

REVISTA

DE LA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

SUMARIO

HUGO NÉSTOR LUCERO, Función geoestadística del variograma y su empleo <u>en la obtención del coeficiente de dispersión absoluto « alfa »</u>	5
WOLFGANG VOLKHEIMER, Observaciones geológicas en el área de Ingeniero <u>Jacobacci y adyacencias (Provincia de Río Negro)</u>	13
HUGO B. NICOLLI Y ROBERTO O. TOUBES, Acerca de la naturaleza estadística de la distribución de SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , CaO , K_2O , TiO_2 y U_3O_8 <u>en biotitas graníticas</u>	37
ALEJANDRO J. TOSELLI Y JUANA ROSSI DE TOSELLI, Metamorfismo de las Cumbres Calchaqués: I. Rasgos de deformación y blastesis en las rocas del faldeo sur-occidental entre la Angostura y Tafi del Valle, Tucumán, <u>República Argentina</u>	45
FLORENCIO GILBERTO ACEÑOLAZA, Sobre la presencia de <i>Oldhamia</i> sp. en la Formación Puncoviscana de Cuesta Muñano, Provincia de Salta, <u>República Argentina</u>	56
MARTÍN H. IRIONDO, Granulometría de los sedimentos del valle aluvial del <u>río Manso superior, Provincia de Río Negro</u>	61
OSCAR ALBERTO LOSADA, Mineralogía de la ramsdellita de la provincia de <u>Neuquén, República Argentina</u>	70
JORGE O. KILMURRAY, Petrología experimental y el sistema <u>granítico</u>	77
NOTAS BREVES:	
BEATRIZ L. L. COIRA, Resultados preliminares sobre la petrología del ciclo eruptivo ordovícico concomitante con la sedimentación de la Formación Acoite, en la zona de Abra Pampa, Provincia de Jujuy, <u>República Argentina</u>	85
ALDO NAVARINI, VICENTE MÉNDEZ Y JUAN C. ZANETTINI, Sobre la presencia de la Formación Yacoraita en el anticlinal del cerro <u>Chaupiorco, Departamento Santa Catalina (Prov. Jujuy)</u>	88
COMENTARIOS:	
FRANCISCO FIDALGO, <u>Sobre los bajos sin salida en Patagonia</u>	91
JUVENAL JORGE ZAMBRANO, Influencia de la deflación en la formación <u>de los bajos sin salida de la Patagonia extraandina</u>	92
EDUARDO J. METHOL, Comentarios sobre los pequeños bajos sin salida <u>de la Patagonia</u>	94
RAÚL N. DESSANTI, Sobre el control estructural de algunos rasgos <u>geomorfológicos del noroeste de la Patagonia</u>	95

BUENOS AIRES

REPUBLICA ARGENTINA

1973

REVISTA
DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

This One



AG5T-D2T-HQYF

Imprenta Coni S. A. C. I. F. I., Perú 684, Buenos Aires

Inscripta en el Registro de la Propiedad Intelectual bajo el número 1.036.841

REVISTA

DE LA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

TOMO XXVIII

BUENOS AIRES

REPÚBLICA ARGENTINA

1973

FUNCION GEOESTADISTICA DEL VARIOGRAMA Y SU EMPLEO EN LA OBTENCION DEL COEFICIENTE DE DISPERSION ABSOLUTO ALFA

POR HUGO NESTOR LUCERO¹

RESUMEN

Es bien conocida la importancia geoestadística del coeficiente de dispersión absoluto "alfa", parámetro convencionalmente calculable con el concurso de los "equivalentes lineales"; en este breve trabajo y a través del análisis de un ejemplo concreto, se presentan las pautas operativas conducentes a su obtención, mediante el método llamado "del variograma".

ABSTRACT

In this brief paper the principal features of the absolute dispersion coefficient "α" are shown. This parameter is usually obtained with the aid of the linear equivalents.

The operational guide lines to get "alfa" are developed here through the analysis of a concrete example and by means of the so-called "variogram method".

INTRODUCCION

Así como la representación más común de la tendencia a la agrupación alrededor de un valor central de cualquier grupo de datos no independientes es el "promedio", sea este simplemente aritmético, armónico, geométrico, elaborable como "modo" o aún como "mediana" según el caso a tratar, hay también más de una manera de representar el grado de dispersión de tales elementos agrupables, siendo la más común la del desvío tipo; en muchos campos de la estadística se prefiere sin embargo, el empleo de las varianzas, parámetros que en razón de su carácter de aditividad facilitan acentuadamente la ejecución de cálculos posteriores.

Dentro del área eminentemente geoestadística, posee especial interés el

cálculo de otro parámetro aún más específico, consistente en el llamado "coeficiente de dispersión absoluto" o "alfa", capaz de cifrar contrastes de valores (tenores en el presente caso) sin dependencia de la condición volumétrica de las muestras que hayan concurrido al conocimiento del sector investigado (un campo mineralizado por uranio, en este caso). El cálculo analítico de alfa, de carácter más convencional en geoestadística, toma en consideración la relación volumétrica en términos de equivalencia lineal, existente entre una muestra tipo y la totalidad del campo mineralizado en estudio.

El mencionado coeficiente posee una gran importancia por su aplicación en los cálculos de estimaciones, siendo imprescindible su concurso, a efectos de arribar a las precisiones finales que cifran el error con que puede llegar a conocerse una reserva mineral.

¹ Comisión Nacional de Energía Atómica.

CARACTERES GENERALES DEL DEPOSITO INVESTIGADO

Las aplicaciones a que alude la presente comunicación, fueron hechas sobre un sector del yacimiento uranífero "Rodolfo", ubicado en el valle de Punilla (Córdoba) en la vecindad inmediata a la localidad de Cosquín.

La mineralización vanadio-uranífera existente, se aloja en la llamada Formación Cosquín (Lencinas, 1968) constituida por depósitos continentales de origen mayormente granítico que contactan tectónicamente hacia el oeste con el cristalino de la Sierra Chica e infrayacen por el este, también tectónicamente, a depósitos cuaternarios (Lucero, 1959; Lencinas, 1963).

La distribución de tenores en este yacimiento obedece francamente a la ley lognormal ya que no se dan en él, efectos de tipo "nugget" propiciadores de discontinuidades netas entre el mineral y su soporte estéril, y las leyes en uranio son bastante moderadas. En efecto, las zoncografías de detalle (Lencinas, 1968) tanto isorrábricas como isopléticas descubren la existencia de una continuidad "anomalíaria" según una estructura de tipo "rosario" con núcleos relativamente ricos rodeados por halos zonales que entrelazan a aquellos señalando la dirección de las corridas mineralizadas.

El sector aquí tratado se identifica con un tramo de 33 m de longitud, de una galería s/veta realizada en el nivel -61 del mencionado yacimiento, la que ha sido sistemáticamente muestreada según intervalos de aproximadamente un metro.

OBTENCION DE LOS PARAMETROS A EMPLEAR EN EL CALCULO DE PRECISIONES

En posesión de los datos numéricos de base, cuyo detalle se expone en cuadro "A", deben seguirse los siguientes pasos:

1. Calcular las "varianzas primarias" de "muestras" para tenores "x", potencias "h" y la cupla "hx" (en el presente caso se operará únicamente sobre la dimensión tenor).

2. Seguidamente, se impone la determinación del coeficiente de dispersión absoluto, calculable según dos métodos, el de los equivalentes lineales de "Matheron-de Wijs" y el del variograma, también de Matheron, que se expondrá en detalle. El coeficiente alfa constituye un parámetro expresable en porcentajes, que en yacimientos uraníferos del tipo del estudiado cubre normalmente la gama existente entre 1.10^{-2} y 3-4 %, y en los de tipo filoniano, varía entre 5 y 10 %.

Los próximos pasos que no serán considerados en este breve trabajo, consisten en:

3. La determinación de las varianzas de "muestreo", primera extrapolación de valores.

4. La de las varianzas de extensión, segundo evento generalizador que puede llegar a hacer caer en el vacío todo el andamiaje elaborado, si no se cuenta con el apoyo de un previo y detallado conocimiento geológico de las reales limitaciones del fenómeno mineralizador (tectónicas o simplemente por la existencia de fronteras ligadas a gradientes bruscos de la mineralización).

5. Finalmente la obtención de las varianzas de estimación, compuestas de la suma de las anteriores, aprovechando el carácter aditivo de este tipo de parámetros, y de cuya raíz cuadrada se obtendrán los guarismos destinados a expresar el error con el que deberá finalmente trabajarse en términos del duplo de los desvíos obtenidos (2π) dados en porcentajes, vale decir según expresiones al nivel de certidumbre del 95 %.

CUADRO I
Yacimiento Rodolfo. Modelo natural

Muestra N°	Tenor	Muestra N°	Tenor
15 N.....	0,38 ‰	3 S.....	0,35 ‰
14 N.....	0,18 »	4 S.....	0,28 »
13 N.....	0,33 »	5 S.....	0,11 »
12 N.....	0,26 »	6 S.....	0,10 »
11 N.....	0,17 »	7 S.....	0,10 »
10 N.....	0,14 »	8 S.....	0,51 »
9 N.....	0,21 »	9 S.....	0,62 »
8 N.....	0,30 »	10 S.....	0,67 »
7 N.....	0,39 »	11 S.....	0,42 »
6 N.....	0,29 »	12 S.....	0,32 »
5 N.....	0,26 »	13 S.....	0,72 »
4 N.....	0,19 »	14 S.....	0,27 »
3 N.....	0,65 »	15 S.....	0,44 »
2 N.....	0,59 »	16 S.....	0,39 »
1 N.....	0,46 »	17 S.....	0,28 »
1 S.....	0,35 »	18 S.....	0,16 »
2 S.....	0,12 »		

Distancia entre muestras (en metros) :

(d)	Varianza σ_d^2	(d)	Varianza σ_d^2
1.....	0,359	5.....	0,646 (anomalía)
2.....	0,532	6.....	0,761
3.....	0,660	7.....	0,889
4.....	0,692	8.....	0,969
		etcétera	

**FUNCION GEOESTADISTICA
DEL VARIOGRAMA**

Se acepta que el variograma constituye la función fundamental de toda estadística ligada a conceptos estereodimensionados, y un importantísimo medio para el estudio de las estructuras; en el caso de una población como la aquí presentada, puede decirse que la

distribución espacial de los tenores o su variograma, obedece a un esquema de repartición "de Wijsiano", cuando las varianzas entre las muestras progresivamente más alejadas entre sí, se incrementan conforme al logaritmo de las distancias que las separan.

Al tratarse mediante un muestreo sistemático un campo mineralizado con las características del aquí tomado en con-

CUADRO II
Modelo idealizado

Muestra N°	Tenor	Muestra N°	Tenor
1	0,1 ‰	18	0,4 ‰
2	0,2 »	19	0,3 »
3	0,3 »	20	0,2 »
4	0,4 »	21	0,1 »
5	0,5 »	22	0,2 »
6	0,6 »	23	0,3 »
7	0,5 »	24	0,4 »
8	0,4 »	25	0,5 »
9	0,3 »	26	0,6 »
10	0,2 »	27	0,5 »
11	0,1 »	28	0,4 »
12	0,2 »	29	0,3 »
13	0,3 »	30	0,2 »
14	0,4 »	31	0,1 »
15	0,5 »	32	0,2 »
16	0,6 »	33	0,3 »
17	0,5 »		

Distancia entre muestras (en metros) :

(d)	Varianza σ_d^2	(d)	Varianza σ_d^2
1	0,100	17	0,600
2	0,322	18	0,320
3	0,579	19	0,100
4	0,813	20	0
5	0,928	21	0,100
6	0,815	22	0,327
7	0,592	23	0,580
8	0,320	24	0,843
9	0,100	25	1,000
10	0	26	0,857
11	0,100	27	0,633
12	0,324	28	0,320
13	0,580	29	0,100
14	0,820	30	0
15	0,943	31	0,100
16	0,822	32	0,400

sideración, vale decir capaz de ajustarse a una ley de comportamiento ligado a la noción de alejamientos efectivos cual la lognormal, surge el hecho que hay mayores probabilidades de que un determinado punto del campo posea una ley más semejante a la de sitios inmediatos que a los de posición más mediata.

Los variogramas se elaboran en base a muestreos isodistanciados en los que se hace intervenir, en primera instancia a todas las muestras alejadas entre sí conforme al mínimo intervalo establecido, a efectos de calcular su varianza (en el caso presentado, este intervalo es igual a 1 metro). Seguidamente se toma un segundo período igual al duplo de aquella mínima, continuándose en la misma forma hasta límites que son función de las características propias de cada yacimiento; no es necesario proseguir la investigación indefinidamente, siendo suficiente que el distanciamiento rebase la semilongitud de onda del fenómeno mineralizador. En efecto, en esa forma se arriba en las últim...

confrontaciones, a comparar los tenores de aquellos pares de muestras más significativamente diferentes entre sí, capaces de brindar teóricamente las mayores varianzas. Un "modelo" idealizado (con muestras cada metro), supuesto poseedor de una "ritmicidad" de mineralización en sentido longitudinal perfectamente regular e igual a diez metros [ver cuadro "B" y fig. 1 (b)] permite visualizar este fenómeno ligado al rebasamiento del hemiperíodo del evento físico-químico generador; ello se refleja en el proceso de regresión de varianzas, desde la posición del máximo hito alcanzado, hasta determinado punto a partir del cual aquéllas comienzan a incrementarse nuevamente, ciclo que vuelve a repetirse dos veces en el esquema. Comparando este caso con el del "modelo natural" aquí estudiado, puede observarse al respecto, que éste posee un módulo de "ritmicidad" mayor [ver cuadro I y fig. 1 (a)].

En cuanto al caso de las "anomalías aisladas", siempre existentes dentro de las extensiones investigadas, se consideran ligadas a la periodicidad de los da-

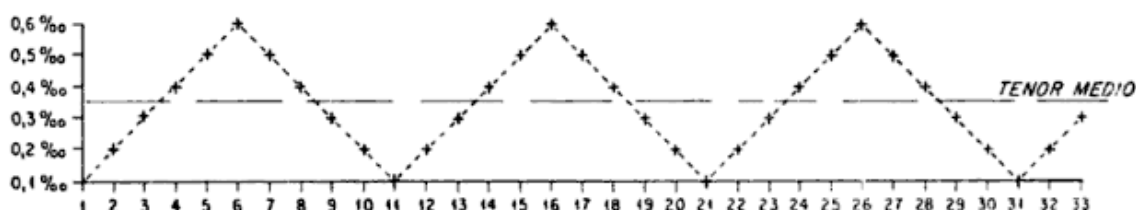
PERFIL ISOPLÉTICO DE UN "MODELO NATURAL" (YAC. RODOLFO)
ESCALA: 1:200

Fig. 1a



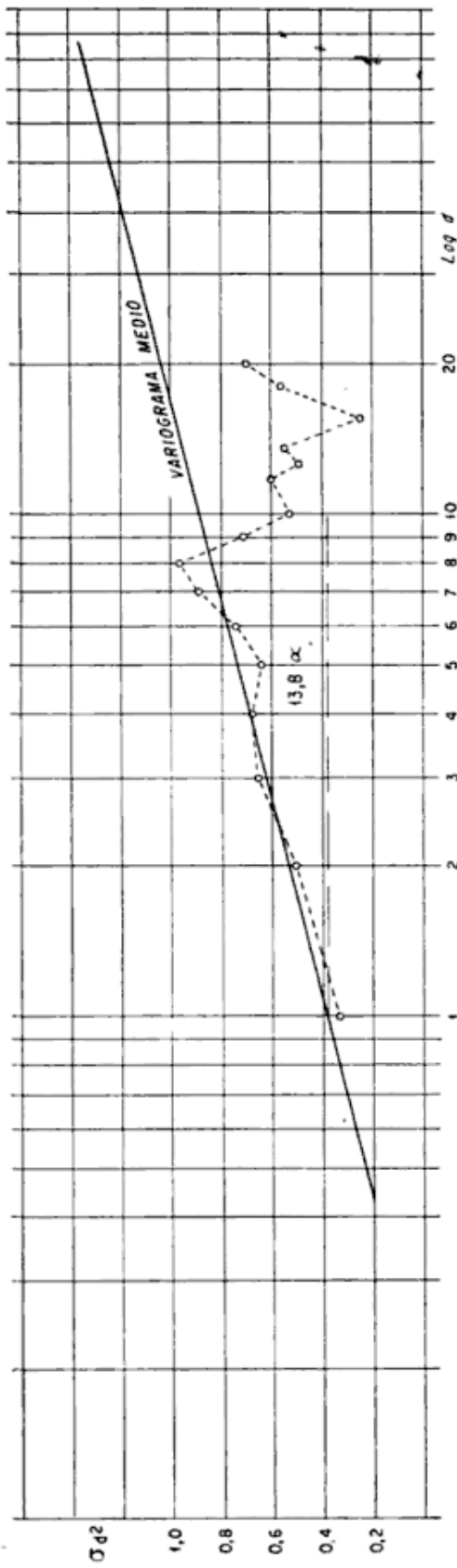
PERFIL ISOPLÉTICO DE UN "MODELO IDEALIZADO"
ESCALA: 1:200

Fig. 1b



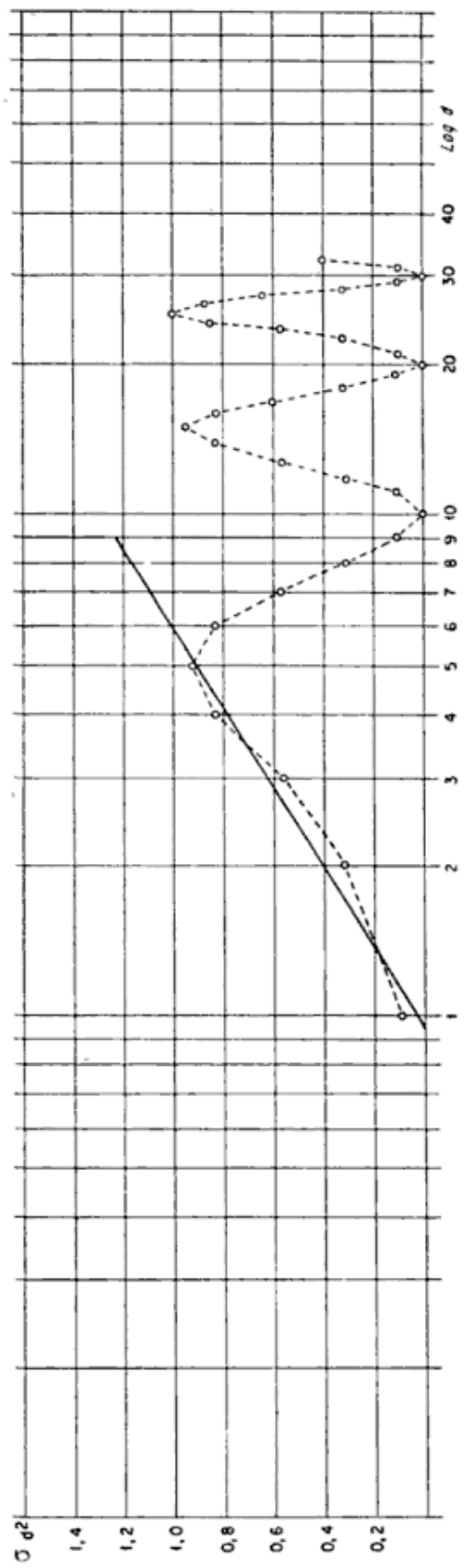
VARIOGRAMA DE TENORES (YACIMIENTO RODOLFO - CÓRDOBA - NIVEL -61)

Fig. 2



VARIOGRAMA DE UN " MODELO " DE DISTRIBUCIÓN DE TENORES

Fig. 3



tos originales (Vaclav Nemeč, 1971). En el ejemplo presente puede advertirse (ver cuadro I, y fig. 2) la existencia de tales anomalías consideradas por el creador de la concepción (G. Matheron, 1963 — en V. Nemeč, 1970) como fenómenos de transición que expresan — dentro de ciertos límites — la existencia de sistemas “at random” de accidentes tales como fracturas, dentro del campo geométrico de las variables regionalizadas. Se señala la carencia de esas anomalías en el modelo isorítmico regular agregado (ver cuadro II y fig. 3).

Otra de las vitales aplicaciones de la representación variográmica es la de permitir la obtención del parámetro alfa, coeficiente que cifra dispersiones en términos de valores absolutos.

METODO GRAFICO-ANALITICO PARA LA OBTENCION DE ALFA POR EL METODO DEL VARIOGRAMA

Comparación con valores logrados mediante los equivalentes lineales. Esta metodología requiere — previo cálculo de las varianzas correspondientes a todos los pares de muestras sucesivamente más distantes y diferenciadas entre sí, hasta colmar el área investigada — una representación gráfica en sistema semilog, en la cual las distancias “d” entre muestras sean llevadas logarítmicamente sobre abscisas y las varianzas “ σ_d^2 ” sobre ordenadas.

En el cuadro I se expone la serie de varianzas calculadas para los ocho primeros metros correspondientes a la semilongitud de onda del embate mineralizador.

Este parámetro (σ_d^2) es calculable, en caso de operarse con logaritmos decimales (M. Slama, 1972) mediante la fórmula:

$$\sigma_d^2 = \frac{5,3}{n - p} \sum (\log X_{k+p} - \log X_k)^2$$

o de otro modo (Matheron 1963, en V. Nemeč 1971) en forma más directa, sin

intervención de la dimensión logarítmica:

$$\sigma_d^2 = \frac{\sum_{i=0}^{i=n} (X_{i+d} - X_i)^2}{n - d}$$

Una vez fijada en el gráfico la primera serie de puntos figurativos, se procede a trazar entre ellos una recta compensatorio, llamada “variograma medio”. Si se aísla un triángulo rectángulo que tenga como hipotenusa al variograma medio y cuyo cateto coincidente con abscisa sea igual a 10 centímetros (conforme al módulo del papel bilog usual) se tendrá que el restante cateto existente sobre ordenadas (independientemente de las escalas adoptadas) corresponderá a un valor de $13,8 \alpha$ (o de 6α si la representación sobre abscisa se hubiera efectuado según logaritmos neperianos).

A efectos de determinar la dimensión sobre ordenadas a emplear en los cálculos posteriores, puede procederse en la práctica a medir gráficamente, a partir del variograma medio de referencia, el valor correspondiente a σ_d^2 para 1 y 10 metros de distanciamiento (o para 2 y 20 m, etc.). En el presente caso se obtiene del gráfico (ver fig. 2) un valor de 0,39 para σ_1^2 y de 0,89 para σ_{10}^2 . Siendo la fórmula a aplicar,

$$\sigma_d^2 = B + 13,8 \alpha \log d,$$

o sea en este caso,

$$\sigma^2 10 = B + 13,8 \alpha \log 10;$$

reemplazando se tiene

$$0,89 = 0,39 + 13,8 \alpha 1,$$

de donde ¹

$$\alpha = \frac{0,89 - 0,39}{13,8} = 0,036; \quad \alpha = 3,6\%$$

¹ Cabe señalar que el primer valor de σ_d^2 (0,39) corresponde en el caso planteado al de la constante “B” de la fórmula *ad hoc* propuesta en el trabajo fundamental de M. Carlier (Carlier, 1964). Puede también calcularse “B” analíticamente, según la fórmula: $B = 9 \alpha - 13,8 \alpha \log l + C_0$, en la que l es el equivalente lineal de una muestra y C_0 el efecto “Nugget” (M. Slama, 1972).

Se agregará que los valores para α_x (de tenores), obtenidos (a partir de los mismos datos de base) empleando la marcha operativa de los equivalentes lineales, fueron de entre 2,5 y 2,9 %, guarismos no sensiblemente alejados de los logrados mediante el método del variograma.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Carrier, A., 1964. *Contribution aux Méthodes d'estimation de gisements d'uranium*. Thèse de l'Université de Paris. Francia. Rapport CEA R. 2332.
- Lencinas, A., 1963. *Geología del flanco occidental de la Sierra Chica y del fondo del valle de Punilla entre Biale Massé y La Cumbre, Córdoba*. Tesis doctoral de la Universidad Nac. de Tucumán. (Inédito).
- 1968. *Informe sobre los trabajos de exploración realizados en el distrito uranífero Punilla y en especial en el yacimiento "Rodolfo". Período 1964-68*. CNEA. (Inédito).
- Lucero, H. N., 1959. *Observaciones tectónicas sobre la falda occidental de la Sierra Chica entre las localidades de Cosquín y la de Capilla del Monte (Córdoba)*. CNEA. (Inédito).
- 1966. *Consecuencias estadísticas obtenidas de la exploración realizada en el yacimiento "Rodolfo" (Córdoba)*. CNEA. (Inédito).
- Lucero, H. N. y Hillar, 1971. *Comportamiento geoestadístico de una distribución cuprífera diseminada (Salta)*. Boletín de la Asociación Geológica de Córdoba. Tomo I, Nº 2, Julio 1971.
- Nemec, V., 1970. *The law of structural patterns; its application with special regard to mathematical geology*. Geindustria (Phaha, Czechoslovakia) and Kansas. Geological Survey (USA).
- 1971. *Comunicaciones epistolares y "Resoconto della Conferenza del 10 maggio"*, in "Associazione mineraria Subalpina". Torino, Italia. IAMG (International association for Mathematical Geology). K. Rybnickum 17, Praha 10. Strasnice, Czechoslovakia.
- Slama, M., 1972. *(Chef de Réserves du CEA-France)*. Comunicaciones epistolares.

Recibido el 30 de octubre de 1972.

OBSERVACIONES GEOLOGICAS EN EL AREA
DE INGENIERO JACOBACCI Y ADYACENCIAS
(PROVINCIA DE RIO NEGRO) ¹

POR WOLFGANG VOLKHEIMER ²

RESUMEN

Se caracterizan las formaciones geológicas del área de Ingeniero Jacobacci y se dan nuevos datos sobre litología, distribución areal, relaciones estratigráficas, espesores, paleontología, edad y paleoambientes de las formaciones tratadas, con énfasis en los depósitos sedimentarios. Sobre un basamento premesozoico (metamorfitas, granitos, diques básicos, etc.) yacen discordantemente vulcanitas triásicas y jurásicas, separadas, a su vez, por una discordancia angular de las sedimentitas continentales, mayormente rojas, de la Formación Angostura Colorada (Cretácico superior). Le siguen estratos marinos y continentales del Maastrichtiano (Formación Coli Toro). El Terciario inferior está representado por escasas sedimentitas y las vulcanitas mayormente mesosilíceas de la Formación Huitrera (Eoceno). La Formación Colloncura (tobas, tufitas, areniscas, limos, arcillas del Mioceno superior) ocupa áreas grandes y se destaca por su contenido en diatomitas. Los basaltos neógenos y cuartarios abarcan alrededor de un 30 % del área estudiada. Entre los depósitos sedimentarios del Cuartario se destacan los conos de deyección coalescentes (bajadas) de la Formación Choiquepal, frecuentes en la mitad austral del área, y los depósitos lacustres, que abundan en la depresión de Carrí Lafquén y adyacencias. Estos sedimentos contienen estromatolitos algales que se describen brevemente y se utilizan como indicadores ambientales. Se da un breve bosquejo de los rasgos estructurales en el cual se destaca, como rasgo sobresaliente, la presencia de una tectónica tensional intensa durante el Plioceno y Cuartario. El fallamiento gravitacional es un proceso que sigue siendo activo en la actualidad, siendo las fallas jóvenes (cuartarias), de varias decenas de metros de rechazo, fenómenos frecuentes. Al final se dan conclusiones sobre el desarrollo geotectónico y geomagmático del área.

ZUSAMMENFASSUNG

Geologische Beobachtungen im Gebiet von Ingeniero Jacobacci (Provinz Río Negro, Patagonien). Es wird die stratigraphische Abfolge im Gebiet von Ing. Jacobacci beschrieben und es werden neue Daten zur Lithologie, räumlichen Verteilung, Mächtigkeiten, Paläontologie, Alter und Ablagerungsmilieu der behandelten Folgen mitgeteilt; der Schwerpunkt liegt bei den sedimentären Formationen. Über einem vormesozoischen Grundgebirge liegen triassische und jurassische Vulkanite, die durch Winkeldiskordanz von der oberkretazischen, kontinentalen Rotfolge der Angostura-Colorada-Formation getrennt sind. Sodann folgen marine und kontinentale Schichten des Maastricht (Coli-Toro-Folge). Das Alttertiär ist vertreten durch (seltenere) kontinentale Sedimentite und die meist andesitischen Vulkanite der Huitrera-Folge (Eozän). Die Colloncura-Folge (Tuffe, Tuffite, Sandsteine, Silte und Tone des höheren Miozäns) ist weit verbreitet und zeichnet sich durch zahlreiche Diatomit-Lagerstätten aus. Die jungtertiären und quartären Basalte umfassen etwa 30 % des untersuchten Gebiets. Von den quartären Ablagerungen seien vor allem die Schuttfächer (baja-

¹ Trabajo preparado para el Centro de Investigaciones Científicas de la Provincia de Río Negro.

² Museo Argentino de Ciencias Naturales "B. Rivadavia". Investigador del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Buenos Aires.

das) der Choiquepal-Folge und die lakustren Ablagerungen des Carri-Lafquén-Beckens genannt. Letztere enthalten eine reichhaltige Überlieferung von Algen-Stromatolithen, die kurz beschrieben werden und deren palökologische Bedeutung besprochen wird. Sodann wird ein kurzer Überblick über die Tektonik gegeben und besonders die seit Beginn des Pliozäns sehr stark wirksame Zerrungstektonik herausgestellt. In einem zusammenfassenden Schlußteil wird folgender Ablauf der geotektonischen und geomagnetischen Prozesse dargestellt: 1. Geosynklinale Entwicklung während des Paläozoikums, die durch eine jungpaläozoische Plutonisierung abgeschlossen wird. Die so entstandenen Strukturen haben NW-SE-Richtung. 2. Eine postgeosynklinale Entwicklung, die das Mesozoikum und Alttertiär umfaßt und durch meist mesosilicischen Vulkanismus gekennzeichnet ist, der mit schwächeren tektonischen Bewegungen zusammenhängt. Die NW-SE-Richtung ist in dieser 2. Entwicklungsphase weiterhin wichtig. 3. Ein Cyclus tangentialer Krustenbewegungen, der mit dem Pliozän beginnt und heute noch fort dauert. Zerrungstektonik, das Aufsteigen von "ozeanischen" Olivin-Basalten und große Graben-Brüche charakterisieren diese 3. Phase, in der die neue Nord-Süd-Richtung wichtig wird.

I. INTRODUCCION

Los trabajos de campo correspondientes al presente estudio se hicieron durante los meses de febrero de 1971 y marzo de 1972, por cuenta del Centro de Investigaciones Científicas de la provincia de Río Negro, como aporte al mapa geológico de la provincia de Río Negro, escala 1:500.000.

El bosquejo geológico del área estudiada se ha efectuado sobre la base topográfica 1:100.000 (Hojas 40d-Ing. Jacobacci y 41d-Lipetrén de la Dirección Nacional de Geología y Minería).

El área de Ingeniero Jacobacci está ubicada en la parte septentrional de la Patagonia Extrandina y se caracteriza por condiciones semidesérticas. Las precipitaciones medias anuales son muy inferiores a los 200 milímetros; las de enero son apenas de 20 mm, y menos de 20 las de julio. Hay alrededor de 5 nevadas por año, y más de 60 heladas. La isoterma media de julio es de aproximadamente 2° C, la de enero de alrededor de 16° C, y la media anual cerca de 9°. La humedad relativa del aire es, en el promedio anual, de unos 60 % (enero: 55 %, julio: 70 %). La humedad absoluta del aire (tensión del vapor) es de alrededor del 7 % en enero, y sólo de 4 % en julio. Los vientos prevalentes vienen del oeste¹.

La *vegetación*, mayormente de este ar-

¹ Extrapulado de los mapas climáticos en Chiozza & González (1958).

bustiva y estepa halófila, es rala, excepto en las escasas vegas y mallines. La reducida humedad ambiental no permite el crecimiento de helechos. Hay un solo género de gimnospermas, *Ephedra*, que es característico para zonas áridas.

Entre las monocotiledóneas aparecen 12 géneros de gramíneas, 2 de ciperáceas y un representante de las juncáceas, amarilidáceas e iridáceas. Aparecen representantes de 19 familias de angiospermas, entre las cuales predominan las compuestas (*Senecio*, *Nassauvia*), leguminosas (*Prosopis*, *Adesmia*, etc.), chenopodiáceas (*Atriplex*, *Chenopodium*), umbelíferas (*Azorella*, *Mulinum*) y zigophylláceas (*Larrea*). (N. Speck, com. verb.).

La localidad de Ingeniero Jacobacci se halla a 876 m sobre n.m., y las mesetas basálticas de los alrededores que son las elevaciones máximas de la zona, ascienden a poco más de 1000 metros. Las *unidades geomórficas* más importantes de la comarca son dichas mesetas basálticas, de edad plio-pleistocena en su mayoría, y las depresiones continentales internas sin desagüe que se rellenaron con sedimentos de "bajadas" durante el Cuartario, bajo condiciones de clima semiárido a árido, con la participación de procesos fluviales intermitentes.

Entre los escasos trabajos anteriores sobre esta porción del sur de Río Negro cabe mencionar el estudio importante de R. Casamiquela: *Historia geológica del Valle de Huahuel Niyeo área extra-*

andina del sudoeste de la provincia de Río Negro, República Argentina (con énfasis en el Pleistoceno) (1969). Los trabajos de M. Flores (1956, 1957) y W. Volkheimer (1964, 1965 a, 1965 b, 1968) tratan áreas inmediatamente vecinas.

II. AGRADECIMIENTOS

Agradezco al Centro de Investigaciones Científicas de la provincia de Río Negro toda la ayuda material dada para los trabajos de campo, especialmente al Sr. Director de dicha institución, Sr. Rodolfo Casamiquela, quien apoyó decididamente la concreción de este proyecto. Asimismo agradezco a la señorita Nora Kaufmann, la licenciada M. Sánchez y los licenciados E. Sepúlveda y L. Sánchez, quienes colaboraron en las tareas de campo; al Sr. Eulice Inostrosa, conductor del vehículo que el C.I.C. puso a mi disposición, al Sr. Andrés García, quien me indicó varios lugares fosilíferos, participó en los trabajos de extracción del material paleontológico y piloteó la avioneta del Aeroclub Ingeniero Jacobacci, con la cual realicé reconocimientos aéreos, y al Dr. Odreman Rivas quien determinó un edentado del Mioceno superior.

Al estar casi concluido el presente trabajo, tuve acceso a las fotografías aéreas de una parte del área estudiada. Agradezco al Dr. A. Zuzék, quien me señaló en dichas fotografías líneas estructurales importantes en la mitad austral de la Hoja Ing. Jacobacci, al Dr. P. N. Stipanovic la lectura crítica del manuscrito y a la Dra. Di Lorenzo el estudio de dos cortes delgados de vulcanitas triásicas. Asimismo, al Museo Argentino de Ciencias Naturales "B. Rivadavia" por haber costado el clisé del mapa geológico adjunto, y al Sr. H. Vecchio por haber realizado con esmero los trabajos de dibujo. Estos últimos se realizaron, en su gran mayoría, por cuenta del Centro de Investigaciones Científicas de la Provincia de Río Negro.

III. ESTRATIGRAFIA

1) RELACIONES GENERALES

La zona objeto de este estudio comprende rocas de un basamento premesozoico y varias formaciones volcánicas y sedimentarias de edad mesozoica y cenozoica. Del basamento premesozoico asoman ectinitas intruidas y migmatizadas por un granito de posible edad paleozoica superior y atravesadas por diques básicos premesozoicos. Sobre este basamento se disponen, con discordancia angular, las coladas, aglomerados y tobas andesíticas hasta riolíticas del Complejo Porfírico, que según observaciones en áreas vecinas, comprende en algunos lugares rocas triásicas y, en otros, del Jurásico medio a superior.

Con discordancia angular se apoya, sobre el Complejo Porfírico, la Formación Angostura Colorada, compuesta principalmente por areniscas, limos y arcillas, frecuentemente de color rojo, que alternan con tufitas y tobas volcánicas. Esta secuencia cretácica es de origen continental. Le sigue la Formación Coli Toro, maastrichtiana y parcialmente marina.

La "Serie Andesítica" eocena (Formación Huitrera) yace discordantemente sobre la Formación Angostura Colorada y ocupa áreas considerables en la porción sudoccidental del área. Está cubierta, a su vez, por formaciones del Terciario continental.

La efusión de basaltos comenzó en el área estudiada durante el Plioceno (Basalto I), se acentuó en el límite Plio-Pleistoceno (Basalto II), continuó durante el Pleistoceno medio (Basalto III) y superior (Basalto IV), y durante el Holoceno (Basaltos V y VI).

Depósitos cuaternarios aterrizados acompañan en varios niveles el valle del arroyo Huahuel Niyeo, y depósitos pedemontanos del tipo extraandino (agregados sueltos de clastos angulosos, de grano muy variado, que componen conos de deyección coalescentes disectados

Cuadro Estratigráfico

CRONOLOGIA		FORMACION	PROCESOS TECTONICOS
CUARTARIO	HOLOCENO	Relleno actual Basalto 6 Dep. lacustres Basalto 5	Tectónica tensional. Fallamiento gravitacional acompañado por ascenso de basaltos olivínicos
	PLEISTOCENO	F. Choiquepal Dep. terrazados Basaltos 3 y 4 Basaltos 2	
TERCIARIO	PLIOCENO	F. Río Negro	
		Basaltos 1	
	MIOCENO	F. Collancura	Primera (?) Fase del II Movimiento Andino
	OLIGOCENO		
EOCENO	F. Huitrera	Primera (?) Fase del I. Movimiento Andino	
PALEOCENO			
MESOZOICO	CRETACICO	F. Coli Toro	
		F. Angostura Colorada	
	JURASICO	F. Taquetrén	Cmpl. Porfir.
	TRIASICO	F. Paso Flores	
F. Sierra Colorado F. Los Menucos			
PALEOZOICO	PERMICO	F. Michihuau (granitos)	
		F. Cushamen y otras	

por valles de arroyos secos), son frecuentes en el área.

Durante el Pleistoceno y Holoceno se han producido fenómenos de remoción en masa, en gran escala, a lo largo de los bordes de las mesetas basálticas, dando como resultado la desintegración de las coladas cuyas márgenes se presentan fracturadas en terracetos, ubicadas en niveles muy inferiores a los originales.

2. BASAMENTO PREMESOZOICO

Los principales afloramientos del basamento premesozoico se hallan en la sierra de Lipetrén. Se trata de la parte septentrional de extensos afloramientos de rocas metamórficas e intrusivas que se prolongan hacia el sur, a la sierra de Calcatapul, Gastre, Blancuntre y sierra de Jalalaubat. Hacia el noroeste dichos

afloramientos continúan hacia el ámbito de la Hoja 41c, Cerro Mesa.

