

ISSN 0004-4822

Asociación Geológica Argentina

REVISTA



Tomo XXXIV - N° 2
Abril - Junio
Buenos Aires 1979

DIFERENCIACION TEXTURAL DE ARENAS DE PLAYA FRONTAL, PLAYA DISTAL Y MEDANO DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES EN BASE A ANALISIS ESTADISTICOS

LUIS A. SPALLETTI

Resumen

Se efectúa el estudio granulométrico comparativo de arenas de médano, playa distal y playa frontal de la costa de la provincia de Buenos Aires a través de pruebas de valoración estadística, gráficos de dispersión y análisis multivariado. Las pruebas F y t —sobre datos de modas, truncamientos y coeficientes de Folk y Ward— el gráfico de dispersión Mz/σ_1 y distintos tipos de ecuaciones multivariadas han permitido discriminar entre arenas eólicas y de playa frontal. Las de playa distal tienen comportamiento intermedio.

Se infiere que las diferencias en textura dependen de la fluidez, competencia, bi o unidireccionalidad de los flujos y otras condiciones hidrodinámicas. También se deduce que la formación de las arenas de playa y médano de un mismo sector no es contemporánea, así como una paulatina merma en el régimen de flujo de los agentes litorales de sur a norte. Asimismo, se determina que las arenas de playa distal del tramo norte han sufrido mayores modificaciones granulométricas debidas a acción eólica, en tanto que las del sur —protegidas del viento por la presencia de barrancas— son mucho más afines a las de playa frontal.

Introducción

La presente, es la segunda contribución que se publica sobre la investigación de arenas litorales de la provincia de Buenos Aires —entre Punta Hermengo y Punta Rasa— que el IMPSEG ha efectuado por convenio con el Servicio de Hidrografía Naval.

En esta oportunidad, se comparan las características granulométricas de los subambientes correspondientes a playa frontal, playa distal y médano; al respecto, es de señalar que la información en la que se basa el presente estudio ya ha sido publicada por Spalletti y Mazzoni (1979).

Específicamente el trabajo tiene como objetivo:

- a) Diferenciar sedimentos muy similares en textura que, además de presentar-

Abstract

Analysis of granulometrical differences based on statistical tests, dispersions and multivariate analysis of backshore, foreshore and dune sands is here reported. F and t tests —of modes, truncation of cumulative distributions, and Folk and Ward parameters—, median versus standard deviation representations and different multivariate formulae have shown to be useful tools to discriminate between eolian and foreshore sands. Backshore sediments show intermediate size features, being practically imposible to distinguish them from foreshore and dune sands.

The textural behaviour of sands is mainly controlled by fluidality, competence and flow directionality. A slight decrease in the energy of littoral currents was detected from size parameters of foreshore sands. While strong eolian features on backshore sediments are present in northern beaches of the Buenos Aires Atlantic coast, they are absent in the southern stretches on account of sheltering action of Plio-Pleistocene and Lower Paleozoic cliffs. It was also deduced that beach and eolian deposits are not strictly contemporaneous.

se en íntima asociación, no pueden ser bien discriminados con los métodos estadísticos habituales;

- b) Valorar un conjunto de técnicas estadísticas como elementos resolutorios del problema planteado; y
- c) Brindar información sedimentológica básica para la resolución de problemas geológicos atinentes a la identificación paleoambiental.

En primer término, se ha procedido a la valoración estadística de las comparaciones entre los diversos parámetros texturales. Este estudio se ha efectuado considerando cada una de las propiedades individualmente y los subambientes han sido confrontados de a pares; los métodos estadísticos aplicados

This One



3GTO-3FW-B86Y

material protegido por derechos de autor

fueron la prueba F o de Fischer para comparación de variancias y la de "Student" o t y sus derivados para comparación de medias. Más adelante, hemos efectuado el análisis estadístico en diagramas de dispersión por pares de propiedades. Por último, se ha realizado el estudio multivariado, con la aplicación de funciones discriminantes, de los subambientes de a pares. En esta etapa se empleó en primer término el método desarrollado por Sahu (1964) para la diferenciación de arenas eólicas, de playa y marinas poco profundas. Posteriormente, y con la utilización de un programa computacional, facilitado por el Doctor Pedro Depetris, se procedió al cálculo de funciones discriminantes propias en base a las propiedades empleadas por Sahu, y a la integración de aquéllas en las que las medias por subambientes tenían diferencias significativas.

En total, se han analizado 22 muestras de médano, 24 de playa distal y 30 de playa frontal según los criterios y métodos expuestos en otro trabajo (Spalletti y Mazzoni, 1979).

El autor desea expresar su agradecimiento al Doctor Julio C. Merodio y al Doctor Carlos W. Rapela por el asesoramiento en el tratamiento estadístico de la información, al Doctor Pedro Depetris por la cesión de un programa de computación para funciones discriminantes, a la señorita G. Williams y señor A. Maltz —del CESPI— por el procesamiento de las funciones discriminantes desarrolladas por el autor, al señor Carlos Brianese por la confección de los gráficos, y a los Doctores M. Mazzoni y M. Teggiani por la revisión y crítica del manuscrito.

Pruebas de valoración estadística

Como ha sido mostrado por Spalletti y Mazzoni (1979), las propiedades texturales tienden a revelar una serie de cambios en sus valores numéricos al ser analizadas comparativamente según los subambientes litorales. Ahora nos ocuparemos de evaluar los cambios a través del análisis estadístico, es decir estableceremos si las variaciones detectadas son significativas y pueden ser empleadas con certeza para diferenciar las arenas de playa frontal, playa distal y médano.

Como ya lo adelantáramos, y por tratarse del estudio comparativo de medias de propiedades texturales, determinadas por el cotejo de una serie de datos individuales por

cada subambiente, hemos empleado las pruebas F o de Fischer y la t o de "Student".

Los análisis estadísticos destinados a determinar la sensibilidad de las propiedades (parámetros) en la discriminación de subambientes (poblaciones) han sido realizados por comparación de a pares (playa frontal-playa distal, playa distal-médano y playa frontal-médano). Las propiedades texturales objeto de estudio (cuadro 1) son la frecuencia modal promedio, los truncamientos tracción-saltación, saltación-saltación y saltación-suspensión, la media, el percentil 1, la desviación standard, la variancia, la asimetría y la curtosis.

El requisito necesario para la realización de estas evaluaciones es que las muestras hayan sido recogidas al azar y que la distribución de las poblaciones sea normal. La primera condición es aproximadamente cierta (Spalletti y Mazzoni, 1978) y la última sí se cumple ya que los análisis han sido efectuados sobre datos promedio. En el cuadro 1 se da una sinopsis de los resultados obtenidos al calcular las pruebas F y t .

La primera prueba, o prueba F , consiste en averiguar si las variancias de cada una de las propiedades que se van a cotejar son estadísticamente iguales (homogéneas) o no. El método es sencillo y consiste en dividir la variancia mayor por la variancia menor y su resultado cotejarlo con los de una tabla de valores de F para una determinada probabilidad (en nuestro caso de 0.05 ó de 95 %) y que se encuentra en Calzada Benza (1964). Si el valor calculado es menor que el de la tabla la diferencia no es significativa, es decir las variancias son homogéneas.

