema uniformidad granulométrica de las areniscas eólicas. Como quiera que sea, debe considerarse que en el caso de la Formación La Colina el número de bancos que portan estructuras sedimentarias (fundamentalmente entrecruzamientos) es mayor que el que surge de un primer análisis. Ello es así debido a que un gran número de capas muestran sus estructuras obliteradas por efecto de la meteorización y del teñido superficial que a menudo las afecta.

La presencia de estratos entrecruzados de gran escala, tanto tabulares como lenticulares es una de las características más importantes en la diagnosis eólica de un sedimento. Sin embargo, esta estructura debe interpretarse con precaución pues también suele hallarse presente en ambiente marino.

El espesor promedio de los distintos *sets* entrecruzados es menor al m, un valor similar ha sido señalado para eolianitas por Mader (1982).

Teniendo en cuenta el ángulo de inclinación de sus capas frontales dos tipos de estratificación entrecruzada tabular de gran escala pueden ser distinguidos. El primer tipo con valores de inclinación superior a los 25°, se habría formado por avalancha en la cara de sotavento de las dunas, mientras que, el segundo de exiguos ángulos de inclinación (menores a 10°) podría haberse depositado tanto en dunas (capas basales o dorsales) como en áreas de interduna. Particularmente la posibilidad de que se trate de capas dorsales (inusualmente preservadas en el registro geológico) parece poco probable, debido a la similar dirección de inclinación que se observa entre capas de alto y bajo valor de buzamiento.

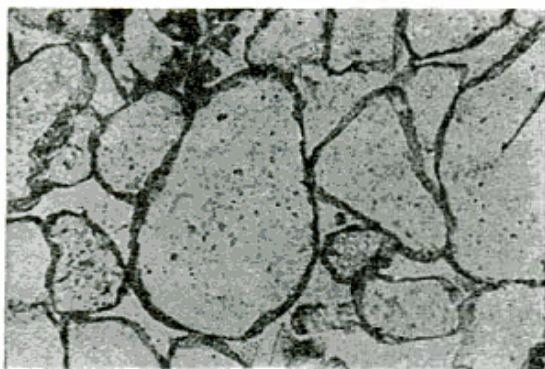


Foto 5.—Detalle de la foto 4, en el que puede observarse pigmento férrico finamente dividido adherido a la superficie de los clastos.

Glennie (1972) ha señalado que en dunas actuales los ángulos mayores de inclinación de capas frontales varían entre 33° y 34° ; sin embargo, en el caso de la Formación La Colina en el 90 % de los casos este valor no excede los 31° Glennie (*op. cit.*) observó diferencias similares durante el estudio de secuencias eólicas antiguas considerándolas el producto de compactación de las arenas. Sin embargo, Poole (1962) ha interpretado el fenómeno como una evidencia de la preservación diferencial de capas medias e inferiores de las dunas.

El carácter erosivo, regular (plano) y discordante de la superficie inferior de cada set entrecruzado, ha sido señalado por Mc Kee (1966) y varias veces citado en la literatura. Este tipo de estratificación, caracterizada por la gran cantidad de superficies limitantes, fue denominada por Stokes (1968) estratificación de truncamiento paralelo múltiple. Este autor atribuyó su formación a variaciones en el nivel de la freática, interpretando que la misma actuaba como nivel límite para la erosión. Sin embargo en el caso de la Formación La Colina y tal como lo señalara Brookfield (1977) la ausencia de rasgos comunes a depósitos de playa cuestiona este origen. Es más, Mc Kee y Moiola (1975) han propuesto que simples desplazamientos de cuerpos arenosos son capaces de producir este tipo de estratificación.

Brookfield (1977) ha clasificado las superficies limitantes estableciendo tres tipos jerárquicos en función, fundamentalmente, de su extensión. En la Formación La Colina han sido identificadas superficies de segundo orden (Brookfield, *op. cit.*) caracterizadas por su continuidad lateral, su baja a moderada inclinación y por su espaciado por lo general inferior a un metro. Estas discontinuidades reflejarían la migración de dunas

a través de grandes cuerpos arenosos (draas).

La ausencia de entrecruzamientos del tipo en artesa es común en areniscas eólicas, como también lo es la falta de ondulitas. Al respecto cabe señalar que esta última estructura suele estar presente, pero su identificación es difícil (Tanner, 1964).