La parte principal de la sierra de Lipetrén está compuesta por un plutón granítico que ha intruido, probablemente durante el Paleozoico superior, un conjunto de metasedimentitas depositadas en un geosinclinal varíscico de rumbo NW-SE. El granito nombrado migmatizó a los depósitos geosinclinales mencionados, dando lugar a la transformación en embrequititas, debido a inyección difusa y, en menor proporción, a inyección venosa. En algunos lugares se halla también inyección nodular incipiente, como se observa, por ejemplo, al SE del puesto Pinchulef, donde afloran embrequititas de ojos (gneis de ojos). Entre las metasedimentitas, las más frecuentes son esquistos micáceos y meta-cuarzitas casi siempre algo migmatíticas.

En el ángulo noroeste del área estudiada, en el paraje cañadón Chileno, asoma un plutón granítico con su secuela de diques pegmatíticos y aplíticos. El granito es de grano muy variado. Predomina granito de grano mediano a fino, de color gris claro rojizo. En esta comarca no se han observado rocas metamórficas (ectinitas, migmatitas).

Correlaciones. Las metamorfitas de la sierra de Lipetrén corresponden a la Formación Cushamen (Volkheimer, 1964, 1965), probablemente de edad paleozoica inferior, y de amplia distribución en el departamento de Cushamen y serranías al sur y sudeste de Gastre.

Los plutones graníticos de la sierra de Lipetrén y cañadón Chileno son comparables con los granitos de Gastre y el Granito Aplítico Rosado (Volkheimer 1964) de Cushamen, ambos paleozoicos, probablemente pérmicos (Stipanovic *et al.* 1968, p. 79-80) (Formación Michihuau de dichos autores).

3. COMPLEJO PORFÍRICO

Para los propósitos de este bosquejo, incluimos en el término Complejo Por-

fírico rocas volcánicas, con ocasionales intercalaciones de sedimentitas continentales, de diversas edades mesozoicas (precretácicas). En áreas vecinas, estudiadas detalladamente por varios autores, el complejo ha sido subdividido en varias formaciones (v. Stipanovic *et al.* 1968): Formación Los Menucos, Triásico inferior; Sedimentitas con Flora de *Dicroidium* (Triásico superior); Formación Sierra Colorada, Triásico inferior final (Stipanovic y Methol, 1972, p. 588) y Formación Taquetrén (Caloviano u Oxfordiano).

Las rocas del Complejo Porfírico ocupan áreas extensas en la porción oriental de la zona estudiada. Estos afloramientos son la prolongación noroccidental de las coladas y tobas andesíticas hasta riolíticas que acompañan al basamento premesozoico de la zona Gastre-Jalalaubut a ambos lados y están cubiertos, en algunos lugares, por las sedimentitas continentales de la Formación Angostura Colorada. Rocas del complejo afloran también en los bordes de las lagunas Carrí Lafquén Grande y Chica y en la porción noroeste del área estudiada, donde aparecen por debajo de las coladas basálticas cenozoicas en los campos de la estancia de la viuda Sfeir y en la zona del puesto Las Lajas, cuyo nombre se deriva de las lajas de ignimbritas que afloran en el paraje. Estos afloramientos se prolongan hacia el oeste y sur, hasta el campo de la estancia Huanu Luán.

Litología. En el ámbito de la Hoja Ing Jacobacci, las ignimbritas se presentan con mayor frecuencia que otros tipos litológicos; asoman inmediatamente al sur de la laguna Carrí Lafquén Chica, en la zona del cerro Raiguanque, frente a la entrada al casco de la estancia Huanu Luán y en las proximidades del puesto Las Lajas. Le siguen en importancia, en orden de frecuencia decreciente, las brechas, aglomerados, tobas y coladas andesíticas hasta riolíticas.

En el área sudeste y este de la Hoja Lipetrén, el Complejo Porfírico se com.

pone de mantos, brechas y tobas andesíticas hasta riolíticas. El color de conjunto de las coladas y brechas es, generalmente, violáceo hasta morado; las tobas tienen, por su parte, casi siempre colores más claros.

Relaciones estratigráficas. Las formaciones que constituyen el Complejo Porfírico se apoyan sobre el basamento pre-mesozoico con pronunciada discordancia angular. Están cubiertas por la Formación Angostura Colorada (Cretácico) al norte de Lipetrén, en el área ubicada entre la estancia Calcatreu y estancia La Felisa, y otros lugares más al norte, donde, por falta de afloramientos satisfactorios, el contacto no se observa con claridad. Diversas formaciones terciarias y cuaternarias cubren al Complejo Porfírico en otras áreas.

Debido a la similitud litológica, la separación del Complejo Porfírico y la "Serie Andesítica" eocena es muy difícil en lugares donde faltan los estratos del Cretácico continental y/o marino (Formaciones Angostura Colorada y Colli Toro). Debido a esta dificultad, los límites trazados entre ambos complejos vulcaníticos son provisionales.

4. FORMACIÓN ANGOSTURA COLORADA (Cretácico continental)

Nomenclatura. El uso del nombre estratigráfico Grupo Chubut debe limitarse al ámbito de la Cuenca del Golfo San Jorge (Lesta 1968), de modo que para los depósitos continentales del Cretácico fuera de los límites de dicha cuenca, aunque tengan gran similitud facial con los de la Cuenca del Golfo San Jorge, deben usarse nombres formacionales diferentes.

Localidad tipo y derivatio nominis. Localidad tipo de la Formación Angostura Colorada es el lugar homónimo, ubicado en el centro-este de la Hoja 41d, Lipetrén, en el borde sudoccidental del paraje Calcatreu. El nombre se deriva del color predominante de las rocas sedi-

mentarias que forman la angostura mencionada. La sección tipo se halla a 2 km al este de la salida oriental de la Angostura Colorada, sobre el faldeo sur del valle.

Litología. La Formación Angostura Colorada comprende en la zona estudiada rocas sedimentarias clásticas, tuffitas y rocas piroclásticas. En la localidad tipo, a 2 km al este de la Angostura Colorada, aflora un perfil muy completo, subdividido en tres unidades estratigráficas (fig. 1.1).

arriba: *Unidad C:* más de 21,3 m de areniscas, conglomerados y limos. Color de conjunto gris claro, excepcionalmente rojizo. Paleoambiente predominantemente fluvial.

Unidad B: 13,80 m de areniscas de grano variado, alternando con limos y arcillas. Color de conjunto pardo rojizo. Cambio repetido de ambiente lacustre y fluvial. En las limolitas lacustres se hallan pelecípodos.

abajo: *Unidad A:* más de 35,00 m de areniscas de grano variado, alternando con menor cantidad de sabulitas, limos y arcillas. Color de conjunto rojo ladrillo a gris pardusco. Ambiente fluvial, a veces lacustre.

En las unidades estratigráficas mencionadas se observan los siguientes detalles:

Unidad C

más de 10,00 m de areniscas de grano variado, dispuestas en bancos de hasta 30 cm, en parte calcáreas, más o menos feldespáticas. Color de conjunto gris.

1,30 m de areniscas de grano mediano a grueso; granos de cuarzo, feldespato y muscovita. Cemento calcáreo. Frecuentes inclusiones de fragmentos arcillosos de hasta 2 cm de diámetro. El conjunto se presenta en bancos compactos. Se intercala un banco lenticular con estratificación entrecruzada de tipo fluvial.

5,20 m de limos más o menos arcillosos; areniscosos arriba y más arcillosos abajo.

1) ANGOSTURA COLORADA

2) BAJO COLORADO

3) AL SE DE LA PAVA

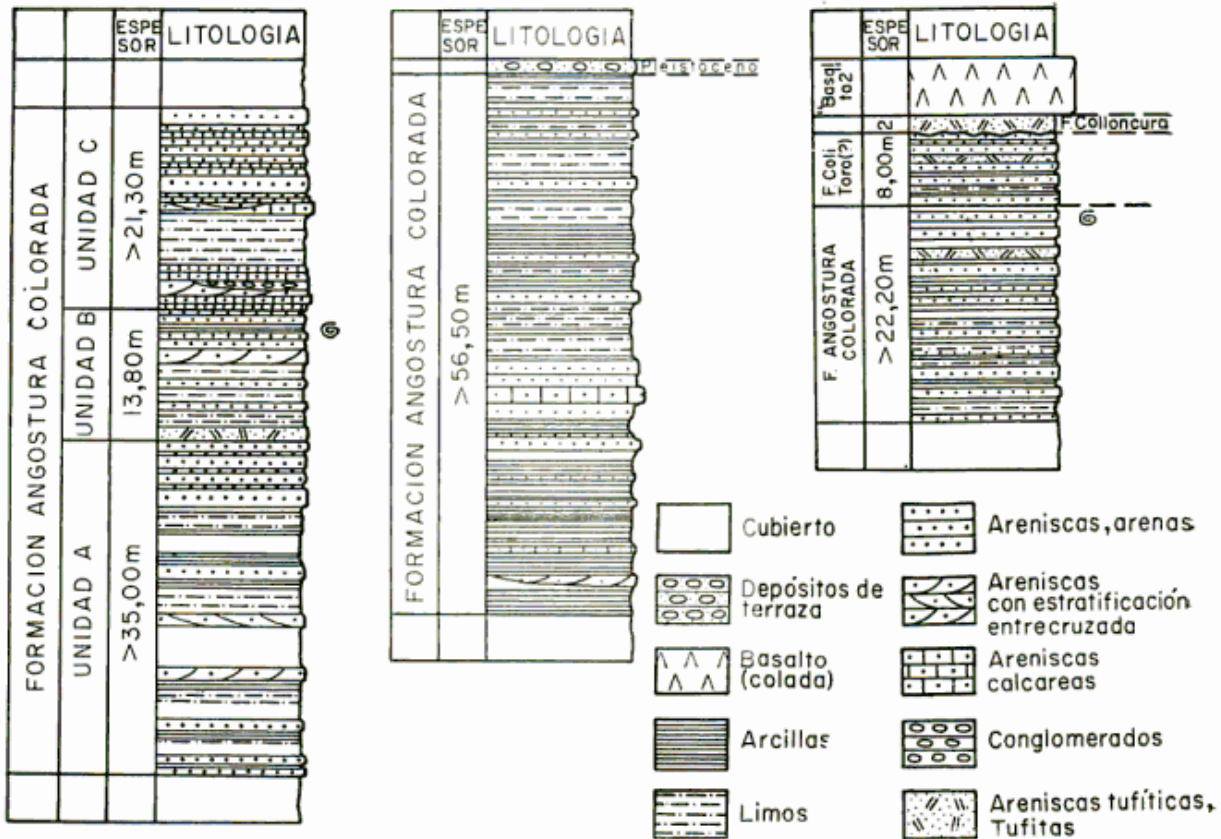


Fig. 1. — Perfiles columnares de la Formación Angostura Colorada

Color de conjunto rojo pardusco, en parte gris verdoso.

4,80 m de areniscas calcáreas de grano variado, dispuestas en bancos de hasta 30 cm, más o menos feldespáticas, de color gris, alternando con escasos bancos lenticulares de conglomerados finos. En la parte inferior predominan areniscas de grano mediano, frecuentemente con estratificación entrecruzada. En la porción media, las areniscas son muy micáceas; en la porción superior son más arcillosas.

Unidad B

4,00 m de areniscas polimícticas de grano mediano, micáceas, con cemento ferruginoso. Color pardo. Se intercalan limolitas lacustres de color rojo ladrillo hasta pardo rojizo claro, con pelecípodos. Inmediatamente por encima del banco fosilífero 20 cm de sabulita con clastos subangulosos, predominantemente de cuarzo. La parte inferior del conjunto se hace más arcillosa y es de color rojizo-pardo claro.

1,80 m de arenisca de grano grueso, polimíctica, en parte con estratificación en

tre cruzada, dispuesta en bancos macizos, de color gris claro en estado fresco, y pardo rojizo en superficies meteorizadas.

8,00 m de limolita muy friable (hasta limo), areno-arcillosa, de color rojo ladrillo claro, alternando con arenisca polimíctica hasta sabulita, dispuesta en bancos de color pardo a rojo-pardusco. En la parte inferior una arenisca tobácea de grano mediano a grueso.

Unidad A

7,00 m de areniscas polimícticas de grano muy variado; excepcionalmente sabulitas. Color de conjunto rojo pardusco.

2,60 m de limos y arcillas, algo arenosos, muy friables, de color rojo ladrillo.

16,00 m (muy cubiertos) de sabulitas, areniscas de grano muy variado, en parte con estratificación entrecruzada, de color pardo rojizo, alternando con arcillas y limos de color rojo ladrillo.

2,00 m de sabulita polimíctica, color gris claro pardusco, alternando con arcillas y limos rojos.

La parte de la sucesión que sigue abajo, está cubierta por relleno actual.

A 10 km al NNE del perfil arriba descrito se observa un notable aumento de grano en ciertos horizontes de la Formación Angostura Colorada. Asumen más de 12 m de areniscas gruesas y conglomerados finos, fuertemente entrecruzados. Los clastos de los conglomerados provienen del Complejo Porfirico (riolitas, andesitas, etc.). El color de conjunto es pardo claro.

En el área de la estancia Yuquiche aflora la parte superior de la Formación Angostura Colorada, rica en restos de dinosaurios (actualmente en estudio por R. Casamiquela). Predominan en esta área areniscas limosas muy friables.

En la ladera austral del Bajo Colorado, alrededor de 3 km al NE del campo de aviación de Ingeniero Jacobacci, aflora el siguiente perfil:

- arriba: terraza con rodados pleistocenos
- 30,00 m arcillas de color verde amarillento claro, alternando con limos y areniscas limosas muy friables. Se intercalan hacia abajo delgados bancos de arcilla color rojo ladrillo. Color de conjunto verde amarillento claro.
 - 1,45 m areniscas de grano mediano a grueso, matriz limosa, friables. Más del 80 % de los granos, subredondeados, son de cuarzo; escasos 20 % líticos.
 - 0,50 m arena limo-arcillosa, color rojo-pardusco oscuro.
 - 1,00 m arenisca de grano fino, oligomíctica. Predominan los granos de cuarzo; escasos granos de feldespato y mica. Matriz tobácea; escaso cemento calcáreo, debido al cual este banco es menos friable que los suprayacentes. Color verde amarillento muy claro. (El perfil continúa 100 m al oeste).
 - 1,50 m arenisca algo calcárea, oligomíctica, de grano mediano. Granos subredondeados de cuarzo y líticos. Color pardo claro, algo rojizo. Roca medianamente friable, algo acornisada.
 - 1,70 m arenisca muy friable, tobácea, color rojo pardusco oscuro.
 - 1,80 m arcillas, en parte más o menos limosas, color rojo pardusco muy oscuro. En el tercio inferior muy arenosas y transitando a arenisca más o menos micácea.
 - 1,50 m areniscas de grano muy variado, oligomícticas, muy feldespáticas, algo friables. Matriz tobácea. Color gris

verdoso claro, en parte algo rojiza. Bancos algo acornisados.

- 1,00 m arenisca limosa muy friable, grano mediano a fino, algo micácea. Color rojo pardusco. Alternancia con capas delgadas de arcilla roja.
- más de 6,00 m de arcilla de color rojo pardusco oscuro, en parte limo-arenosa. Se intercalan bancos delgados de arenisca lajosa, grano mediano a fino, oligomíctica, con granos subangulosos de cuarzo y líticos y matriz tobácea. En la parte inferior algunas intercalaciones de arenisca gruesa.

Hacia abajo siguen más de 10 m de arcillas, en parte limo-arcillosas, color rojo pardusco, con intercalaciones de areniscas algo calcáreas de grano mediano, color gris verdoso claro, con estratificación entrecruzada fluvial.

Ambiente: lacustre-terrestre fluvial.

Para caracterizar la parte alta de la Formación Angostura Colorada, se dará un perfil que aflora 6 km al sudoeste del paraje La Pava, en el faldeo este de un cerro piramidiforme. Este perfil incluye, eventualmente, ya los términos inferiores de la Formación Coli Toro.

En la cumbre de dicho cerro se halla un resto de erosión de una colada basáltica, de más de 6 m de espesor. Debajo de ella, 2,00 m provienen de vulcanitas de la Serie Andesítica eocena y están alojados en una matriz tobácea. Color de conjunto gris claro rosado. Edad: Mioceno (Formación Colloncura). Estas tufitas terciarias se apoyan, con discordancia erosiva, sobre la Formación Coli Toro, de la cual se observan:

arriba:

- 8,00 m areniscas tufíticas muy friables (hasta arenas), de grano mayormente fino. Predominan los granos subangulosos de cuarzo, a los que se asocian granos de muscovita y minerales félicos. Muy escasa matriz limo-arcillosa. En la parte inferior se intercalan niveles más arcillosos de color verdoso. Color de conjunto blanco-amarillento. (F. Coli Toro?).
- 10,20 m alternancia de areniscas tufíticas (hasta arenas) muy friables, de grano fino. Se intercalan algunos niveles de arcillas plásticas muy puras de color

gris claro. Restos de vertebrados fósiles.

12,00 m areniscas limo-arcillosas de grano fino arriba, hasta grueso en la mitad inferior, algo tobáceas. Clastos de cuarzo, muscovita, escasos fémcicos. Alternancia con (transición a) limos arcillosos y arcillas limosas, casi siempre algo arenosas. Se intercalan escasos bancos de arcillas pardo-rojizas que aumentan en frecuencia y espesor en la parte inferior. Color de conjunto gris claro; las partes más meteorizadas de color ferruginoso.

Espesor y distribución areal. En ningún afloramiento de la zona estudiada asoma todo el espesor de la Formación Angostura Colorada. Por combinación de los distintos perfiles observados se estima que el espesor total de la formación alcanza algunos centenares de metros; tal vez 300 a 400 metros. La formación asoma, en la Hoja Lipetrén, en una franja de extensión norte-sur, entre Lipetrén y estancia La Felisa. Reaparece en varias localidades cercanas al borde septentrional de dicha Hoja. En la Hoja Ingeniero Jacobacci, la Formación Angostura Colorada es de mayor distribución. Se halla sobre todo en la parte austral y oriental de la Hoja.

Relaciones estratigráficas. El límite inferior, con diversas formaciones del Complejo Porfírico, es una discordancia angular. El límite superior, con la Formación Coli Toro, es aparentemente transicional; en ningún lugar del área bosquejada se pudo observar una discordancia.

Paleoambientes. Se observan cambios continuados entre ambientes lacustres, fluviales y terrestres. La gran frecuencia de sedimentitas rojas indica el predominio de condiciones oxidantes.

Edad y Paleontología. Los escasos restos de moluscos de agua dulce hallados en la sección tipo, no permiten conclusiones acerca de la edad de la Formación Angostura Colorada. Ella se depositó con posterioridad a los acontecimientos volcánicos correspondientes

a las formaciones del Complejo Porfírico (Triásico-Jurásico), y con anterioridad a la ingresión marina correspondiente a la Formación Coli Toro (Maastrichtiano). Por la asociación transicional y concordante con la Formación Coli Toro, observada en el ámbito de la Hoja Ing. Jacobacci, si bien no en la localidad tipo, donde no asoma la formación mencionada en último término, es probable que la Formación Angostura Colorada pertenece al Cretácico superior pre-maastrichtiano.

Correlaciones. La Formación Angostura Colorada es probablemente sincrónica con la Formación Yacimiento Trébol del Grupo Chubut en la Cuenca del Golfo San Jorge.

5. Formación Coli Toro (Maastrichtiano inferior y medio)

Nomenclatura. El nombre formacional F. Coli Toro ha sido propuesto por Bertels (1969, p. 48), quien eligió como localidad tipo el paraje homónimo, situado a unos 50 km al nordeste de Ingeniero Jacobacci. Dicha autora aún no ha caracterizado de manera suficiente, la sección tipo, de la cual menciona solamente que por debajo de la Formación Roca (Daniano) "continúan arcillas y areniscas micáceas, de grano fino, friables, predominantemente grises", que alcanzan alrededor de 20 m de espesor, y para las cuales propone el nombre F. Coli Toro.

Litología. A 1.500 m al este de La Angostura, en las cercanías del puesto Marileo, 10 km al sudoeste de Ingeniero Jacobacci, inmediatamente al sur de la ruta N° 242, aflora el siguiente perfil de la Formación Coli Toro:

arriba: depósitos de faldeo
16,00 m alternancia muy repetida de areniscas (hasta arenas) muy friables, de grano muy variado. Entre los granos predominan los de cuarzo subanguloso; feldespato y hojuelas de muscovita se presentan en menor cantidad, y los minerales pesados son muy escasos.

La matriz limosa es escasa. En la parte media se intercalan sabulitas. Color de conjunto: amarillo intenso en la mitad inferior; amarillo blanquecino-grisáceo en la mitad superior. Se observan intercalaciones limo arcillosas hasta arcilla limosas de color gris claro pardusco.

- 0,65 m arenisca calcárea de grano fino, más o menos micácea. Arriba y abajo bien estratificada; en la parte media más calcárea y, por ende, más maciza. Los moluscos marinos contenidos en esta calcarenita son tan abundantes en dicha parte media que forman un banco de lumachella.
- 3,00 m areniscas muy friables, hasta arenas, de grano fino. Los granos subangulosos de cuarzo, feldespato y hojuelas de muscovita se alojan en una matriz limosa. En la mitad inferior se intercalan capas de limo arenoso y arcilla limo-arenosa. Color de conjunto: arriba amarillo intenso; abajo, en las capas arcillosas, gris claro.
- 11,00 m alternancia de areniscas de grano fino a mediano, muy friables. Granos subangulosos a subredondeados de cuarzo, feldespato, abundantes hojuelas de muscovita y escasos minerales férmicos, alojados en una escasa matriz de limo. Se intercalan algunos bancos menos friables de arenisca algo calcárea, arcillas y limos, y un nivel con concreciones ferruginosas más o menos alargadas. Color de conjunto: amarillo hasta blanco-grisáceo.
- abajo: cubierto por arena eólica actual.

En la localidad La Pava, la Formación Coli Toro acompaña al valle en el pie de su faldeo sur. A unos 300 m al sur de la huella asoma una sucesión de limolitas muy friables blanco-amarillentas que alternan con areniscas friables de color amarillo. De la Formación Coli Toro afloran en esta comarca alrededor de 40 metros. Se halla cubierta por tobas de la Formación Colloncuro. Predominan en estos afloramientos de la F. Coli Toro los estratos de ambiente lacustre, con dientes de peces pulmonados, estructuras algales y madera petrificada.

En un cañadón lateral del Cañadón Cusiche, cercano al puesto Huentenao, se hallan afloramientos ricos en moluscos marinos. Las areniscas amarillas que alternan en esta localidad con li-

molitas y arcillas arenosas-gris verdosas, alcanzan más de 30 m de espesor.

De los abundantes afloramientos de la Formación Coli Toro que se hallan en el faldeo que acompaña el bajo de la Laguna Carrí Lafquén al oeste, cabe mencionar la calcarenita muy fosilífera que se encuentra al lado del puesto Juan Namuncurá y donde se hallan gasterópodos y pelecípodos marinos (*Melania* sp., *Turritella* sp., *Panopaea* sp.), vértebras de peces y fragmentos de caparazón de tortugas. El espesor aflorante es de pocos metros, ya que se trata de una terraceta cuya fuerte inclinación ($85^{\circ}/55^{\circ}$ oeste) se debe a fenómenos de remoción en masa, frecuentes a lo largo de toda la escarpa basáltica de la meseta de Carrí Lafquén.

Espesor y distribución areal. Se observaron en el área bosquejada espesores de la Formación Coli Toro de hasta alrededor de 40 metros. La formación se distribuye en casi todo el ámbito de la Hoja Ingeniero Jacobacci; no se hallaron, hasta el momento, afloramientos en la Hoja Lipetrén, con excepción de una localidad ubicada en el borde oriental de la Hoja, entre la estancia Casiano (actualmente Fermín) y el puesto Lefiñir, al sudeste de Quetrequile, afloramiento hallado por Suero y citado por Casamiquela (1964, p. 289, 1969 a, p. 202). Los asomos de la Hoja Ing. Jacobacci se hallan en los faldeos inmediatamente al sur de la ruta que une dicha localidad con Esquel, entre Pampa Puyén y La Angostura; en los faldeos ubicados al norte y sudoeste del Bajo Colorado; a ambos lados del Cañadón Cusiche y en los faldeos que acompañan al bajo de la laguna Carrí Lafquén Grande al oeste. Aparecen también en el borde oriental de la Hoja, en el paraje Coli Toro, el cual corresponde, sin embargo, en casi toda su extensión, a la hoja vecina al este.

Relaciones estratigráficas. El límite inferior, con la Formación Angostura

Colorada, es concordante y transicional. El límite superior, con formaciones terciarias y cuartarias de diversas edades, es una discordancia angular leve.

Edad y paleontología. La mayoría de los hallazgos fosilíferos se deben a Rodolfo Casamiquela (1964, 1969 a, 1969 b), quien encontró, a unos 5 km al sudoeste de Ingeniero Jacobacci, al lado de la ruta a Esquel, en arcillas yesosas ubicadas en la parte más alta de la Formación Coli Toro, dientes y vértebras de *Ceratodus* y restos de otros peces, "restos de cocodrilos y tortugas, coprolitos, restos de pequeños vertebrados", y de moluscos. En la base de este paquete fosilífero ubicó moldes aplastados de *Diplodon*, *Melania ameghiniana*, *Panopaea* sp. y otros pelecípodos y gasterópodos marinos. En Coli Toro oeste pudo coleccionar, en una arenisca amarilla de grano fino, en la parte media de los 7 m aflorantes de la F. Coli Toro, abundantes restos de *Ostrea* sp. El hallazgo de estructuras algales, que son frecuentes en la facies lacustre de la formación, en la localidad La Pava, es nuevo para el Maastrichtiano de la Patagonia. Los estromatolitos algales están asociados con restos de *Ceratodus*, maderas petrificadas y otras estructuras vegetales aún a determinar.

La micropaleontología de la Formación Coli Toro fue estudiada por Bertels (1969), quien asigna los 20 m aflorantes de esta formación, en su localidad tipo, establecida en el trabajo citado, al Maastrichtiano inferior y medio. Tal edad resulta del contenido en foraminíferos planctónicos, para el Maastrichtiano medio, y de ostrácodos, para el Maastrichtiano inferior. La autora mencionada no cita ninguna de las especies de microfósiles halladas en la Formación Coli Toro; indica, sin embargo, que esta formación es paralelizable, por su contenido microfaunístico, con el Maastrichtiano inferior y medio de Fortín General Roca, de donde da una lista de fósiles guía.

René Casamiquela encontró en el área tipo de la Formación Coli Toro un ejemplar de *Eubaculites* sp. y restos de un plesiosaurio. Estos hallazgos confirman la asignación al Cretácico superior. Cabe mencionar que en la localidad tipo se hallan, por encima de la Formación Coli Toro, depósitos de la Formación Roca (Daniano) (Bertels, *op. cit.*), los cuales están aparentemente ausentes en los afloramientos ubicados más al oeste (Carrí Lafquén, Marileo, La Pava, etc.).

Correlaciones. La Formación Coli Toro corresponde a la Formación Jagüel y la F. Huantrai Co (pars). En la provincia de Mendoza le corresponde la Formación Malargüe (Bertels, *op. cit.*).

6. Formación Huitrera (Eoceno) "Serie Andesítica"

Nomenclatura. El nombre ha sido propuesto por Ravazzoli & Sesana (1968). Localidad tipo es el Cerro Huitrera, ubicado en la porción central de la Hoja 41 c, Río Chico (Provincia de Río Negro).

En el mapa adjunto, la separación de la Formación Huitrera del Complejo Porfírico mesozoico ha sido tentativa, dados el carácter litológico a veces muy similar, la falta de afloramientos de la Formación Angostura Colorada, que separen a ambas asociaciones volcánicas y la rapidez del recorrido. El criterio de que las vulcanitas mesozoicas (mayormente triásicas) estén más fuertemente dislocadas que las eocenas de la F. Huitrera, es útil, pero no es siempre aplicable. El trazado del límite entre ambas formaciones inmediatamente al sur de Pampa Alegre se hizo según observaciones de F. Nullo, comunicación verbal, quien recién visitó esta comarca.

Litología. En la faja occidental de afloramientos de la Formación Huitrera

predominan las coladas, brechas ígneas y tobas andesíticas hasta traquíticas. En la porción NE de la Hoja Lipetrén (comarca del Cerro León - Tres Picos), predominan las coladas andesíticas de color gris, que se disponen discordantemente sobre los sedimentos de la Formación Angostura Colorada.

Distribución areal y relaciones estratigráficas. La Formación Huitrera ocupa una faja ancha ubicada entre el Cañadón de Manuel Choique y la Pampa Alegre, faja que se prolonga al ángulo sudoeste de la Hoja Ing. Jacobacci y a las Hojas vecinas Río Chico y Comallo. Otros afloramientos se hallan al noroeste del puesto Victoriano y en el área del Cerro León - Tres Picos.

La base de la Formación Huitrera está constituida por granitos paleozoicos en el pie septentrional de la sierra de Lipetrén. En la zona de Cerro León - Tres Picos se apoya discordantemente sobre la Formación Angostura Colorada.

7. Terciario continental (principalmente Formación Colloncura)

En el área estudiada afloran formaciones terciarias de diferentes edades. Las más antiguas, que corresponden al Casamayorensis o Mustersense (Eoceno) (Casamiquela 1964, p. 292, 1969, p. 201) se hallaron en las cercanías del puesto Marileo, a unos 9 km al sudoeste de Ingeniero Jacobacci. Es probable, sin embargo, que la mayor parte de los sedimentos continentales terciarios del área corresponde a la Formación Colloncura (Mioceno), edad indicada por algunos hallazgos de edentados. Los perfiles estratigráficos descriptos a continuación, pertenecen presumiblemente a la F. Colloncura. Sólo en algunos lugares se encontraron, por encima de la Formación Colloncura, depósitos de la Formación Río Negro (Plioceno superior).

Litología. La composición litológica de los depósitos continentales del Ter-

ciario varía considerablemente en áreas diferentes de la comarca estudiada. Los perfiles descriptos a continuación son demostrativos en tal sentido.

1. Perfil de la Formación Colloncura a 3,5 km al sudoeste del casco de la estancia Yuquiche (ángulo noroeste de la Hoja 41 d, Lipetrén)

En la zona ubicada al sudoeste de la estancia Yuquiche afloran secciones muy completas de la F. Colloncura, constituida en esta comarca de tobas, tufitas, areniscas friables y conglomerados, en orden de frecuencia decreciente. El conjunto aflorante abarca más de 80 m y ha sido subdividido en dos secciones:

- A. Sección superior: más de 19,80 m de areniscas, tufitas y tobas. Color de conjunto gris blanquecino a blanco pardusco.
- B. Sección inferior: más de 60,40 m de tobas, predominantemente pumíceas, con frecuentes intercalaciones de areniscas muy gruesas (hasta conglomerados finos), con estratificación entrecruzada, de ambiente fluvial. Color de conjunto: blanco pardusco; las areniscas son casi siempre de color gris verdoso, en parte amarillento. *Ambiente:* fluvial y terrestre, en parte lacustre, con evidencias de deslizamientos subácueos.

Perfil detallado:

A. Sección superior

arriba:

- más de 2,10 m de areniscas tobáceas de grano fino a mediano, friables. Se presentan, distribuidas regularmente, clastos de hasta 6 cm de material tobáceo blanco. Color de conjunto pardo blanquecino.
- 1,90 m de areniscas muy limosas, de grano fino a mediano, polimicticas. Color pardo claro.
- 1,50 m de tobas lapilíticas blancas, alternando con areniscas de grano mediano,

1) OJO DE AGUA

2) YUQUICHE

4) MINA QUETREQUILE

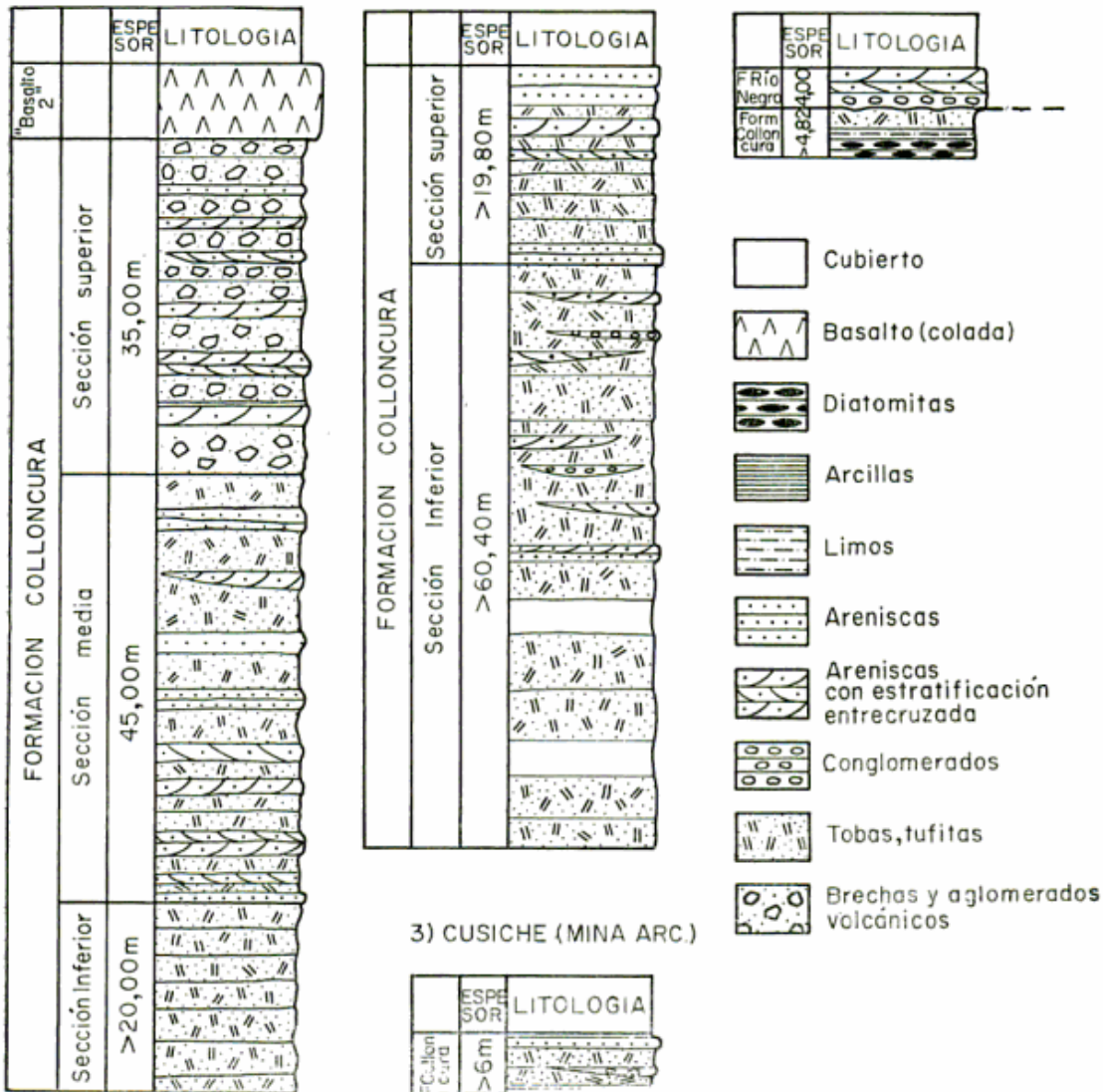


Fig. 2. — Perfiles columnares del Terciario superior continental

muy friables, predominantemente cuarzosas, algo feldespáticas, con clastos subangulosos que se alojan en una matriz tobácea blanca que abarca un 10 % de la roca.

1,70 m de areniscas de grano mediano a grueso, en parte sabulíticas, cuarzo-feldespáticas, con granos subangulosos a subredondeados en matriz limoarenosa que abarca menos de un 10 % de la roca. Estratificación fuertemente entrecruzada de tipo fluvial. Se observan intercalaciones de bancos delgados de toba lapilítica blanca que alcanzan hasta 15 cm.

4,50 m de tufitas limoarenosas con rodados lapilíticos pequeños. Color de conjunto pardo blanquecino. Alternan-

cia con areniscas finas muy limosas y friables.

1,50 m de tobas líticas de grano fino a mediano, en parte redepositadas y arenosas. Color pardo blanquecino.

4,70 m de tobas lapilíticas (lapilli de hasta 1 cm), alternando con tufitas arenosas de grano fino. Color de conjunto gris blanquecino a blanco pardusco.

1,90 m de areniscas de grano muy variado (medio a grueso, hasta sabulítico). En algunos niveles aparecen rodados finos provenientes de la Formación Huitrera. La matriz de las areniscas es tobácea. Por ser menos friables que las suprayacentes, estas areniscas se destacan constituyendo bancos acornisados. Color gris verdoso blanquecino.

B. Sección inferior:

- 11,60 m de toba pumícea, conteniendo lapilli de 0,5 a 3 cm. La matriz es fina y excepcionalmente aloja fragmentos de piedra pómez de hasta 20 centímetros. Frecuentemente la toba está re-depositada. Color de conjunto pardo muy claro. Se intercalan en varios niveles estratigráficos lentes de arenisca gruesa hasta sabulita y conglomerado fino, con estratificación entrecruzada de tipo fluvial y color gris verdoso.
- 0,60 m de tobas, en parte lapilíticas, de grano fino, lito-cristalinas, muy "plegadas" por deslizamientos subácueos.
- 3,50 m de toba lapilítica (pumícea), con características similares a la que constituye los primeros 11,60 m de la sección inferior.
- 0,40 m de toba lapilítica como la descrita arriba, que presenta delgadas bandas de mineral negro, supuestamente manganeso.
- 13,00 m toba, en parte lapilítica, similar a las presentes en la parte superior de esta sección, con intercalaciones de areniscas gruesas (hasta conglomerados finos) con estratificación entrecruzada de tipo fluvial y de tufitas constituidas por tobas lapilíticas poco transportadas que incluyen algunos rodados finos de material volcánico proveniente de la Formación Huitrera.
- 1,50 m de arenisca tobácea, grano medio a grueso; predominan los granos de cuarzo, alojados en matriz tobácea. Roca algo friable. Color de conjunto gris claro.
- más de 30,00 m (parcialmente cubiertos) de tobas de color gris claro, en parte lapilíticas, a veces laminadas y de grano muy fino.

2. Perfil de la Formación Colloncura en la localidad Ojo de Agua

En Ojo de Agua inmediatamente al sur de la ruta 242, frente al casco de la estancia Nasif, aflora una sucesión muy parecida a la descrita arriba. Afloran, en total, alrededor de 100 m correspondientes a la Formación Colloncura.

- A. *Sección inferior*: 20,00 m de toba pumícea *in situ*, con abundantes fragmentos de piedra pómez que oscilan, término medio, entre 2 y 15 centímetros. El color de conjunto es blanco.

- B. *Sección media*: alrededor de 45,00 m de areniscas, tufitas y tobas, en parte lapilíticas. Color de conjunto blanco grisáceo a gris blanquecino.

- C. *Sección superior*: alrededor de 35,00 m de brechas tobáceas, en partes gruesas, con clastos de hasta 15 cm de diámetro, y algunos bloques de hasta 1 metro, provenientes de la Formación Huitrera que constituyó la roca de caja del centro explosivo. Se intercalan frecuentemente depósitos fluviales (areniscas con estratificación entrecruzada, etc.). Color de conjunto blanco grisáceo hasta gris.

Por el mayor tamaño de los fragmentos de piedra pómez y de los proyectiles andesíticos desprendidos del cráter de explosión, y por el menor grado de re-depositación de las tobas, se indica mayor cercanía al centro explosivo que en el perfil anterior.