En nuestros estudios, las comparaciones de variancias a través de F nos han permitido constatar que entre los pares médano-playa distal y médano-playa frontal las variancias de las propiedades tienden a diferir; empero esta tendencia se hace más manifiesta entre las arenas de médano y playa frontal donde la relación es negativa sólo en dos casos (cuadro 1). Por el contrario, entre playa distal y playa frontal las variancias —salvo una oportunidad— no proporcionan diferencias significativas. Según el cuadro 1 la variancia de media es la propiedad más útil para la discriminación ambiental, ya que en todas las vinculaciones las diferencias son significativas. Otras propiedades en las que la variancia puede utilizarse son el truncamiento de saltación-suspensión, el percentil 1, la desviación standard, la variancia poblacional y la curtosis; pero en todos casos

CUADRO 1. — Diferencias entre subambientes. Análisis individual de las propiedades mediante pruebas estadísticas

	F ($\alpha = 0,05$)			t					
	Médano-Playa Distal	Playa distal-playa frontal	Médano-Playa frontal	Médano-P. distal $\alpha = 0,05$	P. distal- P. frontal Nivel de Signif. %	Médano P. frontal $\alpha = 0,05$	P. frontal Nivel de Signif %	Médano P. frontal $\alpha = 0,05$	P. frontal Nivel de Signif %
	Frecuencia modal promedio	(-)	(-)	(-)	(-)	50	(-)	65	(-)
Truncam. tracción-saltación	(-)	(-)	(+)	(-)	0	(-)	65	(-)	90
Truncam. saltación-saltación	(-)	(-)	(-)	(-)	55	(-)	93	(+)	98
Truncam. saltación-suspensión	(+)	(-)	(+)	(-)	50	(-)	75	(-)	95
Media	(+)	(+)	(+)	(-)	80	(-)	90	(+)	99
Porcentil 1	(+)	(-)	(+)	(+)	97	(-)	75	(+)	99
Desviación standard	(+)	(-)	(+)	(-)	90	(-)	85	(+)	99
Variancia	(+)	(-)	(+)	(-)	94	(-)	65	(+)	99
Asimetría	(-)	(-)	(+)	(+)	97	(-)	40	(+)	98
Curtois	(+)	(-)	(+)	(-)	0-10	(-)	0-10	(-)	0

sólo se podrían diferenciar al nivel de 95 % de significación las arenas de médano de las de playa distal y playa frontal (cuadro 1).

El cálculo de la prueba de "Student", que está destinado a saber si se pueden discriminar las medias de dos poblaciones (en nuestro caso subambientes) que se comparan, ha sido efectuado por distintas vías según la similitud o no de las variancias y de acuerdo al número de muestras de cada población.

La metodología empleada es la de Calzada Benza (1964) y ha consistido en calcular el valor de t dividiendo las diferencias de las medias de las poblaciones que se cotejan por el valor de la desviación standard de las diferencias o error típico.

$$t = \frac{\bar{X}_1 - \bar{X}_2}{S_a}$$

Una vez calculado el t, sus cifras son comparadas con los valores teóricos de las tablas de "Student" que dependen de los grados de libertad (o número de muestras de ambas poblaciones menos 2) y de la probabilidad (en nuestro caso 0,05 ó 95 %) (cf. Calzada Benza, *op. cit.*). Si el t calculado es menor que el t teórico o de la tabla la diferencia no es significativa, es decir las medias

comparadas no pueden ser utilizadas como factores de discriminación entre poblaciones*.

En nuestro caso, no sólo hemos calculado la significación al nivel del 95 %, sino que también hemos determinado a qué nivel es significativa la comparación entre medias. Este doble control o utilización de la prueba t se hace necesario puesto que se han dado casos en los que si bien la probabilidad de 0,05 muestra resultados no significativos, éstos pueden ser útiles a niveles de 90 % o aún más (cf. cuadro 1).

Los resultados obtenidos nos permiten deducir que la comparación entre playa distal y playa frontal no ha resultado en ningún caso significativa al nivel de 95 %, la de médano-playa distal sólo lo ha sido en dos propiedades (porcentil 1 y asimetría), mientras que la de médano-playa frontal lo es en una buena cantidad de casos (cuadro 1).

* Es de destacar que en el caso de las poblaciones en las que el número de muestras es distinto y las variancias se diferencian significativamente (F positivo), y cuando el t determinado es muy similar al valor de t de las tablas, se hizo necesario calcular un nuevo t de aproximación (t') según el método de Cochran y Cox (1975). Este nuevo valor se cotejó entonces con el calculado para conocer definitivamente si existe o no discriminación entre las medias de las dos poblaciones que se comparan.

Más aún, con excepción de la curtosis, las arenas de médano y playa frontal siempre se pueden discriminar a niveles superiores al 85 % y en casi todas las oportunidades superan la significación del 90 %.

A la vez, al dejar de lado la comparación playa frontal-médano, y de la observación del cuadro 1, surge que las frecuencias modales y truncamientos de las frecuencias acumulativas son más útiles en la diferenciación del par playa distal-playa frontal, en tanto que los coeficientes estadísticos texturales son mejores para la discriminación entre arenas de médano y playa distal.

También es de destacar la escasa utilidad de un parámetro comúnmente usado en sedimentología, como lo es la curtosis, el que no sólo arroja significaciones negativas a la probabilidad de 0,05, sino que no alcanza para diferenciar las arenas de los subambientes a ningún nivel.

Del análisis precedente puede deducirse entonces que las medias y variancias de los parámetros estudiados estadísticamente resultan útiles en la diferenciación de arenas de playa frontal y de médano. Sin embargo, no lo son —o lo hacen sólo en algunas oportunidades— cuando se comparan arenas de médano y playa distal y arenas de playa distal con las de playa frontal.

Este resultado no hace más que confirmar las deducciones que veníamos anticipando (cf. Spalletti y Mazzoni, 1979), en el sentido de considerar a los sedimentos de playa distal como intermedios en sus caracteres texturales entre los extremos representados por los de dunas eólicas por un lado y materiales netamente subácuos por el otro. Este carácter intermedio de las arenas de playa distal debe tener íntimas relaciones con el proceso de formación del sedimento.

Gráficos de dispersión

Los así denominados por Mazzoni (1973) consisten en gráficos cartesianos en los que se comparan pares de propiedades. Con los coeficientes estadísticos que se obtienen de la distribución de tamaños, numerosos autores han elaborado estos diagramas de dispersión con la intención de separar o diferenciar sedimentos pertenecientes a distintos ambientes. Su objeto es lograr que los materiales pertenecientes a un mismo ambiente se agrupen en determinados sectores del gráfico, mientras que los del otro u otros lo hagan en otra parte del mismo.