La laminación y estratificación plana son comunes en áreas de interduna y podrían corresponder a los depósitos de acreción definidos por Brookfield (1979). Dichos depósitos aparecen frecuentemente en la base de secuencias eólicas antes del desarrollo de cuerpos de dunas interconectados. Sin embargo Hunter (1977) ha observado laminación plana producida por la acción de vientos fuertes sobre la cara de barlovento de las dunas.

La asociación lateral con facies limo-arenosas que incluyen algunos niveles de yeso se puede interpretar como la implantación de sistemas fluviales transitorios, en los que corrientes poco competentes estuvieron sujetas a gran evaporación.

Resultado de las mediciones de paleocorrientes y ciclicidad

Si bien la evaluación de las paleocorrientes en areniscas eólicas no es útil para establecer paleopendientes, su análisis no sólo permite determinar direcciones de paleovientos, sino también establecer el tipo de duna responsable de la formación de los depósitos. Al respecto, el carácter unimodal de las mediciones obtenidas y su moderado a bajo grado de dispersión, permite suponer la existencia de dunas del tipo creciente (barjanas o transversales), en las que capas frontales se han preservado en forma casi exclusiva.

Es destacable el contraste existente entre las direcciones de paleocorrientes medidas en facies fluviales y eólicas de la Formación La Colina. En el área de Amaná las facies fluviales muestran paleocorrientes sur o suroeste (Limarino 1982), por el contrario, facies eólicas muestran una notable preferencia por la dirección este y sureste.

Dado el carácter casi opuesto de las direcciones de paleocorrientes y si no se aceptara una génesis eólica para las psamitas que aquí nos ocupan sería necesario recurrir a fenómenos geológicos capaces de cambiar la dirección y sentido de la red de drenaje para explicar las diferencias observadas. No se ha encontrado evidencia alguna de tales procesos.

En lo que hace al análisis de la ciclicidad, su ausencia en sedimentos eólicos fue señalada por Mader (1982). Con todo los resultados contradictorios obtenidos en el análisis del ordenamiento vertical de las estructuras sedimentarias pueden deberse a deficiencias de observación. Futuras investigaciones deberán aclarar este punto y confirmar o no la débil tendencia observada de capas laminadas o planas a sobreponerse a estratos macizos o entrecruzados de mediana escala.

Consideraciones sobre la forma y tamaño de las paleodunas

Como ya se ha señalado el estudio efectuado de las paleocorrientes, permite suponer que dunas del tipo creciente han conformado al menos parte de estos depósitos. Sin embargo las paleocorrientes no resultan el único camino para identificar el tipo de duna. Observaciones complementarias de las estructuras sedimentarias y sobre todo la interpretación del mecanismo de formación de las mismas pueden resultar de gran ayuda.

Al respecto, la observación detenida de las estructuras presentes, permite suponer que la mayor parte de la estratificación entrecruzada se ha formado por avalancha en la cara de sotavento de dunas. Este mecanismo descrito por Hunter (1977) y su estructura resultante denominada *sandflow cross-strata* es considerada la más común en dunas crecientes. En contraposición las dunas longitudinales muestran una menor participación de *sandflow cross-strata*, siendo más comunes los depósitos tractivos producidos por la migración de ondulitas y la laminación entrecruzada, generada por pérdida en la competencia del agente cerca de la cresta de las dunas (*grainfall laminae*, Hunter, *op. cit.*). Estos dos últimos tipos de estructura son muy escasos en la Formación La Colina.

En cuanto al tamaño de las dunas sólo puede ser valorado cualitativamente. Desde este punto de vista, es muy probable que nuestras paleodunas hallan sido formas relativamente grandes, Hunter (1981) notó que *sandflow cross-strata* predominan en dunas crecientes de gran tamaño y según Kocurek y Dott (1981) sólo dunas pequeñas muestran como estructuras dominantes *grainfall laminae* y distintos tipos de laminación ondulítica.

Otro aspecto importante para valorar la altura de estos cuerpos arenosos, es el espesor de cada *set* entrecruzado, el que necesari-

amente es menor que la altura de la duna en que se generó. En nuestro caso el espesor promedio es ligeramente inferior a un metro y el máximo de unos 7,5 m.

Por último, de acuerdo con las observaciones de Kocurek y Dott (1981) existe una correlación positiva entre la altura de la duna y el espesor de cada capa frontal de los estratos entrecruzados. Esto es, al aumentar la altura aumenta también el espesor de la capa frontal (aunque no en forma lineal). Basándonos en las observaciones realizadas en dunas actuales por Kocurek y Dott (*op. cit.*) y teniendo en cuenta que las capas frontales de estratos entrecruzados en la Formación La Colina varían entre uno y cuatro centímetros, la altura mínima de las dunas mayores sería superior a un metro.