Sobre la Formación Colloncura se apoya el Basalto II, cuyo contacto se caracteriza por la alteración (intensa coloración roja) que comprende una franja de casi 2 metros de las tobas brechosas colloncurenses infrayacentes.

3. Perfil en la mina Quetrequile

arriba:

- hasta 4,00 m de sabulitas con estratificación entrecruzada (parte superior) y fanglomerado grueso a mediano cuyos clastos alcanzan hasta 15 cm en la parte inferior. Los clastos provienen en su mayoría del Complejo Porfírico y en menor medida son de basalto.
Edad: Plioceno superior. *Formación Río Negro*.
Siguen hacia abajo los siguientes estratos de la Formación Colloncura:
- 1,90 m de tobas de grano muy fino, color blanco. En la parte inferior limo arcilloso tobáceo, friable, blanco.
- 0,07 m de toba de grano fino, color pardomorado.
- 1,10 m de limo arcilloso tobáceo, friable, de color blanco.
- 0,30 m de toba lito-cristalina (predomina la fracción lítica), de grano muy fino y color gris claro a blanco grisáceo.
- 0,85 m de diatomita blanca, friable, poco estratificada.
- 0,20 m de toba de grano fino, lito-cristalina (predominantemente lítica), color blanco-grisáceo.
- 0,40 m de diatomita blanca, friable, poco estratificada.

4. *Perfil de un sector de la Formación Colloncura en la mina de arcilla plástica de R. Casamiquela, ubicada inmediatamente al sur del Cañadón Cusiche*

arriba:

- 0,50 m toba lito-cristalina fina de color blanco.
- 0,75 m sabulita hasta conglomerado fino. Granos subredondeados de cuarzo y vulcanitas provenientes de la F. Huitrera y/o del Complejo Porfírico se alojan en una matriz tobácea, blanco grisácea. Alternancia con tufitas arenosas gris blanquecinas. Hacia abajo transición a:
- 0,27 m tufitas arenosas, mayormente de grano fino, de estratificación finamente entrecruzada, alternando con tres intercalaciones de tobas lapilíticas finas. Color de conjunto gris blanquecino.
- 0,07 m toba lapilítica de color gris claro a verde amarillento. Los lapilli alcanzan hasta 3 centímetros.
- 1,16 m tufita de grano mediano, en parte lapilítica. Color de conjunto gris claro; en parte finamente entrecruzada (Fig. 4). Lapilli de hasta 3 centímetros.
- 0,25 m alternancia de tobas lito-cristalinas de grano fino, con tufitas arenosas de grano mediano. Color de conjunto gris blanquecino a gris verdoso amarillento.
- 0,85 m tufitas de grano fino a mediano, en parte lapilíticas. En algunos niveles estratificación entrecruzada. Abajo y arriba intercalaciones delgadas de tobas lito-cristalinas. Color de conjunto gris blanquecino.
- hasta 0,15 m conglomerado fino, transitando hacia arriba en arena gruesa. Guijas predominantemente de vulcanitas (provenientes de la F. Huitrera y/o Complejo Porfírico), matriz tobácea gris blanquecina). Esta entidad se apoya sobre una pequeña superficie de erosión y rellena paleocanales de poca profundidad (de hasta 15 cm) elaborados en ella.
- 1,38 m tobas lito-cristalinas de grano fino, alternando con tobas lapilíticas, cuyos lapilli alcanzan hasta 4 centímetros. Color de conjunto gris blanquecino.
- 0,60 m arcilla de color blanco, la que se explota en la mina.

Espesor y extensión areal de los depósitos del Terciario continental. En la porción noroccidental de la Hoja Lipetrén se pueden inferir espesores de la Formación Colloncura de hasta 180 metros. La mayor distribución del Terciario continental se observa en las áreas

ubicadas entre Yuquiche y Huanu Luan, entre Quetrequile y cerro Cortado y en los bordes de las mesetas basálticas de Carrí Lafquén.

Relaciones estratigráficas. Los estratos continentales del Terciario se apoyan sobre formaciones de edades muy diferentes: en la sierra de Lipetrén sobre el granito del basamento premesozoico; en el pie nordeste de dicha sierra sobre migmatitas paleozoicas y rocas efusivas del Complejo Porfírico; en los alrededores de la sierra de Atraico ya sobre el Complejo Porfírico, ya sobre las sedimentitas de la Formación Angostura Colorada, y en muchas localidades de la Hoja Ingeniero Jacobacci sobre la Formación Coli Toro.

Paleontología y edad. En las tobas pumíceas de la cantera "Lif Mahuida", ubicada a 10 km al sudoeste de Ingeniero Jacobacci, sobre la ruta N° 242 a Esquel, se halla, según Casamiquela (1963, p. 143) "un elenco de mamíferos netamente colloncurenses, friasenses (con *Abderites* sp.; *Stereotoxodon* sp.; *Protypotherium australe*, etc.)". Un yacimiento con abundantes esqueletos de edentados colloncurenses aún no extraídos se halla sobre el límite SW (alambrado) de la estancia Huanu Luan, a 3.500 m al este del borde occidental de la hoja Ingeniero Jacobacci. Un ejemplar determinado por el Dr. Odreman Rivas indica una edad miocena superior. Asociados con los hallazgos mencionados se encuentran niveles de paleosuelos colloncurenses, casi todos ellos ricos en nidos de escarabeidos. Dichos nidos se hallan prácticamente todos *in situ*, con la apertura hacia arriba.

Origen y ambiente de sedimentación. Entre las variables más importantes que determinaron la naturaleza de los depósitos continentales del Terciario superior, se hallan los procesos fluviales, volcánicos y tectónicos. Dichos procesos

interactuaron. El marco tectónico estaría dado por movimientos diferenciales de bloques y la consiguiente aparición de nuevas cuencas de depositación con las áreas positivas de aporte correspondientes.

La Formación Colloncura se depositó en depresiones continentales de diverso tamaño. Algunas de ellas fueron lacustres y escenario de una abundante vida animal (mamíferos, escarabeidos, etc.) y vegetal (diatomeas, sobre todo). Los depósitos lacustres más conspicuos se conservaron en la zona de Ingeniero Jacobacci.

La actividad volcánica es un rasgo sobresaliente de esta formación, de modo que las tobas volcánicas (y tobas redpositadas) predominan entre los depósitos de ella.

8. *Formaciones efusivas del Terciario superior y Cuartario*

Los basaltos neógenos y cuartarios ocupan alrededor de un 30 % del área estudiada. En el mapa ellos han sido agrupados en tres entidades:

a) *Basaltos del Terciario superior y Pleistoceno inferior*, que corresponderían, aproximadamente, a los Basaltos I y II de la cordillera de Neuquén y Mendoza. Los basaltos de las altas mesetas pertenecen a esta entidad. Es probable que la mayoría de ellos tenga una edad por lo menos algo mayor que la Formación Río Negro, ya que las rocas clásticas de ella contienen abundantes clastos de basaltos.

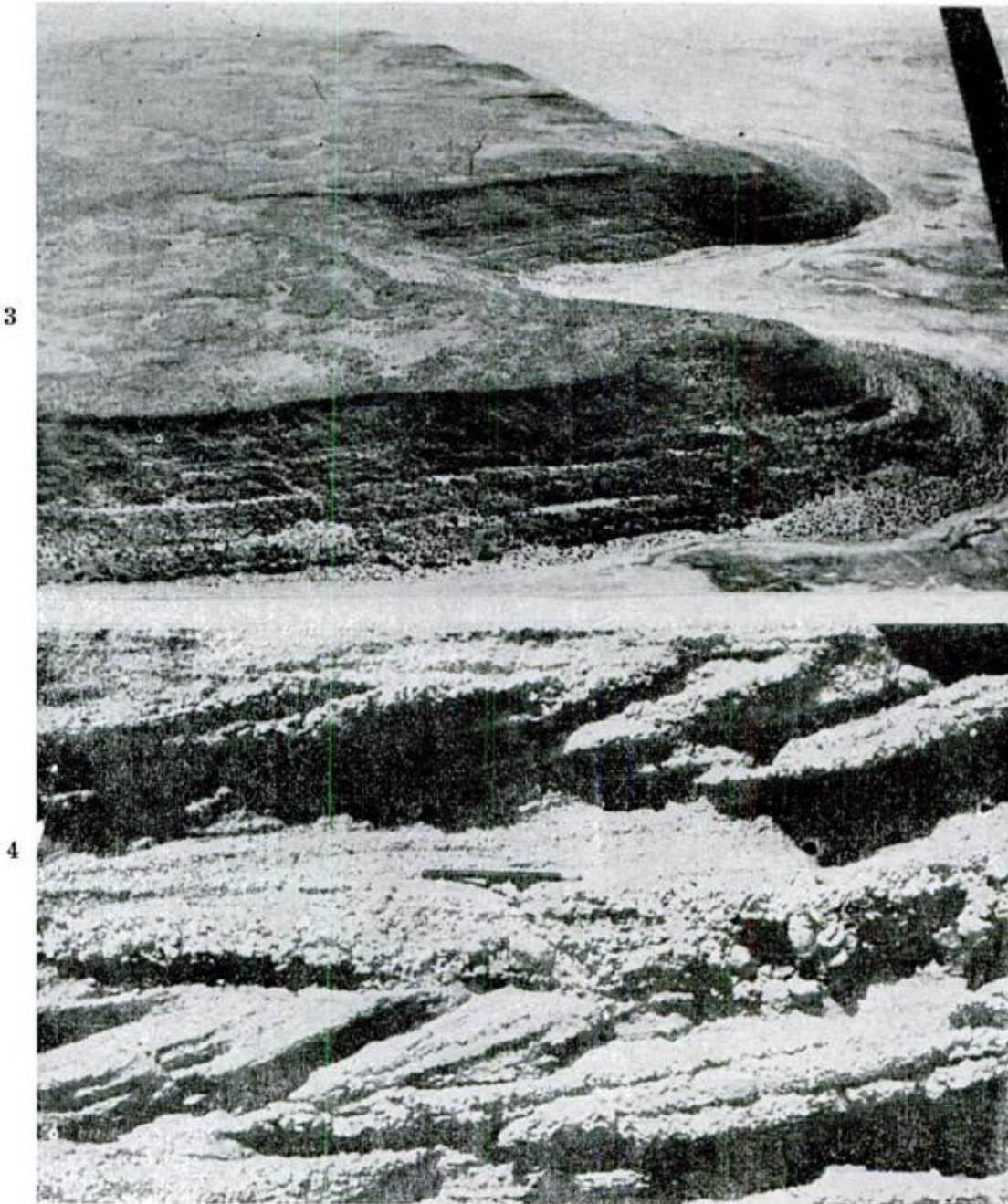
b) *Basaltos del Pleistoceno medio y superior*, correspondientes, aproximadamente, a los Basaltos III y IV de Neuquén y Mendoza. Estos basaltos ocupan niveles morfológicos intermedios entre los de las altas mesetas y aquéllos del Holoceno. Posible Basalto III se halla en la zona del cerro La Papa y cerro Negro; una extensa colada de Basalto III ocupa la porción central del área de

la Hoja Lipetrén y se extiende hacia el sur casi hasta el pie de la sierra de Lipetrén (fig. 3).

c) *Basaltos del Holoceno*. Ellos corresponden, aproximadamente, a los Basaltos V y VI de Neuquén y Mendoza. Las coladas se adaptan casi perfectamente a la topografía actual. Una colada cuyo origen se halla en un centro efusivo ubicado inmediatamente al sur del cerro del Chivo, cerca del borde oriental de la Hoja Lipetrén, se continúa hacia el norte, pasando por las cercanías de la estancia Calcatreu hasta el valle del arroyo Quetrequile. Dicha colada demuestra bien la adaptación mencionada al relieve actual. Lo mismo ocurre con las lavas y rocas piroclásticas de composición basáltica, producidos por un centro efusivo (cono volcánico del cerro Boquera), ubicado en el ángulo noroeste del área estudiada.

Las *relaciones estratigráficas* de los basaltos neógenos y cuartarios pueden apreciarse en el mapa adjunto. Se apoyan sobre rocas de edad muy diferente: sobre el basamento cristalino en la sierra de Lipetrén y en el ángulo noroeste del área de estudio sobre ignimbritas triásicas en el área puesto Las Lajas; sobre la Formación La Huitrera en La Vizcachera y sobre la Formación Angostura Colorada al noroeste del cerro Tres Picos y en el área de la Angostura Colorada. Todos los contactos mencionados arriba son de discordancia angular. No se han observado discordancias angulares netas donde los basaltos se apoyan sobre sedimentos del Terciario superior continental.

Origen. Muchos de los basaltos en el ámbito de la Hoja Lipetrén son producto de efusiones a lo largo de fisuras, en contraste con las zonas ubicadas al sur (área de Gastre) y al norte (mesetas basálticas ubicadas al noroeste de Ingeniero Jacobacci), donde se observan frecuentes cráteres volcánicos como centros efusivos.



Figs. 3-4. — 3, Coladas de Basalto III (Pleistoceno medio) en el paraje Lipetrén. Fot. aérea Volkheimer 1971; 4, Tobas lapilíticas redepositadas (tufitas). Formación Colloncura. Mina de arcilla de R. Casamiquela, cañadón Cusiche. Escala: un fósforo en el centro de la fotografía. Fot. Volkheimer 1972.

El autor opina que la costumbre de asignar los basaltos patagónicos estrictamente a edades correspondientes a los Basaltos I a VI (o VII) resulta un tanto rígido. Es probable que a partir del Mioceno superior hubo una actividad volcánica muy continuada en la Patagonia Extraandina, que se manifestó en

áreas diferentes en distintos momentos del Neógeno y Cuartario. Dada la litología relativamente parecida de los basaltos ascendidos en diferentes momentos, y considerando que el control estratigráfico exacto mediante estratos fosilíferos infra y/o suprayacentes es posible solo en contados casos, la deter-

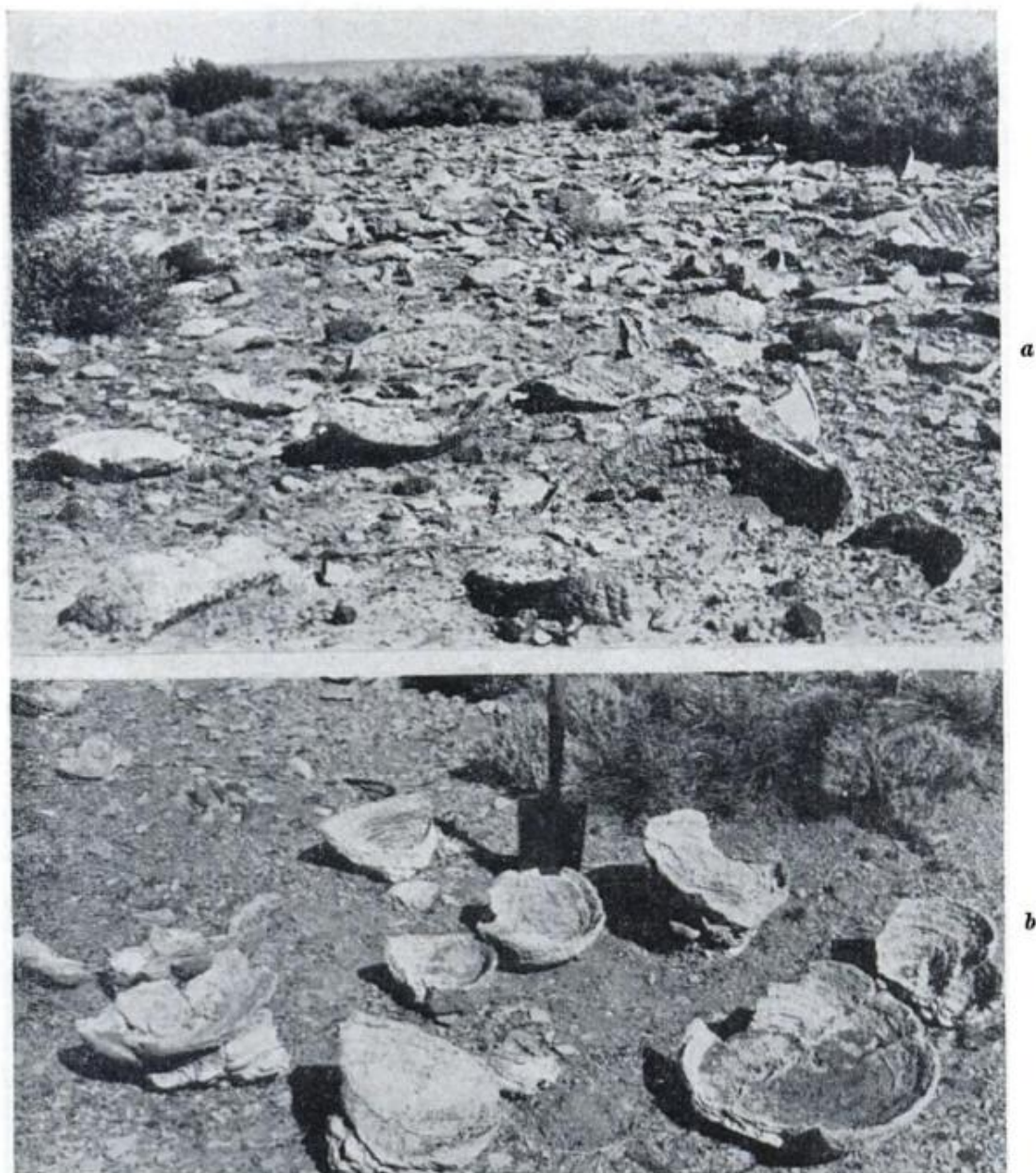


Fig. 5a-5b. — Estromatolitos algales del Cuartario superior lacustre. *a*, El fondo del paleolago con estromatolitos in situ. *b*, algunos ejemplares elegidos de estromatolitos, de conservación excelente. Fot. Volkheimer 1968. Depresión de Carrí Lafquén Grande, cercano al borde noroccidental de la misma, de 30 m por encima del nivel actual de la laguna Carrí Lafquén Grande.

minación de edades radimétricas, en combinación con mediciones paleomagnéticas será el método adecuado para comprender mejor el mecanismo al que obedece la actividad magmática del Neógeno y Cuartario en la Patagonia Extraandina.

9. Formaciones sedimentarias del Cuartario

a) Formación Choiquepal

Nombre y localidad tipo. El área tipo es la Laguna Choiquepal (Departamento de Cushamen, provincia de Chubut

Hoja 42 c, Cerro Mirador), donde la describió Volkheimer [1964, p. 105, 1965 (1966), p. 452-453].

Litología. Como en el área tipo, se trata de conos de deyección coalescentes (bajadas) disectados por valles de arroyos secos. Dichos conos se componen de agregados sueltos de fragmentos angulosos, de granulometría muy variada. La composición de los clastos varía según el área de aporte. En la zona de Lipetrén predominan los clastos provenientes del Complejo Porfírico; en la porción noreste de la Hoja Lipetrén los clastos provenientes de la Formación Huitrera y de basaltos. Donde la Formación Choiquepal se ha desarrollado sobre depósitos continentales del Terciario, como ocurre en el área de Quetrequile, los clastos de la misma se alojan en una matriz muy abundante de arena o limo tobáceo, de color claro, derivados de la erosión de capas terciarias.

Espesor y extensión areal. El espesor oscila entre varios metros en las facies proximales, hasta menos de 1 m en algunas facies distales.

La F. Choiquepal se halla distribuida en el paraje Manuel Choique, las proximidades de Lipetrén, la comarca de Quetrequile, al noroeste de Pampa Alegre, estancia Yuquiche, en los campos de la estancia Huanu Luan y en las proximidades del puesto Las Lajas. Se apoya sobre rocas de edades muy diferentes.

b) Depósitos cuaternarios aterrazados

En el ámbito de la Hoja Ingeniero Jacobacci se observan depósitos de terraza cuaternarios en tres niveles principales. Los depósitos de gravas y arenas de cada nivel constituyen formaciones sedimentarias individuales. Refiero al lector al trabajo de R. Casamiquela (1969) sobre la historia geológica del valle de Huahuel Niyeo, donde se tra-

tan la génesis y edad geológica de las terrazas.

c) Depósitos lacustres del Cuaternario superior

Depósitos lacustres cuaternarios están ampliamente distribuidos en la porción noreste del área estudiada. Por razones de escala, no han sido separados, en el mapa, del "Relleno actual". En varias excavaciones de más de 2 metros de profundidad, realizadas en 1968, en colaboración con A. Laya, en el gran bajo de Carrí Lafquén Grande y sobre el albardón que lo limita al este, se hallaron alternancias de arcillas, limos, arenas y gravas, de origen lacustre.

De especial interés es el contenido paleontológico de los estratos lacustres que alojan, en algunos lugares, estromatolitos algales de hasta 1 metro de diámetro (fig. 5). La observación de cortes delgados (fig. 6) de estas estructuras órgano-sedimentarias laminadas, producidas por la interacción de Cyanophyta y procesos sedimentarios, permite reconocer estructuras algales que corresponden, observando a 10-15 aumentos, principalmente a las fórmulas estructurales:

$$\frac{LLH - S}{LLH - C} \text{ y } \frac{SS - C}{LLH - C}$$

de la clasificación de Logan, Rezak & Ginsburg (1964)¹. En esta fórmula, la

- ¹ LLH: hemisferoides lateralmente conectados
LLH-S: hemisferoides espaciadamente conectados lateralmente
LLH-C: hemisferoides estrechamente conectados lateralmente
SS: oncolitos
SS-C: oncolitos constituidos por láminas concéntricas
SH: hemisferoides verticalmente apilados
SH-V: hemisferoides apilados verticalmente, en los cuales las láminas hemisferoidales no llegan hasta la base de las láminas precedentes, siendo el radio basal variable.

macroestructura ocupa la parte superior, y hacia abajo se anotan las estructuras sucesivamente más pequeñas (de segundo y tercer orden).

Cada macrounidad, a saber, cada estromatolito individual de los ilustrados en la fig. 5 *a* y *b*, corresponde a la fórmula SH - V. En cada una de ellas están presentes, como detalles, los rasgos mencionados arriba. La fórmula estructural, algo simplificada por omisión de las es-

casas microestructuras SH observadas, sería entonces:

$$\frac{\text{SH} - \text{V}}{\frac{\text{LLH} - \text{S}}{\text{LLH} - \text{C}} \rightarrow \frac{\text{SS} - \text{C}}{\text{LLH} - \text{C}}}$$

En esta fórmula, la transición de un tipo estructural a otro se indica por una flecha.

Paleoambiente. Los estromatolitos se

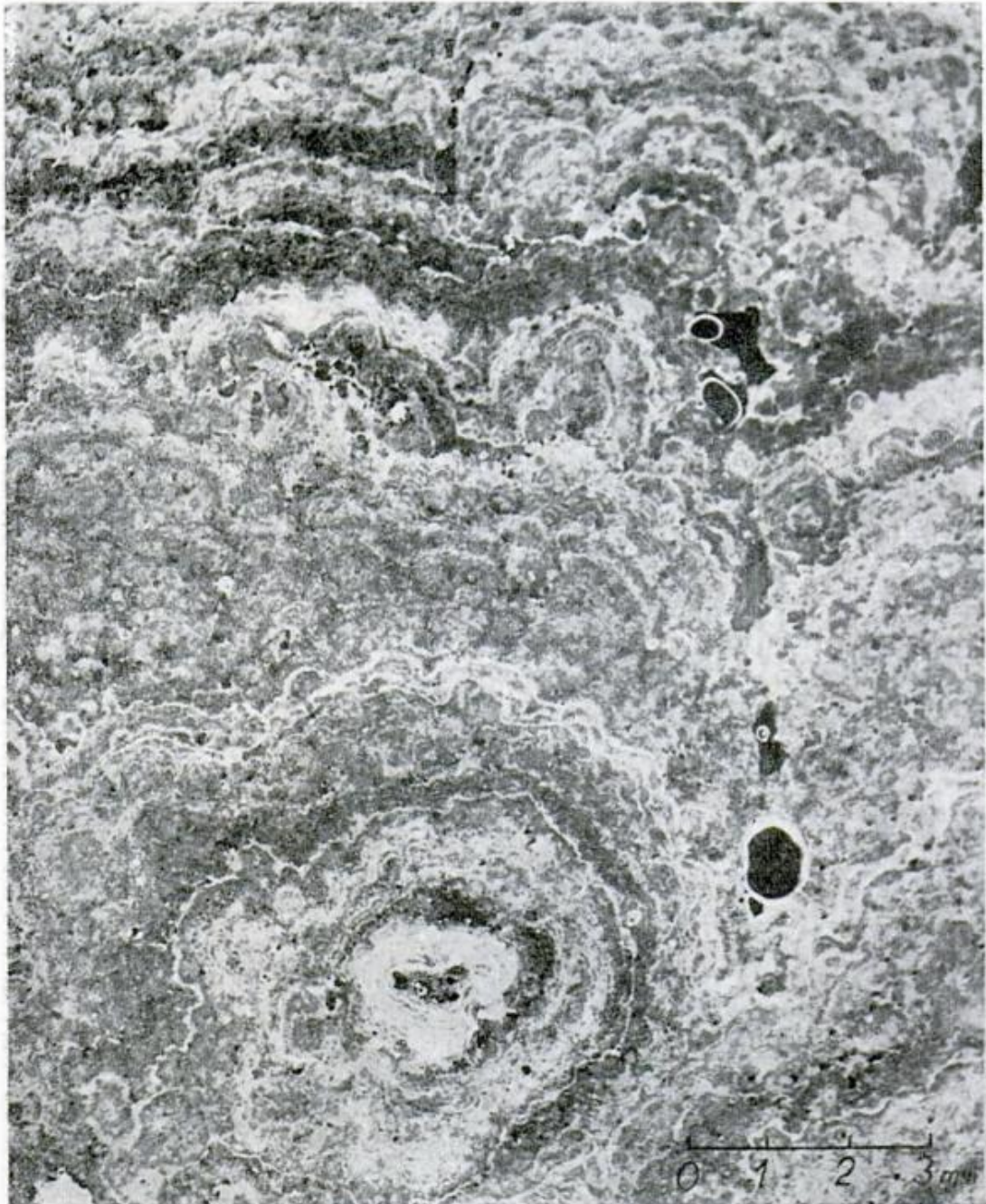


Fig. 6. — Corte delgado a través de uno de los estromatolitos algales de la Fig. 5. Explicaciones en el texto. Se usó el corte delgado como negativo fotográfico. Fot. Volkheimer 1972

apoyan sobre gravas aplanadas o arenas gruesas, impregnadas por CO_3Ca . La presencia de estructuras del tipo SS (oncolitos), y entre estas las del modo C (cf. el ejemplar grande en la parte inferior central de la fig. 6) indica que durante su formación estuvieron continuamente bajo una cubierta de agua bastante agitada, condición necesaria para el desarrollo de esferoides concéntricos. El cambio de SS a condiciones LLH indica que luego de un período bajo agua, la porción del paleolago ocupada por los estromatolitos estudiados sufrió un desecamiento periódico. La repetición de horizontes de oncolitos señala la reinstalación reiterada de condiciones subácueas.

En los espacios interdomales de los estromatolitos se hallan frecuentemente restos de conchostracos. Asimismo, al disolver los carbonatos en CIH, se hallan diatomeas de agua dulce, y al eliminar los escasos silicatos con FH, se pudo observar una microflora abundante (esporas, granos de polen, cutículas) que será objeto de un trabajo que se halla en preparación.

Es probable que la edad de los estromatolitos algales coincida con el Óptimo Calórico Posglacial (Volkheimer 1968, 1969).

IV. RASGOS ESTRUCTURALES

El área de Ingeniero Jacobacci se caracteriza, como las demás áreas de la Patagonia Extraandina, por una tectónica de bloques. Se observan numerosas fallas, entre las cuales predominan las de rumbo WNW-ESE. Las fallas perpendiculares a éstas están presentes y alcanzan especial importancia en la mitad septentrional del área estudiada. También se observan fallas con rumbo aproximadamente norte-sur.

El rasgo sobresaliente es la presencia de una tectónica *tensional*, representada por fallas gravitacionales casi siempre

agrupadas en sistemas de fallas paralelas que provocaron el escalonamiento del terreno en los bordes de las depresiones tectónicas o "grabens".

Algunas de las fallas regionales más importantes, de extensión WNW-ESE, paralelas a las fajas de afloramientos del basamento premesozoico, son o han sido de *desplazamiento de rumbo* y se presentan como *zonas de falla* con potentes brechas de falla y mineralizaciones (silicificaciones). Posteriormente, estas líneas pueden haber sido utilizadas por movimientos de fallamiento gravitacional, como ocurre en el borde sur de la Depresión Estructural de Carrí Lafquén Grande, depresión delimitada al este por un juego de *fallas periféricas* paralelas entre sí, y al noroeste por un juego de fallas gravitacionales paralelas que ocupa todo el faldeo sudeste de la meseta Carrí Lafquén. (En el mapa se ha marcado, por razones de escala, una sola falla de todo este juego.)

Como se puede observar en todo el ámbito de las mesetas basálticas ubicadas en la mitad septentrional de la Hoja Ingeniero Jacobacci, las fallas de extensión WNW-ESE a NW-SE, y las fallas perpendiculares a éstas, han sido activas durante el Cuartario, debido a procesos tensionales. El origen de los *bajos sin salida* está íntimamente relacionado con dichos procesos tensionales de envergadura, estando los bajos estrictamente controlados por las líneas de fallas. Procesos como el sublavado pueden llegar a tener importancia, pero siempre con secundarios (Methol, 1967). Los detalles de la formación de los bajos han sido expuestos en un trabajo reciente (Volkheimer 1972), trabajo que se basa principalmente en observaciones realizadas en las áreas de Ingeniero Jacobacci y Gastre. Los sistemas de fallas mencionados arriba, facilitaron también la desintegración mecánica de las mesetas basálticas, de modo que en los bordes de ellas se observan escarpas de pie de monte en las cuales algunas fa-

llas —las principales— se prolongan al substrato preterciario mientras que otras, producidas por el desarrollo de tensiones en la cubierta cenozoica al activarse las fallas principales, no lo hacen. Fenómenos relacionados son los procesos de remoción en masa (*land-slide*) que llevaron a la formación de terracetas. Tales deslizamientos se deben, en primera instancia, al fallamiento gravitacional, pero han sido acelerados por efectos climáticos.

Muy ilustrativos son los procesos de desintegración de las mesetas basálticas cuando ocurren aún en áreas donde primariamente *no* existen escarpas. Pues los fenómenos de remoción en masa en algunas de estas escarpas podrían explicarse simplemente por las diferencias de nivel relativamente grandes y un substrato y condiciones climáticas adecuados. En un valle angosto de extensión nordeste-sudoeste, que une a las chacras de Ingeniero Jacobacci con el puesto Aguilera, la distancia entre las bardas basálticas *in situ* que afloran en ambos lados del valle, no llega a 1.000 metros. Los faldeos del valle están cubiertos por inmensos bloques alargados del orden de varios cientos de metros cada uno, escalonados a la manera de terracetas y constituidos por basalto. No es posible, por supuesto, explicar este fenómeno por procesos de erosión fluvial; solo puede explicarse por procesos tensionales, debido a los cuales se agrietó la meseta basáltica en el lugar donde se halla actualmente el valle mencionado. Se separaron dos bloques a lo largo de dichas grietas, y entre ambos se formó un pequeño graben cuyos bordes están caracterizados por las franjas (“terracetas”) de rocas basálticas dislocadas. Sobre la meseta basáltica adyacente existen líneas de debilidad paralelas a este graben que subrayan la importancia de los procesos tensionales en esta comarca.

Fenómenos análogos son frecuentes en toda el área estudiada. Un ejemplo ubi-

cado en la Hoja Lipetrén se halla al noroeste del puesto Barbatín, en un valle de extensión sudeste-noroeste, que une a dicho puesto con el bolsón de Yuquiche.

Rechazos de las fallas de edad cuartaria. Donde se han conservado escarpas de fallas en depósitos cuartarios no consolidados, es donde se puede afirmar con seguridad que el fallamiento es de edad muy reciente. Tal caso se presenta en el borde oriental de la Depresión Estructural de Carrí Lafquén Grande, donde se halla un juego de fallas, periféricas con respecto a dicha depresión, y paralelas entre sí. La falla de mayor rechazo entre ellas ha provocado un resalto de alrededor de 25 metros; la escarpa se observa a lo largo de más de 20 km, y exactamente sobre su borde superior se ha construido la ruta N° 242, por encima de depósitos lacustres levantados sobre el fondo de la palco-cuenca lacustre, que al comenzar el Holoceno se extendió desde el pie de la meseta Carrí Lafquén hasta el área de Coli Toro.

Rechazos mayores aún se encuentran en la meseta Carrí Lafquén, donde una porción de la colada neógena que constituye dicha meseta, fue levantada, a lo largo de fallas de extensión nordeste-sudoeste, y otras aproximadamente perpendiculares a las primeras. En la escarpa de falla se puede medir un rechazo de alrededor de 80 metros.

Conclusiones sobre el desarrollo geotectónico y geomagnético del área

En el desarrollo geotectónico y geomagnético se reconocen 3 ciclos importantes:

1. Un *desarrollo geosinclinal* durante el Paleozoico que termina con la plutonización del área durante el Paleozoico superior (edades absolutas: Stipanovic & Linares 1969). Las estructuras generadas tienen un rumbo NW-SE.

2. Un régimen postgeosinclinal que abarca todo el Mesozoico y Eógeno y se caracteriza por reiteradas manifestaciones volcánicas, mayormente mesosilícicas, relacionadas con fases diastróficas de menor envergadura. Se observan los efectos de procesos compresionales y tensionales. Siguen vigentes las líneas estructurales variscicas (NW-SE).

3. Un ciclo caracterizado por tectónica tensional que comienza con el Plioceno y continúa en el momento actual. Predominan netamente los procesos tensionales con fallamiento gravitacional en gran escala. A lo largo de estas fallas asciende basalto olivínico ("oceánico") desde el manto. Debido a los movimientos tangenciales se originan estructuras de "graben" (incluyendo los llanos; cf. Volkheimer 1972) y, a una "microescala", de los bajos sin salida. Se desarrolla una nueva dirección estructural, la de norte-sur, que coincide con el rumbo de la Cordillera de los Andes y está genéticamente relacionada con el ascenso de la misma. La dirección N-S es perpendicular a las tensiones principales. Siguen vigentes, sin embargo, las antiguas líneas estructurales NW-SE, que, transformadas ahora en fallas gravitacionales, constituyen, en combinación con fallas gravitacionales aproximadamente perpendiculares a las primeras, los paralelogramos de fuerzas que componen al vector de la fuerza tensional resultante, de dirección aproximada este-oeste.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bertels, A., 1969. *Estratigrafía del límite Cretácico-Terciario en la Patagonia septentrional*. Rev. Asoc. Geol. Argent. 24 (1): 41-54, Buenos Aires.
- Casamiquela, R. M., 1963. *Sobre un par de anuros del Mioceno de Río Negro (Patagonia)*. Ameghiniana 3 (5): 141-157, Buenos Aires.
- 1964. *Sobre un dinosaurio hadrosáurido de la Argentina*. Ameghiniana 3 (9): 285-312, Buenos Aires.
- 1967. *Geonimia de Río Negro*. Min. Asunt. Soc., Prov. Río Negro, 49 pág., Viedma.
- 1969 a. *Historia geológica del valle de Huahuel Niyeo, área extraandina del suroeste de la provincia de Río Negro, República Argentina (con énfasis en el Pleistoceno)*. Rev. Asoc. Geol. Argent. 24 (3): 287-329, Buenos Aires.
- 1969 b. *La presencia en Chile de "Aristonectes" Cabrera (Plesiosauria) del Maestrichtense del Chubut (Argentina). Edad y carácter de la transgresión "rocanense"*. Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas 1: 199-213, Buenos Aires.
- Flores, M. A., 1956. *Perfiles en el Chubutiano y observaciones geológicas en la parte central y norte del Chubut*. Inf. Inédito YPF, Buenos Aires.
- 1957. *Perfiles en el Chubutiano (IIa. Parte)*. Inf. Inédito YPF, Buenos Aires.
- Lesta, P. J., 1968. *Estratigrafía de la Cuenca del Golfo San Jorge*. Actas Terceras Jorn. Geol. Argent. 1: 251-289, Buenos Aires.
- Logan, B. W.; Rezak, R. & Ginsburg, R. N., 1964. *Classification and environmental significance of algal stromatolites*. Journ. Geol. 72: 68-83.
- Methol, E. J., 1967. *Rasgos geomorfológicos de la Meseta de Somuncurá, Río Negro. Consideraciones acerca de los orígenes de los "pequeños bajos sin salida"*. Rev. Asoc. Geol. Argent. 22 (4), Buenos Aires.
- Ravazzoli, I. & Sesana, F. L., 1968. *Descripción Geológica de la Hoja 41c-Río Chico (Río Negro)*. Inéd. Dir. Nac. Geol. Min., Buenos Aires.
- Stipanovic, P. N.; Rodrigo, F.; Baulies, O. L. & Martínez, C. G., 1968. *Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes*. Rev. Asoc. Geol. Argent. 23 (2): 67-98, Buenos Aires.
- Stipanovic, P. N. & Linares, E., 1969. *Edades radiométricas determinadas para la República Argentina y su significado geológico*. Bol. Acad. Nac. Cs. XLVII (1): 51-96, Córdoba.
- Stipanovic, P. N. & Methol, E. J., 1972. *Macizo de Somun Cura*, en: Lenaza, A. F. (edit.): *Geología Regional Argentina*, 581-599. Acad. Nac. Cienc., Córdoba.
- Volkheimer, W., 1964. *Estratigrafía de la zona extraandina del Departamento de Cushamen (Chubut) entre los paralelos 42° y 42° 30' y los meridianos 70° y 71°*. Rev. Asoc. Geol. Argent. 19 (2): 85-107, Buenos Aires.
- 1965 a. *Bosquejo Geológico del noroeste del Chubut extraandino (zona Gastre-Gualjaina)*. Rev. Asoc. Geol. Argent. 20 (3): 326-350, Buenos Aires.
- 1965 b. *El Cuartario Pedemontano en el*

- Noroeste del Chubut (Zona Cushamen)*. Acta Geológica Lilloana 7: 349-457, Tomo III de las Segundas Jornadas Geológicas Argentinas, Tucumán.
- 1968. *Reconocimiento Geológico de la zona de Comallo-Ingeniero Jacobacci*. Inf. Inédito Inst. Nac. de Tecnología Agropecuaria, Estac. Bariloche.
- 1969. *Das postglaziale Klima-Optimum im zentralen Nord-Patagonien (Argentinien)*. VIII° Congres INQUA, Résumés des Communications, p. 108, París.
- 1971. *Aspectos paleoclimatológicos del Terciario argentino*. Rev. Museo Argent. Cs. Nat. "B. Rivadavia", Paleontología 1 (8): 243-262, Buenos Aires.
- 1972. *Sobre el origen de los bajos sin salida en la Patagonia extraandina septentrional*. Rev. Asoc. Geol. Argent. 27 (4): 410-412, Buenos Aires.
- Volkheimer, W. & Kaufmann, N., 1971. *Informe Preliminar del Estudio Geológico del área de Ingeniero Jacobacci (Provincia de Río Negro)*. Primera parte: *Bosquejo geológico de la zona ubicada al sur de Ingeniero Jacobacci, entre 41° 30' y 42° S, y 69° 15' y 70° O (Prov. de Río Negro)* Centro de Investig. Cient. de la Prov. Río Negro, Viedma.