El empleo más divulgado de los diagramas de dispersión ha sido el análisis textual comparativo de numerosas muestras de arenas pertenecientes a diversos sitios de acumulación de sedimentos. Además, con el fin de eliminar las influencias locales, los ejemplares de cada ambiente han sido colectados en distintas localidades geográficas. A este tipo de investigación corresponde la contribución de Moiola y Weiser (1968) en la que se han podido segregar en base a media y desviación standard arenas de dunas interiores, playas y ríos, aunque no se han podido discriminar las de playas y dunas costaneras. Friedman (1967) ha separado arenas de playa y río en base a desviación standard y asimetría; Landim y Frakes (1968) lo han hecho con éxito en la diferenciación de till, sedimentos de planicie fluvio-glacial y de abanicos aluviales; Beall (1970) ha destacado, por su parte, que la media es el más sensible de los coeficientes en el reconocimiento de sedimentos fluviales, costeros y deltaicos. Por último, Mazzoni (1973) ha podido discriminar entre arenas de ríos, playa y médano interior, principalmente en base a media y desviación standard.

De todas estas investigaciones se deduce que los diagramas de dispersión más útiles en la diferenciación ambiental de arenas son los que surgen del cotejo entre media y desviación standard; la asimetría en unos casos se considera de importancia mientras que en otros ha sido descartada; por fin la curtosis —en general— no ha resultado útil a casi nadie en el estudio basado en la metodología que ahora nos ocupa.

Por otra parte, existen autores que han intentado con estos mismos gráficos reconocer arenas de un mismo ambiente, pero formadas en distintas condiciones dinámicas o en marcos geomorfológicos diferentes. Los trabajos de Hails (1967) y Martins *et al.* (1970) constituyen ejemplos de este análisis con sedimentos de playa.

Finalmente, algunos investigadores como Mason y Folk (1958) y Hails y Hoyt (1969) han aplicado estos diagramas de dispersión en la separación de sedimentos ambiental, genética y geográficamente asociados. Los primeros han tenido éxito en la discriminación entre playas, planicies de marea y dunas con el empleo de la asimetría y curtosis de las arenas. Por su lado, Hails y Hoyt han tenido poca fortuna con la separación de rasgos costeros arealmente asociados pero de distinta edad; sólo han

logrado algún resultado positivo con el empleo de asimetría y desviación standard, coeficientes con los que segregan arenas de barrera de las de albufera.

En nuestro caso, la aplicación del método tiene la misma finalidad que la de los últimos autores citados. Desde los trabajos de Teruggi (1959) se ha constatado que las arenas litorales bonaerenses no sólo aparecen geográficamente asociadas, sino que las unen lazos de estrecha vinculación genética.

Además, es de destacar que en nuestro trabajo hemos intentado separar ambientes demasiado semejantes. Al respecto, cabe consignar la evidente falta de referencias en trabajos especializados de intentos de diferenciación entre sedimentos acumulados en distintos sectores dentro del ambiente de playa (discriminaciones entre playa distal y playa frontal, por ejemplo). Asimismo, es notorio el escaso resultado positivo que han tenido algunos intentos de separación por textura en base a gráficos de dispersión entre arenas de médanos o dunas costeras y de playas (Moiola y Weiser, 1968; Mason y Folk, 1958); una excepción la constituye la contribución de Martins (1967) quien llega a diferenciar claramente arenas eólicas y de playa del sur de Brasil en base a asimetría y desviación standard.

En todos los gráficos de dispersión realizados se ha podido advertir notable superposición de los campos correspondientes a las arenas eólicas, de playa frontal y de playa distal, lo que denota la alta similitud textural entre los tres tipos de sedimentos. Sin embargo, se detecta en forma clara que las de médanos aparecen ocupando sectores mucho más restringidos, como consecuencia de sus menores valores de desvío típico en cada una de las propiedades analizadas.

El gráfico que publicamos (figura 1), en el que se confrontan media y desviación standard de Folk y Ward (1957) es —si se quiere— el de mayor claridad, dado que tiende a revelar que las arenas eólicas son de granulometría más fina y mejor seleccionadas que las de playa; por su parte, las de playa frontal tienden a exhibir granulometría más gruesa que las de playa distal.

En el resto de los diagramas, las tendencias están controladas por la media o por la desviación standard. La asimetría y la curtosis —por su parte— no parecen propiedades sensibles en la discriminación gráfica de los subambientes; sólo se puede detectar

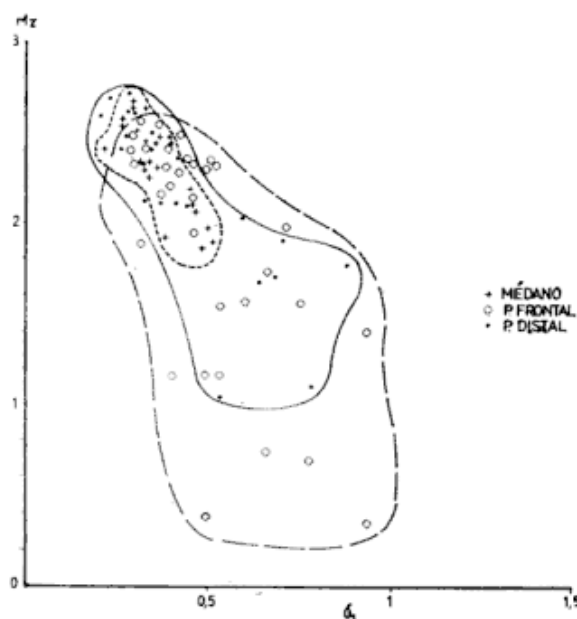


Fig. 1. — Gráfico de dispersión media/desviación standard.

una mayor variabilidad de los datos individuales (más alto valor de los desvíos típicos) en los sedimentos de playa respecto a sus vecinos eólicos.

En síntesis, y por las conclusiones obtenidas en cada uno de los análisis estadísticos, para el caso que nos ocupa, podemos adelantar que la discriminación entre arenas de playa frontal, playa distal y médanos costeros es más efectiva a través de análisis de variancias y medias (pruebas F y t) que por el método de los gráficos de dispersión. Con todo, debemos mencionar que de los coeficientes de Folk y Ward (1957), los más útiles en la diferenciación de los subambientes mediante gráficos de dispersión han resultado la media y la desviación standard, conclusión coincidente con las de Moiola y Weiser (1968), Hails (1967) y Mazzoni (1973). Asimismo, es de destacar que en este caso el valor de media y desviación standard como parámetros de buena sensibilidad en la separación de las arenas debe ser acentuado dado el carácter de íntima asociación areal y estrecha vinculación genética entre los sedimentos involucrados. Contrariamente, la asimetría —que ha sido considerada como un coeficiente útil en este tipo de trabajos por Martins (1967), Friedman (1967) y Mason y Folk (1958)— no ha alcanzado a mostrar aptitud en la separación de nuestras arenas cuando se la emplea en los gráficos de dispersión.

Análisis multivariado. Funciones discriminantes

El análisis multivariado con la determinación de funciones discriminantes fue introducido a los estudios granulométricos —y más específicamente a la combinación de los coeficientes estadísticos— por Sahu (1964). Este autor ha empleado la media, variancia (cuadrado de la desviación standard), asimetría y curtosis de Folk y Ward (1957) en la separación de arenas de playa y eólicas, playa y marinas poco profundas, marinas poco profundas y fluviales, y fluviales y turbidíticas. En todos los casos sus resultados fueron positivos y significativos a niveles entre 0,1 y 1 %. La aplicación del método de Sahu fue efectuada con éxito por Paraguassu *et al.* (1970) en la discriminación de arenas de distintos ambientes y formaciones geológicas.