Conclusiones

- 1) Las características texturales, composicionales y estructurales de las rocas que componen el miembro superior de la Formación La Colina en la región de Amaná, sugieren la intervención de procesos eólicos durante su formación.
- 2) La depositación de estas eolianitas, se habría producido tanto en áreas de duna como de interduna, bajo un régimen de vientos probablemente unidireccionales que soplaban desde el oeste.
- 3) Las formas construccionales (dunas), habrían sido preferentemente del tipo creciente, con preservación diferencial de capas frontales, en especial de su porción media e inferior. Es probable el desarrollo de algunos cuerpos arenosos de considerable altura.
- 4) La identificación de psamitas eólicas en bancos rojos, unida a la presencia de niveles evaporíticos, sugieren un clima árido a semiárido durante la depositación de estas rocas.

Agradecimientos

El autor desea agradecer al Lic. Jorge R. Morelli el apoyo prestado durante las tareas de campo, y por la lectura crítica del trabajo. Al Dr. Luis A. Spalletti las valiosas observaciones realizadas durante su esmerada revisión del manuscrito. Al Sr. Killian por la confección de las copias fotográficas.

Lista de trabajos citados en el texto

- Ahlbrandt, T. S., 1979. *Textural parameters of eolian deposits*. En Mc Kee E. D. Editor: *A study of global sand seas*. Geol. Survey Prof. Pap. 1052: 21-52.
- Ahlbrandt, T. y S. Andrews, 1978. *Bioturbation in eolian deposits*. J. Sed. Petrol. 48: 839-840.
- Allen, J. R. L., 1963. *The classification of cross-stratified units with notes on their origin*. Sedimentology 2: 93-114.
- 1977. *Physical processes of sedimentation*. G. Allen & Unwin Londres, 248 pp.
- Azcuy, C. y J. Morelli, 1970. *Geología de la comarca Paganzo-Amaná, El Grupo Paganzo. Formaciones que lo componen y sus relaciones*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXV (4): 405-429.
- Azcuy, C., J. Morelli, D. Valencio y J. Vilas, 1979. *Estratigrafía de la comarca Amaná-Talampaya*. Cong. Geol. Arg. I: 243-256. Neuquén.
- Brookfield, M., 1977. *The origin of bounding surfaces in ancient eolian sandstones*. Sedimentology 24: 303-332.
- 1980. *Permian intermontane basin sedimentation in Southern Scotland*. Sed. Geol. 27: 167-194.
- Chaudri, R. y H. Khan, 1981. *Textural parameters of desert sediment. Thar Desert (India)*. Sed. Geol. 28: 43-62.
- Dott, J., 1964. *Wacke, graywacke and matrix. What approach to immature sandstone classification*. J. Sed. Petrol. 14.
- Folk, R. L., 1971. *Longitudinal dunes of the northwestern edge of the Simpson Desert, Northern Territory, Australia I. Geomorphology and grain-size relationships*. Sedimentology 16: 5-54.
- 1978. *Angularity and silica coatings of Simpson Desert sand grains, Northern Territory, Australia*. J. Sed. Petrol. 48: 611-624.
- Frenguelli, J., 1949. *El perfil de La Cortadera en las faldas orientales de los cerros de Villa Unión (La Rioja)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. IV (4): 299-335.
- Friedman, G. M., 1958. *Determination of sieve-size distribution from thin section data for sedimentary petrological studies*. J. Geol. 66: 394-416.
- Glennie, K., 1970. *Desert Sedimentary Environments*. Elsevier, 222 pp.
- 1972. *Permian Rotliegendes of Northwest Europe interpreted in light of modern desert sedimentation studies*. Am. Assoc. Pet. Geol. Bulletin 56: 1048-1071.
- Hunter, R., 1977. *Basic types of stratification in small eolian dunes*. Sedimentology 24: 361-387.
- Ingram, R., 1954. *Terminology for the thickness of stratification and parting units in sedimentary rocks*. Geol. Soc. Am. Bull. 65: 937-938.
- Kocurek, G. y R. Dott. *Distinction and uses of stratification types in the interpretation of eolian sand*. J. Sed. Petrol. 51: 579-595.
- Kukal, Z., 1970. *Geology of Recent Sediments*. Prague Academia, 490pp. En Reineck y Singh, 1980: 238.
- Limarino, C. O., 1982. *Estudio de las rocas clásticas y eruptivas vinculadas a la Cuenca Paganzo*. Inf. parcial CONICET. Inédito.
- Mader, D., 1982. *Eolian sands in continental red beds of the Middle Buntsandstein (Lower Triassic) at the western margin of the German Basin*. Sed. Geol. 31: 191-230.
- Mc Kee, E., 1966. *Structures of dunes at White Sands National Monument, New Mexico*. Sedimentology 7: 1-69.
- Mc Kee, E. (Editor), 1979. *A study of global sand seas*. Geol. Survey Prof. Pap. 1052.
- Mc Kee, E. y R. Muiola, 1975. *Geometry and growth of the White Sands dune field, New Mexico*. J. Research U. S. Geol. Survey, 3: 59-66.
- Mc Kee, E. y J. Bigarella, 1979. *Ancient sandstones considered to be eolian*. En: Mc Kee E. Editor. *A study of global sand seas*. Geol. Survey Prof. Pap. 1052: 187-238.
- Poole, F., 1962. *Wind directions in Late Paleozoic time in Colorado Plateau*. Geol. Survey Prof. Pap. 450: 147-151.
- Powers, M., 1953. *A new roundness scale for sedimentary particles*. J. Sed. Petrol. 23: 117-119.
- Reading, H., 1978. *Sedimentary Environments and Facies*. Oxford: Blackwell Sci. Pub. 576 pp.
- Reineck, H. y I. Singh, 1980. *Depositional Sedimentary Environments. With reference to terrigenous clastics*. Springer 549 pp.
- Spalletti, L., 1973. *Estudio granulométrico estadístico de las sedimentitas de la Formación Guandacol (Carbónico) en la Sierra de Maz*. Rev. Mus. La Plata (n. s.). Sec. Geol. 9: 9-23.
- 1979. *Paleoambientes de sedimentación de la Formación Patquía (Pérmico) en la Sierra de Maz, La Rioja*. Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, 53: 167-202.
- 1980. *Paleoambientes sedimentarios en secuencias silicoclásticas*. Asoc. Geol. Arg., Serie B 175 pp.
- 1981. *Facies sedimentarias de la Formación Niriuhau en la región de San Carlos de Bariloche, Prov. de Río Negro*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXVI (3): 286-311.
- Spalletti, L. y M. Mazzoni, 1972. *Paleocorrientes del miembro medio de la Formación Yacimiento*