Buenos Aires, 29 de diciembre de 1972.

I CONGRESO ARGENTINO DE PALEONTOLOGIA Y BIOESTRATIGRAFIA

La Asociación Paleontológica Argentina y la Universidad Nacional de Tucumán auspician la realización del I CONGRESO ARGENTINO DE PALEONTOLOGÍA Y BIOESTRATIGRAFÍA, el que se cumplirá entre el 12 y el 16 de agosto de 1974, en la Ciudad de San Miguel de Tucumán.

Cualquier información con respecto al mismo puede recabarse a:

Secretaría del I Congreso Argentino
de Paleontología y Bioestratigrafía
Asociación Paleontológica Argentina
Maipú 645, 1° Piso
BUENOS AIRES

ACERCA DE LA NATURALEZA ESTADÍSTICA DE LA DISTRIBUCION DE SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , CaO , K_2O , TiO_2 y U_3O_8 EN BIOTITAS GRANITICAS *

POR HUGO B. NICOLLI¹ Y ROBERTO O. TOUBES²

RESUMEN

Se presenta un estudio analítico de la distribución de ciertos elementos en biotitas de rocas graníticas, por medio de métodos estadísticos aplicados a un conjunto de valores experimentales obtenidos sobre 85 muestras (81 en el caso del U_3O_8).

Supuesta una distribución matemática cuyos parámetros se calculan a partir de los valores experimentales, se realiza su comprobación mediante dos "tests" de significación. Se llega así a aceptar una distribución normal para el SiO_2 , Fe_2O_3 , K_2O y TiO_2 , lognormal para el MnO y el U_3O_8 y a rechazar ambas hipótesis para el Al_2O_3 y CaO .

ABSTRACT

A statistical analytic approach to the distribution of a set of elements in granitic biotites is presented. The experimental data were obtained on 85 samples (81 for U_3O_8).

A mathematical distribution is assumed, the parameters of it being calculated from the experimental data. Tests of significance are applied and the results are: acceptable normal distribution for SiO_2 , Fe_2O_3 , K_2O and TiO_2 , lognormal distribution for MnO and U_3O_8 , and rejection of both hypothesis for Al_2O_3 and CaO .

1. INTRODUCCION

El contenido de un elemento en un mineral no puede determinarse a partir del resultado de un solo análisis ya que el mismo no es una constante absoluta sino que fluctúa en un cierto intervalo más o menos amplio. Si consideramos un gran número de análisis podremos, en base a tales datos, estimar *el valor medio* del contenido, su

primera y más usual característica, pero insuficiente por sí sola para definirlo.

Los resultados de los análisis químicos, realizados sobre muestras de distintas procedencias, constituyen los valores observados de la *variable aleatoria continua*, definida por la concentración del elemento en el mineral. El estudio de dichos valores se hace por métodos estadísticos tratando de obtener un modelo teórico probabilístico que describa la distribución.

Ya en trabajos precedentes se han considerado algunas características de la distribución de diversos elementos en biotitas de rocas graníticas (R. O. Toubes y H. B. Nicolli, 1972) pero el tratamiento estadístico se realizó de una manera empírica, recurriendo a histo-

* Trabajo presentado en las IVas. Jornadas Geológicas Argentinas, Mendoza, 1969.

¹ Comisión Nacional de Energía Atómica; Investigador del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

² Comisión Nacional de Energía Atómica; Facultad de Ciencias Naturales y Museo, UNLP.

gramas, diagramas de frecuencia acumulada en papel de probabilidad y al posterior trazado de las curvas de densidad de probabilidad de cada elemento.

En este trabajo es propósito fundamental realizar los mismos estudios, pero por vía analítica y aplicar algunos "test" para comprobar la bondad del ajuste entre los valores observados y la hipótesis matemática elegida.

Los principios aquí expuestos se han llevado a cabo sobre 85 muestras de biotitas de rocas graníticas de diversos afloramientos españoles analizando los contenidos de SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ (Fe total), MnO, CaO, K₂O y TiO₂ por espectrometría de F.R.X., y U₃O₈ por fluorimetría (R. O. Toubes y H. B. Niccoli, *op. cit.*).

2. FUNDAMENTACION ESTADISTICA

El estudio estadístico de los contenidos de un determinado elemento en una roca o en un mineral comienza por suponer que su distribución responde a una ley matemática conocida, con un cierto número de parámetros desconocidos.

El problema que aquí presentamos consiste en obtener valores aproximados de dichos parámetros y en aplicar "tests" estadísticos convenientes para comprobar la validez de la hipótesis matemática elegida.

La experiencia geoquímica previa (L. H. Ahrens, 1954 a, 1954 b y 1966; R. L. Miller y E. D. Goldberg, 1955; K. V. Aubrey, 1956; S. Đurović, 1959; A. B. Vistelius, 1960; D. M. Shaw, 1961) demuestra que las leyes de distribuciones normal y lognormal son las de mayor utilidad en este campo:

a) *Distribución normal* (μ, σ):

$$\Phi(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^x e^{-\frac{(t-\mu)^2}{2\sigma^2}} dt$$

b) *Distribución lognormal*: se la define como la distribución de una variable cuyo *logaritmo* obedece a la ley normal de probabilidad.

Los parámetros desconocidos para la distribución normal, μ y σ , se obtienen a partir de los valores de muestreo, cuyo conjunto constituye la población de referencia, por medio del método de máxima verosimilitud ("maximum likelihood method", H. Cramér, 1955, 194-198). Llamando \bar{x} y s a los valores estimados de μ y σ respectivamente, por dicho método resulta:

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_1^n x_i$$

$$s^2 = \frac{1}{n} \sum_1^n (x_i - \bar{x})^2$$

donde n es el número de valores x_i de la población de referencia.

Si se trata de la distribución lognormal se procede de igual manera, pero considerando los *logaritmos* de x_i .

Para decidir el rechazo o la aceptación de la distribución hipotética elegida, se aplican los dos "tests" siguientes:

a) Las estimaciones g_1 y g_2 de la asimetría γ_1 y de la curtosis γ_2 , respectivamente, se calculan por las siguientes fórmulas:

$$g_1 = \frac{1}{n s^3} \sum_1^n (x_i - \bar{x})^3$$

$$g_2 = \frac{1}{n s^4} \sum_1^n (x_i - \bar{x})^4 - 3$$

o bien, $\log x_i$ si se trata de la distribución lognormal.

Si la distribución real es normal (o lognormal) g_1 y g_2 tienen valores medios nulos y sus desviaciones típicas es-

tán dadas por las fórmulas aproximadas siguientes:

$$g_1 = \frac{\sqrt{6}}{n}; \quad g_2 = \frac{\sqrt{24}}{n}$$

Por tanto, se considera aceptable la hipótesis de la distribución normal (o lognormal) si se cumple que:

$$\frac{g_1}{\sigma_{g_1}} \leq 3 \quad \text{y} \quad \frac{g_2}{\sigma_{g_2}} \leq 3$$

o sea, si los valores obtenidos de g_1 y g_2 no difieren de su valor medio en más de 3 veces la desviación típica¹.

b) "Test" de Pearson (χ^2)

Una medida de la desviación entre la distribución supuesta y la real, está dada por:

$$\chi^2 = \sum_1^r \frac{(f_i - n p_i)^2}{n p_i}$$

donde:

- r : número de clases en que se divide el intervalo total de observación;
- f_i : frecuencias observadas para cada intervalo;
- p_i : valores correspondientes a los intervalos según la distribución supuesta;
- n : número total de valores de la población de referencia.

Para valores suficientemente grandes de n , χ^2 se distribuye siguiendo, aproximadamente, la distribución χ^2 , con $r-3$ grados de libertad en nuestro caso, en que la hipótesis inicial a comprobar es la distribución normal o la lognormal (H. Cramér, 1961, 424 y sig.).

La hipótesis es *aceptada* o *rechazada* según que el valor obtenido de χ^2 sea

menor o *mayor*, respectivamente, que el de χ_p^2 dado por las tablas de la distribución χ^2 , donde p es el nivel de significación elegido. En nuestro caso hemos trabajado con un nivel del 5% (D. A. Rodionov, 1965).

3. RESULTADOS, APLICACION DE "TESTS" Y DISCUSION

Los cálculos pertinentes se realizaron por medio del programa "Cálculo de Parámetros Estadísticos", escrito en Fortran IV para la Computadora GE-625, cuyos resultados están resumidos en el Cuadro I.

Se comenzó suponiendo una *distribución normal* para cada uno de los constituyentes investigados y se calcularon \bar{x} y s^2 a partir de la población de referencia. En los elementos que presentan distribución normal es interesante considerar los valores de la relación s/\bar{x} %, los cuales varían entre 5.2% y 16.7%, siendo mínimo para el SiO_2 y máximo para el TiO_2 , ya que el mismo da una medida de la dispersión de sus concentraciones.

Presentan asimetría negativa, en orden creciente de grado de asimetría, Fe_2O_3 , K_2O y Al_2O_3 , así como asimetría positiva, en orden creciente, SiO_2 y TiO_2 . Los elementos que no se ajustan a la distribución normal presentan fuertes asimetrías positivas.

La aplicación del "test" descrito en el apartado *a* del punto anterior, permite *aceptar* la hipótesis de la *distribución normal* para SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O y TiO_2 , pues en esos casos, ni la asimetría, ni la curtosis, exceden el triple de sus respectivas desviaciones típicas. En cambio debe *rechazarse* la hipótesis normal en las distribuciones de MnO , CaO y U_3O_8 , para las cuales se consideró una segunda hipótesis: la *lognormal*. Según el mismo "test", tal hipótesis es *aceptable* para los tres últimos casos.

¹ Ello significa sólo un 0,27% de probabilidad como nivel de significación del "test" (H. Cramér, 1961, 334).

CUADRO I
Parámetros estadísticos

Constituyente	n	\bar{x}	s^2	g_1	g_2	g_1/σ	g_2/σ
<i>Hipótesis : distribución normal</i>							
SiO ₂	85	33,6	3,017	0,090	1,390	0,340	2,617
Al ₂ O ₃	85	16,5	3,802	-0,086	0,943	-0,326	1,775
Fe ₂ O ₃ (Fe total).	85	24,8	4,089	-0,646	0,567	-2,431	1,067
K ₂ O.....	85	8,7	1,260	-0,516	-0,311	-1,943	-0,586
TiO ₂	85	3,65	0,383	0,339	-0,269	1,275	-0,506
MnO.....	85	0,38	0,014	0,778	1,832	2,928	3,448
CaO.....	85	0,39	0,075	1,478	2,860	5,562	5,382
U ₃ O ₈	81	15,3	63,111	1,179	1,201	4,384	2,233
<i>Hipótesis : distribución lognormal</i>							
MnO.....	85	-1,003	0,099	-0,421	0,421	-1,583	0,792
CaO.....	85	-1,197	0,603	-0,573	-0,145	-2,155	-0,273
U ₃ O ₈	81	2,603	0,269	-0,315	0,577	-1,171	1,073

Para tener dentro de cada clase un número de valores de la población de referencia no menor de 10 al aplicar el "test" de Pearson (descrito en el apartado *b* del punto anterior) se unieron los intervalos en forma conveniente, según está indicado en el Cuadro II.

Se comprueba que, de acuerdo con el criterio expuesto, la hipótesis de distribución normal es *acceptable* para los casos del SiO₂, Fe₂O₃, K₂O y TiO₂, pero *no* para el del Al₂O₃. Es útil hacer notar que los resultados en los casos del Fe₂O₃ y TiO₂ corresponden a valores de probabilidad entre 40 y 50 %, y entre 70 y 80 %, respectivamente, lo cual significa una *buena concordancia*; para el caso del Al₂O₃ corresponde a un valor entre 0,1 y 1 %, o sea a un límite *significativo* de *desviación* con respecto

a la distribución normal (H. Cramér, 1961, 421 y sig.). Para SiO₂ y K₂O, los valores están levemente por debajo del límite: *concordancia acceptable*.

La aplicación del "test" para la distribución lognormal denota una *concordancia acceptable* para U₃O₈ (entre 5 y 10 % de probabilidad) y para MnO (entre 10 y 20 % de probabilidad). En el caso del CaO corresponde a una *desviación altamente significativa* (< 0,1 % de probabilidad).

Debe tenerse en cuenta en la consideración de los resultados que si el número de clases es pequeño, el "test" χ^2 es un "test" de las frecuencias de las clases, y la concordancia entre frecuencia real y frecuencia teórica no implica una evidencia absoluta de una distribución estrictamente normal (o lognormal).

CUADRO II

Aplicación del «test» χ^2

Hipótesis: distribución normal

SiO₂

Límites de los intervalos o/...	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
Frecuencias	1	0	0	4	6	19	25	12	10	5	2	0	1	1
Agrupación de frecuencias	11 19 25 12 18													

$n = 85$

$r - 3 = 2$

$\chi^2_3 = 5,99$

$\chi^2 = 4,99$

Al₂O₃

Límites de los intervalos o/...	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
Frecuencias	2	2	4	8	12	17	26	9	3	0	1	1	1
Agrupación de frecuencias	16 12 17 26 14												

$n = 85$

$r - 3 = 2$

$\chi^2_3 = 5,99$

$\chi^2 = 11,05$

Fe₂O₃ (Fe total)

Límites de los intervalos o/...	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
Frecuencias	3	2	4	3	8	24	16	14	8	2	1	1
Agrupación de frecuencias	12 32 16 14 11											

$n = 85$

$r - 3 = 2$

$\chi^2_3 = 5,99$

$\chi^2 = 1,72$

CUADRO II (Cont.)

K₂O

Límites de los intervalos %	5,5	6,0	6,5	7,0	7,5	8,0	8,5	9,0	9,5	10,0	10,5	11,0
Frecuencias	1	5	2	7	3	13	19	15	13	5	2	
Agrupación de frecuencias		15			16	19	15		20			

n = 85

r - 3 = 2

$\chi^2_3 = 5,99$

$\chi^2_3 = 5,87$

TiO₂

Límites de los intervalos %	2,25	2,50	2,75	3,00	3,25	3,50	3,75	4,00	4,25	4,50	4,75	5,00	5,25	5,50
Frecuencias	1	5	6	12	13	14	11	7	7	6	1	1	1	1
Agrupación de frecuencias		12		12	13	14	11			23				

n = 85

r - 3 = 3

$\chi^2_3 = 7,82$

$\chi^2_3 = 1,34$

Hipótesis: distribución lognormal

MnO

Límites de los intervalos %	0,15	0,20	0,25	0,30	0,35	0,40	0,45	0,50	0,55	0,60	0,65	0,70	0,75	0,80	0,85
Frecuencias	7	4	9	17	19	13	6	3	4	1	0	1	0	1	1
Agrupación de frecuencias		11		26	19	13		16							

n = 85

r - 3 = 2

$\chi^2_3 = 5,99$

$\chi^2_3 = 3,99$

CUADRO II (Cont.)

CaO

Límites de los intervalos %...	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0	1,1	1,2	1,3	1,4	1,5
Frecuencias	9	13	13	13	19	4	5	4	1	0	1	0	2	0	1	1
Agrupación de frecuencias	18															

$n = 85$

$r - 3 = 2$

$\chi^2_3 = 5,99$

$\chi^2 = 14,83$

U₃O₈

Límites de los intervalos (ppm)	0	5	10	15	20	25	30	35	40	45
Frecuencias	2	16	31	17	6	3	6	1	1	1
Agrupación de frecuencias	18	31	17	17	17	17	17	17	17	17

$n = 81$

$r - 3 = 1$

$\chi^2_3 = 3,84$

$\chi^2 = 2,98$

AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan su agradecimiento a la Dra. Clara E. Mattei, del Dpto. de Reactores de la Comisión Nacional de Energía Atómica, por la preparación del programa "Cálculo de Parámetros Estadísticos" y por sus valiosas sugerencias en el desarrollo del trabajo, así como a la Gerencia de Materias Primas, por haber posibilitado su conclusión.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ahrens, L. H., 1954 a. *The lognormal distribution of the elements*. Geochim. Cosmochim. Acta 5, 49-73.
- 1954 b. *The lognormal distribution of the elements. II*. Geochim. Cosmochim. Acta 6, 121-131.
- 1966. *Element distributions in specific igneous rocks. VIII*. Geochim. Cosmochim. Acta 30, 109-122.
- Aubrey, K. V., 1956. *Frequency distributions of elements in igneous rocks*. Geochim. Cosmochim. Acta 9, 83-89.
- Cramér, H., 1955. *The elements of probability theory*. 2a. impr., J. Wiley, N. York.
- 1961. *Mathematical methods of statistics*. 9a. impr., Princeton Univ. Press, Princeton.
- Durovic, S., 1959. *Contribution to the lognormal distribution of the elements*. Geochim. Cosmochim. Acta 15, 330-336.
- Miller, R. L. and Goldberg, E. D., 1955. *The normal distribution in Geochemistry*. Geochim. Cosmochim. Acta 8, 53-62.
- Rodionov, D. A., 1965. *Distributions functions of the element and mineral contents of igneous rocks*. Trad. del Ruso, Consultant Bureau, N. York.
- Shaw, D. M., 1961. *Element distribution laws in Geochemistry*. Geochim. Cosmochim. Acta 23, 116-134.
- Toubes, R. O. y Nicolli, H. B., 1972. *Distribución estadística de elementos, determinados por F.R.X., en biotitas de rocas graníticas*. Actas IVas. Jorn. Geol. Arg., Mendoza (1969), III, 157-179.
- Vistelius, A. B., 1960. *The skew frequency distributions and the fundamental law of the geochemical processes*. J. Geol. 68, 1-22.

Recibido el 18 de octubre de 1972.

**METAMORFISMO DE LAS CUMBRES CALCHAQUIES:
I-RASGOS DE DEFORMACION Y BLASTESIS EN LAS ROCAS
DEL FALDEO SUR-OCCIDENTAL ENTRE LA ANGOSTURA
Y TAFI DEL VALLE, TUCUMAN, REPUBLICA ARGENTINA**

POR ALEJANDRO J. TOSELLI Y JUANA ROSSI DE TOSELLI¹

RESUMEN

Se describe el complejo metamórfico aflorante en el faldeo sur-occidental de las Cumbres Calchaquíes, sobre el Valle de Tafi, integrado por esquistos cuarzo-biotítico-muscovíticos con cantidades menores de plagioclasa ácida, desde la quebrada El Puesto hacia el norte, hasta los afloramientos graníticos. Especialmente en la quebrada de Los Cuartos en donde aparecen asociaciones de estaurolita-granate y andalucita-staurolita-granate, repitiéndose la primera en el sector nordeste de Loma Pelada.

El análisis de la blastesis mineral y la relación porfiroblastos-matriz ha permitido deducir dos episodios de metamorfismo y deformación. Las estructuras mesoscópicas presentes revelan además la presencia de fajas intensamente deformadas.

En cuanto a los contactos granito-esquisto, no se observan aureolas ni efectos de metamorfismo térmico; solamente los xenolitos incluidos en los bloques sueltos muestran asociaciones típicas de corneanas.

ABSTRACT

This paper describes metamorphic rocks outcropping in the south-western slopes of the Cumbres Calchaquíes near Tafi del Valle, province of Tucumán, Argentine, with special references to staurolite micaschists associated with muscovite-biotite-andalusite-staurolite schists are also done. Mineral growth under static conditions are analyzed in detail and related with stages of deformation and metamorphism.

Granitic bodies include xenolithes with contact metamorphism belonging to the Hornfels Facies.

I. INTRODUCCIÓN

Ante la escasa información petrológica existente sobre las rocas que constituyen el basamento de las Cumbres Calchaquíes, nos hemos abocado a la tarea de sistematizar e interpretar los distintos complejos ígneo-metamórficos existentes, en forma de estudios parciales que irán cubriendo toda la región de interés.

El presente trabajo tiene por objeto el estudio petrográfico y los rasgos de

deformación y desarrollo blástico de un sector del basamento metamórfico de las Cumbres Calchaquíes, sobre el Valle de Tafi, en el cual son de especial interés los esquistos micáceos estaurolítico-granatíferos. La importancia de actualizar el conocimiento de estas rocas, descritas por primera vez por Stelzner (1885) radica en el hecho de que su paragénesis define facies metamórficas de anfibolitas, en terrenos considerados hasta la actualidad, como afectados uniformemente por metamorfismo regional de bajo grado (facies de esquistos verdes).

¹ Instituto Miguel Lillo.

También se han puesto en evidencia importantes relaciones entre los eventos de deformación y blastesis de los minerales, en base a los análisis de las microestructuras en cortes delgados y en muestras macroscópicas, procesos que han afectado a las rocas de casi toda el área de estudio.

Los autores dejan constancia de su agradecimiento al Dr. O. González, por las amables sugerencias e información inédita obrante en su poder.

II. UBICACION GEOGRAFICA

La zona objeto de este estudio comprende las áreas adyacentes a Los Cuartos, sobre el faldeo occidental de las Cumbres Calchaquíes y el sector norte de Loma Pelada, ambos ubicados en los alrededores de la localidad de Tafí del Valle, departamento de Tafí, provincia de Tucumán. Sus coordenadas geográficas son $26^{\circ} 45'$ lat. sur y $65^{\circ} 40'$ long. oeste.

La superficie abarcada es de aproximadamente 60 km^2 , con una elevación general algo superior a los 1.900 metros (cota de la villa de Tafí del Valle).

III. CARACTERES GEOLOGICOS

III.1.0. GENERALIDADES Y ANTECEDENTES

Las Cumbres Calchaquíes, pertenecientes al conjunto de las Sierras Pampeanas nor-occidentales, constituyen parte del basamento cristalino del oeste de la provincia de Tucumán.

Petrográficamente, están constituidas en su porción norte (al sur de la provincia de Salta) por esquistos de carácter semi-metamórfico que conservan casi intactos sus caracteres clásticos (Ruiz Huidobro, 1960). En la parte austral de esta sierra, ya en la provincia de Tucumán, predominan pizarras y filitas con mayor grado de recristalización perte-

necientes a la facies de "esquistos verdes" (Caminos 1972).

En las áreas aledañas a la estudiada, las rocas intrusivas dominantes son las de tipo granítico, destacándose una serie de cuerpos lenticulares, separados por paquetes de esquistos que afloran desde el cerro Pabellón hasta más allá de la Ciénaga Amarilla, y la prolongación norte del cerro Ñuñorco en la Loma Pelada (Ruiz Huidobro, 1966)

Los rasgos estructurales de este cordón montañoso son los comunes al resto de las Sierras Pampeanas, es decir bloques basculados delimitados por fallas inversas de alto ángulo y, en esta región, con buzamiento al este.

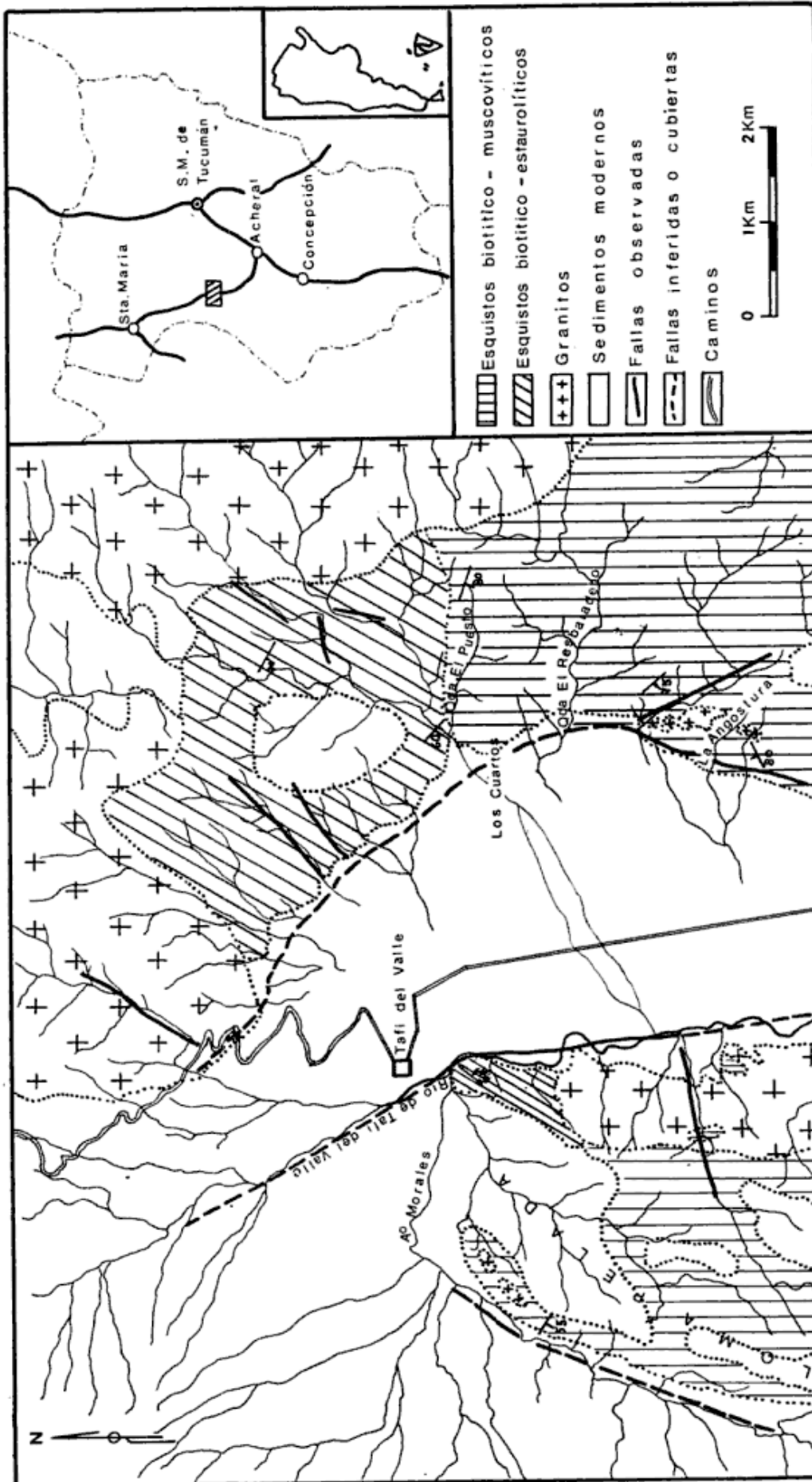
III.2.0. ROCAS METAMÓRFICAS

El complejo metamórfico del área estudiada está ampliamente caracterizado por esquistos cuarzo-biotítico-muscovíticos; además de esquistos estauroolítico-granatíferos y estauroolítico-andalucítico-granatíferos, que en conjunto constituyen estructuras orientadas a grandes rangos NW-SE, pero con importantes variaciones locales. El rumbo dominante es $N 45^{\circ}$, con oscilaciones desde $N 40^{\circ}$ a $N 70^{\circ}$ y buzamiento variable entre 60 y $80^{\circ} W$.

En el sector de Loma Pelada, en los alrededores de La Cruz, los esquistos están orientados $N 14^{\circ}$ con buzamiento de $60^{\circ} E$, mientras que sobre el arroyo Morales el rumbo es de $N 55^{\circ}$ con inclinación $55^{\circ} W$.

III.2.1. ESQUISTOS CUARZO - BIOTÍTICO-MUSCOVÍTICOS

Constituyen las rocas dominantes de la región. Son marcadamente esquistosas, con exfoliación bien definida; su rasgo textural más notable es el bandeo subparalelo marcado por fajas claras cuarzo-muscovíticas y folias oscuras ricas en biotita que están indicando una fábrica paralela sedimentaria o meta-



mórfica primitiva (superficies S) ¹. Las folias oscuras tienen en promedio espesores entre 0,5 a 5 mm, mientras que las folias claras oscilan entre 2 y 20 milímetros.

Localmente se presentan variedades carentes de esquistosidad, masivas, ricas en cuarzo intercaladas con capas predominantemente micáceas muy esquistosas.

Los esquistos contienen frecuentemente delgadas segregaciones de cuarzo, o de cuarzo y plagioclasa, formando a veces finos enjambres subparalelos oblicuos a la exfoliación. Estas venillas se encuentran con frecuencia plegadas en forma complicada y no son raros los pliegues de tipo ptigmático.

En las cabeceras de la quebrada El Resbaladero, los esquistos son finamente bandeados y muy friables, conteniendo pequeños filones graníticos de no más de 2 cm de espesor junto con venas cuarzosas discordantes y pequeños reventones pegmatíticos de hasta 0,60 m de espesor.

En Loma Pelada la rocas contienen mayor abundancia de intrusiones aplopegmatíticas ricas en turmalina.

III.2.2. TEXTURA Y MINERALOGÍA

El cuarzo es el mineral más abundante individualmente, pero en las folias micáceas predominan la biotita y la muscovita, determinando una textura predominantemente lepidoblástica. Sin embargo es más frecuente que la biotita se desarrolle en fenoblastos de 0,5 a 2 mm, ricos en inclusiones de cuarzo.

En cantidad mucho menor, pero siempre presente, se encuentra clorita también poiquiloblástica. La matriz es cuarzo muscovítica de grano fino (0,07 a 0,1 milímetros), variando la textura desde lepidoblástica a granoblástica en los lechos más cuarzosos.

¹ Esta textura parece ser un rasgo dominante en los esquistos de las Cumbres Calchaquíes, así como en los del Aconquija, descriptos por Rassmuss (1919) y González Bonorino (1950).

La plagioclasa se encuentra en la matriz en pequeños xenoblastos ameboides, sin maclas y con abundantes inclusiones pulverulentas. Su composición varía de albíta a oligoclasa ácida.

El granate suele abundar en ciertos esquistos intercalados con otros en los que falta completamente. Su desarrollo es esquelético en matriz cuarzosa, pero en la micácea tiende a ser idioblástico con su forma típica de rombododecaedro (ver fig. 1, 2, 3, 4, 5, y 6).

Accesorios menores son turmalina finamente diseminada, apatita, magnetita y circón, este último más frecuente en matriz de cuarzo.

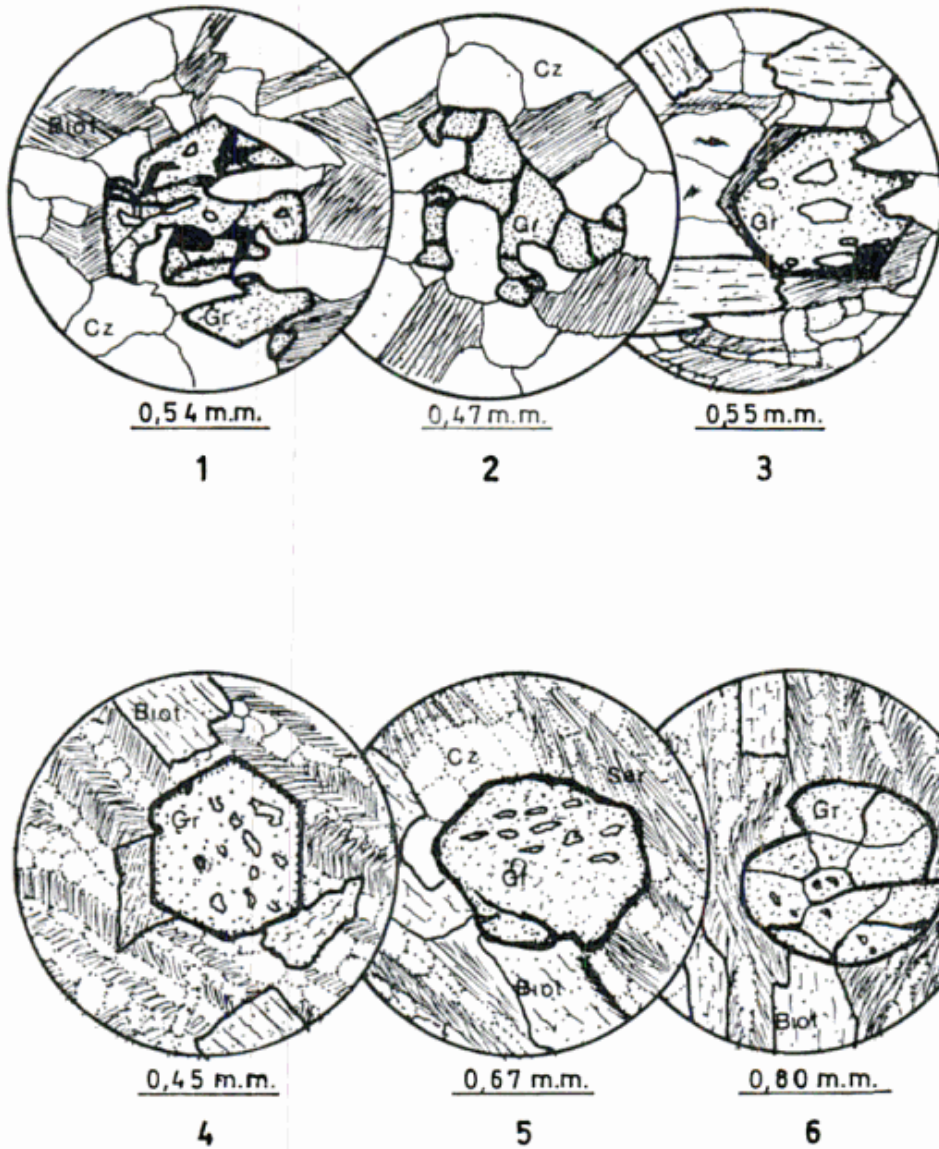
III.2.3. ESQUISTOS ESTAUROLÍTICO - GRANATÍFEROS

Estos esquistos afloran en una pequeña área (0,75 km²) en la zona nordeste de la Loma Pelada, limitada al sur por el granito del mismo nombre, sedimentos modernos hacia el oeste y esquistos cuarzo-muscovítico-biotíticos-plagioclásicos con o sin granate. También aparece en Los Cuartos, al este de la depresión tectónica del Valle de Tafí, desde la quebrada de El Puesto hacia el norte en un área de más o menos 6,5 km², limitada al este, norte y noroeste por el granito Cerro Pabellón y al sur por esquistos cuarzo - biotítico - plagioclásicos granatíferos o no, normales en estas áreas.

Estas rocas se diferencian de los esquistos cuarzo - biotítico - muscovíticos, antes descriptos, por la presencia de abundante estaurolita y granate y una mayor proporción de bandas micáceas (espesores entre medio centímetro hasta varios decímetros) con respecto a las cuarzosas.

Constituyen bancos interestratificados dentro de esquistos cuarzo-biotítico-muscovíticos, con espesores variables, que en Loma Pelada van de 0,50 a 1 m, como máximo.

La estaurolita aparece en prismas de 0,5 a 2 cm de largo, color caramelo y



muy frecuentemente en grupos de dos individuos asociados en maclas de penetración cruciformes rectas y oblicuas. Los ejemplares de mayor tamaño, aunque no los más perfectos, se encuentran en Loma Pelada cerca del puente sobre el río de Tafi. Sin embargo, las mejores exposiciones aparecen en la quebrada de Los Cuartos y en los numerosos rodados a lo largo de la misma.

En sección delgada constituyen poiquiloblastos pleocroicos, plagados de inclusiones de cuarzo y material opaco finamente dividido. Se presenta casi siempre fresca, pero en algunos sectores localizados aparecen envueltas por una aureola de alteración sericítico-clorití-

ca que a veces los llega a reemplazar completamente.

El granate es abundante; desarrollado en rombododecaedros transparentes de color rosado, su tamaño varía desde 0,5 a 2 mm pudiéndose despegar con facilidad de la matriz biotítico-muscovítica-cuarzosa en la que están incluidos junto con la estaurolita.

III.2.4. ESQUISTOS ESTAUROLÍTICO-ANDALUCÍTICO-GRANATÍFEROS

Se localizaron en bancos aislados en la misma quebrada de Los Cuartos, que por su tamaño no pudieron ser representados en el plano geológico. La andalu-

cita sólo es reconocible al microscopio. Aparece en desarrollo esquelético sobre matriz de cuarzo y nunca formando fenoblastos definidos. La estauroлита y el granate están en estos casos siempre alterados, la primera en forma total y de manera incipientemente el segundo en un material sericítico-clorítico.

III.3.0. LAS ROCAS GRANÍTICAS Y EL CONTACTO GRANITO-ESQUISTO

Las rocas graníticas constituyen plutones de dimensiones variables, emplazados en las metamorfitas, que por sus características petroestructurales y su modo de yacer concuerdan con los llamados granitos de mesozona de Buddington (1959).

III.3.1. GRANITO CERRO PABELLÓN

Esta plutonita corresponde petrográficamente a un granito-granodiorita (ya descrito por Ruiz Huidobro, op. cit.), que en la zona de la quebrada de Los Cuartos aparece en contacto con los esquistos estaurolíticogranatíferos.

El cuerpo presenta leve foliación, determinada por la orientación de las micas, que es aproximadamente paralela al rumbo de los esquistos. En los contactos inmediatos sólo se produjeron inyecciones aplo-pegmatíticas y las rocas de caja no muestran fenómenos de metamorfismo térmico.

Los bloques sueltos del granito contienen cantidades apreciables de xenolitos, cuyo tamaño varía desde centímetros hasta más de un metro. Aparecen dispersos erráticamente en la masa del granito lo que es indicación de un flujo magmático que causó rotación y desplazamiento de los fragmentos. Se observan también todas las gradaciones de digestión de estos cuerpos: los hay que tienen contactos netos y con sólo un delgado borde rico en biotita; en otros, los contactos son difusos y finalmente, sólo quedan como relictos manchones de biotita dispersos en la masa del granito.

Los cambios texturales y mineralógicos que se manifiestan en los xenolitos son un mayor desarrollo y enriquecimiento en mica (biotita y muscovita) en aquéllos que originalmente eran esquistos micáceos y una recristalización total granoblástica, típica de la facies de corneana. No se han encontrado en ellos minerales tales como andalucita o cordierita, como sería de esperar en las corneanas, debido probablemente a que la composición química original del xenolito no era la apropiada. Tampoco aparecen estauroлита o granate por las muy diferentes condiciones de metamorfismo a que fueron sometidos.

III.3.2. GRANITO LA ANGOSTURA

Los afloramientos corresponden a una granodiorita biotítica de color rosado a gris, de grano grueso a porfiroide. El nivel erosivo sólo ha dejado descubiertas las partes más altas, presentándose como una serie de cuerpos pequeños, concordantes, elongados aproximadamente en sentido norte-sur, dentro de esquistos biotíticos y cuarzosos.

Localmente se observan facies aplíticas y venas cuarzosas, presentándose además fuertemente diaclasadas subverticalmente dispuestas con rumbo N 115° a 120°.

Los contactos no presentan características dignas de mención, pero en algunos casos la biotita del esquisto ha adquirido gran tamaño mientras que otros se caracterizan por una mayor feldespaticización.

Sobre el flanco occidental de La Angostura se observan fajas milonitizadas, con desarrollo de epidoto y clorita.

En general, las características estructurales, texturales y mineralógicas son semejantes al granito de Chaquivil (Ruiz Huidobro, op. cit.) y también al del Cerro Pabellón.