Landim y Frakes (1968) —siguiendo la metodología de Sahu— desarrollaron, por su parte, funciones discriminantes para separar sedimentos diamicticos (tills, fanglomerados, cenoglomerados, etc.). Su técnica fue aplicada luego por Spalletti (1972) en el estudio de sedimentos aluviales de la región de Volcán (provincia de Jujuy).

En general, el análisis discriminante consiste en calcular —tras la combinación de un conjunto de parámetros sensibles en la segregación poblacional— un valor numérico medio para cada uno de los ambientes o conjunto de muestras (R_1) y el desvío típico correspondiente (S_{R_1}); la misma operación se efectúa con el otro ambiente (R_2 ; S_{R_2}). Luego se calcula la ecuación discriminante, el número discriminante tras el que se agruparán por encima de él las arenas de un ambiente y por debajo las del otro (se denomina R_0), y por último un coeficiente (D^2) o de Mahalanobis que nos permitirá saber el nivel de significación de la función discriminante calculada.

En el caso de las arenas del litoral bonaerense hemos encarado este estudio estadístico desde tres puntos de vista:

- Aplicación de las ecuaciones de Sahu (1964) para discriminar entre los subambientes;
- Cálculo con el método de Sahu (1964) de funciones discriminantes para las

arenas de los subambientes estudiados; y

- Cálculo de funciones discriminantes para las arenas de los subambientes estudiados en base a metodología propia.

- Aplicación de las ecuaciones de Sahu (1964)

Este estudio consistió en el cálculo de los números discriminantes entre ambientes eólico: playa y playa: marino poco profundo.

En primer término se aplicó la siguiente fórmula:

$$R_{(\text{eólico: playa})} = -3,5688 Mz + 3,7016 \sigma_1^2 - 2,0766 Sk_1 + 3,1135 kg$$

para esta ecuación el número discriminante (R_0) es $-2,7411$ y las muestras cuyas cifras sean menores a él corresponderían al ambiente eólico.

En nuestro estudio, los promedios de médano y playa distal han dado valores menores al número discriminante ($-4,5724$ y $-3,7044$, respectivamente) por lo que caen en el campo de las arenas eólicas; es de consignar, no obstante, que las muestras de playa distal tienen un valor más próximo al número discriminante, lo que tendería a confirmar su carácter de sedimento híbrido. Por su parte, las de playa frontal ($R: -2,4196$) corresponden al campo de los materiales de playa estudiados por Sahu (*op. cit.*).

La otra fórmula:

$$R_{(\text{playa: marino poco profundo})} = 15,6334 Mz + 65,7091 \sigma_1^2 + 18,1071 Sk_1 + 18,5043 kg$$

tiene un valor discriminante (R_0) de $65,3650$ y las cifras menores a él corresponden al ambiente de playa. En el caso de las arenas bonaerenses todos los promedios han dado valores inferiores al número discriminante. Cabe destacar, con todo, que las que más se alejan del número crítico son las de médano ($R: 64,1452$), las de playa distal tienen valor intermedio ($R: 64,2644$) y las más cercanas al límite son las de playa frontal ($R: 64,9100$), lo que denotaría la mayor influencia "ácua" en la definición del número discriminante de las arenas de este último subambiente.

CUADRO 2. — Resultados del análisis multivariado por funciones discriminantes (método de Sahu, 1964) para separar arenas de los subambientes costeros de la región estudiada

SUBAMBIENTES CON-FRONTADOS 1:2	GRADOS DE LIBERTAD	D ²	F CALCULO-LADO	F TABLA	SIGNIFIC. $\alpha = 0,01$	R ₀	R ₁	R ₂
P.distal-P.frontal	4 y 49	0,33	1,0410	3,73				
Médano-P.frontal	4 y 47	1,32	3,9249	3,75		-1,0459	-0,3880	-1,7039
Médano-P.distal	4 y 41	0,51	1,3564	3,82				

ECUACION DISCRIMINANTE	PRCT Mz %	PRCT σ_1^2 %	PRCT Sk ₁ %	PRCT kg %	
R _{1:2} ^o	1,4367 Mz - 1,6224 σ_1^2 - 5,8457 Sk ₁ - 3,3565 kg	45,31	15,16	38,67	0,86

b) Cálculo con el método de Sahu (1964) de funciones discriminantes para las arenas de los subambientes estudiados

Con el uso de los mismos coeficientes empleados por Sahu, es decir media, variancia, asimetría y curtosis, y en base a un programa computacional elaborado por el Doctor Pedro Depetris y fundamentado en Davis (1973), hemos efectuado el cálculo de funciones discriminantes para nuestros propios datos, con la finalidad de saber si el conjunto de coeficientes podría resultar de utilidad en el reconocimiento subambiental de las arenas costeras bonaerenses.

En el cuadro 2 se presentan sintéticamente los datos obtenidos y es posible apreciar que el cálculo de D² y de los valores de F no han resultado significativos al nivel de 1 % en las discriminaciones entre médano: playa distal y playa frontal: playa distal, por lo que las ecuaciones resultantes no poseen ninguna validez y por lo tanto no se han incluido en el cuadro.

En cambio, sí ha sido efectiva la discriminación de arenas de médano y playa frontal. El número discriminante (R 0) es - 1,0459 y todos los datos menores a él corresponden a las arenas de playa frontal. En el cuadro 2 hemos incluido también los

valores promedio para los sedimentos eólicos (R 1) y de playa frontal (R 2). Asimismo, y gracias a una extensión del programa computacional hemos podido establecer la influencia de cada uno de los coeficientes incorporados al análisis multivariado; de esta manera se ha determinado que la media contribuye en un 45 % a la separación entre los sedimentos, la variancia un 15 %, la asimetría un 39 % y por último la curtosis en menos del 1 % (cuadro 2).

El cálculo del valor de R, ubicando en la ecuación discriminante R_{1:2} del cuadro 2 cada uno de los datos individuales de las arenas estudiadas, nos ha permitido elaborar el gráfico de la figura 2A; éste es un sistema de representación de los resultados del análisis de funciones discriminantes desarrollado por Davis (1973); en él puede notarse en forma rápida la separación lograda con la aplicación de este complejo método estadístico, la distribución de ambas poblaciones y la relación entre las medias poblaciones R 1 y R 2 entre sí y con respecto al número discriminante R 0.

En definitiva, la aplicación del método multivariado por funciones discriminantes según la técnica de Sahu (1964) nos ha permitido separar —en base a la interacción de media, desviación standard, asimetría y

en el caso anterior, pero eliminando el truncamiento saltación-saltación pues aparece en escasa cantidad de muestras.

Los resultados obtenidos han sido confirmatorios de los que se mencionaran anteriormente. A pesar de la selección cuidadosa de las propiedades que entran en este análisis, no nos ha sido posible discriminar entre sedimentos de playa distal y playa frontal (casos 1 y 2) y de playa distal y médano (caso 3); en todas las oportunidades los valores de F obtenidos en base a D^2 fueron sensiblemente inferiores a los de la tabla (Calzada Benza, *op. cit.*) tanto a niveles de 99 como de 95 %, por lo que las diferencias obtenidas no son significativas.