- Los Reyunos, Sierra Pintada, Prov. de Mendoza, Rep. Argentina. Asoc. Geol. Min. Petr. y Sed. Rev. III (3-4): 77-90.*
- Spencer, D. W., 1964. *The interpretation of grain size distribution curves of clastic sediments. J. Sed. Petrol. 33: 180-190.*
- Steinmetz, R., 1962. *Analysis of vectorial data. J. Sed. Petrol. 32: 801-812.*
- Stokes, W. L., 1968. *Multiple parallel-truncation bedding planes. A feature of wind-deposited sandstone formations. J. Sed. Petrol. 38: 510-515.*
- Szigeti, G. J. y J. E. Fox, 1981. *Unkapa Sandstone (Jurassic) Black Hills South Dakota: An eolian facies of the Morrison Formation. S. E. P. M. Special Pub. 31: 331-349.*
- Tanner, W. F., 1964. *Eolian ripple marks in sandstones. J. Sed. Petrol. 34: 432-433.*
- Turner, J., 1964. *Descripción geológica de la Hoja 15 c Vinchina, Provincia de La Rioja. Bol. Inst. Nac. Geol. y Min. 100 Buenos Aires.*
- Walker, T. R., 1979. *Red color in dune sand. En: Mc Kee E. D. Editor: A study of global sand seas. Geol. Survey Prof. Pap. 1052: 61-82.*

Recibido: 25 de abril, 1983.

Aceptado: 8 de noviembre, 1983.

CARLOS OSCAR LIMARINO
CONICET

Departamento de Ciencias Geológicas
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Universidad de Buenos Aires
Ciudad Universitaria, Pabellón II
1428 Buenos Aires.

MODELOS DEPOSICIONALES CARBONATICOS

por **Albert V. Carozzi**

Serie B. Didáctica y Complementaria N° 11

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Importante obra didáctica que presenta en forma actualizada un completo análisis de los diferentes medios de depositación carbonática.

TOMO I: 112 páginas de texto

TOMO II: 198 páginas con 252 figuras

ULTIMOS EJEMPLARES DISPONIBLES EN:

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Casa del Geólogo

Maipú 645, 1er. piso

1006 Buenos Aires

Argentina