III.3.3. GRANITO LOMA PELADA

Corresponde a un granito biotítico de grano fino a mediano y de colores

rosado y gris, con desarrollo local de muscovita.

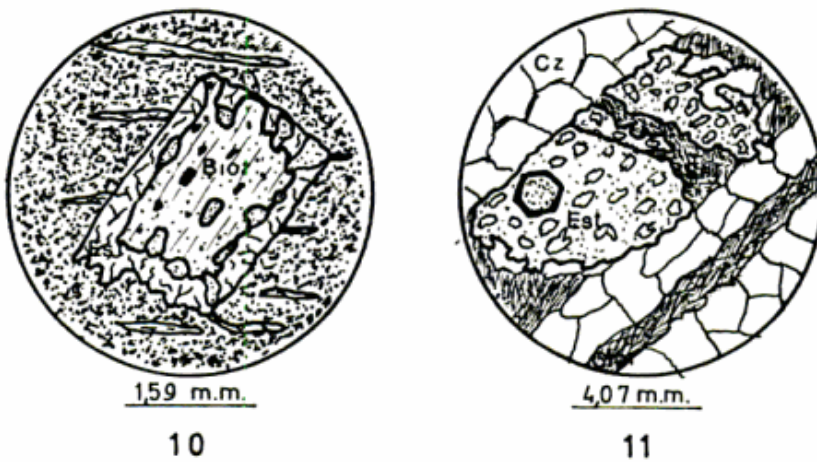
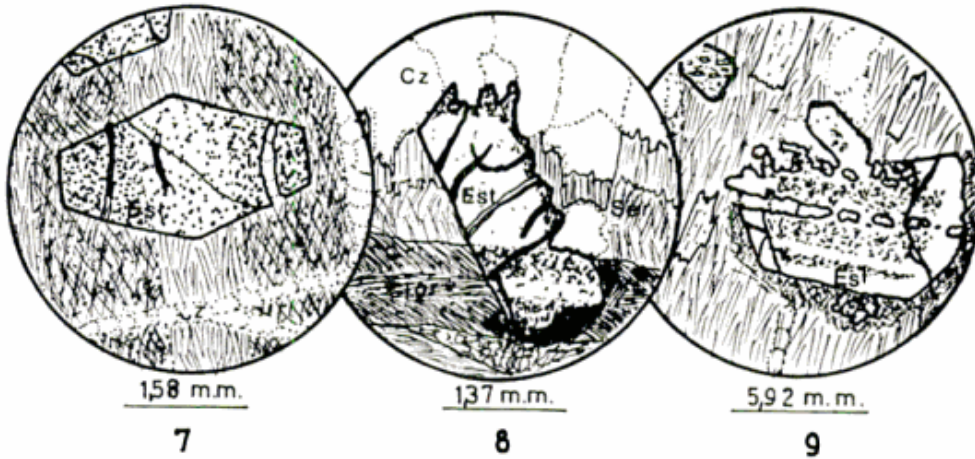
En algunos sectores, próximos al contacto con los esquistos se encuentran grandes bloques de 200 m de diámetro o más, de esquistos cuarzo-biotíticos de grado bajo (facies de esquistos verdes), incluidos en su masa, que aparentemente no han sufrido metamorfismo térmico, al igual que las rocas de caja. La estructura metamórfica se ha preservado, presentando en general contactos netos, excepto en algunos casos en los que se ha producido asimilación y dispersión de fragmentos. El rumbo y buzamiento de la esquistosidad sólo se conserva en contadas ocasiones, estando en su mayor parte rotados. Los primeros

corresponden probablemente a restos de la cubierta metamórfica.

IV. RASGOS DE DEFORMACION Y DESARROLLO BLASTICO

De las observaciones macro y microscópicas surge la existencia de una heterogeneidad en el comportamiento estructural del paquete metamórfico. En general los esquistos buzcan hacia el este o el oeste con valores que oscilan entre 40° y 70° , con intercalación de fajas intensamente deformadas.

Las estructuras mesoscópicas presentes las podemos clasificar en: 1) estructuras planares y 2) pliegues.



IV.1.0. ESTRUCTURAS PLANARES

Comprenden las ESQUISTOSIDAD y la FOLIACIÓN, dadas por la orientación y agrupación preferencial de cristales laminares de micas, alternando con capas de cuarzo.

En Los Cuartos, el metamorfismo ha actuado sobreimponiendo la dirección de la esquistosidad (superficies S^1 según la terminología de Sanders, 1930, in Turner y Verhoogen, 1963) a una fábrica paralela sedimentaria o metamórfica que existió antes del desarrollo de los porfiroblastos de estaurolita y granate, y de la que sólo quedan relictos isorientados paralela y concordantemente con la esquistosidad, dentro de los minerales citados.

En el norte de Loma Pelada, las características estructurales varían ligeramente, ya que la esquistosidad (superficies S_2) se han desarrollado oblicuamente respecto a la estructura metamórfica previa (superficies S_1), que se infieren gracias a los relictos conservados en los porfiroblastos de estaurolita, en los idioblastos de granate y en los xenoblastos de biotita (fig. 9-10).

IV.2.0. PLIEGUES

Micropliegues: son todos aquellos estudiados exclusivamente en cortes delgados. Generalmente son de tipo paralelos y similares; subredondeados a subangulosos (según la forma de la cresta) y afectan típicamente a venas cuarzo-feldespáticas, de espesores entre 1,5 a 4 mm, formadas por segregación metamórfica y deformadas posteriormente con desarrollo preferencial de granos en sentido aproximadamente paralelo a la esquistosidad actual (superficies S_2). Complementan los pliegues S de tipo paralelo (Knill, 1960) de las mismas venas.

¹ Superficies S es empleado por Sander para indicar series de planos paralelos no homogéneos mecánicamente, en las rocas deformadas.

Pliegues menores: comprenden las estructuras individuales con tamaño desde el centímetro a un metro. Los pliegues son de tipo similar subangular (según Knill, op. cit.) con o sin desarrollo de venas S_2 en los flancos (fig. 12), o con formación de repliegues.

Además pliegues S de tipo similar en los que se observa un flujo notable de material en las capas cuarzosas, en las zonas de mayor deformación (fig. 13).

Estas estructuras de plegamiento se observan típicamente en los esquistos cuarzo-biotíticos.

V. ORDEN DE CRISTALIZACION DE LOS MINERALES

Los estudios modernos, realizados sobre la cristalización de minerales metamórficos han puesto de manifiesto algunos caracteres acerca de la nucleación y crecimiento mineral, y su relación con la matriz circundante. Como minerales característicos se han elegido los formadores de porfiroblastos, que en general son indicadores del grado metamórfico impuesto a las rocas.

Teniendo presente el problema de la interacción blastos-matriz, debemos considerar dos categorías esenciales: 1) porfiroblastos que han crecido sobre la matriz pelítica y, 2) porfiroblastos que se han desarrollado en matriz cuarzosa (Kilmurray, 1969).

En la primera categoría tenemos la estaurolita, en la segunda categoría, la andalucita, y en ambas, el granate.

Granates: todas las evidencias nos indican que son de crecimiento estático y post-tectónicos. Presentan generalmente inclusiones alineadas, a veces concordantes con la esquistosidad. Cuando no las contienen, el blasto simplemente se halla interrumpiendo las superficies S. Esos caracteres permiten distinguir:

- a) granates con inclusiones alineadas rectas de granos de cuarzo y menos comúnmente minerales opa-



Fig. 12. — Pliegues de tipo similar subangular con desarrollo de venas S_2 en los flancos

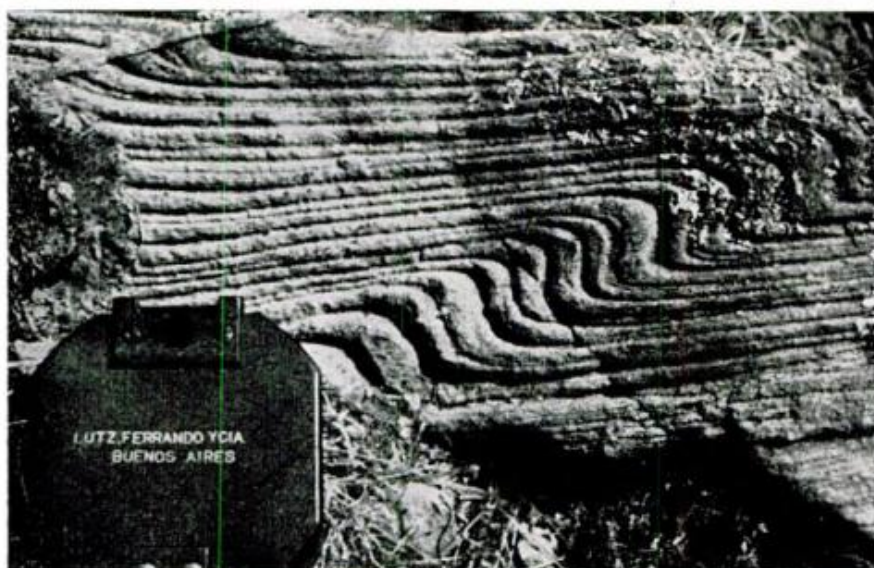


Fig. 13. — Pliegues S (tipo similar) con flujo notable de material en las capas cuarzosas

- cos y micas, interrumpiendo superficies S ;
- b) individuos fracturados, con o sin inclusiones y eventualmente con alteración a clorita, en matriz pelítica;
- c) granos irregulares, de tipo esquelético, desarrollados sobre matriz cuarzosa.

Algunos granates han respetado en su crecimiento las superficies S originales,

mostrando relictos de cuarzo incluidos con la misma orientación que la esquistosidad (fig. 4, quebrada Los Cuartos), mientras que otros relictos señalan una fábrica paralela S_1 , distinta de la S_2 presente en la matriz (fig. 5 - Loma Pelada).

Con menor frecuencia se encontraron granates muy fracturados cuyo desarrollo deformó las folias micáceas (fig. 6, quebrada Los Cuartos).

Estaurolita: se ha desarrollado esencialmente como porfiroblastos sobre la matriz pelítica, interrumpiendo superficies S (fig. 7), y englobando gran cantidad de inclusiones de cuarzo desarrolladas en el centro, y con la periferia casi libre de ellos y envueltos por una cubierta de micas. Las inclusiones señalan una superficie S_1 , diferente de la S_2 de la matriz (fig. 9). En otros casos, los fenoblastos de estaurolita crecen oblicuamente a la esquistosidad, atravesando tanto las folias biotíticas, como venas cuarzosas sericitizadas, adaptándose parte del contorno a los granos de cuarzo, mientras que reemplaza totalmente las zonas sericitizadas y biotíticas (fig. 8).

Más típicamente los fenoblastos cribosos se restringen a bandas micáceas, presentando a menudo inclusiones idioblásticas de granate y cruzado por venillas de sericita (fig. 11).

Localmente se observa sobre una masa de sericita el desarrollo de biotita, con un anillo de estaurolita, que también forma ramificaciones y está asociado con pequeños granos de cuarzo (fig. 10).

Lo anteriormente expuesto evidencia que la estaurolita no se desarrolla en matriz cuarzosa, o cuando en su desarrollo encuentra alguna vena de cuarzo, la engloba. Para que realice el reemplazo de diferenciados cuarzosos es necesario que previamente éstos sean reemplazados por sericita; en caso contrario, adapta su forma a los contornos de los granos de cuarzo, o como ya dijimos, los engloba como tales, sin reemplazarlos.

Andalucita: se desarrolla muy localmente en forma xenoblástica esquelética dentro de las fajas cuarzosas.

VI. CONCLUSIONES Y ESQUEMA TENTATIVO DE LOS EVENTOS DE DEFORMACION Y METAMORFISMO

Las rocas estudiadas han sido originadas a partir de sedimentitas de naturaleza arcillo-limo-arenosa, que fueron sometidas a metamorfismo regional dinamotérmico progresivo de grado medio a bajo y simultáneamente deformadas.

El primer episodio metamórfico-deformativo, actuó transformando los sedimentos, con formación de estaurolita, granate, biotita y localmente andalucita, donde la temperatura fue netamente dominante sobre la presión. Al mismo tiempo se produce el desarrollo de superficies S de foliación y esquistosidad, paralelas a la estratificación primitiva y venas de segregación esencialmente cuarzosas, con disposición irregular dentro de la roca. Este período metamórfico coincide probablemente en el tiempo, con las distintas intrusiones graníticas.

En una etapa tardía cinemática algunas venas segregadas fueron parcialmente reemplazadas por sericita (muscovita), mineral más estable en condiciones de baja temperatura. Fenómenos semejantes describió González Bonorino (1950) para la región de Aconquija, refiriéndose a venas de composición tonalítica.

Al episodio metamórfico citado se le superpone un segundo evento de menor intensidad, y que en Loma Pelada produjo la recristalización de cuarzo, biotita, clorita, y generó una estructura S_2 , que obliteró las superficies S_1 , conservadas solamente dentro de las estaurolitas, granates y algunas biotitas.

Los porfiroblastos de estaurolita están envueltos en una matriz micácea, que se formó en este último ciclo metamórfico, al igual que la clorita que resulta de la alteración del granate y la biotita. Estos son indicios de metamorfismo retrógrado.

En la estructura de Los Cuartos, este segundo episodio se encuentra mimeti-

zado con el anterior, pero se produjo la diaforesis de la estaurolita que se transformó en clorita en las zonas de mayor actividad tectónica.

Los esquistos descriptos pueden ser asimilados a las facies metamórficas de esquistos verdes con transición a facies de anfibolita.

La facies de esquistos verdes es de distribución regional (Ruiz Huidobro, Caminos, op. cit.) y está caracterizada por la paragénesis cuarzo-clorita-biotita-granate-muscovita.

La facies anfibolita está más restringida y caracterizada por la asociación mineral cuarzo-plagioclasa-biotita-granate-estaurolita-muscovita.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Buddington, A. F., 1959. *The emplacement with special reference to North America*. Geol. Soc. Am., Vol. 70.
- Caminos, R., 1972. *Sierras Pampeanas de Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan*. Geología Regional Argentina. Ac. Nac. Cienc. Córdoba.

- González Bonorino, F., 1950. *Descripción geológica de la Hoja 13 e, Villa Alberdi*. Dir. Nac. Min., Bol. N° 74.
- Kilmurray, J. O., 1969. *Petrología de las rocas metamórficas del sector noreste de la Sierra de Maz, Villa Unión, Provincia de La Rioja*. Ac. 4tas. Jorn. Geol. Arg.
- Knill, J. L., 1960. *The tectonic pattern in the Dalradian of the Craginsh-Kimelfort district, Argyllshire*. Quat. Jour. Geol. Soc. Lond., Vol. 115.
- Rasmuss, J., 1919. *La Sierra del Aconquija*. Actas Ira. Reun. Arg. Cienc. Nat. Tucumán.
- Ruiz Huidobro, O. J., 1960. *Descripción geológica de la Hoja 8 e, Chicoana, prov. de Salta*. Dir. Nac. Geol. Min., Bol. 89.
- 1966. *Contribución a la geología de las Cumbres Calchaquíes y Sierra del Aconquija (Tucumán-Catamarca)*. Acta Geol. Lilloana VIII.
- Stelzner, A., 1885. *Beiträge zur Geologie und Palaentologie der Argentinischen Republik. Geologischer Theil Cassel und Berlin*. Versión castellana: "Contribuciones a la geología de la República Argentina con la parte limítrofe de los Andes Chilenos entre los 32° y 33° S". Actas Ac. Nac. Cien. Cha., tomo VIII, 1923.
- Turner, F. y Verhoogen, J., 1963. *Petrología ígnea y metamórfica*. Omega.

Recibido el 1º de enero de 1973.

SOBRE LA PRESENCIA DE *OLDHAMIA* Sp.
EN LA FORMACION PUNCOVISCANA DE CUESTA MUÑANO,
PROVINCIA DE SALTA, REPUBLICA ARGENTINA

POR FLORENCIO GILBERTO ACEÑOLAZA¹

RESUMEN

En este trabajo se señala el hallazgo de *Oldhamia* sp., asociada a otras trazas fósiles, en las pizarras que afloran en Cuesta Muñano, provincia de Salta; como así también se discuten las relaciones estratigráficas y edad de la Formación Puncoviscana, portadora de dichos fósiles.

ABSTRACT

The discovery of *Oldhamia* sp. and other trace fossils found in slates of Cuesta Muñano area, province of Salta, are reported. The stratigraphic relationship and age of Puncoviscana Formation are discussed.

INTRODUCCION

La presente nota tiene como objeto dar a conocer la presencia de *Oldhamia* sp. en los afloramientos de Cuesta Muñano de la Formación Puncoviscana y destacar la importancia que tiene el presente hallazgo en la interpretación cronoestratigráfica del considerado "Basamento Proterozoico" o "Precámbrico" del noroeste argentino.

La existencia de rocas precámbricas en la mencionada región de nuestro país está basada en inferencias estratigráficas o en el grado metamórfico de ciertas unidades geológicas, pero no se han logrado evidencias definitivas de tal antigüedad. Por el contrario diversos datos han demostrado, en los últimos años, que gran parte del llamado "Precámbrico" tiene una edad menor.

El descubrimiento del morfogénero a que hacemos mención en este trabajo

ha sido recientemente referido por Mirré y Aceñolaza (1972) en capas con metamorfismo incipiente que afloran en la sierra de la Ovejería, en la provincia de Catamarca. Dichos autores plantearon el valor taxonómico y cronoestratigráfico del citado fósil, destacando la importancia que éste eventualmente podría tener en la datación de nuestro "Basamento Cristalino". Como se sabe, dicho fósil, en el hemisferio norte aparece en capas eo o meso cámbricas, motivo por el cual su aparición en nuestro "Precámbrico" abre una interesante perspectiva en el tratamiento de nuestra cronoestratigrafía.

Creemos oportuno destacar que el material coleccionado ha sido logrado mientras efectuábamos investigaciones en la citada región como parte de un plan de trabajos que involucra el estudio de los afloramientos eopaleozoicos del área de San Antonio de los Cobres. Por la importancia que suponemos constituye este hallazgo es que hemos

¹ Instituto Miguel Lillo, U.N.T.

considerado conveniente adelantar su noticia, mientras se continúan los trabajos en la zona. Dejamos constancia que éstos se llevan a cabo gracias a un subsidio del CONICET y al apoyo brindado por la Fundación Miguel Lillo.

RESEÑA GEOLOGICA

La región donde se encontraron las trazas que son objeto de esta nota se encuentra a unos 7 km al este del Apeadero Muñano del F.C.G.B. donde los afloramientos del "Basamento Proterozoico" (Navarini y Viera, 1971) que desde los nevados de Palermo y Acay se extiende hacia el norte hasta la región de las Salinas Grandes de Jujuy, y el cual se vincula con el que con la misma denominación se observa a lo largo de la quebrada del Toro y en la sierra de Cobres, al oeste de San Antonio de Los Cobres¹.

En Cuesta Muñano la sección se presenta bastante compleja debido a la tectonización de la zona. A pesar de ello puede apreciarse que la misma se dispone constituyendo una estructura buzante al oeste con valores variables entre 30° y 60°. A lo largo de la ruta nacional 51, entre las dos principales fracturas que flanquean el filo por el este y oeste, puede establecerse una columna de aproximadamente 300 m de espesor, cuyos caracteres más notables se reseñan a continuación:

a) *Litología*: los estratos que constituyen la base de la columna local y que se aprecian en las cercanías de la fractura del flanco oriental, son predominantemente pelíticas, constituidos por pizarras laminadas de color oscuro o pardo rojizo y portadoras de *Oldhamia*.

Intercalados a las pizarras se observan finos estratos arenosos compuestos por grauvacas feldespáticas de grano

fino. Vistas al microscopio se aprecia que la fracción arena está constituida por clastos de cuarzo, plagioclasa y turmalina, apareciendo envuelta en una matriz cuarzosa con desarrollo de clorita y sericita formadas a partir de la fracción limosa.

Por sobre los niveles con *Oldhamia* y hasta el Abra Muñano se destaca la abundancia de estratos arenosos grauvácicos, de color pardo grisáceo, verdoso o rojizo, entre los cuales se intercalan niveles de pizarras grisáceas o verdosas. En la base de los estratos arenosos se observan abundantes estructuras de flujo e incluso algunas de tipo serpentiformes. Los estratos arenosos, al microscopio, se destacan por la escasa madurez mineralógica y por los fenómenos de recristalización que se observan en la matriz.

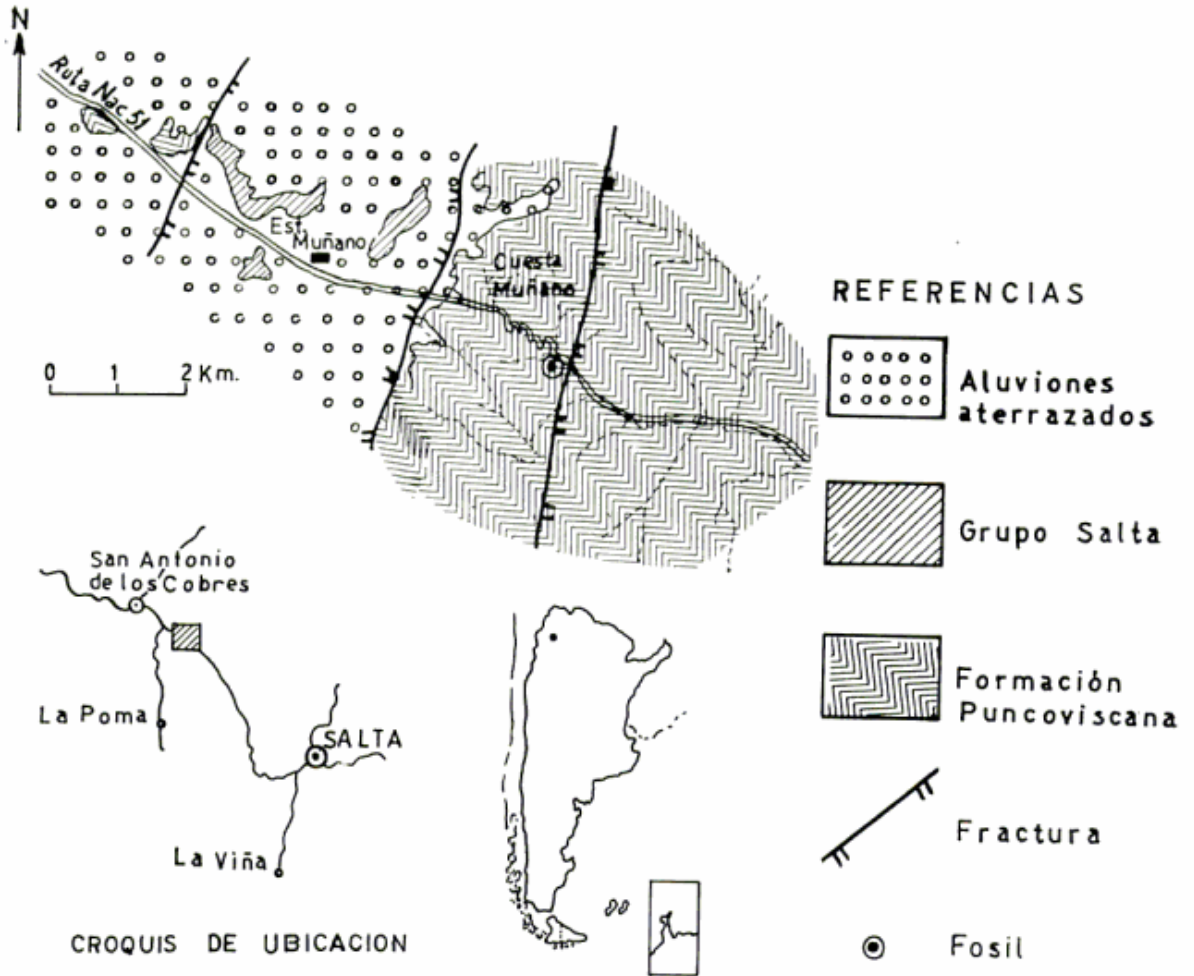
Aproximadamente a unos 3 km al noroeste del Apeadero Muñano, inmediatamente al oeste de una fractura de rumbo submeridional, vuelven a aflorar los niveles pelítico-arenosos de esta formación. A pesar de que a los mismos los hemos revisado, no encontramos restos o trazas fósiles en los planos de estratificación.

b) *Fósiles*: las trazas fósiles se aprecian dispuestas en los planos de laminación de las pizarras, apareciendo *Oldhamia* generalmente acompañada por otras de tipo serpentiformes o bilobuladas.

El material coleccionado identificable con *Oldhamia* (P.I.L. 10.515 - 516) se presenta bien definido sobre la superficie de estratificación. Están compuestos por finas trazas simples dispuestas en haces opuestos y convergentes hacia un centro. Las trazas son de trayectoria recta o muy ligeramente curvas en su extremo distal teniendo una longitud aproximada de 15 mm las mayores.

Otro de los restos, *Helminthopsis* (P.I.L. 10.517), está caracterizado por ser una traza meandriforme de unos 4-5 mm de grosor que aparece en pla-

¹ También en los afloramientos del "Proterozoico" de San Antonio de los Cobres hemos encontrado restos de *Oldhamia*.



Bosquejo geológico de Cuesta Muñano, Provincia de Salta

nos de estratificación de estratos limo-arenosos.

De ambas trazas, sólo *Oldhamia* tiene un valor cronológicamente interesante ya que podría indicarnos una edad eo o mesocámbrica para las rocas que la contienen.

Grupo Salta. Asignamos *sensu lato* a este grupo a un par de afloramientos que se observan al norte de la línea férrea del F.C.G.B. y a uno más pequeño ubicado al sur de la ruta nacional 51, en los que pueden diferenciarse niveles calcáreos arenosos de color blanco amarillento y arenosos arcillosos de color rojo. Si bien dichos afloramientos no

han sido investigados en detalle, por su similitud litológica pensamos que los mismos pueden relacionarse con los que se observan en la zona de Corral Negro, al SW del Apeadero Muñano, en quienes Benedetto y Sánchez (1972) identifican la Formación Yacoraite y Santa Bárbara.

Aluviones aterrazados. Con este título diferenciamos al material detrítico Cuartario y Reciente que se observa constituyendo cortos conos de deyección o niveles de pie de monte provenientes del filo de Muñano, los que a su vez aparecen cortados por los actuales cauces que drenan la zona. La granulometría dominante es pefítica y arenosa.

CONSIDERACIONES SOBRE LA FORMACION PUNCOVISCANA

La Formación Puncoviscana, nombre con que Turner (1960) designó el basamento "Proterozoico" de los Andes orientales se encuentra ampliamente distribuida en las provincias de Salta y Jujuy constituyendo el sustrato de la sucesión estratigráfica eopaleozoica. Petrográficamente ha sido definida como compuesta por sedimentitas afectadas por un muy bajo grado metamórfico (Facies de esquistos verdes): pizarras y filitas con algunas intercalaciones de calizas y cuarcitas.

Si bien esta formación en los diferentes afloramientos de los Andes orientales siempre se presenta afectada por un intenso tectonismo que dificulta lograr una columna completa, Turner (1972) estima que en líneas generales, en la quebrada del Toro es factible establecer una subdivisión de la siguiente manera: una sección inferior predominantemente arenosa; una media del tipo pelítica y una superior nuevamente arenosa. Dicho autor considera que el espesor mínimo se acercaría a 2.000 m.

En lo que respecta a la edad de esta formación es necesario referirse, en primer lugar, a los trabajos de Keidel (1910) por haber sido este autor quien por primera vez atribuyó estas rocas al Proterozoico basándose en criterios puramente estratigráficos. Estos criterios, vigentes en la actualidad, se fundan en la posición infrapuesta y discordante que presenta la Formación Puncoviscana con respecto a las sedimentitas arenopelíticas de la sucesión cambro-ordovícica que, en la terminología de Turner (1972) constituyen los Grupos Mesón y Santa Victoria.

Con posterioridad al mencionado trabajo de Keidel, diversos autores han efectuado estudios y síntesis sobre el problema, pudiendo citarse entre ellos a Hausen (1925), Catalano (1930), Keidel (1943-47), Picard (1948), Vilela (1956), Borrello (1969) y Turner (1972). Todos ellos han contribuido a

convalidar el criterio que atribuye al Precámbrico todas las metamorfitas de bajo grado que se infraponen a las cuarcitas del Grupo Mesón.

En nuestra opinión suponemos discutible considerar al Grupo Mesón equivalente *sensu stricto* a los pisos que constituyen al período Cámbrico. Dicho de otra manera, no sería tal vez imposible que la discordancia que pone en contacto a la Formación Puncoviscana con el Grupo Mesón represente un acontecimiento orogénico intracámbrico, correspondiéndole a esta última unidad una edad neocámbrica. En apoyo a lo que se esboza debemos considerar lo que manifiestan Kilmurray e Igarzábal (1971) cuando al referirse al plutón granítico de Santa Rosa de Tastil, ubicado a unos 25 km al este de Muñano, estiman que el plutón debió haberse movilizado desde profundidad hacia una zona "...sujeta a metamorfismo regional de bajo grado". Es decir que la plutonización sería contemporánea con el metamorfismo que sufrirían las rocas de la Formación Puncoviscana durante una etapa orogénica; metamorfismo que, atendiendo a lo expuesto, sería de edad mesocámbrica si consideramos válida la edad radimétrica que se ha logrado en dicho plutón (530 m.d.a. según el método Rb/Sr).

De acuerdo con lo señalado podría suponerse que la Formación Puncoviscana, al menos en el área de Tastil, sería de edad pre-mesocámbrica. Ahora bien, la presencia de *Oldhamia* en los afloramientos de Muñano constituye un nuevo elemento de juicio en la definición de la edad del complejo pelítico-arenoso descripto, ya que como se sabe en el hemisferio norte, esta traza fósil aparece en capas eo o mesocámbricas. La disyuntiva está dada en el interrogante: o nuestras trazas son las primeras definitivamente precámbricas o los afloramientos señalados son intracámbricos.

Antes de finalizar creemos oportuno destacar que la existencia de un acontecimiento orogénico desarrollado durante

el Cámbrico superior en Australia ha sido referida por numerosos autores, con el nombre de *Orogenia Tyennana* la cual afectó a las rocas del llamado Geosinclinal de Adelaida y Tasmania. Dicho geosinclinal, según Noakes (1956) incluye estratos que van desde el Proterozoico superior al Cámbrico medio, habiéndose iniciado su ascenso, acompañado por fenómenos de metamorfismo y plutonización en South Australia (Daily, 1956) y Tasmania (Banks, 1956), a fines del Mesocámbrico. La mención de este evento tectónico no la creemos antojadiza si se tiene en cuenta cuál era la posición relativa que tenía Australia, Antártida y Sudamérica, durante el Cámbrico, máxime cuando sabemos de otra importante orogenia Neocámbrica en Antártida (*Orogenia Ross*, según Adie 1970).

LISTA DE TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

- Adie, R., 1970. *Review of Antarctic Geology*. Proc. II Simp. Gondwana. 15-22. Ed. C.S.I.R. Pretoria. Sud Africa.
- Banks, M., 1956. *The Middle and Upper Cambrian Series (Dundas Group at its correlates) in Tasmania*. Proc. XX Congr. Geol. Intern. Simp. sobre Sistem. Cámbrico, su paleogeografía y el problema de su base. Parte II, 165-212. México.
- Benedetto, L. y Sánchez, T., 1972. *Coelodus toncoensis nov. sp. (Pisces, Holostei, Pycnodontiformes) de la Formación Yacoraite (Cretácico superior) de la Prov. de Salta*. Ameghiniana IX: 1, 59-71. Buenos Aires.
- Borrello, A., 1969. *Los geosinclinales de la Argentina*. An. Dir. Nac. Min. Geol. XIV. Buenos Aires.
- Catalano, L., 1930. *Puna de Atacama. Reseña geológica y geográfica*. Publ. n° 8 Depto. Ext. Univ. Nac. del Litoral. Santa Fe.
- Daily, B., 1956. *The cambrian in South Australia*. XX Congr. Geol. Inter. Simp. Sist. Cámbr., su paleogeografía y el problema de su base. Part. II, 91-148. México.
- Hausen, J. 1925. *Sobre un perfil geológico del borde oriental de la Puna de Atacama*. Bol. Ac. Nac. Ciencias XXVIII: 1, 1-96. Córdoba.
- Keidel, J., 1910. *Estudio geológico de la quebrada de Humahuaca y en la de Iruya*. An. Min. Agric. Secc. Geol. Mineral. y Min. V: 2, 76-77. Buenos Aires.
- 1943. *El Ordovícico inferior de los Andes del norte argentino y sus depósitos marino-glaciales*. Bol. Ac. Nac. Ciencias XXXVI: 2, 140-229. Córdoba.
- 1947. *El Paleozoico*. Geografía de la Rep. Arg. Gaea I, 127. Buenos Aires.
- Kilmurray, J. e Igarzábal, A., 1971. *Petrografía y rasgos geomórficos del batolito granítico de Santa Rosa de Tastil, provincia de Salta, Rep. Arg.* Rev. Asoc. Geol. Arg. XXVI: 4, 417-438. Buenos Aires.
- Mirré, J. C. y Aceñolaza, F. G., 1972. *El hallazgo de Oldhamia sp. (Traza fósil) y su valor como evidencia de edad cámbrica para el supuesto Precámbrico del borde occidental del Aconquija, prov. de Catamarca*. Ameghiniana IX: 1, 72-78.
- Navarini, A. y Viera, V., 1971. *Trabajos de Fotogeología en el Plan NOA v (provincias de Salta y Jujuy)*. Actas 1er. Simposio Geol. Econ. (en prensa).
- Noakes, L., 1956. *Upper Proterozoic and sub-Cambrian rocks in Australia. El sistema Cámbrico, su Paleogeografía y el problema de su base*. XX Congreso Geol. Intern. Tomo II, 213-238.
- Picard, L., 1948. *La structure du Nord-Quest de l'Argentine avec quelques reflexions sur la structure des Andes*. Bull. Soc. Geol. France XVIII: 5, 765-846. París.
- Turner, J., 1960. *Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria*. Bol. Ac. Nac. Ciencias XLI. 163-196. Córdoba.
- 1972. *Cordillera Oriental*, ed. Leanza. Geología Regional Argentina. Publ. Cent. Acad. Nac. Ciencias. Córdoba.
- Vilela, C., 1956. *Descripción geológica de la hoja 7 d, Rosario de Lerma (Salta)*. Bol. Dir. Nac. Geol. Min. n° 84. Buenos Aires.

Recibido el 11 de diciembre de 1972.

GRANULOMETRIA DE LOS SEDIMENTOS DEL VALLE ALUVIAL DEL RIO MANSO SUPERIOR, PROVINCIA DE RIO NEGRO

POR MARTIN H. IRIONDO¹

RESUMEN

De acuerdo a sus características geomorfológicas el valle aluvial del río Manso superior fue dividido en tres secciones. Se realizó el análisis granulométrico de los sedimentos que forman los elementos geomorfológicos más característicos (cauce, albardón, mallín y llanura) de cada uno de ellos. Los parámetros calculados (diámetro medio, dispersión, asimetría y porcentaje de coloides) fueron procesados mediante análisis de varianza y de regresión simple. Los resultados obtenidos indican que los valores medios, variabilidad e interrelaciones entre los parámetros considerados son diferentes para cada uno de los elementos analizados. También se pudieron detectar diferencias entre algunas correlaciones del bajo valle (de cauce meandroso) y las otras dos secciones (de cauce anastomosado).

ABSTRACT

The flood plain of the Manso river was developed in a Patagonian valley. On a geomorphological basis, it can be subdivided in three sections: a) The upper valley, characterized by a steep slope and braided channel; b) The middle valley, a wide plain with a braided channel and embryonic development of levees; c) The low valley, with a comparatively low slope, meandering channel, well developed levees and large back swamps.

Granulometric analysis were performed on channel, levee, "plain" and back swamp sediments in each section in an attempt to find a sedimentological characterization of such geomorphological elements. The following parameters were computed: grain size (P_{50}), dispersion (σ_1), asymmetry ($a_2\phi$) and percentage of colloids (fractions under 0,2 microns).

The variance and linear regression analysis showed the following results:

1) The *channel* sediments are significantly different from the deposits of the other morphological elements in grain size. Channel and levee are significantly different in dispersion and asymmetry. Back swamp and plain differ from channel in dispersion.

2) The *levee* differs from back swamp in grain size, dispersion and asymmetry. It differs from plain in dispersion and asymmetry. The percentage of colloids in levee is moderately well correlated with grain size (in back swamp both parameters are independent).

3) Two good correlations are observed in the *back swamp* deposits: between grain size and percentage of colloids, and between grain size and asymmetry. Back swamp differs from plain in grain size and percentage of colloids.

4) The *plain* deposits are characterized by good correlations between grain size and percentage of colloids, between asymmetry and percentage of colloids and between grain size and asymmetry.

5) The low valley differs from the other sections in two features: a) Grain size and dispersion are moderately well correlated in the channel deposits; in the upper and middle

¹ Instituto Nacional de Limnología, Santo Tomé (Santa Fe).

valley, on the other hand, both parameters are independent. *b*) Dispersion is independent from grain size and asymmetry in the low valley back swamps, but not in the other sections. The reason for the differences can be provisionally attributed to the fact that the low valley is dominated by a meandering channel and the upper-middle reach is a braided-river plain.

INTRODUCCION

El río Manso superior nace en el glaciar del cerro Tronador y desemboca en el lago Mascardi, a unos 16 km de distancia. En todo su trayecto corre por un valle aluvial de 1-2 km de ancho en el que pueden observarse tres sectores o unidades diferentes, caracterizados por variaciones morfológicas de los elementos que los constituyen. El área pertenece a los Andes Patagónicos septentrionales, está ubicada en los $71^{\circ} 45'$ de longitud oeste y $41^{\circ} 15'$ de latitud sur; el valle tiene un rumbo aproximado oeste-este. En toda la margen norte y en el tercio inferior de su margen sur aflora la Formación Colohuincul, de edad precámbrico-paleozoica, caracterizada por cuarcitas, filitas y gneises. En sus cabeceras y gran parte de la margen sur aflora la Formación Tronador, del Pleistoceno inferior, formada por mantos de basaltos, tobas y rocas volcánicas y piroclásticas asociadas (Dessanti, 1972). Los sedimentos superficiales del valle derivan prácticamente en su totalidad de esta última formación.

En este trabajo se realizaron análisis granulométricos de los elementos geomorfológicos con la finalidad de determinar si las variaciones en la morfología son acompañadas por cambios en la mecánica sedimentaria. Los resultados obtenidos indican que, efectivamente, los valores medios, variabilidad e interrelaciones entre los parámetros considerados (mediana, dispersión, porcentaje de coloides y asimetría) son diferentes para cada uno de los elementos investigados (cauce, albardón, mallín y llanura). En algunos casos se pudieron detectar distintas correlaciones para un mismo elemento en unidades diferentes.