Por otra parte, en el caso 4 se ha encontrado que las diferencias entre playa frontal y médano son significativas a niveles superiores al 95 %, en tanto que en el caso 5 las discriminaciones entre ambos subambientes se hacen valideras a más del 99 % o a la probabilidad de 0,01.

Para el caso 4, entonces, la ecuación discriminante es:

$$R_{PF.M}: 5,5957 Mz - 3,8099 Sk_1 - 2,1978 C + 12,2727 \sigma_1 - 3,5151 T_2$$

$$R \text{ playa frontal: } 9,7954$$

$$R \text{ médano: } 6,1139$$

$$R_0 \text{ o número discriminante: } 7,9546$$

Para el caso 5 los valores resultantes son:

$$R_{PF.M}: 0,2396 Mz - 3,6445 Sk_1 - 1,6351 C - 1,3777 \sigma_1$$

$$R \text{ playa frontal: } -0,7215$$

$$R \text{ médano: } -2,1158$$

$$R_0 \text{ o número discriminante: } -1,4186$$

Comentario sobre los resultados del análisis comparativo

El estudio textural de las arenas litorales de la provincia de Buenos Aires entre Punta Hermengo y Punta Rasa ha revelado —como fuera establecido por Teruggi (1959)— concordancia general de los materiales formados en las playas frontales, distales y en los médanos costeros.

Se hace necesario resaltar aquí la similitud global de las muestras de estos subambientes, puesto que algunos especialistas, en su afán de lograr discriminaciones de tipo textural, han omitido señalarlas. Sólo Mar-

tins (1967) ha destacado para sedimentos eólicos y de playa de las costas sudbrasileras que la litología es, de un modo general, la misma y que los depósitos están íntimamente relacionados.

La semejanza entre las arenas estudiadas se manifiesta, por lo común, en todos los parámetros texturales y aún en las tendencias areales. En cuanto a este último aspecto, se detecta —en forma sistemática para los tres subambientes— decrecimiento granulométrico y aumento de la selección general de los depósitos de sur a norte; a la vez, otros parámetros permanecen esencialmente invariables con la situación geográfica en todos los rasgos costeros.

Con todo, el análisis estadístico nos muestra que el estudio granulométrico algo minucioso resulta sensible en la determinación de cambios entre uno y otro subambiente, particularmente cuando se comparan playas frontales y médanos. Las principales diferencias se circunscriben, en general, a parámetros tales como tamaño de grano, selección, rasgos de la distribución granulométrica y desvíos típicos de las propiedades analizadas.

La posición de la moda y de las admixturas proximales, los truncamientos de la distribución acumulativa, la media y el percentil 1 han permitido definir que desde las playas frontales a los médanos se va registrando decrecimiento granulométrico general. Si bien algunos autores (Mason y Folk, 1958; Martins, 1967) no han encontrado mayores diferencias en el tamaño de las arenas de playas y dunas, otros investigadores sí las han detectado. Teruggi (1959), por ejemplo, indica que los cambios texturales son el resultado de la acción de distintos tipos de agentes, de su variable intensidad y de la no contemporaneidad de sedimentación de arenas eólicas y de playa. Por su parte, Friedman (1961) señala que la granulometría es mayor en las playas debido a la más alta competencia de las olas en relación con el viento; además, agrega (Friedman, 1967) que en el mar no se dan condiciones de baja energía como para depositar finos. Al respecto, Mazzoni (1973) ha mencionado que el déficit de materiales finos en las arenas de playa es consecuencia de la acción de la saca y resaca.

Como se puede apreciar, los autores que han hallado diferencias granulométricas entre dunas y playas no dudan en explicarlas invocando razones dinámicas. En nuestra opinión consideramos primordial este aspecto, en especial el que atañe a la competencia

CUADRO 3.—Promedio de los coeficientes estadísticos y sus desvíos típicos

MEDIA #	DESUDIO TÍPIDO MEDIA	\bar{c}	DESUDIO \bar{c}	DESVIACION STANDARD #	DESUDIO TÍPIDO DESVIACION STANDARD	VARIANCIA #	DESUDIO TÍPIDO VARIANCIA	ASIMETRIA #	DESUDIO TÍPIDO ASIMETRIA	CURTOSIS #	DESUDIO TÍPIDO CURTOSIS
Mz	S_{Mz}		S_C	\bar{u}_1	S_{01}	\bar{u}_1^2	S_{01}^2	Sk_1	S_{Sk_1}	kg	S_{kg}
1,913	0,655	0,520	0,928	0,484	0,170	0,262	0,208	-0,093	0,152	1,037	0,141
2,180	0,459	0,837	0,984	0,452	0,185	0,220	0,195	-0,072	0,126	1,039	0,125
2,328	0,238	1,340	0,462	0,364	0,082	0,139	0,062	-0,008	0,099	1,017	0,076

diferencial entre el agente ácuco litoral (olas y corrientes) y el eólico, y a la movilización selectiva mar adentro de los componentes finos subácucos que podían haberse acercado a la zona de playa. Con todo, si consideramos que los sedimentos eólicos proceden de los de playa (Teruggi, *op. cit.*), es indudable que la diferencia entre ambos marca la menor capacidad de movilización de gruesos que tiene el viento.

Las medidas de selección de los materiales, contrariamente a la opinión de Mason y Folk (1958) y Friedman (1961), experimentan cambios desde la playa frontal al médano. En efecto, la desviación standard, la variancia, los porcentajes modales promedio y los tipos de modas muestran que las mejores selecciones están en las arenas eólicas. Esta conclusión es coincidente con la encontrada por Teruggi (*op. cit.*) quien atribuye la mayor uniformidad granulométrica de los médanos a la más alta selectividad del agente eólico.

Por tanto, debemos mencionar que los vientos costaneros son, además de menos competentes, agentes más fluidos que las aguas oceánicas. Con todo, el hecho de que las arenas de playa posean elevada selección por la hidrodinámica costera y que constituyan los materiales madres de los sedimentos eólicos, significaría que el viento vería notoriamente facilitado su trabajo selectivo. Como resultado de este fenómeno, las arenas eólicas litorales serían mucho mejor clasificadas que sus similares formadas en el interior continental; al respecto cabe recordar las conclusiones de Mazzoni (1973) quien en algunas oportunidades ha identificado arenas de dunas interiores con bastante pobre grado de selección.

Los cambios de tamaño y selección evidenciados en sentido areal nos permitirían

deducir que la energía de los agentes litorales habría disminuido y se habría tornado más estable en sentido sur a norte. Como consecuencia de ello la granulometría y selección de los sedimentos de playa se reduce, pero —por derivar de ellos— las de los eólicos también. No creemos que el viento decrezca su energía ni incremente su poder selectivo en sentido geográfico*; más bien sus variaciones dependen del cambio en los caracteres de sus sedimentos madres.

Sin embargo, debemos expresar que en nuestra opinión las arenas de médano no se forman a expensas de la arena de playa contigua; los cambios marcados que experimentan las propiedades texturales en un mismo perfil de playa así lo atestiguarían. Más aún, al analizar las variaciones areales de las propiedades en cada subambiente se constata que las arenas ácuas alcanzan estabilidad de sus cifras en la región de Pinamar; en cambio, las eólicas tienen valores parejos en todo el sector septentrional, que va de Punta Rasa a Mar Azul (y quizás llegue al Faro Querandí). Todo este conjunto de conclusiones permitiría confirmar también la no contemporaneidad de formación de las arenas eólicas y ácuas pertenecientes a un mismo perfil.