DESCRIPCION MORFOLOGICA DEL VALLE ALUVIAL Y DE LOS ELEMENTOS ANALIZADOS

La parte superior del valle, de fuerte pendiente, se extiende desde la morena del glaciar del Tronador hasta unos 3 km aguas abajo. Su ancho es alrededor de 500 metros y el cauce es anastomosado, corriendo entre terrazas de 2 a 5 m de altura; en la parte final el cauce se encajona y corre entre barrancas formadas por sedimentos finos. La parte media, de unos 4-5 km de largo, es una amplia planicie pantanosa de alrededor de 1,5 km de ancho, caracterizada por un cauce ancho y anastomosado, con desarrollo incipiente de albardón. La parte inferior, de 10-12 km de largo y un ancho de unos 800 metros, está caracterizada por una pendiente más suave, cauce meandroso con albardón bien desarrollado y amplias extensiones de mallines (Fig. 1).

Los elementos morfológicos que se analizaron son los siguientes:

Albardón: Se denomina albardón a una elevación de poca altura y ancho variable que suele formarse a ambos lados del cauce de los ríos en las llanuras aluviales. En el valle del Manso el albardón tiene en general un ancho de unos 20 metros, aunque este valor varía entre 2 m y más de 100 en ciertos lugares. Su altura oscila alrededor de los 50 centímetros.

Mallín: Esta variedad de pantano típico de los valles patagónicos, tiene como característica principal de sus depósitos un muy alto contenido de materia orgánica vegetal. Su ambiente y evolución son aparentemente semejantes a los de las turberas. Los mallines del área estudiada están en general bien des-

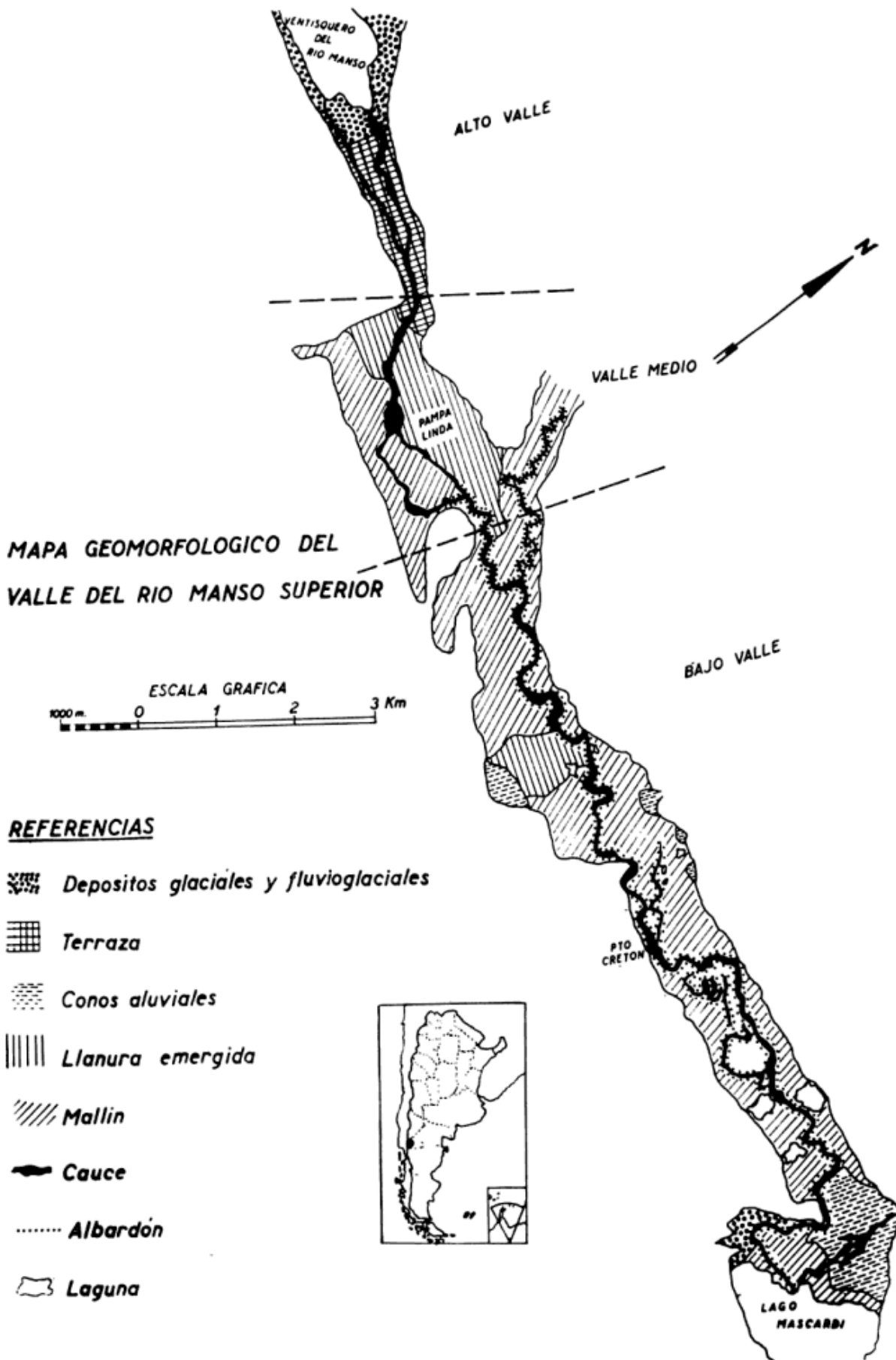


Fig. 1. — Mapa geomorfológico del valle del río Manso superior, según Drago (1971)

arrollados, ocupando la mayor parte de la superficie del valle.

Cauce: Para los fines de este trabajo se ha considerado como cauce al área comprendida entre ambas barrancas, es decir, lo que forma el lecho del río en períodos de aguas altas. Las muestras fueron tomadas en su totalidad en la parte que queda en seco en estiaje. Las barrancas, que pueden tener una altura de hasta 5 metros en el alto valle, son muy bajas o inexistentes en el valle medio. En el bajo valle suelen medir entre 1,5 y 2 metros de altura.

Llanura: Bajo esta denominación se consideran las áreas emergidas, sin irregularidades topográficas, cubiertas de hierbas y bosque, sin relación directa con el cauce. Este elemento está bastante desarrollado en el valle medio.

Además de los elementos anteriormente citados, considerados como específicos de llanuras aluviales, se ha caracterizado sedimentológicamente al *cono aluvial* que formó el arroyo Claro en el valle.

METODOLOGIA

Trabajo de campaña: Se muestrearon perfiles transversales del valle en intervalos de aproximadamente 1 km de distancia (Fig. 1). En cada perfil se tomaron muestras superficiales en todos los elementos geomorfológicos presentes a ambos lados del río. En total fueron muestreados 19 perfiles, correspondiendo 3 al alto valle, 4 al valle medio y el resto al bajo valle.

Análisis de laboratorio: En laboratorio se realizaron los análisis granulométricos de las muestras, utilizándose el método de la pipeta para las fracciones inferiores a 62 micrones; las arenas fueron tamizadas en seco en tamices correspondientes a valores enteros de la escala phi. La granulometría de bloques, rodados y gravas fue determinada mediante un método fotográfico descrito en otro artículo (Iriondo, 1972).

Evaluación de los datos: En el primer paso de la evaluación de los datos se utilizaron parámetros de la estadística gráfica; como medida de la tendencia central se determinó la mediana (P_{50}) para cada muestra; la dispersión se determinó mediante el parámetro σ_1 y la asimetría mediante $\alpha_2\sigma$ (Griffiths, 1967, pp. 106-107). Se determinó también el porcentaje de material coloidal de cada muestra, considerándose arbitrariamente como tal a las fracciones inferiores a dos décimas de micrón.

De cada uno de los parámetros anteriores se determinaron media, varianza y desviación normal para los distintos elementos morfológicos en dos niveles (general y para cada una de las unidades). Se realizaron también análisis de varianza y análisis de regresión simple entre los parámetros de algunos de los elementos (Krumbein y Graybill, 1965).

Fueron confeccionados gráficos de variación de los parámetros a lo largo del valle (Fig. 2), para lo cual los valores de las fracciones granulométricas de todas las muestras de cada elemento se reunieron para formar una muestra compuesta, representativa del elemento geomorfológico en una escala mayor, calculadas con el único fin de construir dichos gráficos y no tomada en cuenta para las correlaciones, tipificación y análisis de varianza de los distintos elementos morfológicos. En total se estudiaron 144 muestras.

ANALISIS DE LOS RESULTADOS

Cauce: El cauce está formado por sedimentos gruesos y muy gruesos, bloques y rodados con gravas y arenas subordinadas. El promedio de los diámetros medios es de $-8,15$ phi (alrededor de 30 cm) en el alto valle, disminuyendo a $-5,35$ phi (4 cm) en el valle medio y a $-3,27$ phi (1 cm) en el bajo valle. Los valores extremos varían entre -10 phi (1 m) y $-0,2$ phi (1,2 mm). Esta disminución es bastante irregular, pudiendo

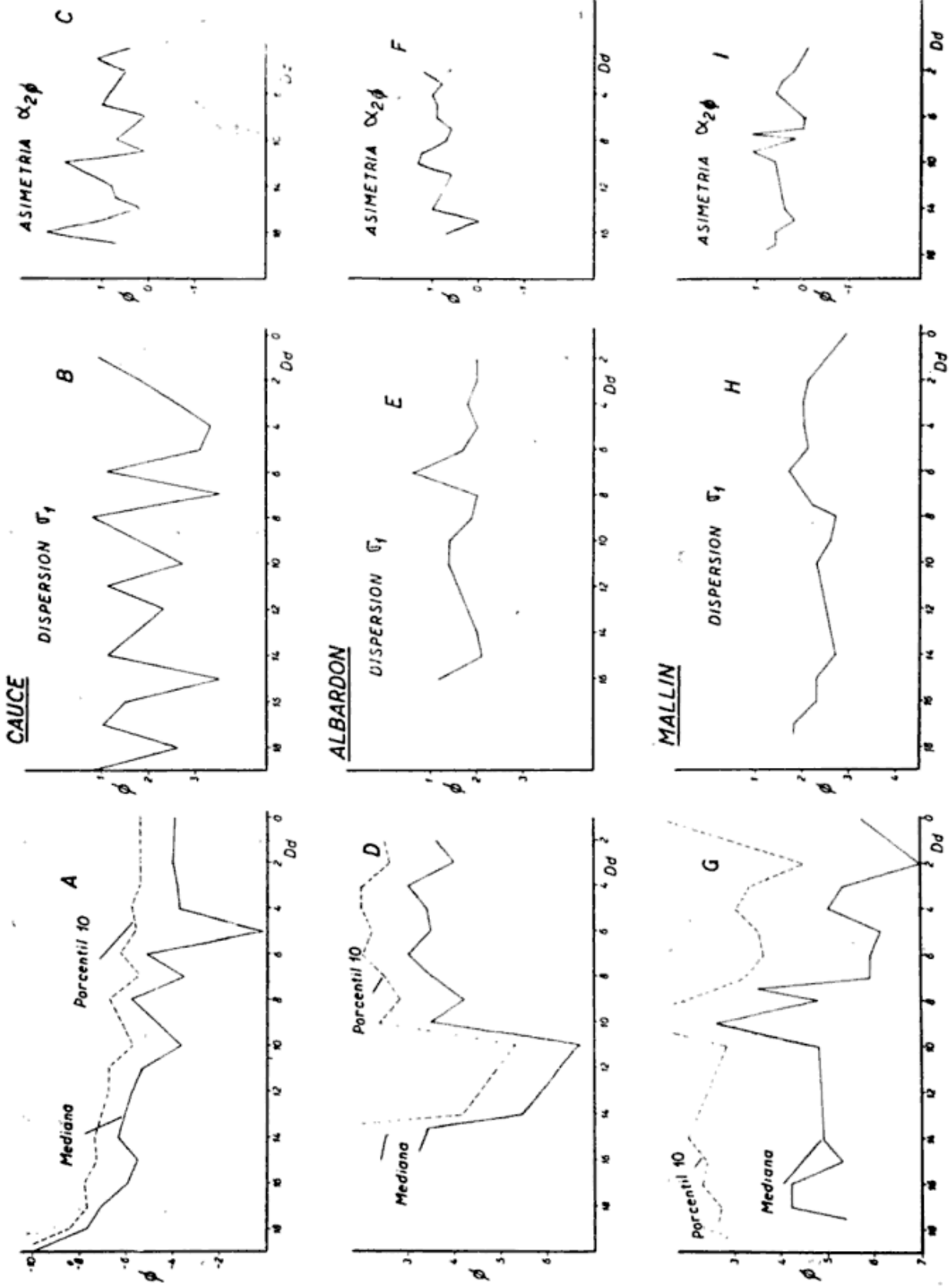


Fig. 2. — Gráficos de variación de los parámetros estudiados a lo largo del valle. Dd = distancia a la desembocadura del río (en kilómetros)

do observarse importantes variaciones locales (Fig. 2, A). Haciendo un gráfico de los valores del percentil 10 puede observarse que las irregularidades locales se atenúan considerablemente, lo que hace suponer que las fracciones finas son las responsables principales de dichas variaciones. En efecto, si bien la distribución granulométrica de la mayoría de las muestras es unimodal, las muestras de cauce con contenido importante de arena presentan curvas netamente bimodales.

La dispersión varía entre 1,71 para el alto valle y 1,14 para el valle medio, (en el bajo valle es de 1,50), valores indicativos de sedimentos pobremente seleccionados. Las variaciones locales predominan ampliamente sobre la tendencia general; los valores extremos varían entre 0,8 (selección moderada) y 3,5 (selección muy pobre). La asimetría es positiva, variando entre 1,05 en el alto valle y 0,27 en el bajo valle. En el valle medio se observa un valor de 0,69. La variabilidad de este parámetro se mantiene aproximadamente constante en las tres unidades.

Albardón: La granulometría del albardón pertenece en general al rango de los sedimentos medianos y finos, sobre todo arenas finas y limos gruesos. La media aritmética del diámetro medio es prácticamente la misma en el valle medio y en el bajo valle, alrededor de 3,5 phi (88 micrones), lo que corresponde a arena muy fina; la variabilidad es alta en el valle medio, disminuyendo considerablemente aguas abajo. La mayoría de las curvas es unimodal; la bimodalidad, cuando se presenta, es mucho menos pronunciada que la observada en las muestras de cauce. En el gráfico de variación (Fig. 2, D) puede observarse que los valores del percentil 10 reproducen en forma prácticamente exacta las variaciones de la mediana, lo que indica que la variabilidad es característica de todas las fracciones de las muestras.

El promedio de la dispersión es de 1,77 en el valle medio y de 1,73 en el bajo valle, lo que indica selección pobre. Aunque la variabilidad de este parámetro es baja, las desviaciones locales predominan sobre la tendencia general. Para el albardón se observan valores de dispersión en general más altos que para el cauce, el análisis de varianza indica que la diferencia entre ambos es significativa para un nivel de $\alpha = 0,05$.

La asimetría es netamente positiva, aumentando considerablemente del valle medio al bajo valle (promedios 0,57 y 0,96 respectivamente). Este parámetro presenta aquí valores más altos que para el cauce, el análisis de varianza indica un nivel de significación de $\alpha = 0,01$ para la diferencia.

Los porcentajes de las fracciones de diámetro inferior a 0,2 micrones (consideradas aquí arbitrariamente como representativas de los coloides) presentan un promedio de 7,83 en el valle medio y de 5,67 en el bajo valle. Estos promedios, sin embargo, no deben ser considerados indicativos de una tendencia general, puesto que la variabilidad es sumamente alta con respecto a la diferencia existente entre ambos, especialmente en el valle medio donde la varianza es de 46,6.

Mallín: El diámetro medio de los sedimentos superficiales de mallín oscila entre limo grueso y limo fino; el promedio de la mediana varía entre 4,8 phi (37 micrones) y 5,5 phi (23 micrones). Las variaciones de las muestras individuales son en general de la misma magnitud que la diferencia entre los promedios. Las relaciones entre el percentil 10 y la mediana son similares a las observadas en albardón. Las diferencias entre las medianas de mallín y de albardón son altamente significativas ($\alpha = 0,005$). Aproximadamente un tercio de las curvas granulométricas es bimodal, dicha característica es en general leve.

La dispersión presenta valores superiores a 2, correspondientes a una selección muy pobre, significativamente diferente a la observada para albardón ($\alpha = 0,005$) y para cauce ($\alpha = 0,005$). Este parámetro presenta valores que disminuyen entre el valle medio y el bajo valle (2,45 y 2,10 respectivamente). La asimetría en los mallines varía entre 0,70 en el alto valle y 0,35 en el valle medio (en el bajo valle es de 0,45), aumentando su variabilidad aguas abajo. Sus valores son similares a los observados para cauce (diferencia no significativa), pero netamente inferiores a los de albardón (nivel de significación $\alpha = 0,005$).

Los promedios de contenidos de coloides son similares en todo el sistema, oscilando entre 8,52 % en el valle medio y 12,27 en el bajo valle. La variabilidad entre muestras individuales exhibe una clara tendencia a aumentar aguas abajo (la varianza es 0,5 en el alto valle, 0,44 en el valle medio y 54,37 en el bajo valle). En el bajo valle, donde los mallines presentan gran desarrollo, las zonas centrales de estos elementos tienden a presentar diámetro medio menor, mayor contenido de coloides y menor asimetría que los bordes. La dispersión es esencialmente similar en ambas partes.

Llanura: El diámetro medio varía aquí en la arena muy fina y el limo grueso. La selección es muy pobre y la asimetría positiva, ambas presentan valores similares a los medidos para mallín. El contenido de coloides y el diámetro medio de los clastos no muestran diferencias significativas con el albardón.

Cono aluvial. El diámetro medio de los sedimentos superficiales en este elemento es en promedio 2,9 phi (arena fina) y su dispersión 1,9 (selección pobre). La asimetría es positiva (0,67) y el contenido de coloides comparativamente bajo (3,23 %).

CARACTERISTICAS DE LAS DIFERENTES UNIDADES

Considerando que los parámetros descritos en párrafos anteriores varían en forma independiente para las diferentes unidades, se han estudiado las correlaciones existentes entre los mismos mediante ecuaciones de regresión simple con la finalidad de intentar una tipificación que permita definir cuantitativamente o semicuantitativamente a los depósitos de cada unidad.

Alto valle: En esta unidad no se consideraron los parámetros de mallín ni de terraza porque el número de muestras disponibles es demasiado bajo para análisis de este tipo. Para cauce, los tres parámetros determinados (mediana, dispersión y asimetría) no están correlacionados, por lo menos en forma lineal.

Valle medio: Para el valle medio los parámetros granulométricos del cauce presentan características similares a las de la unidad anterior, es decir, no se encontró correlación entre las mismas. Para mallín, en cambio, varios parámetros están estadísticamente relacionados, a saber:

Mediana y dispersión, relacionadas por medio de la siguiente ecuación:

$$D = 0,302 M + 0,985$$

Siendo

M : mediana

D : dispersión

El coeficiente de regresión r presenta aquí un valor de 0,71.

Mediana y asimetría:

$$A = 1,977 - 0,335 M \quad (r = -0,99)$$

A : asimetría

Dispersión y asimetría:

$$A = 1,711 - 0,555 D \quad (r = -0,70)$$

Dispersión y porcentaje de coloides:

$$C = 4,833 D - 3,316 \quad (r = 0,69)$$

C : porcentaje de coloides

Para llanura se determinaron también algunas ecuaciones con coeficientes de regresión moderados o altos:

Mediana y asimetría:

$$A = 0,776 - 0,114 M \quad (r = -0,63)$$

Mediana y porcentaje de coloides:

$$C = 2,112 M - 1,564 \quad (r = 0,88)$$

Asimetría y porcentaje de coloides:

$$C = 9,581 - 7,287 A \quad (r = -0,55)$$

Los parámetros de albardón no pudieron ser tratados aquí debido al escaso número de muestras disponibles.

Bajo valle: Aquí se observa una correlación moderada entre mediana y dispersión en cauce:

$$D = 0,502 M + 3,54 \quad (r = 0,58)$$

Para mallín se registraron también algunas diferencias con la unidad anterior, pues mediana y dispersión, lo mismo que dispersión y coloides son independientes según este análisis. Se encontraron dos correlaciones moderadamente buenas:

Mediana y asimetría:

$$A = 1,540 - 0,202 M \quad (r = -0,69)$$

Asimetría y porcentaje de coloides:

$$C = 17 - 10,576 A \quad (r = -0,53)$$

Para albardón se observaron correlaciones moderadas en dos casos:

Mediana y dispersión:

$$D = 0,369 M + 0,420 \quad (r = 0,65)$$

Mediana y coloides:

$$C = 2,942 M - 4,793 \quad (r = 0,66)$$

El número de muestras de cono aluvial es demasiado escaso para este análisis.

CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos indican que los elementos y unidades geomorfológicas del valle aluvial del río Manso superior pueden ser tipificados de acuerdo a ciertos parámetros granulométricos de los sedimentos que los forman.

1) El cauce difiere de todos los demás elementos por el diámetro medio de sus sedimentos; además difiere significativamente de albardón en los valores de dispersión y asimetría; de mallín, y de llanura difiere en dispersión.

2) El albardón presenta diferencias altamente significativas con respecto a los valores de mallín en diámetro medio, dispersión y asimetría. Se diferencia de llanura en dispersión y asimetría. Además el contenido de coloides está moderadamente bien correlacionado con la mediana, lo que no se observa en mallín.

3) El mallín se caracteriza por la correlación existente entre mediana y asimetría y entre mediana y porcentaje de coloides. Se diferencia de llanura en los valores de la mediana y porcentaje de coloides.

4) La llanura está caracterizada por la correlación existente entre mediana y asimetría, entre mediana y coloides y entre asimetría y coloides.

5) El bajo valle se diferencia de las otras dos unidades en que en su cauce mediana y dispersión presentan correlación moderada. Además, en sus depósitos de mallín mediana y dispersión y dispersión y asimetría no presentan correlación, al contrario de lo que ocurre en el valle medio. Estas diferencias pueden ser atribuidas al hecho de que el bajo valle está caracterizado por un cauce meandroso, mientras que las otras dos unidades presentan cauce anastomosado.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

- Dessanti, R., 1972. *Andes Patagónicos septentrionales*, en Geología Regional Argentina, editor A. Leanza, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Drago, E., 1971. *Mapa geomorfológico del valle aluvial del río Manso superior*. Instituto Nacional de Limnología (inédito).
- Griffiths, J., 1967. *Scientific method in analysis of sediments*. Mc Graw Hill, 508 pág. Nueva York.
- Iriondo, M., 1972. *A rapid method for size analysis of coarse sediments*. Journal of Sedimentary Petrology, Vol. 42, Nº 4.
- Krumbein, W. y Graybill, F., 1965. *An introduction to statistical models in geology*. Mc Graw Hill, 475 pág., Nueva York.

Recibido el 21 de diciembre de 1972.

MINERALOGIA DE LA RAMSDELLITA DE LA PROVINCIA DE NEUQUEN, REPUBLICA ARGENTINA

POR OSCAR ALBERTO LOSADA ¹

RESUMEN

Se describe una ramsdellita hallada en la provincia de Neuquén. Se ofrece un estudio comparativo de rayos-X, análisis térmico-diferencial y espectroscopía de infrarrojos.

ABSTRACT

A ramsdellite found in the Neuquén Province is described. The comparative study of X-ray patterns, differential thermal analysis and infrared spectroscopy is given.

En toda la zona mineralizada por baritina que va desde la sierra de Vaca Muerta hasta las inmediaciones del volcán Tromen, aparecen manifestaciones aisladas de minerales de manganeso que no revisten importancia económica y que se presentan como impregnaciones o pequeños núcleos, dentro de una región caracterizada decididamente por la presencia de baritina y yeso, y en menor grado celestina, galena y minerales de cobre.

Dentro del área mencionada, al norte de Chorriaca, a 20 km aproximadamente hacia el oeste de la ruta nacional N° 40 y en las inmediaciones de Naunauco (fig. 1) se encuentran afloramientos de baritina los que contienen ramsdellita, en un ambiente de alteración hidrotermal.

La zona donde se manifiesta este mineral se halla comprendida dentro de

las areniscas y conglomerados jurásicos y cretácicos que se encuentran por encima del Yeso Principal, donde la mayoría de los yacimientos de baritina conocidos son relleno de grietas de tracción y las diferentes mineralizaciones podrían ser agrupadas en ciclos según ha sido propuesto por Lambert (1956), encuadrando la presente dentro de la segunda generación de baritina (blanco-mate) del cuarto ciclo.

Esta variedad dimorfa de pirolusita es escasamente descrita en la literatura mineralógica, por lo que su presencia siempre reviste particular interés.

En la Argentina ha sido mencionada su presencia por primera vez por Brodtkorb y Hillar (1965) en los depósitos manganíferos de Córdoba y Santiago del Estero, siendo la que nos ocupa, la segunda manifestación concreta de este mineral para la República Argentina y la primera de la provincia de Neuquén.

¹ Universidad Nacional del Sur.

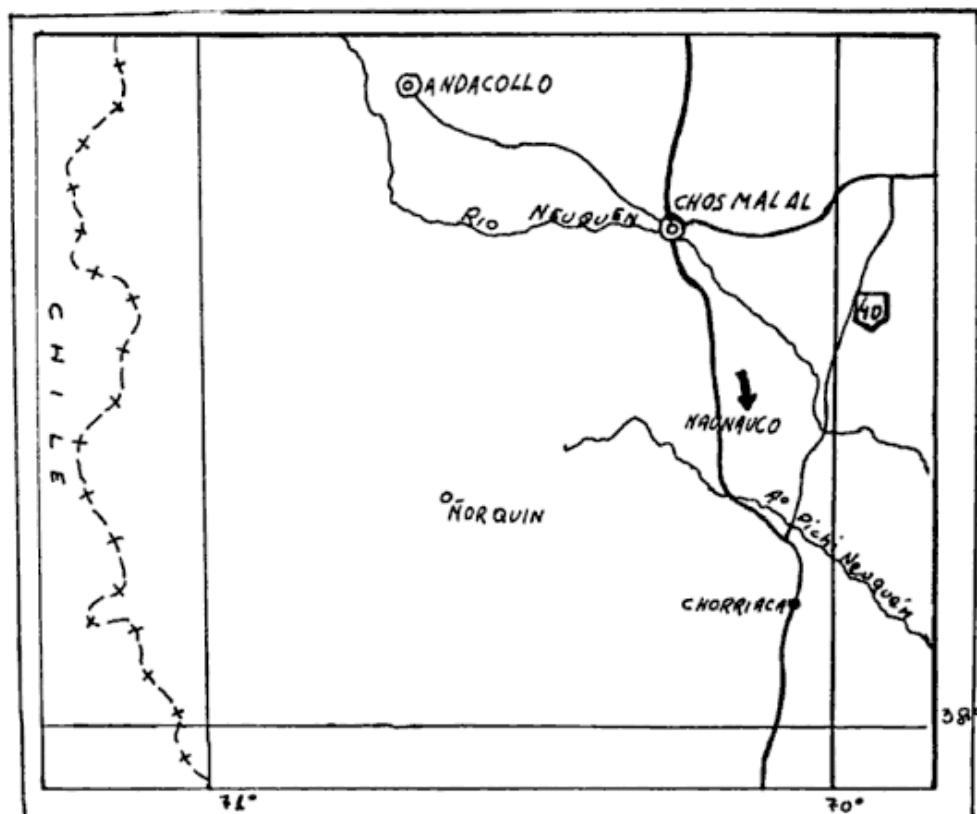


Fig. 1. — Mapa de ubicación

DESCRIPCION MACROSCOPICA

La ramsdellita se presenta dispuesta en núcleos de cinco a seis centímetros de diámetro y/o bandas muy delgadas y discontinuas, con aspecto escamoso, de color gris acero a negro, clivaje fácil con superficies lisas de fuerte brillo metálico. Las escamitas tienen como máximo 2-3 milímetros. El color de la raya es negro pardusco y la dureza observada en los planos de clivaje, por comparación, se estima entre 3,5 y 4.

CARACTERES OPTICOS Y PARAGENESIS

Ramsdellita: se encuentra en forma de agregados tabulares de hasta 2 mm de longitud, con clivaje paralelo a 110 y 010. Aparecen también algunas secciones basales de forma rómbica de hasta 1 milímetro.

Es de color blanco crema y presenta marcado pleocroismo que va de gris a blanco; la anisotropía es fuerte y varía de pardo amarillento a gris oscuro, observándose además reflejos internos de color rojo oscuro. Las restantes características ópticas concuerdan con las citadas en la literatura específica (Ramdohr, 1956).

Pirolusita: reemplaza parcialmente a la ramsdellita, paralelamente a los planos de clivaje y a veces aparecen cuerpos tabulares independientes y agregados aciculares y tabulares dispuestos en forma de abanico.

Criptomelano: parece haber un reemplazo incipiente de ramsdellita por criptomelano fibroso, pero éste no es muy conspicuo.

Baritina: constituye la ganga y en cortes delgados se ve fuertemente teñida por mineral de manganeso fina-

CUADRO 1
Ramsdellita

Neuquén		Lake Valley		Santiago del Estero	
d	I	d	I	d	I
4,63	80			4,64	md
4,07	100	4,10	mf	4,03	mf
3,57	15 (B)			3,45	md
3,44	50 (B)				
3,32	30 (B)	3,23	d	3,24	d
3,12	70			3,13	m
3,10	30 (B)			2,62	md
2,828	25 (B)				
2,55	60	2,535	mf	2,54	f
		2,43	d	2,43	d
				2,40	md
		2,343	m	2,35	d
2,32	80	2,329	m	2,32	d
				2,25	md
2,20	15 (B)				
2,12	40	2,143	f	2,13	m
2,06	20	2,058	f	2,05	d
		1,903	f	1,89	d
1,786	20	1,796	d	1,82	d
		1,713	m		
1,673	10	1,670	md		
		1,656	f	1,65	m
1,619	15	1,616	mf	1,61	m
		1,542	md	1,54	md
1,537	10	1,537	d		
		1,479	mf	1,46	m
1,43	10	1,429	m	1,43	d
1,359	5	1,357	mf	1,36	m
		1,348	d	1,35	md
		1,320	d	1,32	d
1,26	10	1,270	m	1,27	d
		1,246	m	1,25	d
		1,216	d		

Referencias : mf, muy fuerte ; m, mediano ; d, débil; md, muy débil; B, Baritina

mente diseminado. Los cristales están bien desarrollados y a veces dispuestos en abanico y en parte craquelados.

Reflectividad: a los efectos de verificar el comportamiento de ramsdellita respecto de la luz incidente, se la comparó con una muestra de piritita muy bien pulida, utilizando luz blanca y un fotómetro Leitz Microsix L, obteniendo valores que se corresponden con los de E. El Shazly y G. Saleeb (1959), ya que la ramsdellita indicó en todos los casos un poder reflector un 50 % inferior a la piritita en idénticas circunstancias.

Determinación por rayos-X: para su estudio se utilizó un aparato Rigaku Denki con tubo de Fe y filtro de Mn a 30 Kv y 8 mA, obteniendo los valores que se dan a continuación, comparados con los de Lake Valley de Ramdohr (*op. cit.*) y Santiago del Estero de Brodtkorb y Hillar (*op. cit.*). En el diagrama de Neuquén se eliminaron los valores correspondientes a piro lusita y baritina que indefectiblemente aparecen en todos los diagramas, no habiendo sido posible ningún tipo de separación de la baritina. Los diagramas en cambio, no indican la presencia de criptomelano que se observa al microscopio.

El cálculo de las dimensiones de la celda elemental concuerda con los valores dados por Byström (1949), para la ramsdellita de Lake Valley:

	a	b	c
Lake Valley..	4,53	9,27	2,86
Neuquén.....	4,54	9,267	2,862

Análisis químico: el análisis químico confirma las observaciones realizadas y concuerda con la ramsdellita de Lake Valley y Santiago del Estero. En el cuadro adjunto se puede comparar los resultados de las tres localidades (ver Cuadro 2).

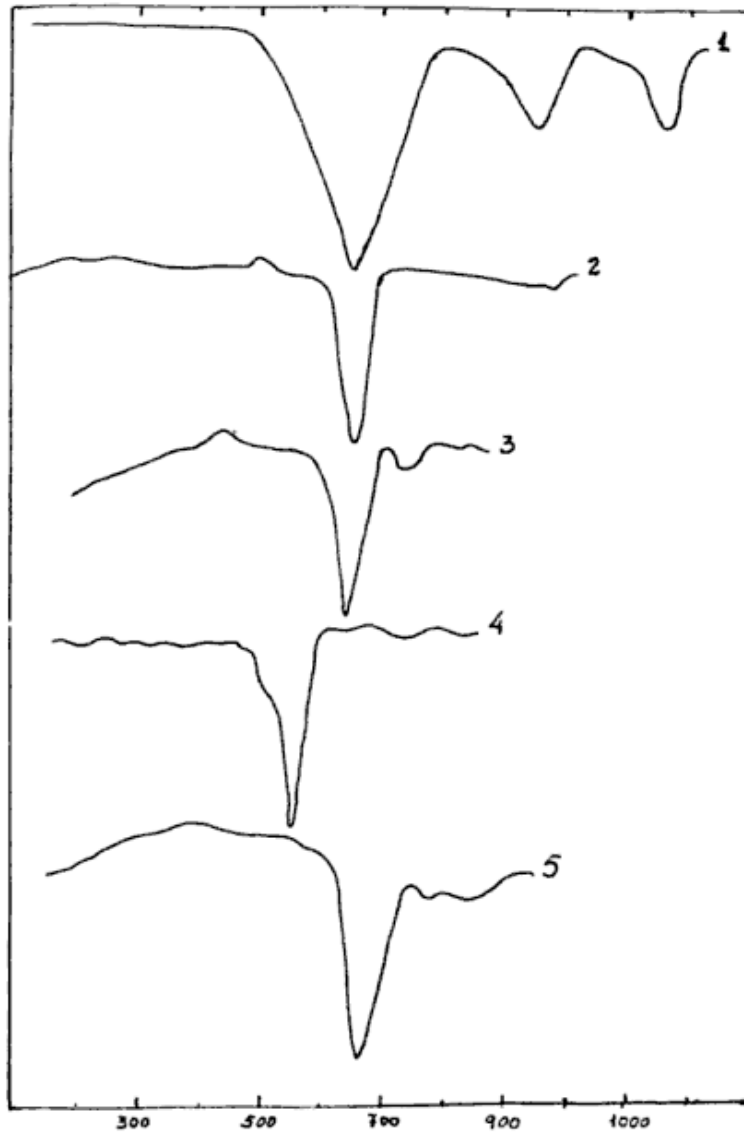


Fig. 2. Análisis térmico diferencial: 1, Ramsdellita y pirolusita (McMurdie y Golovato); 2, Ramsdellita (R. Mackenzie); 3, Ramsdellita de Neuquén; 4, MnO_2 sintético; 5, MnO_2 Merck

Análisis térmico diferencial: se efectuó el análisis térmico diferencial de ramsdellita de Neuquén, MnO_2 sintético y MnO_2 Merck, comparando con análisis similares de ramsdellita realizados por F. M. Mc Murdie y E. Golovato (1948), y R. Mackenzie (1957).

En la figura 2 se aprecian los diagramas respectivos, correspondiendo el N° 1 a ramsdellita más pirolusita obtenidos por los dos autores citados en primer término, donde encontramos que por debajo de los $670^\circ C$ el calor absorbido indica el cambio a pirolusita, que no es reversible y no va acompa-

ñado de un gran efecto energético. Posteriormente se comporta como pirolusita, pasando sucesivamente a bixbyita por encima de $700^\circ C$, a hausmanita a los $1000^\circ C$ y finalmente a una estructura similar a espinela.

El diagrama n° 2 es ramsdellita estudiada por R. Mackenzie y presenta un pequeño pico exotérmico a los $500^\circ C$, que indica su cambio a pirolusita, prosiguiendo luego su comportamiento como este mineral.

El diagrama n° 3, corresponde a la ramsdellita de Neuquén y muestra un comportamiento similar a la pirolusita,

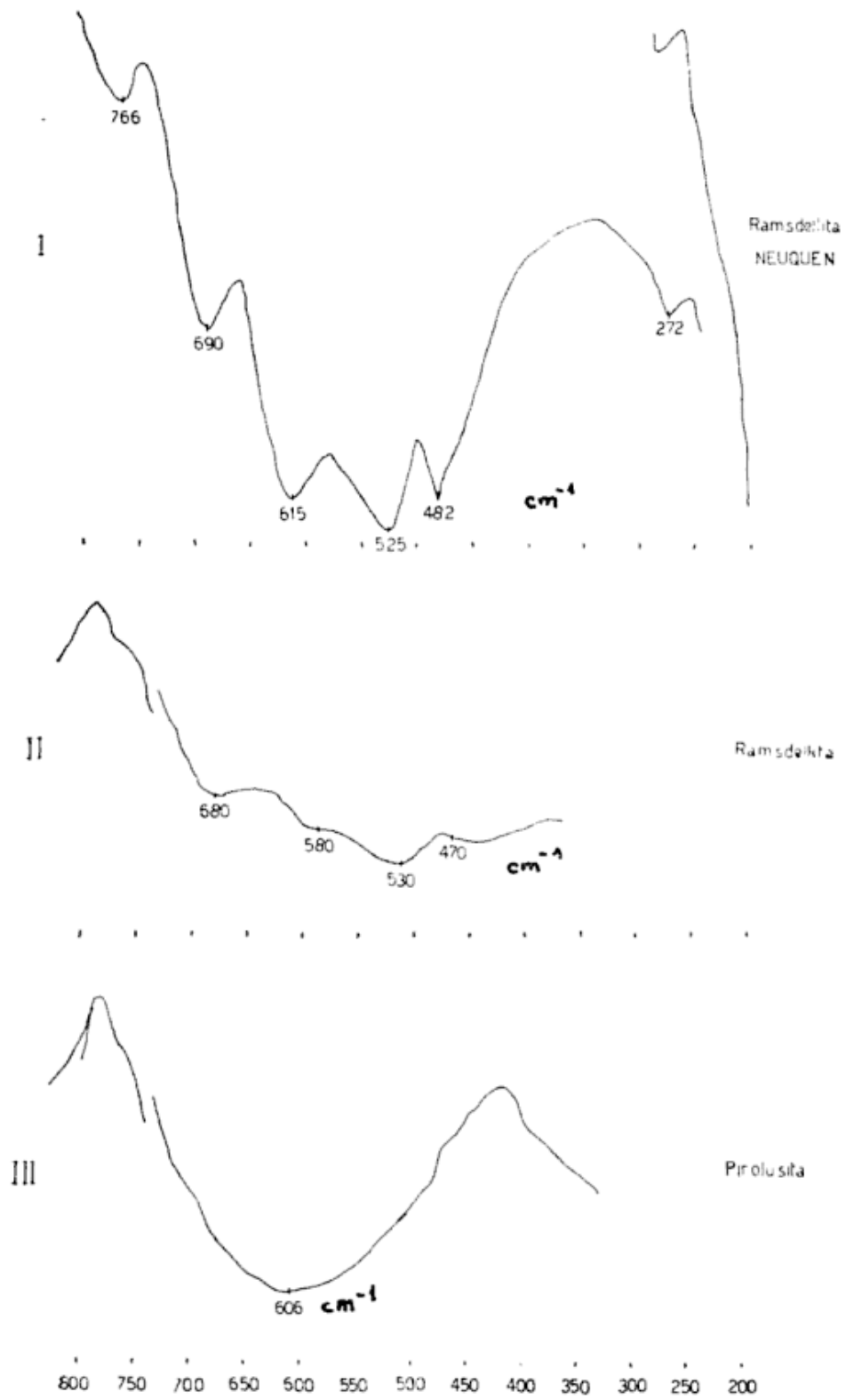


Fig. 3. — Espectroscopía de infrarrojos

CUADRO 2

	Sgo. del Estero	Neuquén	Lake Valley
MnO ₂	92,32	92,89	97,14
MnO	—	—	—
MgO	vest.	vest.	0,12
ZnO	—	—	0,25
BaO	—	—	—
CaO	vest.	1,72	—
Na ₂ O	—	—	0,31
K ₂ O	p/no d.	—	—
H ₂ O—	0,47	0,54	—
H ₂ O+	1,25	—	1,24
Al ₂ O ₃	0,86	vest.	0,48
Fe ₂ O ₄	0,71	0,68	0,34
SiO ₂	4,83	1,27	0,42
P ₂ O ₅	—	—	—
CuO	0,35	—	—
WO ₃	0,38	—	—
TiO ₂	0,20	—	—
Total	100,37	97,10	100,46
Mn total	57,79	57,5	61,00

con su pico característico a 660° C y un pequeño pico a 730° C que señala su transformación en bixbyita.

Finalmente el diagrama n° 4 corresponde a MnO₂ sintético con el pico característico de pirolusita un tanto desplazado, pero siempre por encima de 500° C y por último el MnO₂ Merck con el pico de pirolusita en 670° C.

Espectroscopía de infrarrojos: en base a la presunción de que las sustancias polimorfas en las cuales los cambios estructurales no son importantes, deben presentar espectros similares, W. B. White y Roy (1964) estudian diagramas de pirolusita y ramsdellita que muestran la misma absorción (fig. 3, diagramas II y III) con la única distinción de que mientras en pirolusita aparece una sola y ancha banda de absorción a los 606 cm⁻¹, ramsdellita pre-

senta esa misma banda pero dividida en cuatro componentes poco definidos a 680, 580, 530 y 470 cm⁻¹, aumentando en conjunto el ancho del pico, pero con un promedio similar a la estructura anterior, lo que sugiere un pequeño cambio en las distancias metal-oxígeno en ramsdellita respecto de pirolusita.

En nuestro caso (fig. 3, diagrama I), se obtuvieron picos bien definidos a 690, 615, 525 y 482 cm⁻¹ que se encuentran dentro de la banda de absorción de pirolusita pero incrementando su ancho, como ocurre con el diagrama anterior (diagrama II). Para su obtención se utilizó BrK y una concentración del 5 % de muestra.

CONCLUSIONES

Los caracteres ópticos de ramsdellita suelen confundirse con pirolusita y quizá su particularidad distintiva sea su marcado pleocroísmo y los reflejos internos de color rojo.

Los cinco picos característicos en difractogramas de ramsdellita son 4,63; 4,07; 3,12; 2,55 y 2,32.

El análisis térmico diferencial no arroja diferencias con pirolusita y su comportamiento es similar.

En cambio la espectroscopía de infrarrojos permite una clara distinción con cuatro picos bien netos para ramsdellita, en lugar de un único pico en la misma banda, para pirolusita.

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Osvaldo Schincariol Profesor de la cátedra de Geoquímica del Depto. de Geología (UNS) por los análisis químicos realizados; a la Dra. Lidia M. de Llambías por su colaboración en el estudio al microscopio y al Dr. D'Alessio por los diagramas de infrarrojos.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

- Brodtkorb, M. K. de y Hillar, N., 1965. *Hallazgo de ramsdellita en la R. Argentina*. Hs. Jornadas Geol. Arg., Actas, T. II, págs. 34-40, Tucumán.
- Byström, A. M., 1949. *The Crystal Structure of Ramsdellite, an Orthorhombic modification of MnO₂*. Acta Chem. Scand., T. 3, págs. 163-173, Suecia.
- El Shazly, E. M. y Saleeb, G. S., 1959. *Mineralogy of Egyptian Manganese Deposits*. Econ. Geol., Vol. 54, N^o 5, pág. 883.
- Lambert, L., 1956. *Descripción geológica de la hoja 35 b Zapala, Neuquén*. Dir. Nac. Min. Bol. 83, Bs. As.
- Mackenzie, R. C., 1957. *The Differential Thermal Investigations of Clays*. Min. Society, London.
- Mc Murdie, H. F. y Golovato, E., 1948. *Study of the modifications of Manganese Dioxide*. Jour. Res. Nat. Bur. Standards, Vol. 41, págs. 589-600, USA.
- Ramdohr, P., 1956. *Die Manganerze*. XX Cong. Geol. Intern. Simposio sobre Yac. de Manganeso, T. I, págs. 19-73, Méjico.
- White, W. y Roy, R., 1964. *Infrared spectral Structure Correlations; Comparison of simple polymorphic Minerals*. Am. Min., Vol. 49, Nov.-Dic., USA.

Recibido el 4 de diciembre de 1972.

PETROLOGIA EXPERIMENTAL Y EL SISTEMA GRANITICO

Por JORGE O. KILMURRAY¹

ABSTRACT

The information on experimental anatexis is briefly analyzed in the present paper. The results are shown in the light of data obtained in the last ten years. The granitic system, according to Prof. Winkler's ideas, is explained and illustrated. New experimental studies on the assemblage: Quartz-Plagioclase-Biotite, performed by the author at the Institute of Mineralogy and Petrology of Göttingen University-Germany, are shown in this work. The influence of biotite during melting and the formation of Al-Anthophyllite at expense of biotite-plagioclase and quartz in the presence of water is analyzed. Conclusions about the formation of granitic materials and the application of experimental work are also worked out.

RESUMEN

En el presente estudio se analiza la bibliografía existente en materia de petrología experimental aplicada a la anatexis. Se ponen de relieve las ideas de Winkler referentes al sistema granítico y se ilustran los resultados. Se exponen los datos experimentales obtenidos por el autor en el Instituto de Mineralogía y Petrología de Göttingen - Alemania Occidental, acerca de la asociación: plagioclasa-cuarzo y biotita en presencia de agua. Se exponen conclusiones sobre la formación de materiales graníticos por la vía anatética y la aplicación de trabajos experimentales en estudios de áreas migmatíticas y graníticas.

INTRODUCCION

Hasta hace algunos años el sistema granítico no había sido convenientemente estudiado; los trabajos iniciados por Tuttle y Bowen (1958) abrieron el camino hacia las investigaciones de otros petrólogos, entre otros, von Platen (1965), Winkler (1965, 1967 y Winkler y Lindemann (1972).

La anatexis experimental cobra especial significado en las experiencias de Winkler (*op. cit.*), quien a través de la investigación del comportamiento de lutitas y grauvacas en determinadas condiciones de temperatura y presión puso de manifiesto la formación de fusiones parciales de composición granítica. Dichos estudios mostraron asimismo la im-

portancia en la composición normativa de la plagioclasa en las rocas analizadas, la cual influye notablemente en la posición y temperatura del denominado punto de "fusión mínimo". De esta manera, se consiguen explicar, aunque en una forma simple, las distintas variaciones estructurales y composicionales que experimentan los terrenos migmatíticos y la formación de cuerpos graníticos asociados por la denominada vía anatética.

Independientemente de las distintas hipótesis que se oponen al problema anatexis, las cuales tienen validez y son aplicables al campo de la granitización, la determinación de valores absolutos en temperatura y algunas reacciones relativas a la formación de asociaciones ricas en feldespato potásico a partir de rocas originariamente desprovistas de ese mineral, parecen poner de relieve la

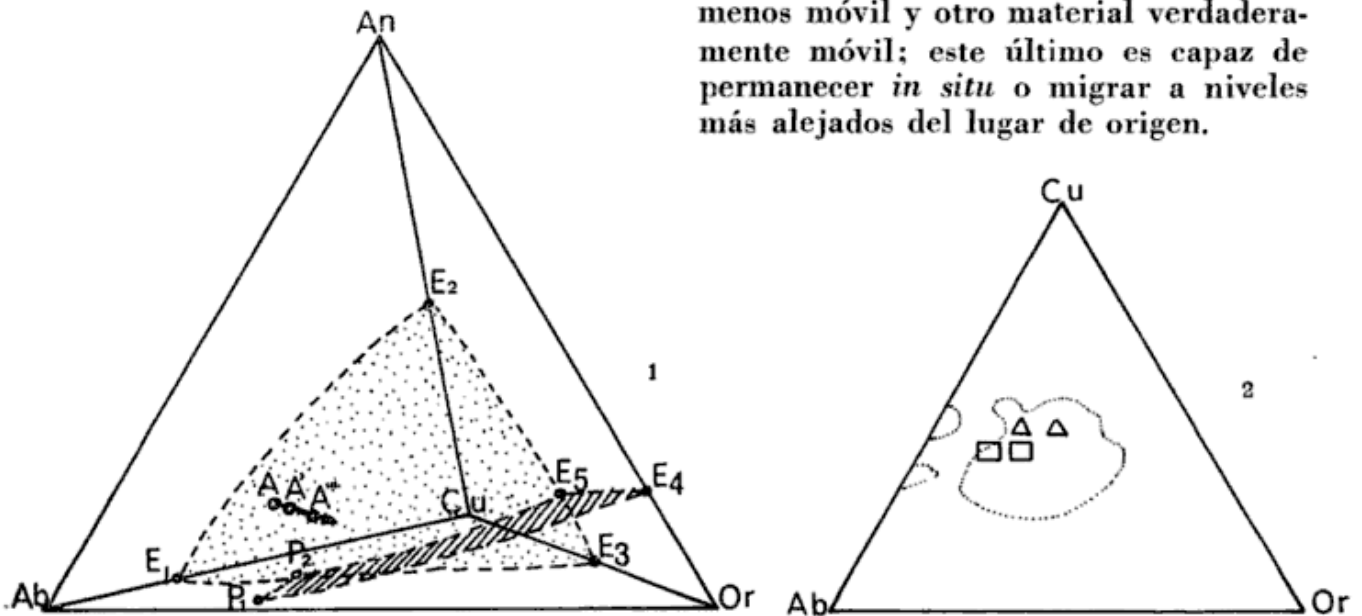
¹ Cátedra de Petrología, Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata.

importancia del estudio experimental y el paulatino aumento de adeptos en esta rama de la petrología. Sin descartar la existencia de otros procesos que tienden a la formación de productos de composición similar dentro de la corteza terrestre, las presentes consideraciones constituyen un aporte para el conocimiento de la petrología experimental y su creciente posibilidad de aplicación en el campo de las rocas migmatíticas y graníticas.

LA ANATEXIS EXPERIMENTAL Y EL SISTEMA GRANITICO

La biotita juega un rol importante durante la fusión parcial de rocas metamórficas, como ha sido puntualizado por Winkler (1967, 1972) al establecer que la destrucción de la biotita en presencia de cuarzo y plagioclasa da lugar a

la formación de feldespato potásico en aquellas rocas localizadas en niveles sujetos a temperaturas que marcan el comienzo de la anatexis y en presencia de agua. De esta forma, es posible imaginar la formación de productos fundidos tonalíticos y granodioríticos en terrenos gnésicos si las condiciones anteriores se establecen. La temperatura alcanzada en terrenos de alto grado metamórfico es entre 600 y 700° C y, de acuerdo con el mismo autor, hasta 800°; es posible entonces que se produzca de esta manera la formación de productos fundidos a través de la anatexis para dar lugar a concentraciones en venas, lentes y además en cuerpos menores independientes del material granítico resultante. El proceso consiste en sí en la formación de restitas o residuos cristalinos ("no fundidos") por un lado y materiales granodioríticos o tonalíticos por el otro, o en otras palabras un material inmóvil o menos móvil y otro material verdaderamente móvil; este último es capaz de permanecer *in situ* o migrar a niveles más alejados del lugar de origen.



Figs. 1-2. — 1, Tetraedro de representación del sistema Cuarzo-Albita-Anortita-Ortoclusa, a presión de agua de 2000 bares, mostrando las relaciones de fases. Se destacan tres planos cotecticos: E5-E2-E1-P2; E5-P2-E3; E5-E4-P1-P2, y la línea cotectica P2-E5. Los puntos A, A', A'' representan la evolución que sufre la mezcla A (compuesta originariamente por plagioclasa y cuarzo) al adicionarse cantidades de biotita. Nótese que la muestra se mueve hacia el espacio cotectico o tetredro interno, donde los productos fundidos coexisten con un sólido. Tetraedro según Winkler (1967); 2, Triángulo de composición Cu-Ab-Or. En el mismo se han representado los productos fundidos a partir de asociaciones del tipo cuarzo-plagioclasa-biotita. Con cuadrados se han indicado los productos fundidos anatécicos a 720°C y en triángulos a 760°C. La línea punteada indica el campo de composición de las rocas graníticas, granodioríticas y tonalíticas en base a más de mil análisis, según Winkler (op. cit.). La presión de H₂O es de 2000 bares.

Desde los primeros ensayos de Tuttle y Bowen (1958) hasta las recientes investigaciones de Winkler y Lindemann (1972) el sistema Cuarzo-Albita-Ortoclasa-Agua ha sido usado para considerar la petrogénesis de rocas graníticas; en las últimas investigaciones el sistema Cuarzo-Albita-Anortita-Ortoclasa-Agua, o también denominado sistema granítico, ha sido investigado con mayor detalle.

En el tetraedro de representación del sistema granítico, fig. 1, se han reconocido tres planos cotéticos:

1. E5-E2-E₁-P₂ donde coexisten cuarzo, plagioclasa, producto fundido y gas.
2. E5-P₂-E3, donde coexisten cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa, producto fundido y gas.
3. E5-E4-P1-P₂ donde coexisten feldespato alcalino, plagioclasa, producto fundido y gas.

Los tres planos cotéticos se cortan en una línea cotética E5-P₂ a lo largo de la cual coexisten 3 fases sólidas: cuarzo-plagioclasa-feldespato alcalino-producto fundido-gas. La composición del producto fundido se encontrará sobre la línea cuando comiencen a cristalizar juntos cuarzo, plagioclasa y feldespato alcalino; a medida que cristalizan las tres fases sólidas, la fusión cambiará su posición desde el punto de la línea cotética donde comenzó, en dirección de P, pero la composición del producto fundido no alcanzará P excepto en casos de diferenciación extrema.

El punto P₁ es llamado también punto de fusión mínima, o fusión mínima; dicho punto, como la posición de la línea cotética E1'-E2, depende de la relación *Ab/An* en la roca considerada, como se visualiza en la figura 3b, donde se han representado secciones dentro del tetraedro. A cada sección le corresponde un punto de fusión mínima y una línea cotética como la de la figura 3a, donde se ha representado la correspondiente a *Ab/An*: 1,8. La temperatura de fusión mínima es según Winkler (1967) de 705° C para esta línea cotética, ob-

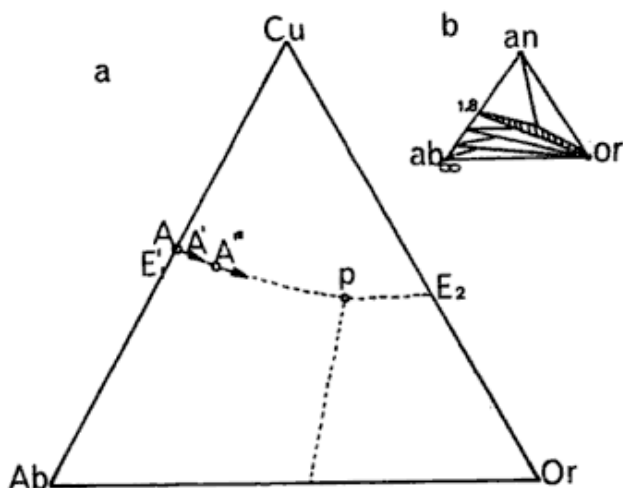


Fig. 3. — Triángulo de composición Ab-Cu-Or o sección del tetraedro en relación *Ab/An*: 1,8 (fig. 3b). En el mismo se destaca la línea cotética E'1-E2 investigada por Winkler; sobre la misma se ha dibujado la posición de las muestras A y su evolución hacia el mínimo cotético a medida que se enriquece en biotita (A', A'', A''') y funde incongruentemente para dar el componente Or en la fusión. La muestra A no alcanzará nunca el mínimo, dado que las cantidades de biotita agregadas permanecerán como relicto sólido cuando se alcance cierto límite.

servándose un decrecimiento de la temperatura a medida que aumenta la relación *Ab/An* hasta infinito con 670° C. Los puntos eutécticos E5 y E3 han sido determinados a 730° y 785° C a 2 Kb y 700° y 740° a 5Kb respectivamente.

EL COMPORTAMIENTO EXPERIMENTAL DE LA PARAGENESIS PLAGIOCLASA-CUARZO-BIOTITA. NUEVOS ESTUDIOS

Para el programa de trabajos se seleccionó una muestra de migmatita de Noruega, la cual presentaba características de movilización notables en escala mesoscópica. Para tal fin se efectuaron análisis de las distintas partes, como así también separaciones minerales de las porciones claras. De esta manera se consiguieron dos tipos de muestras, una compuesta por plagioclasa y cuarzo y otras por plagioclasa y cuarzo con variables cantidades de biotita según se detalla:

CUADRO 1
Resultados experimentales

Nº de muestras	Textura y caracteres generales	Composición	T* y P
A'	gris Vítrea homogénea con cristales aciculares	Vidrio plagioclasa cuarzo-gedrita (1)	824-2Kb
A	gris Vítrea homogénea	Vidrio-plagioclasa-cuarzo	824-2Kb
A'	gris Vítrea, homogénea con cristales aciculares	Vidrio-plagioclasa-cuarzo-gedrita (1)	804-2K2
A	blanca Vítrea y homogénea	Vidrio-plagioclasa-cuarzo	804-2K2
A'	gris Vítrea con manchas oscuras y cristales aciculares	Vidrio-plagioclasa-cuarzo-gedrita (1)	772-2Kb
A	gris Vítrea, parcialmente granular	Plagioclasa-cuarzo-vidrio	772-2Kb
A'	gris Vítrea a granular	Plagioclasa-cuarzo-vidrio-gedrita (1)	754-2Kb
A'	gris Granular	Plagioclasa-cuarzo-vidrio (2)-biotita	734-2Kb
A	gris granular	Plagioclasa-cuarzo-vidrio (2)	734-2Kb
A'	gris pulverulenta	Plagioclasa-cuarzo-biotita	718-2Kb
A	gris pulverulenta	Plagioclasa-cuarzo	718-2Kb
A''	gris Vítrea con manchas oscuras	Vidrio-plagioclasa-gedrita	830-2Kb
A''	gris Vítrea con manchas oscuras	Vidrio-plagioclasa-gedrita	790-2Kb
A''	gris Vítrea con manchas oscuras y cristales aciculares	Vidrio-plagioclasa-gedrita	750-2Kb
A''	gris Vítrea a granular	Plagioclasa-cuarzo-vidrio-biotita	748-2Kb
A''	gris Pulverulenta, granos	Plagioclasa-cuarzo-biotita	740-2Kb
A'''	gris Vítrea con manchas oscuras y cristales aciculares	Plagioclasa-vidrio-cuarzo-gedrita-biotita	750-2Kb

(1) Cristales aciculares observados en lupa binocular y microscopio.

(2) Película de vidrio, observada al microscopio, alrededor de los granos de plagioclasa y cuarzo.

* Temperatura (T) en grados centígrados.

- A: cuarzo-plagioclasa.
- A': cuarzo-plagioclasa-biotita (3 %).
- A'': cuarzo-plagioclasa-biotita (15%).
- A''' : cuarzo-plagioclasa-biotita (30%)

Luego de su pulverización en mortero mecánico, se colocaron las muestras en cápsulas de oro sellándose convenientemente para ser tratadas en bombas hidrotermales a temperaturas variables, estimándose de antemano temperaturas superiores al mínimo cotéctico, dada la ausencia de feldespato potásico como material inicial. Luego de sucesivas corridas se establecieron los siguientes resultados: *Comienzo de fusión*, a $745^{\circ}\text{C} \pm 10^{\circ}$ para las muestras A, A', A'', A''', con la formación de vidrio intergranular y agujas neoformadas en las muestras A', A'' y A''' (Cuadro N^o 1). *En el intervalo* $750^{\circ}\text{--}830^{\circ}$ se produjeron mayores cantidades de producto fundido en las muestras mencionadas variando los porcentajes según las cantidades de biotita presente. La aparición de una nueva fase mineral *gedrita* se verificó a 750°C

y Kb de presión, notándose al microscopio la aparición de agujas bien desarrolladas de un mineral ligeramente verdoso, de extinción recta y formado a expensas de biotita. Además de este producto sólido neoformado se ha hallado en la mayoría de las corridas, plagioclasa como relicto sólido o producto de fusión incompleta. La biotita funde incongruentemente en presencia de cuarzo y plagioclasa en forma total cuando la proporción de la misma no excede ciertos límites (30 % en los ensayos realizados). En esas condiciones la mezcla funde para dar como resultado *producto fundido* (de composición granodiorítica) más *plagioclasa* (relicto), más *biotita* (relicto) y *gedrita* (mineral neoformado). En la figura 4 se han volcado los porcentajes relativos de producto fundido en función de la temperatura; se reconocen dos tipos de curvas, una cuya forma es aproximadamente una recta A (muestra sin biotita) y otro que presenta un salto marcado en el

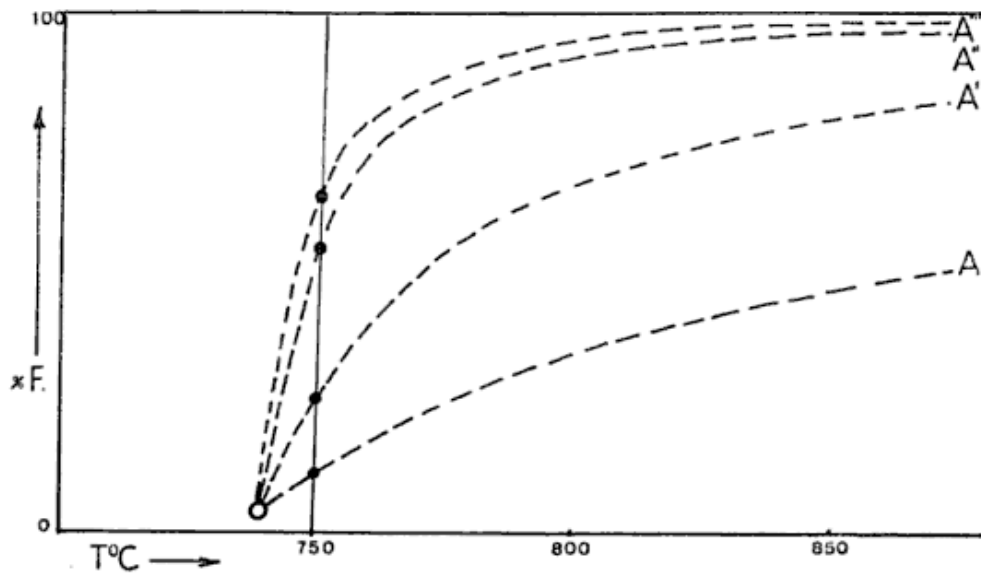


Fig. 4. — Curvas temperaturas/porcentajes de fusión para las muestras analizadas. Curva A : Plagioclasa-Cuarzo ; A' : Plagioclasa-Cuarzo-Biotita (3 %); A'' : Plagioclasa-Cuarzo-Biotita (15 %); A''' : Plagioclasa-Cuarzo-Biotita (30 %). Los porcentajes de los productos fundidos han sido estimados midiendo las áreas de los picos de las reflexiones principales, luego de las corridas correspondientes, en los registros de difracción de Rayos X. La primer sección de las curvas muestra el área donde la biotita funde en muy escasa proporción; en la segunda la biotita funde incongruentemente para incorporar un componente potásico en la fusión y consecuentemente aumentan los porcentajes de productos fundidos en las mezclas consideradas.

intervalo 745-750°, donde la biotita funde incongruentemente para dar lugar a la incorporación de un feldespato potásico en la fusión.

1. 2 Biotita + 6 Sillimanita + 9 Cuarzo → 2 Feldespato potásico + 3 Cordierita.
2. A altas presiones aparece el almandino:
2 Biotita + 8 Sillimanita + 13 Cuarzo → 2 Feldespato potásico + 3 Cordierita + 2 Almandino + 2 Agua.
3. Biotita + Sillimanita/Cianita + Cuarzo → Feldespato potásico + Almandino + Agua.
Hay sin embargo reacciones donde el silicato de aluminio no está presente:
4. Al-Biotita + Cuarzo → K - Feldespato + Gedrita + Agua
5. Biotita + Plagioclasa + Cuarzo → K - Feldespato + Hornblenda + Albita

La formación de gedrita fue observada por Winkler (*op. cit.*) a través de los estudios de Knabe (1966)¹, al usar biotita aluminosa de una metagrauvaca compuesta por plagioclasa-cuarzo-albita como material original. Según Fyfe (1962), la antofilita se produce por reacción del talco a temperaturas de 760° C y 2 Kb. Grant (1968), halló el campo de estabilidad de la asociación *antofilita-cordierita* aproximadamente entre 700 y 800° C y 1 a 10 Kb, por fusión parcial de rocas comunes tales como esquistos y gneises.

En el presente estudio el mineral hallado es un miembro aluminoso de la serie *Antofilita-Gedrita* y fue identificado en base a sus propiedades ópticas al microscopio y en base a la lectura de 2θ y $d(A)$ en los difractogramas correspondientes. A 750° se pudieron medir dos picos intensos (100) y (80), 2θ : 29,3 y 10,7; como ambos picos mostraban más o menos igual intensidad se lo identificó como *Gedrita* o *Al-antofilita*, como propone Rabbit (1948), descartándose la *Mg-antofilita* ya que ésta sólo presenta un pico I: 100 en 2θ : 29,3.

CONSECUENCIAS PETROLOGICAS DE LAS NUEVAS INVESTIGACIONES

En la mayoría de los terrenos migmatíticos y metamórficos se destacan, a través de observaciones propias y según

Según Winkler (1967), se reconocen cinco reacciones a partir de las cuales se obtiene feldespato potásico como componente principal:

la literatura existente, fenómenos de migmatización producidos por materiales de composición tonalítica a trondjemítica; estos fenómenos que representan reemplazos, penetraciones o intrusiones, podríamos incluirlos en el estadio inicial o temprano de la migmatización. Experimentalmente, fue posible hallar líquidos tonalíticos en los estadios iniciales de las corridas (suponiendo que el escaso feldespato potásico en la fusión se hallara en solución sólida durante la formación de los cristales de plagioclasa). Este tipo de fusión podríamos imaginarlo en las capas leucocráticas de los gneises micáceos desprovistos de feldespato potásico (ya que si éste se halla presente, la fusión se produce en forma temprana a una temperatura menor), dando un líquido de composición *granodiorítica*. La segunda fase de migmatización muestra generalmente la movilización de materiales ricos en feldespato potásico que eventualmente pueden reemplazar a los primeros. Este fenómeno podría correlacionarse con la fusión incongruente total de la biotita que trae aparejada la incorporación de un componente potásico en la mezcla; asimismo, el exceso de la biotita que no interviene en las reacciones permanece como resto "in situ", o dada la poca coherencia de la estructura que mantiene ligados los componentes sólidos, éstos pueden ser obligados a "migrar" o acomodarse en estructuras mayores, mientras que los productos fundidos podrán moverse a niveles distintos de donde se origina-

¹ Tesis inédita, Universidad de Göttingen.

ron, emplazándose en lugares apropiados como cuerpos independientes o pueden permanecer "in situ" reemplazando materiales iniciales o rocas de campo.

Las investigaciones modernas en petrología de cuerpos graníticos y áreas migmatíticas tienden a la determinación de las condiciones de emplazamiento, especialmente en lo referente a la temperatura de los cuerpos penetrados. Para tal fin se establecen las temperaturas del sólido y del líquido de las mezclas particulares que forman un determinado cuerpo, efectuando al mismo tiempo correlaciones y determinando asimismo las edades relativas cuando no se dispone de datos adicionales de estructuras o aureolas térmicas. Las posibilidades de aplicación de estos métodos en este campo son por lo tanto muy grandes teniendo en cuenta las vastas áreas de formaciones metamórfico-migmatíticas y graníticas que componen la geología de nuestro territorio.

CONCLUSIONES

1. Las rocas graníticas y migmatíticas deben ser investigadas experimentalmente para conocer con mayor precisión el comportamiento de las mezclas minerales situadas fuera de la línea cotéctica P2-E5.

2. Las investigaciones realizadas en la Universidad de Göttingen permitieron aportar un mejor conocimiento acerca de las fusiones de mezclas situadas sobre el plano cotéctico *Ab-An-Cu*.

3. A partir de metamorfitas desprovistas de feldespato potásico o asociaciones del tipo plagioclasa-cuarzo-biotita, muy común en las rocas gnéisicas, se pueden obtener fusiones parciales de composición tonalítica a granodiorítica.

4. Fusiones totales no fueron posibles obtener en las corridas experimentales, aconsejándose realizar experiencias a mayores presiones (5 Kb a 7Kb). Sólo las muestras A'' y A''' estuvieron muy cerca de la temperatura líquida, con 95 % de fusión; el valor de T. lí-

quido se podría extrapolar a 900-920° C, siendo la temperatura del sólido: 745° ± 10° C.

5) La biotita en presencia de agua, cuarzo y plagioclasa funde incongruentemente para dar: plagioclasa más cuarzo de carácter relíctico, feldespato potásico, cuarzo y plagioclasa (en fusión), gedrita (mineral neoformado) y agua, a 750 ± 10° C y 2000 bares de presión.

6) Las posibilidades de aplicación en el estudio de áreas migmatíticas y graníticas es de gran importancia, cuando se trata de determinar las relaciones de intrusión de cuerpos compuestos, migmatitas asociadas a terrenos de metamorfismo regional y especialmente en aquellos casos en que no se dispone de aureolas térmicas o indicadores de grado metamórfico. Se determinan edades relativas de penetraciones o transformaciones y se efectúan correlaciones entre cuerpos intrusivos.

AGRADECIMIENTOS

El autor deja constancia de su agradecimiento al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas quien hizo posible su permanencia en la República Federal de Alemania para realizar trabajos de investigación en la Universidad de Georg Augusta-Göttingen.

Al Prof. H. Winkler agradezco la supervisión de las tareas de petrología experimental y el uso de los laboratorios del Instituto de Mineralogía y Petrografía de la Universidad de Göttingen.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Fyfe, W. S., 1962. *On the relative stability of talc, anthophyllite and enstatite*. Am. J. Sci., v. 260, pp. 460.
- Grant, J. A., 1968. *Partial melting of common rocks as a possible source of cordierite-anthophyllite bearing assemblages*. Am. J. Sci., v. 266, p. 908-931.

- Rabbit, J. C., 1948. *A new study of the Anorthophyllite series*. Am. Min., v. 33, pp. 263-323.
- Tuttle, O. F. and Bowen, N. L., 1958. *Origin of granit in the light of experimental studies in the system Na Al Si 308-K Al Si 308-Si O₂-H₂O*. Geol. Am. Soc. Mem. 74.
- von Platen, H., 1965. *Experimental anatexis and genesis of migmatites*, en "Controls of Metamorphism", págs. 203-234. John Willey & Sons, Inc., N. York.
- Winkler, H. G. F., 1965, 1967. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg.
- Winkler, H. G. F. y Lindemann, W., 1972. *The system Qz-Or-An-H₂O within the granitic system Qz-Or-Ab-An-H₂O. Application to granitic magma formation*. N. Jb. Miner. Mh. H2, pp. 49-61.

Recibido el 15 de diciembre de 1972.

NOTAS BREVES

RESULTADOS PRELIMINARES SOBRE LA PETROLOGIA DEL CICLO ERUPTIVO ORDOVICICO CONCOMITANTE CON LA SEDIMENTACION DE LA FORMACION ACOITE, EN LA ZONA DE ABRA PAMPA, PROVINCIA DE JUJUY, REPUBLICA ARGENTINA

POR BEATRIZ L. L. COIRA ¹

A través de la presente nota se dan a conocer las primeras investigaciones realizadas que condujeron a la distinción de un ciclo eruptivo ordovícico, en el ámbito de la Puna jujeña.

Durante el estudio detallado, en la zona Abra Pampa comprendida entre los 22° 30' y 23° de latitud sur y los 65° 30' y 66° 15' de longitud oeste de Greenwich, de la faja de sedimentitas ordovícicas de la Formación Acoite, fueron reconocidos niveles lávicos espiliticos, piroclásticos e ignimbrítico-lávicos de composición dacítica a riolítica, intercalados dentro de dicha secuencia sedimentaria de edad arenigiana-llanvirniana.

Los *mantos espiliticos* están representados por rocas generalmente porfíricas finas, constituidas por tablillas de albita-oligoclasa ácida (9-12 % An) entre las que se dispone una mesostasis de clinocloro y peninita. Participan en algunos casos en su composición cristales de tremolita-actinolita, o augita titanada, en relación ofítica con las tablillas de plagioclasa. Es común en ellos la asociación de calcita a los agregados de

clorita y la presencia de ilmenita y epidoto (pistacita-clinozoisita).

Dentro de los *niveles piroclásticos* ha sido posible diferenciar:

a) *Tobas finas-cineritas*. Están constituidas por un agregado fino sericítico, en algunos casos con zonas irregulares de caolinita, en el que se distribuyen con carácter muy accesorio cristales fragmentarios en forma de "esquirlas", principalmente de cuarzo, y agregados de minerales opacos, transformados total o parcialmente en goethita. Otras muestras están compuestas por un agregado silíceo muy fino entre el que se disponen escasas laminillas de sericita y agregados de minerales opacos, en algunos casos reemplazados por goethita. En estas últimas se observa removilización del material silíceo.

Cabe destacarse aquí la perfecta gradación granométrica y ritmicidad de las tobas finas-cineritas a las tobas gruesas.

b) *Tobas gruesas riolíticas a riodacíticas*. La naturaleza tobácea de estas rocas está señalada por el carácter fragmentario de la fracción cristalina, representada por cuarzo, oligoclasa ácida (14-18 % An) y feldespatos cuya composición varía entre 68-100 % $Ab_{93}An_{07}$ /

¹ Servicio Nacional Minero-Geológico. Publicado con la anuencia de sus autoridades.

Or, pertítico a criptopertítico, de extinción y maclado inhomogéneo, y biotita. La matriz está constituida por un agregado sericítico-clorítico, entre el que se distribuye un mosaico fino de cuarzo y abundantes gránulos de goethita, indicando la sobreimposición de un proceso de sericitización y silicificación que ha modificado la naturaleza originaria de la mesostasis y parcialmente a los cristaloclastos.

Queda por considerar en este episodio volcánico un conjunto de rocas a las que, por sus características texturales, se las designa en forma tentativa por el momento, con la amplia denominación de *mantos ignimbrítico-lávicos*.

Los *mantos ignimbrítico-lávicos, dacíticos a riodacíticos*, se caracterizan por su distintiva textura eutaxítica dada por la presencia de fragmentos fusiformes, de extremos plumosos, los que suelen presentarse flexionados, adaptándose a los cristales, disponiéndose en líneas generales paralelos entre sí, determinando folias discontinuas. Dichos "filetes" están constituidos por agregados sericíticos y/o cloríticos, los que suelen incluir cristales de cuarzo, plagioclasa o láminas de biotita. La mesostasis que los encierra, generalmente inhomogénea, está compuesta por un agregado de cuarzo y feldespato alcalino, entre el que se distribuyen agrupaciones cloríticas o sericíticas. Los fenocristales son de cuarzo, oligoclasa ácida (15-20 % An), biotita y feldespato con un contenido en $Ab_{93}An_{07}/Or$ que varía entre 70-100 %, en parte pertítico, de extinción inhomogénea y maclado discontinuo. Este último llega a constituir megacristales de hasta cuatro centímetros de diámetro.

Dado que en algunas zonas estas rocas presentan textura porfírica, pasta microgranosa, carecen de foliación y los fragmentos filamentosos antes descritos tienen carácter accesorio y generalmente no son elongados, ni se adaptan a los fenocristales, se optó por denomi-

nar a este conjunto, en forma amplia y con carácter provisorio, como *ignimbrítico-lávico*.

En un intento de reconstrucción de los episodios eruptivos que se sucedieron durante la sedimentación de la Formación Acoite, el estudio de distintos perfiles de la secuencia sedimentario-volcánica indicaría por el momento, hasta lograr una comprobación de carácter más regional, una *fase inicial espilitica* representada en general por mantos de potencias que oscilan entre 5-20 m, la que sería sucedida por representantes *ignimbrítico-lávicos de composición dacítica a riodacítica* de 20-500 m de espesor. En los casos en que pudieron identificarse niveles tobáceos riolítico-riodacíticos, éstos se encuentran por encima de los mantos ignimbrítico-lávicos, en una sucesión rítmica de tobas gruesas y finas de hasta 100 m de potencia.

Este ciclo eruptivo tiene una significativa extensión y continuidad. En territorio boliviano, Ahlfeld (1948), señaló rocas filonianas (granodioritas) de edad paleozoica, formando un cordón desde Tupiza a Cochino. Dichas rocas son las que se extienden en el cordón de Escaya y sierra de Cochino y a las que Turner (1964) describió como diques de pórfido cuarcífero, dacita y filones capas de diabasa, intrusivas en la Formación Acoite y atribuyó (1963) al Silúrico. Las mismas rocas se prolongan en la zona de estudio y a criterio de la autora corresponden a los representantes efusivos que se describen en el presente trabajo, y que se extienden ya fuera del área investigada, al sur de Casabindo continuando en dirección a San Antonio de los Cobres. Por otra parte, en un recorrido realizado durante esta investigación, fueron reconocidos niveles ignimbrítico-lávicos, correlacionables con los señalados para la zona de Abra Pampa, en el cordón serrano que con rumbo norte-sur se extiende desde el cruce de caminos que unen Coranzulí —Turilari— Susques,

bordeando por el este en parte al río Rosario.

En la Hoja Geológica 5 b, Schwab (1971), señaló lavas y tobas diabásicas contemporáneas con la deposición de la Formación Coquena (arenigiana-Ilanvirniana?) que podrían corresponder al mismo ciclo eruptivo que se trata en este trabajo. Por otra parte, dicho autor mencionó en esa zona plutonitas ácidas silúricas (?) (Formación Hornillos), las que al norte del cerro Puesto Bravo indicó penetrando concordantemente a sedimentitas ordovícicas, y que al igual que las que afloran al este de Sey y Huancar, presentan, de acuerdo a sus descripciones, características semejantes a los representantes ignimbrítico-lávicos detallados en este trabajo; hecho que también apoya la posibilidad de encontrarnos frente a representantes eruptivos correlacionables con los aquí considerados.

Mendez *et al* (1972) en el V Congreso Geológico Argentino señalaron una faja eruptiva silúrica en la Puna oriental, que extienden desde Bolivia y prolongan en Catamarca. En el sector norte dichos autores la consideran integrada por pórfiros riodacíticos, intrusivos en las sedimentitas ordovícicas, los que atribuyen al Silúrico. Los mismos corresponden, según las observaciones de la autora, a las rocas efusivas ordovícicas descritas en el presente trabajo. Considerando esto y teniendo en cuenta que los autores anteriormente mencionados incluyen dentro de dicha faja eruptiva, en su porción meridional, plutonitas granodioríticas, se hace necesaria la reconsideración de esta entidad.