Sobre la asimetría mucho se ha escrito

* A este respecto, debemos consignar que la consulta a las Estadísticas Climatológicas del Servicio Meteorológico Nacional (1958, 1969) ha revelado que la velocidad promedio máxima de los vientos que actúan sobre el litoral bonaerense (Mar del Plata, Pinamar, San Clemente del Tuyú, Punta Indio, etc.) oscila tan solo entre los 14-15 y 18 km/h. Con todo, se hace necesario agregar que el espectro de la distribución de frecuencias y velocidades en las estaciones citadas es de suma variabilidad, a tal punto que en algunos sectores son predominantes los vientos norte o sur y en otros se destacan netamente los del oeste y este.

en sedimentología litoral. Algunos autores (Mason y Folk, 1958; Folk y Robles, 1964; Mabessone, 1964; Duane, 1964; Martins, *op. cit.*) han demostrado que el coeficiente adopta una actitud diferencial por su sensibilidad hidro y aerodinámica, especialmente en costas donde los vientos proceden del mar (Martins, *op. cit.*). El coeficiente de asimetría en arenas de playa (y salvo algunas excepciones: Friedman, 1967; Mazzoni, 1973) es de valor negativo por la sedimentación de una cola de materiales gruesos y la remoción del lote de finos debido a movimientos bidireccionales causados por el oleaje (corrientes de saca y resaca). Esta acción ha sido extensamente explicada por Mason y Folk (*op. cit.*) Friedman (1961, 1967) y Martins (1967).

En el caso de las arenas de playa frontal bonaerenses la asimetría varía entre la negatividad y la distribución simétrica (serían similares a las estudiadas por Mason y Folk, *op. cit.*). El hecho de encontrarnos con algunas distribuciones no negativas podría deberse a que la acción de eliminación de finos no es continua en esas playas (Duane, 1964), aunque también podría ser consecuencia de desequilibrios locales en la línea de costa, excesos en el aporte de materiales finos o influencias de corrientes costaneras sobre la acción del oleaje en algunos tramos del litoral atlántico (cf. Friedman, 1967).

Por su parte, los sedimentos eólicos son francamente simétricos. Este resultado no concuerda con los obtenidos por algunos especialistas (Mason y Folk, *op. cit.*; Friedman, 1961; Martins, *op. cit.*) quienes mencionan que en las dunas costeras la asimetría es positiva y se debe a transporte preferentemente unidireccional que sustrae o retarda a las partículas más gruesas y no afecta a la distribución de finos. Sin embargo, a nuestro criterio, las distribuciones simétricas parecen ser el resultado más lógico a obtenerse por la acción de un agente tan fluido como el viento; esta inferencia se justificaría por el hecho de que si bien el viento no es capaz de transportar los componentes más gruesos de la arena, también es cierto que tiene la posibilidad de llevar mucho más lejos a los materiales de granulometría fina; en consecuencia, como corolario a su muy delicado margen de transporte de detritos en base a tamaño de grano, se tendría que las arenas de dunas o médanos litorales deben ser más comúnmente sedimentos de elevada selección y distribución simétrica.

En cuanto a curtosis, debemos destacar

que si bien en nuestro caso no resulta un coeficiente discriminante, la abundancia de materiales mesocúrticos de génesis eólica demuestra bien a las claras que el viento es capaz de producir el máximo grado de selección en cualquier sector del sedimento que deposita; en cambio, en playas, la tendencia a leptocurtosis revela que el agua procede a seleccionar mejor a los materiales que ocupan el centro de la distribución en relación con los de los extremos; este fenómeno podría atribuirse (como lo mencionara Sahu, 1964) a una mayor durabilidad temporal de las corrientes que operan con fluctuaciones de velocidad bajas en relación con la velocidad promedio.

Se hace necesario mencionar, por otra parte, y en el caso de los médanos, la notable paridad en las cifras de las distintas propiedades analizadas; como surge del cálculo de los correspondientes desvíos típicos se pone en evidencia que el viento no ha variado sus caracteres dinámicos en los distintos sectores, por lo que los cambios texturales que hemos verificado se deberían en exclusividad a las variaciones experimentadas por las arenas de playa, consideradas sus materiales originales. Contrariamente, las más altas cifras de los desvíos típicos encontradas en las arenas de playa frontal demuestran que los agentes de transporte y sedimentación han sido más variables de lugar a lugar de muestreo.

Los caracteres de la distribución granulométrica también revelan diferencias en la formación de las arenas de los subambientes. Por un lado, en las playas frontales son importantes los sedimentos formados por tracción-saltación, saltación-suspensión y aún saltación únicamente. En cambio, el viento —si bien origina sedimentos más finos y mejor seleccionados— ha transportado y depositado conjuntamente poblaciones de tracción, saltación y suspensión.

Las arenas de playa distal

La gran mayoría de las propiedades analizadas han mostrado valores intermedios en las arenas de playa distal respecto a sus homólogas de playa frontal y de duna. Las pruebas estadísticas, especialmente el test de "Student", han revelado en casi la totalidad de los casos analizados, bajos niveles de significación de las diferencias entre medias, y los valores resultantes no han podido ser

empleados como elementos de diferenciación al 95 % entre los sedimentos de playa distal y los de médano y playa frontal.

Es indudable que todos estos resultados apuntan a consolidar la idea de un origen mixto de las arenas de playa distal. Estos sedimentos han sido, sin dudas, originados por acción marina, pero también han sufrido fuertes modificaciones posteriores causadas por procesos de rebajamiento eólico. La cuestión final es entonces la de resolver si los materiales de las playas distales tienen más afinidad con los de playas frontales o los de médanos.

En apariencia, los valores obtenidos en cada una de las propiedades analizadas no nos permiten saber —a ciencia cierta— si hay tendencias a mayor similitud respecto a uno u otro subambiente; tampoco la prueba de "Student" nos ha brindado datos positivos en este sentido, ya que algunas propiedades exhiben niveles de significación altos con respecto a playas frontales, empero en otras hay elevada semejanza en la relación médano-playa distal.

Algunos cambios areales en propiedades texturales y datos de la prueba F tienden a mostrar alguna similitud mayor entre playa frontal y playa distal. Por su parte, el análisis multivariado ha arrojado algo de luz en la resolución de esta incógnita; la aplicación de las fórmulas de Sahu (1964) para promedios de playa distal permiten deducir —en general— que sus arenas tienden a incorporarse al campo de las eólicas (véase páginas 11 y 12).

Con todo, el análisis multivariado individual de las muestras de playa distal con la aplicación de nuestra fórmula del cuadro 2 indica que la afinidad para con el agente eólico es fuerte en el sector norte, mientras que en el tramo sur los materiales de la playa distal se tornan similares a los de playa frontal (fig. 2); esta última deducción está confirmada por el notable paralelismo de las tendencias areales en las propiedades texturales de arenas de playa frontal y distal de la zona de Mar del Plata (cf. Spalletti y Mazzoni, 1978). Todos estos caracteres permitirían entonces deducir que —por lo común— en el sector sur la acción de los vientos no es tan importante en el retrabajamiento de los sedimentos de playa distal; particularmente, este fenómeno sería consecuencia de la protección o freno a la acción del viento que ejercerían las barrancas plio-pleistocenas y en especial los afloramientos de sedimentitas eopaleozoicas de la región marplatense, ya que no se detecta merma en la velocidad de los vientos en el sector de influencia de esa localidad (Servicio Meteorológico Nacional, 1969).