Como se deduce de lo expuesto, los integrantes de este ciclo volcánico en la zona puneña han sido considerados hasta el momento como representantes intrusivos y preferentemente atribuidos al Silúrico, a excepción de los elementos básicos (lavas y tobas diabásicas) que señaló Schwab (1971) en la Formación

Coquena; de allí la importancia de un estudio petrológico detallado de extensión regional, con el fin de efectuar una revisión genética de ellos y su caracterización a través de los distintos afloramientos.

La autora proseguirá en el futuro con las investigaciones iniciadas, extendiéndolas a otras áreas de afloramientos, con el fin de dilucidar los interrogantes que se plantean, entre los que se pueden mencionar: extensión regional de este ciclo eruptivo, análisis del tipo de relación existente entre este último y las plutonitas descritas por Méndez *et al*, para el extremo meridional de la faja eruptiva considerada por dichos autores; proceso al que se vincula la sericitización-cloritización y silicificación sobrepuesta que oscurece las características texturales de las tobas riolítico-riodacíticas y mantos ignimbrítico-lávicos dacíticos a riodacíticos; génesis de los megacristales presentes en los niveles ignimbrítico-lávicos.

Por otra parte, sería de sumo interés llegar a establecer si las vulcanitas mesosilíceas (Formación Las Planchadas), atribuidas al Paleozoico inferior por Maisonave (1972) en la zona de Chaschuil, provincia de Catamarca, e identificadas por dicho autor por debajo de la Formación Suri, Ilanvirniana, pertenecen al mismo ciclo eruptivo ordovícico motivo de este trabajo.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ahlfeld, F., 1948. *La terminación meridional de la faja estannífera boliviana*. Rev. Asoc. Geol. Arg. III, 2, 133-144. Bs. As.
- Maisonave, H. M., 1972. *Geología de los alrededores de Chaschuil, Departamento Tinogasta, provincia de Catamarca*. Actas V Congreso Geol. Arg. (en prensa).
- Méndez, J., Navarini, A., Plaza, D. y Viera, N., 1972. *Faja eruptiva de la Puna oriental*. Actas V Congreso Geol. Arg. (en prensa).
- Schwab, K., 1971. *Neue Erkenntnisse zur Stratigraphie in der Umgebung des Salar*

de Cauchari und ihre Bedeutung für die erdgeschichtliche Entwicklung der argentinischen Puna. Habilitationsschrift. Universität Mainz.

Turner, J. C. M., 1963. *Perfil transversal de la Puna latitud 22° 15' S aproximada.* Seg. Journ. Geol. Arg. III, 355-378. Salta.

— 1964. *Descripción geológica de la Hoja 2 b, La Quiaca, Prov. de Jujuy.* Inst. Nac. de Geol. y Minería, Bol. 103. Bs. As.

Recibido el 26 de enero de 1973.

SOBRE LA PRESENCIA DE LA FORMACION YACORAITE EN EL ANTICLINAL DEL CERRO CHAUPIORCO. DEPARTAMENTO SANTA CATALINA (PROV. JUJUY).

POR ALDO NAVARINI *, VICENTE MENDEZ * Y JUAN C. ZANETTINI *

INTRODUCCION

La presente comunicación tiene como objeto poner en conocimiento la presencia de la Formación Yacoraite en el extremo NW de la provincia de Jujuy. Los afloramientos se extienden a lo largo del valle del río Grande de San Juan, en una distancia de aproximadamente cinco kilómetros al sur de la frontera con Bolivia. Estos bancos fueron observados por primera vez durante la interpretación de las fotografías aéreas correspondientes a los fotomosaicos de ese sector del Plan NOA I - Geológico Mi-nero.

Realizado el cotejo de campo a lo largo de un perfil situado a la altura de la localidad de El Angosto (sur del cerro Chaupiorco), se observó que estratos características similares a las indicadas, correspondían a arcillas y areniscas del Subgrupo Santa Bárbara; por lo que también fueron atribuidas a este Subgrupo. Noticias posteriores sobre la presencia de la Formación El Molino en áreas vecinas de Bolivia, indujeron a los autores a realizar un segundo cotejo del área. Como resultado del mismo, se determinó la presencia de la Formación Yacoraite, restringida a los bordes del

núcleo ordovícico del anticlinal del cerro Chaupiorco.

GEOLOGIA

A. ORDOVÍCO

1. *Formación Acoite* (Harrington en Harrington y Leanza, 1957).

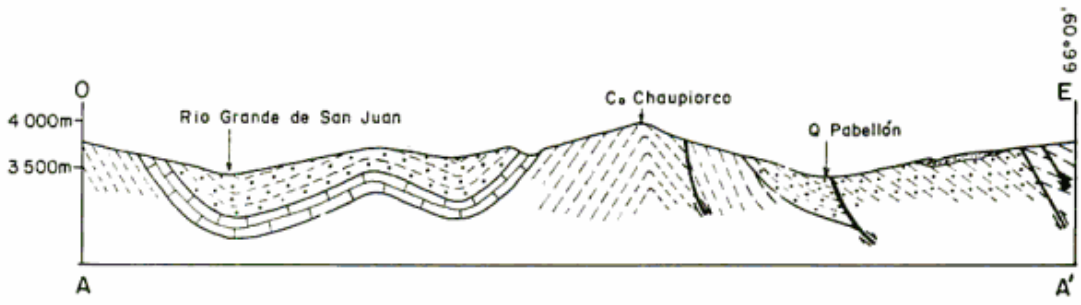
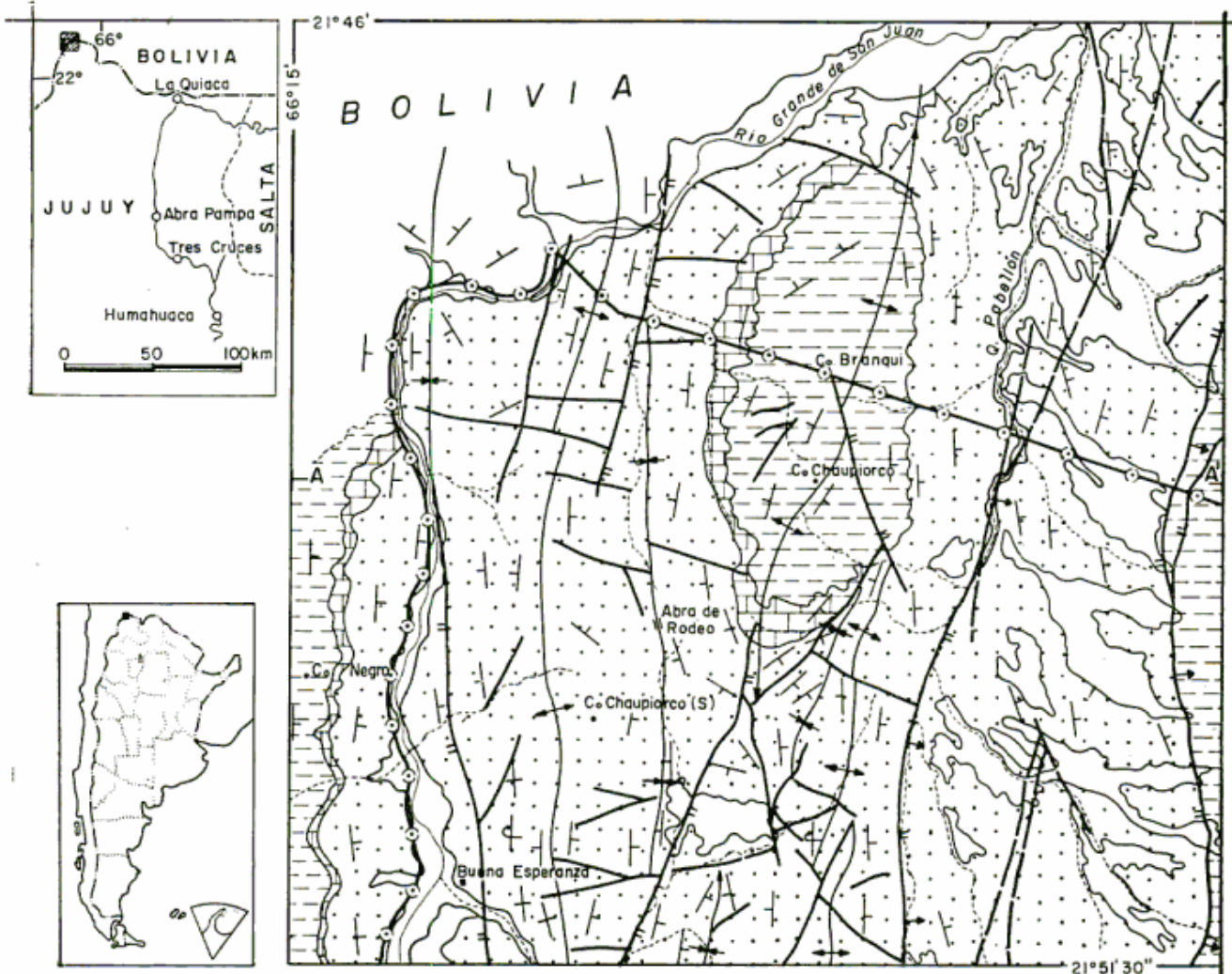
Son sedimentitas marinas constituidas por lutitas y areniscas color pardo amarillento a verde grisáceo. El afloramiento más importante forma parte del anticlinal del cerro Chaupiorco. Otros son los situados al oeste del río Grande de San Juan, en territorio boliviano y al este del río Pabellón. Sobre los dos primeros se apoyan en discordancia los estratos de la Formación Yacoraite. Fósiles encontrados en localidades aledañas (trilobites y graptolitos), permiten asignarle edad ordovícica inferior.

B. MESOZOICO-CENOZOICO

1. *Cretácico superior*: Grupo Salta (Brackebusch, 1891, enmend. Turner, 1958).

a) *Formación Yacoraite* (Turner, 1958). Son sedimentitas marinas constituidas

* Dirección General de Fabricaciones Militares.



- | | | | |
|--|------------------------|--------------------------|---------------|
| | Acarreos | | |
| | Areniscas, arcillas | } Subgrupo Santa Bárbara | } Grupo Salta |
| | Calizas | | |
| | Lutitas, areniscas | } F Yacoraite | |
| | Falla observada | } F Acoite | |
| | Falla fotointerpretada | | |
| | Falla inversa | | |
| | Falla directa | | |
| | Eje anticlinal | | |
| | Eje sinclinal | | |
| | Rumbo e inclinación | | |
| | Contacto | | |
| | Limite internacional | | |

- } CUARTARIO
- } Terciario Inf.
- } Cretácico Sup.
- } Ordovícico

SOBRE LA PRESENCIA DE LA FORMACION YACORAITE...

1000m 0 1 2 3km

por areniscas carbonáticas amarillentas y calizas grisáceas muy ricas en gastrópodos. Espesor 30 metros. Afloran en el cerro Chaupiorco y en la ladera oriental del cerro Negro en Bolivia. Infrayace en concordancia a los sedimentos del Subgrupo Santa Bárbara. Se ha determinado edad campaniano-maastrichtiana para la Formación Yacoraite (Leanza, 1969). Por correlación se asigna igual edad a los sedimentos considerados.

2. Cretácico superior-Terciario inferior.

a) Subgrupo Santa Bárbara (Vilela, 1956, enmend. Moreno, 1970).

Son sedimentitas continentales-lacustres, constituidas esencialmente por arcillas arenosas rojas, verdes; calizas amarillentas algo conglomerádicas y areniscas arcillosas rojas. Los afloramientos están muy desarrollados tanto en el sector argentino como en el boliviano. El Subgrupo Santa Bárbara infrayace discordantemente a los conglomerados cuartarios. Sobre la base de la correlación, se lo asigna al Cretácico superior-Terciario inferior; según las conclusiones de la Mesa Redonda sobre "Nomenclatura, estratigrafía, paleontología y petrología del Grupo Salta, realizada por la Universidad Nacional de Salta en diciembre de 1972 (en prensa).

3. CUARTARIO

a) Acarreos.

Son depósitos espesos de conglomerados muy cementados y abundante material cólico.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Brackebusch, L., 1891. *Mapa geológico del interior de la República Argentina, escala 1:1.000.000, Gotha.* (Publicado por Acad. Nac. Cienc. Córdoba).
- Harrington, A. F. y Leanza, A., 1957. *Ordovician trilobites of Argentina.* Univ. Kansas Press, Special Public. I.
- Leanza, A., 1969. *Sistema de Salta. Su edad, sus peces voladores, su asincronismo con el horizonte calcáreo dolomítico y con la caliza de Miraflores y la hibridez del Sistema Subandino.* Asoc. Geol. Arg., Rev., XXIV, 3 (Buenos Aires), pgs. 393-407.
- Moreno, J. A., 1970. *Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico superior en la cuenca del noroeste argentino, con especial mención de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara.* Asoc. Geol. Arg., Rev., XXV, 1 (Buenos Aires), pgs. 9-44.
- Turner, J. C. M., 1958. *Estratigrafía del Cordón de Escaya y de la Sierra de Rinconada (Jujuy).* Asoc. Geol. Arg., Rev., XIII, 1-2 (Buenos Aires), pgs. 15-39.
- Vilela, C. R., 1956. *Descripción geológica de la Hoja 7 d. Rosario de Lerma (Salta).* Dir. Geol. y Min., Bol., 84 (Buenos Aires).

Recibido el 22 de diciembre de 1973.

COMENTARIOS

SOBRE LOS BAJOS SIN SALIDA EN PATAGONIA

POR FRANCISCO FIDALGO

El presente comentario se origina como consecuencia de la Nota Breve del Dr. W. Volkheimer, aparecida en el Tomo 27, N° 4 de la Revista de la A.G.A. Allí se establecen una serie de conceptos discrepantes con mis trabajos sobre el tema, debido entre otras cosas a:

1º) La falta de un tratamiento adecuado de la bibliografía existente, cometiendo omisiones no justificadas como:

- a) Trabajo publicado por Methol E. en la Revista de la A.G.A. (1967).
- b) Keidel J. (1917-18-19), Windhausen A. (1921), Rovereto C. (1921), Fidalgo F. (1972), autores que cita en su trabajo *han mencionado que uno de los posibles orígenes de los Bajos es el tectónico.*

2º) El hecho de mencionarle al lector que detalles y/o fundamentos del trabajo se encuentran en un informe inédito (1972) en la CIC de la Provincia de Río Negro (Viedma) y en un futuro trabajo en preparación sobre tectónica de la Patagonia es un criterio que resulta poco recomendable.

3º) La falta de pruebas concretas sobre las fallas que se mencionan en relación directa con los "Bajos pequeños", por ejemplo. Allí parecería el autor querer atribuir los bordes rectos a las fallas, con el agravante que inmediatamente manifiesta: "...que luego son

redondeados por agentes erosivos (principalmente los vientos) y por derrumbes" (sic). Los bordes rectos en un Bajo no necesariamente deben responder a fallas, como puede verse en la literatura existente sobre el tema. Más inexplicable aún es pretender que los vientos y los derrumbes redondean los bordes en un ambiente basáltico como el descripto. La confusión quizás esté vinculada con el error conceptual cometido unos párrafos más adelante cuando el autor menciona: "...procesos de remoción en masa (*Land slide*)..." (sic) cuando en realidad en inglés es *mass-wasting*, siendo como se sabe la traducción de *land slide* o *landslide*: deslizamiento, que es una de las formas de remoción en masa.

4º) En los Bajos a que alude en el punto 2 habla de: "pendientes más o menos fuertemente inclinadas (la inclinación depende del grado de consolidación de la roca en que se halla un bajo dado el tiempo transcurrido desde la formación del bajo)" (sic). Es obvio que también intervienen otros factores y además, si realmente son de origen tectónico, el buzamiento del plano de falla en la fase inicial es de fundamental importancia.

5º) Finalmente, sin dar pruebas de real fallamiento en la totalidad de los Bajos visitados, no se puede hacer una generalización para toda la Patagonia basado en el contexto geotectónico que

se apoya en "...la ruptura de la Placa Sudamericana y un proceso de dispersión..." (sic).

Teniendo presente un pensamiento de Dilthey: "...la vida es una misteriosa trama de azar, destino y carácter..." debo acotar que es esta la se-

gunda oportunidad en que me veo obligado a utilizar la Revista por ser aludido y en ambos casos, se trata de zonas geográficamente vinculadas con la localidad de Ingeniero Jacobacci.

Recibido el 19 de marzo de 1973.

INFLUENCIA DE LA DEFLACION EN LA FORMACION DE LOS BAJOS SIN SALIDA DE LA PATAGONIA EXTRAANDINA

Por JUVENAL JORGE ZAMBRANO

La comunicación del Dr. Wolfgang Volkheimer publicada en el N° 4 del Tomo XXVII de la Revista de la Asociación Geológica Argentina trata la vieja cuestión del origen de los bajos sin salida de la parte septentrional de la Patagonia Extraandina. El autor aporta resultados de observaciones que, en el área de Ing. Jacobacci, demuestran el origen primordialmente tectónico de esas depresiones; concluye que éstas deben su existencia a procesos de fallamiento gravitacional.

Si bien en las zonas investigadas por el Dr. Volkheimer esa conclusión parece incuestionable, existen, al norte de la mencionada área, bajos cerrados que se han formado por acción de otros procesos geológicos.

Entre 1957 y 1959 el suscripto colaboró en el relevamiento a escala 1 : 25.000 de una zona situada en la provincia de Río Negro, al sur del río de ese nombre y del Limay, entre Senillosa al oeste y paso Córdova al este, y la meseta de Rentería al sur. Realizó el trabajo la Comisión Geológica N° 7 de Y.P.F., en ese entonces a cargo del doctor César A. Montero y, posteriormente, del Dr. Oscar A. Galante.

El levantamiento se efectuó con plancheta e incluyó la nivelación de bancos

en sedimentos de las Formaciones Huinacul, Cerro Lisandro, Portezuelo, Plotier, Bajo de la Carpa, Aguada de Anacleto y Allen, integrantes del Grupo Neuquén, al que entonces se conocía con la denominación informal de Estratos con Dinosaurios. Fue necesario realizar dicha nivelación para poder determinar los bajos buzamientos, casi siempre inferiores a un grado, que presentan esas formaciones.

En la mayor parte del área relevada existen numerosos bajos sin salida, generalmente con tendencia a estar alargados de WSW a ENE. En la mayoría de los casos la parte más profunda de esas depresiones tiene relleno moderno de poco espesor, de manera que es frecuente hallar allí bancos aflorantes del mencionado grupo.

Esta circunstancia permitió realizar numerosas observaciones, tanto dentro de los bajos como en sus bordes y en las vecindades de estos últimos. No se registraron perturbaciones en los buzamientos que pudieran relacionarse con la forma o distribución areal de las depresiones sin salida. Tampoco se pudo comprobar la presencia de fallas en superficie, pese a los numerosos, continuos y generalmente extensos afloramientos y al método de trabajo utilizado.

Debe aclararse que, en la zona relevada mientras el suscripto estuvo incorporado a la comisión geológica arriba nombrada, no asoman rocas volcánicas, contrariamente a lo que ocurre en la región de Ing. Jacobacci.

En ese entonces, al considerar la cuestión del origen de las depresiones y al no poderlas vincular con procesos tectónicos, se pensó en la posibilidad de que fueran el resultado de glaciaciones continentales, de acuerdo con las ideas de Groeber. No obstante, llamó la atención el no encontrar indicios inequívocos de actividad glacial, como, por ejemplo, restos de cordones morénicos.

En 1963, el autor de la presente nota realizó, para la empresa Shell Production Co., el estudio fotogeológico de una extensa área que incluía la precedente; al este llegaba hasta Chelforó y al oeste hasta el bajo de Ortiz, mientras que hacia el sur alcanzaba el borde meridional de la cuenca neuquina en la provincia de Río Negro.

Pudieron así ampliarse las observaciones en los bajos sin salida; en la zona investigada no se hallaron indicios de que los mismos estuvieran vinculados a fallas. Debe destacarse que en el área estudiada no se pudieron encontrar indicaciones fehacientes de fallamiento en las formaciones aflorantes del Grupo Neuquén.

En cambio, pudieron observarse en casi toda la zona frecuentes diaclasas, no sólo en los afloramientos, sino también en varios niveles aterrizados. Además, en algunos de éstos, tanto dentro del área estudiada como en la provincia de Neuquén, aparecen texturas lineales orientadas de oeste a este o de WSW a ENE, es decir, aproximadamente paralelas a las direcciones predominantes de los vientos en la región.

Se interpretó que esta disposición lineal se debía a la abrasión del viento y a la deposición temporaria de los sedimentos transportados por este medio, en cantidades muy pequeñas para

formar cordones de médanos, pero suficientes como para aparecer en las fotografías.

Por otra parte, la dirección de estas alineaciones tiende a ser paralela a la orientación observada con más frecuencia en las depresiones alargadas.

Todos estos motivos permiten concluir que el factor más importante para la formación de estos bajos sin salida de la parte sur de la cuenca neuquina es la deflación causada por los fuertes vientos frecuentes en la zona. Es indudable que dicha acción se ha visto favorecida por la presencia de diaclasas más o menos paralelas a la dirección de los vientos y que se intensificó en aquellos lugares donde el diaclasamiento es más denso. A este proceso contribuyó eficazmente la aridez del clima imperante en la zona.

Debe recordarse que es frecuente encontrar depresiones sin salida, a veces de considerables dimensiones, en zonas áridas y desérticas de otras partes del mundo, como las del norte de Egipto y Libia, y las situadas en diversas regiones de Africa del sur.

Lo expresado demuestra que no es posible atribuir a un único tipo de procesos geológicos el origen de los bajos cerrados de la Patagonia Extraandina. El factor tectónico adquiere relevancia en las áreas basálticas, como es de esperar, puesto que las manifestaciones volcánicas tenderán a producirse en aquellos lugares donde es más intenso el efecto de las fuerzas tensionales. De allí la corrección de las conclusiones de Volkheimer, elaboradas con observaciones hechas en una zona de mesetas basálticas.

Pero dicho esquema no puede extenderse *a priori* al resto de la Patagonia Extraandina septentrional. Ello no implica negar la posibilidad de que existan bajos formados por fallas gravitacionales en áreas libres de basaltos, fuera de la considerada en la presente nota. Al dejar abierta esta posibilidad,

debería sin embargo investigarse la contribución eólica a la elaboración de depresiones sin salida en otras regiones de la Patagonia Extraandina. Se incluye aquí la incidencia que puede haber tenido la deflación en épocas geológi-

camente recientes para formar bajos de este tipo hoy sumergidos, como los que ocupan la parte central de los golfos de San Jorge, San Matías y otros.

Recibido 22 de marzo de 1973.

COMENTARIOS SOBRE LOS PEQUEÑOS BAJOS SIN SALIDA DE LA PATAGONIA

POR EDUARDO J. METHOL

En páginas de esta misma Revista (Tomo XXII - Nº 4, 1967) el autor de esta nota desarrolló un tema similar al enfocado últimamente por W. Wolkheimer en el Tomo XXVII - Nº 4 (1972), esto es, sobre el tan discutible origen de los "pequeños bajos sin salida" que en Patagonia constituyen un rasgo morfológico de innegable interés geológico, como lo demuestran las diferentes interpretaciones a que han dado lugar y las corrientes de opinión asumidas, a veces encontradas, en razón de los distintos ambientes litológicos donde se efectuaron las correspondientes observaciones.

En aquel trabajo, se intentó revisar los viejos y nuevos criterios y aplicarlos a varios ejemplos hallados en el transcurso de estudios fotogeológicos efectuados en los dominios de la Meseta de Somuncura y pie alledaño noroccidental. Así, el análisis de los parámetros litológicos, estructurales, morfológicos, etc., permitió reunir elementos de juicio que fortalecieron la *hipótesis del origen múltiple* de los "pequeños bajos sin salida" en contraposición a los criterios que sustentan un origen común para todas las pequeñas y grandes depresiones cerradas.

Por otra parte, con anterioridad y posterioridad al trabajo del autor de este comentario se elaboraron otros es-

tudios, como los de Fidalgo y Riggi (1965) y Fidalgo (1972), que también participan del origen múltiple.

Por estas circunstancias, llama la atención que Wolkheimer vuelva al criterio del origen único, al consignar de acuerdo con sus observaciones que se debe atribuir exclusivamente a factores estructurales el proceso desencadenante y formador de estos bajos, no obstante que en su modelación posterior intervengan otros agentes como el viento, la remoción en masa, etc., y además, que no explique las razones que lo inducen a rechazar el origen múltiple postulado, toda vez que es evidente y probable que ciertos bajos y rasgos asociados como los deslizamientos, no pueden tener origen estructural. Al respecto, no es aceptable el hecho señalado por Wolkheimer que todos los deslizamientos situados en los bordes de las mesetas basálticas tengan origen en fallas gravitacionales: abundan ejemplos en las cabeceras y flancos de los valles colectores que drenan la Meseta de Somuncura, principalmente hacia el norte, de extensas fajas de "terraetas" de planta semicircular que sí tienen que ver, en cambio, con la composición de la o las coladas basálticas, con la presencia o no de intercalaciones de lentes de cineritas, con el relieve prebasáltico así como con el estado de agregación

del basalto y litología que compone la base de la o las coladas.

Por lo tanto, si bien no se rechaza el proceso estructural como uno de los factores que llegan a formar tales depresiones, es fundamental considerar, a la luz de los distintos ejemplos aportados por otros autores, que sin duda existen diversos tipos de bajos sin salida originados por factores no estructurales.

LISTA DE TRABAJOS
CITADOS EN EL TEXTO

- Fidalgo, F. y Riggi, J. C., 1965. *Los rodados patagónicos en la Meseta del Guenguel y alrededores (Santa Cruz)*. Rev. Asoc. Geol. Argent. T. XX - Nº 3, Buenos Aires.
- Fidalgo, F., 1972. *Consideraciones sobre los bajos situados al norte de la provincia de Santa Cruz*. (Resumen) V Congreso Geológico Argentino. Resúmenes, p. 47. Buenos Aires.

Recibido el 4 de abril de 1973.

SOBRE EL CONTROL ESTRUCTURAL DE ALGUNOS
RASGOS GEOMORFOLOGICOS DEL NOROESTE DE LA PATAGONIA

Por RAUL N. DESSANTI

A propósito de la Nota Breve del Dr. Volkheimer acerca del origen de los bajos sin desagüe en la Patagonia Extraandina septentrional, publicada en el Nº 4 del Tomo XXVII de la Revista, deseo agregar el siguiente comentario:

El citado autor sostiene en su nota los siguientes puntos: 1) la existencia en el oeste de Río Negro y Chubut de una estructura de extensión regional constituida por dos sistemas de fallas, uno de ellos de rumbo NW y el otro de rumbo NE, perpendicular al primero; 2) dichas fallas serían *directas* y determinarían la formación de *pilares* (horst) y *fosas* (grabens) de origen *tensional*. Estos últimos, rellenados por terrenos neógenos y cuaternarios, estarían ocupados por bajos sin desagüe, de los cuales el lago Carri Lafquen Grande, situado al norte de la población de Ingeniero Jacobacci, constituye un ejemplo.

1º) Mis observaciones en la zona de la mina Angela (Dessanti, 1956), me habían permitido distinguir una estruc-

tura de *extensión regional* en la que participan cuatro sistemas de fallas:

- I Fallas de rumbo N 45° E (aprox.)
- II Fallas de rumbo N 90° E (aprox.)
- III Fallas de rumbo N 45° W (aprox.)
- IV Fallas de rumbo N 0° E (aprox.)

Sin duda las fallas de los Sistemas I y II son las mismas observadas por el Dr. Volkheimer en su zona de estudio.

Posteriormente, realicé otras observaciones en la zona del lago Nahuel Huapi (Dessanti, 1972) que me han permitido comprobar la presencia de la misma estructura, integrada por los cuatro sistemas de fallas y los mismos rumbos.

2º) El análisis de las estructuras presentes en ambas comarcas —mina Angela y lago Nahuel Huapi— me han llevado a la siguiente conclusión:

- a) Las fallas de rumbo N 45° E (Sistema I) son *directas*;
- b) Las de rumbos N 90° E (Sistema II) y N 0° E (Sistema IV) son fallas *de rumbo* (izquierdas y derechas respectivamente);

c) Las fallas de rumbo N 45° W (Sistema III) son fallas *inversas*.

El carácter inverso de las fallas de rumbo N 45° W queda demostrado en el lago Nahuel Huapi por ser éste paralelo a los ejes de los pliegues del "Patagonense" y por tanto perpendiculares a la dirección de la presión tectónica. Los cuatro sistemas de fallas aludidos han controlado el trazado del antiguo valle fluvial, posteriormente modelado por el glaciar pleistocénico y actualmente transformado en la cuenca lacustre.

Por lo tanto el lago Nahuel Huapi no es una fosa tectónica (graben), producto de la acción de fuerzas tensionales, sino una estructura de origen compresional.

Análogamente cabe suponer el mismo origen para la estructura del lago Carri Lafquen y algunas otras cuencas sin desagüe de la misma región.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Dessanti, R. N., 1956. *Vetas metalíferas y fracturas en la Mina Angela*, Departamento de Gastre, Chubut. Revista de la Asoc. Geol. Argentina, 11, 116-141, Buenos Aires.
- 1972. *Andes Patagónicos Septentrionales en "Geología Regional Argentina"*. Academia Nacional de Ciencias, 655-687, Córdoba.

Recibido, 10 de abril de 1973.

SE TERMINO DE IMPRIMIR EL 6 DE JULIO DE 1973
EN LA IMPRENTA CONI, S. A. C. I. F. I., PERU 684
BUENOS AIRES, REPUBLICA ARGENTINA

El presente número se ha financiado con un subsidio del
Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas,
que no se hace responsable del contenido del mismo

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

COMISION DIRECTIVA: *Presidente:* DR. PEDRO N. STIPANICIC; *Vicepresidente:* DR. HORACIO H. CAMACHO; *Secretario:* DR. ROBERTO CAMINOS; *Tesorero:* DR. FÉLIX RODRIGO; *Vocales Titulares:* DR. ENRIQUE LINARES, DR. ANÍBAL POZZO y DR. OMAR VICENTE; *Vocales Suplentes:* DR. JUAN C. RIGGI, LIC. CÉSAR FERNÁNDEZ GARRASSINO y DR. CARLOS LATORRE.

COMISION DE LA REVISTA: DOCTORES PEDRO N. STIPANICIC, JUAN CARLOS M. TURNER y ROBERTO CAMINOS.

DIRECTOR DE LA REVISTA Y PUBLICACIONES: DR. PEDRO N. STIPANICIC.

INSTRUCCIONES Y NORMAS A LOS AUTORES PARA LA PRESENTACION DE ORIGINALES

1. Se recomienda que los trabajos no excedan en extensión las 30 páginas (tamaño carta), escritas a máquina. Se aceptarán trabajos más extensos cuando se disponga de espacio y/o el contenido de los mismos así lo justifique.
2. Los originales, sin excepción, deben ser escritos a máquina, a espacio normal, sobre un solo lado de la hoja.
3. Invariablemente, debe presentarse un "Resumen" en español, con su traducción en inglés, francés o alemán, sugiriéndose el uso del primer idioma citado.
Se recomienda que el "Resumen" no exceda las 150 palabras.
4. La lista bibliográfica llevará por título: "Lista de trabajos citados en el texto". Será confeccionada por orden alfabético, según sus autores y en orden cronológico cuando se citen varias obras del mismo autor. Si dos o más obras del mismo autor han sido publicadas en el mismo año, se distinguirán con las letras *a*, *b*, *c*, etc. Las respectivas citas llevarán las indicaciones siguientes: apellido completo e iniciales del nombre del autor; año de la publicación; título completo de la obra; lugar de publicación. Tratándose de artículos aparecidos en publicaciones periódicas, se incluirá el nombre de las mismas convenientemente abreviado, con indicaciones del tomo y la página en que dicho artículo se encuentra. Se evitará el uso de términos superfluos tales como tomo, volumen; páginas, etc. A este efecto y para evitar confusiones, los números para distinguir los tomos se escribirán en caracteres romanos y aquellos referentes a las páginas en caracteres arábigos.
5. Las citas bibliográficas deberán ser incluidas en el texto y referirse a la lista bibliográfica inserta al final de cada artículo, invariablemente.
6. Las ilustraciones deben cumplir los siguientes requisitos.
 - a) No podrán exceder, en superficie, el 10 % del total de páginas ocupadas por el texto (incluyendo bibliografía).

(Continúa en la retirada de la contratapa)

Toda correspondencia para la Asociación Geológica Argentina, deberá ser dirigida a

MAIPU 645, Piso 1º, Buenos Aires (Rep. Argentina)

La Asociación Geológica Argentina no se hace responsable de las opiniones y/o conclusiones vertidas por los autores de los trabajos. — C. D.

La Comisión Directiva sólo considerará la posibilidad de aceptar una mayor proporción de ilustraciones en casos especiales.

- b) Los planos, mapas, perfiles, etc., deberán ser dibujados sobre papel blanco cartográfico o transparente, de buen cuerpo, con tinta china negra.
Se recomienda el dibujo a doble tamaño con respecto al de su publicación, a los efectos de obtener una reproducción y reducción adecuada.
- c) El tamaño de las ilustraciones a publicar no debe exceder las dimensiones máximas de la caja (13,5 x 19 cm), recomendándose que se respete dicha relación de medidas.
- d) Los planos, perfiles, mapas, etc., deben llevar invariablemente la o las respectivas escalas gráficas; no se aceptará la escala numérica.
- e) Los planos de ubicación que comprendan parte del territorio argentino, deben incluir, invariablemente, la plantilla del país con el sector antártico argentino, dibujado en cualquier espacio libre.
- f) En las ilustraciones lineales que deban reproducirse a igual tamaño, la altura mínima de las letras será de 1,5 mm. En caso de uso de rastras, se recomienda las de tipo abierto (mínimo 2 mm entre líneas o puntos), a los efectos de evitar el empastamiento en la impresión.
- g) Cuando los dibujos lineales se presenten a doble tamaño (para su reducción a la mitad), la altura mínima de las letras será de 3 mm, recomendándose el uso de rastras más abiertas que las señaladas en el punto anterior.
- h) Todas las letras contenidas en las ilustraciones deberán ser dibujadas con caracteres cartográficos, recomendándose el uso de letrógrafos (normógrafos).
- i) Las denominaciones de accidentes topográficos, hidrográficos, etc., (cerros, ríos, etc.), como así también sus abreviaturas, deben responder estrictamente a las normas del Instituto Geográfico Militar.
- j) En las ilustraciones lineales y especialmente en los planos y perfiles, se recomienda el mayor aprovechamiento posible de los espacios, evitándose las superficies en blanco, las que deben ser utilizadas para las observaciones, leyendas, etc.
- k) Los títulos, como "Mapa Geológico...", "Perfil transversal...", etc., sólo podrán incluirse en las ilustraciones cuando las mismas tengan espacios libres, permitiendo hacerlo sin aumentar su dimensión. En caso contrario, se colocarán a imprenta al pie de las ilustraciones.
- l) Los perfiles de largo excesivo deberán ser fraccionados y las partes resultantes ordenadas para confeccionar láminas a página entera.
- m) Las fotografías de cortes microscópicos, fósiles, etc., deberán presentar muy buen contraste y sólo deben comprender el objeto que se desea ilustrar. En los casos que corresponda, indefectiblemente deben llevar la escala gráfica.
- n) Cuando las ilustraciones se deben intercalar en el texto (no constituyendo láminas completas), se recomienda que su ancho corresponda con el de 1 ó 2 columnas.

Las ilustraciones que no respondan a los requisitos anteriores no serán aceptadas.

- 7. No se admitirán ilustraciones a dos o más colores. El autor que las desee, deberá hacerse cargo del gasto completo que demanden las mismas, de acuerdo con el presupuesto que formule la IMPRENTA CONI.
- 8. Los autores subrayarán con línea los vocablos que deban ser compuestos en bastardilla; con línea cortada los que deban ir en versalita y con línea doble los que deban ser compuestos en negrita.
- 9. La Asociación Geológica Argentina entregará a los autores 25 separados, sin cargo. Los autores que deseen un número mayor, deberán indicarlo claramente en la prueba y los mismos correrán por su cuenta. El pago de los separados extra debe realizarse invariablemente dentro de los 60 días a partir de su entrega. Cuando se trate de más de un autor de un trabajo, se mantendrá la entrega gratuita de 25 ejemplares únicamente.

LIBRART S. R. L.

DISTRIBUIDORES EXCLUSIVOS DE LAS PUBLICACIONES
DE INSTITUCIONES Y SOCIEDADES CIENTIFICAS ARGENTINAS

Comisión de Investigación Científica de la Provincia de Buenos Aires

INDICE BIBLIOGRAFICO DE ESTRATIGRAFIA ARGENTINA

Dirigido y editado por el doctor ANGEL V. BORRELLO, 1966, 638 págs., con aproximadamente 4500 citas comentadas.

En un nuevo esfuerzo de labor específica la Comisión de Investigación Científica de la Provincia de Buenos Aires ha dado término a la preparación de esta obra, primera en su género en el país, ejecutada conforme a las exigencias del más moderno trabajo geológico.

Componen el trabajo más de 4500 citas de autor con sumaria explicación del contenido bibliográfico, distribuidas en sucesivas secciones, que estuvieron a cargo de colaboradores experimentados en la materia.

Se compone del temario siguiente:

PRECAMBRICO por Dr. R. A. Zardini
CAMBRICO por Dr. A. V. Borrello
ORDOVICICO por Dr. J. C. M. Turner
SILURICO por Dra. H. A. Castellaro
DEVONICO por Dr. G. Furque
CARBONIFERO por Dr. A. J. Amos
PERMICO por Geól. R. D. Pernas

TRIASICO por Dr. J. A. Cuerda
JURASICO por Geól. O. C. Schauer
CRETACICO por Dr. C. I. C. de Ferrariis
TERCIARIO por Dres. S. J. Licciardo y
C. I. C. de Ferrariis
CUATERNARIO por Dr. A. N. Xicoy

La labor abarca principalmente el material bibliográfico publicado en el país, complementado por referencias de carácter inédito, todo ello con vistas a satisfacer las necesidades del conocimiento sistemático de la bibliografía argentina.

Con el *Indice Bibliográfico de Estratigrafía Argentina* queda expuesto en su mayor parte el volumen importante que caracteriza el acervo estratigráfico de la Argentina, por lo cual la tarea configura en su magnitud una expresión de la actividad geológica en el país, ampliada hasta el presente.

VENTA EXCLUSIVA:

LIBRART S. R. L.

CORRIENTES 127

(EDIFICIO BOLSA DE CERALES)

BUENOS AIRES

T. E. 31 - 4368

Dirección Postal:

Casilla de Correo 5047

Toda la correspondencia referente a suscripciones, colecciones o números sueltos de esta Revista, deberá dirigirse a LIBRART S. R. L., Corrientes 127, Buenos Aires, República Argentina, representantes y distribuidores para toda la República Argentina y el exterior.