Por último, debemos comentar que el carácter muy similar de las arenas de playa frontal y distal de Villa Gesell (Spalletti y Mazzoni, 1979, fig. 2), resultaría de la granulometría anormalmente gruesa de ambos depósitos, lo que habría imposibilitado o inhibido el retrabajamiento eólico ulterior a su sedimentación.

Lista de trabajos citados en el texto

- Beall, A. D., 1970. *Textural differentiation within the fine sand grade*. Jour. Geol., 78, 1 (77-94).
- Calzada Benza, J., 1964. *Métodos estadísticos para la investigación*. Edic. Calzada Benza, 494 p., Lima, Perú.
- Cochran, L. y J. Cox, 1957, En Calzada Benza, J., 1964, pág. 125.
- Davis, A., 1973. *Statistical analysis in geology*. Freeman and Co., N. York.
- Duane, D. B., 1964. *Significance of skewness in Recent sediments, Western Pamlico Sound, North Carolina*. Jour. Sed. Petrol. 34, 4 (864-875).
- Folk, R. L., 1966. *A review of grain size parameters*. Sedimentology 6 (73-93).
- Folk, R. L. y W. C. Ward, 1957. *Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters*. Jour. Sed. Petrol. 27, 1 (3-26).
- Folk, R. L. y R. Robles, 1964. *Carbonate sands of Isla Perez, Alacran Reef Complex, Yucatan*. Jour. Geol., 72, 3 (255-292).
- Friedman, G. M., 1961. *Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics*. Jour. Sed. Petrol. 31, 4 (514-522).
- 1967. *Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands*. Jour. Sed. Petrol., 37, 2 (327-355).
- Hails, J. R., 1967. *Significance of statistical parameters for distinguishing sedimentary environments in New South Wales, Australia*. Jour. Sed. Petrol. 37, 4 (1059-1069).
- Hails, J. R. y J. H. Hoyt, 1969. *The significance and limitations of statistical parameters for distin-*

- guishing ancient and modern sedimentary environments in the Lower Georgia Coastal Plain.* Jour. Sed. Petrol. 39, 2 (559-580).
- Landim, P. M. B. y L. A. Frakes, 1968. *Distinction between tills and other diamictons based on textural characteristics.* Jour. Sed. Petrol., 38, 4 (1213-1223).
- Mabessone, J. M., 1964. *Origin and age of the Sandstone reefs of Pernambuco (Northeastern Brazil).* Jour. Sed. Petrol., 34, 4.
- Martins, L. R., 1967. *Aspectos texturais e deposicionais dos sedimentos praias e eólicos da planície costeira do Rio Grande do Sul.* Univ. Fed. R. G. do Sul. Esc. Geol., Publ. Esp. 13, 102 pág.
- Martins, L. R., N. Gamermann, L. F. Scheibe y V. H. Teixeira, 1970. *Sedimentologia da Ilha de Santa Catarina. I— Areias praias.* Univ. Fed. R. G. do Sul. Esc. Geol., Publ. Esp. 18, 55 pág.
- Mason, C. C. y R. L. Folk, 1958. *Differentiation of beach, dune, and aeolian flat environment by size analysis, Mustang Island, Texas.* Jour. Sed. Petrol. 28, 2 (211-226).
- Mazzoni, M. M., 1973. *El uso de medidas estadísticas texturales en el estudio ambiental de arenas.* Tesis 311 Museo de La Plata, 131 pág., inédita.
- Mçoiola, R. J. y D. Weiser, 1968. *Textural parameters: an evaluation.* Jour. Sed. Petrol. 38, 1 (45-53).
- Paraguassu, A. B., N. Gandolfi y P. M. B. Landim, 1970. *Computação de parâmetros para a determinação gráfica de ambientes de sedimentação.* Estud. Sediment. 1, 1 (35-44). Natal.
- Sahu, B., 1964. *Depositional mechanisms from the size analysis of clastic sediments.* Jour. Sed. Petrol. 34, 1 (73-83).
- Servicio Meteorológico Nacional, 1958. *Estadísticas climatológicas 1901-1950.* Publ. B 1, 1, 44 pág.
— 1969. *Estadísticas climatológicas 1951-1960.* Publ. B 1, 6, 156 pág.
- Spalletti, L. A., 1972. *Sedimentología de los cenoglomerados de Volcán, provincia de Jujuy.* Rev. Museo La Plata, nva. ser. sec. geol., 66, VIII (137-225).
- Spalletti, L. A. y M. M. Mazzoni, 1979. *Caracteres granulométricos de arenas de playa frontal, playa distal y médano del litoral atlántico bonaerense.* Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIV, 1, Buenos Aires.
- Teruggi, M. E., 1959. *Las arenas de la costa de la provincia de Buenos Aires entre Cabo San Antonio y Bahía Blanca.* LEMIT Publ. II, 77 (1-37).

Recibido: abril 21, 1978.

LUIS A. SPALLETTI

Consejo Nacional de Investigaciones
Científicas y Técnicas
Facultad de Ciencias Naturales,
Museo La Plata
Paseo del Bosque, 1900 La Plata

14, 15 y 16 de Noviembre de 1979

**COMISION DE INVESTIGACIONES
CIENTIFICAS DE LA PROVINCIA
DE BUENOS AIRES**

Reunión sobre:

“Recursos Naturales Geológicos de la
provincia de Buenos Aires”

a realizarse en: OLAVARRIA

(Pcia. Bs. As.)

DEPOSITOS CARBONICOS EN LA VERTIENTE OCCIDENTAL DE LA SIERRA DEL VALLE FERTIL, PROVINCIA DE SAN JUAN

A. J. CUERDA, C. A. CINGOLANI, R. VARELA, y G. C. SCHAUER

Resumen

Los depósitos carbónicos que se describen, son remanentes de la secuencia sedimentaria neopaleozoica de la Cuenca de Paganzo en el oeste argentino. La sucesión estratigráfica tiene un espesor mínimo de 2675 m y está compuesta por conglomerados, areniscas arcóscas, limolitas y lutitas. La reconstrucción paleoambiental indica una sucesión de ciclos fluviales de tipo anastomosado y meandriforme, con episodios deltaicos y lacustres fugaces. Restos de *Rhacopteris* sp., *Ginkgophyllum* sp., y *Botrychiopsis* sp. indican edad Carbónica media a superior.

Abstract

The Carboniferous deposits here described are the relicts of the Neopaleozoic sequence belonging to Paganzo basin in western Argentina. The minimum thickness of the stratigraphical sequence is 2675 m, and it is made up of conglomerates, arcose sandstones, siltstones and shales. The paleoenvironmental reconstruction points out to a succession of fluvial cycles of braided to meandering rivers, with occasional deltaic and lacustrine phases. The presence of *Rhacopteris* sp., *Ginkgophyllum* sp., and *Botrychiopsis* sp. indicates a middle to upper Carboniferous age.

1. Introducción

Los depósitos carbónicos que se describen en el presente trabajo, fueron estudiados en el transcurso del levantamiento geológico-económico de la Hoja 12 d, Mogna, que se realiza por convenio entre el Servicio Geológico Nacional y la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata.

Las sedimentitas de referencia integran una faja de afloramientos, discontinua en el rumbo de los estratos, que se extiende al pie del flanco occidental de la sierra de Valle Fértil, a la altura de la localidad de Mogna. El acceso a los afloramientos ofrece dificultades que derivan únicamente del aislamiento geográfico de la comarca, por interponerse entre ella y las poblaciones más cercanas (Mogna y Valle Fértil) extensos desiertos o abruptas montañas. El acceso se efectúa desde las mencionadas localidades utilizando vehículos de doble tracción en el primer caso y acémilas en el segundo.

Por lo expuesto anteriormente, no es de extrañar que las referencias bibliográficas que se disponen sobre la geología de la comarca sean escasas y además muy generalizadas. Sin embargo debemos destacar que la información inédita es importante y contiene valiosos datos de interés estratigráfico. Estos datos se encuentran en poder de empresas petrolíferas que estudiaron estos

depósitos dentro de un contexto geológico regional, en vista de las perspectivas que en hidrocarburos ofrecería el subsuelo de los valles ocupados por los ríos Bermejo y Jáchal.

2. Antecedentes bibliográficos

Para ser justos, hemos incluido entre los antecedentes disponibles, la información inédita producida por los geólogos de YPF¹ que brevemente pasamos a comentar. García (YPF, inédito, 1948) fue el primero en consignar referencias muy sumarias sobre estos depósitos, siendo su mayor aporte el de haber señalado la presencia de restos de *Botrodendron* sp., *Rhacopteris ovata* y *Sphenopteridium cuneatum* que permitieron fijar la edad de las sedimentitas dentro del Carbónico.

Braccini (1950) mencionó estas sedimentitas neopaleozoicas que afloran al Norte de la Sierra del Valle Fértil, y en perfil

¹ Agradecemos la generosa colaboración de YPF, al brindarnos a través de su Gerencia de Exploración la información geológica contenida en los informes inéditos relacionados con los valles de los ríos Guandacol-Bermejo-Jáchal y estructuras conlindantes.

anexo a su obra consignó la estructura de bloques fallados, con reiteración de la secuencia estratigráfica, sobre la base de observaciones propias y de los doctores de la Mota y García.

La siguiente información fue producida por Ortiz (YPF, inédito, 1964) en relación con trabajos geológicos realizados en el valle del río Bermejo con extensión al sector de Marayes. Se debe a este geólogo un perfil detallado de la secuencia carbónica en escala 1:5.000, conforme está expuesta en el corte geológico del río La Chilca. Ortiz indicó un espesor de 2.300 m y vinculó la génesis de las sedimentitas con procesos paleoambientales de tipo fluvial.

Otra información igualmente inédita fue producida por la Empresa Minera Tea para el Gobierno de la provincia de San Juan². En el informe pertinente (TEA, inédito, 1967) fueron reconocidas dentro de la geología de la comarca dos unidades estratigráficas. La primera, de edad carbónica, se compone de areniscas arcósicas, mientras que la segunda unidad, concordante con la anterior, correspondería a los denominados "Estratos con *Dicroidium*", de edad triásica.

Rolleri (1969) dio a conocer públicamente la existencia de estos depósitos al examinar los caracteres tectónicos del valle de Matagusanos. En el bosquejo geológico anexo a su trabajo, este investigador indicó en la vertiente occidental de la sierra de Valle Fértil, frente a la localidad de Mogna, la presencia de sedimentitas carbónicas y triásicas, estas últimas sobrepuestas a las primeras. Además, señaló la relación por fractura entre los depósitos carbónicos y las rocas del basamento precámbrico.

Por su parte Aparicio (1975) en la compilación del mapa geológico de la provincia de San Juan en escala 1:750.000, señaló la presencia de estos depósitos como integrando una faja en el borde occidental de las sierras de la Huerta-Valle Fértil.

3. Distribución de los afloramientos

Los afloramientos se distribuyen a lo largo de una angosta faja de 12 kilómetros de

longitud, apoyada en las rocas metamórficas precámbricas (véase figura 1). El ancho máximo de la faja es de unos 5 kilómetros y está surcada transversalmente y de norte a sur por las quebradas de Los Jachilleros, Aguada de la Chilca, Quebrada Grande y Tuminico.

Un juego de fallas longitudinales de rumbo NO-SE en el flanco occidental de la sierra de Valle Fértil, ha generado un sistema de bloques, angostos y alargados, ladeados hacia el sudoeste. Esta disposición tectónica ha desmembrado la cubierta de rocas neopaleozoicas de tal modo que sus actuales remanentes pueden agruparse en dos conjuntos de afloramientos que entramos a considerar.

3.1. Sector norte

Están ubicados inmediatamente al norte de la quebrada de Los Jachilleros, habiéndose conservado en un pequeño valle tectónico flanqueado por rocas metamórficas precámbricas. La extensión de los estratos es de unos 600 m y su ancho de sólo 100 m. Estratigráficamente, los afloramientos corresponden a los niveles inferiores de la secuencia carbónica. Un plano de discordancia primaria limita la base de los depósitos (véase figura 1).

3.2. Sector-centro-sur

En este sector se localizan los afloramientos de mayor extensión, que se disponen según una faja continua en el rumbo de los estratos, de 11 kilómetros de longitud. Hacia el este, una falla longitudinal pone en contacto tectónico las sedimentitas carbónicas con las rocas precámbricas. En dirección oeste, y por disminución altimétrica del relieve topográfico, los asomos desaparecen gradualmente bajo los depósitos aluviales cuaternarios, en parte terrazados.

4. Estratigrafía

Ha sido establecida sobre la base de un perfil geológico levantado taquimétricamente, combinando los afloramientos expuestos en las quebradas de los Jachilleros y Aguada de la Chilca. Los datos correspondientes están consignados en el perfil columnar de

² Esta información se encuentra en la Dirección de Minas de la Provincia de San Juan y se compone de un plano geológico en escala 1:100.000 e informe complementario. Su consulta en la citada Repartición Provincial fue posible gracias a la intervención de su señor Director, Doctor Santiago N. Pérez, a quien agradecemos.

la figura 2, en el cual, obviamente se ha condensado la información obtenida.

4.1. Nombre de la Formación

Proponemos la denominación de *Formación Tuminico*³ para identificar la sucesión carbónica local. El nombre ha sido extraído de la quebrada homónima ubicada en el sector centro-sur de los afloramientos y donde la sucesión de estratos carbónicos se encuentra igualmente bien expuesta.

4.2. Relaciones estratigráficas

La base de la sucesión estratigráfica sólo se observa en el sector norte de la faja sedimentaria, reconociéndose que las sedimentitas carbónicas se apoyan en las rocas del basamento precámbrico mediando una discordancia primaria y angular. No se conoce el techo de la Formación, pues según fuera indicado, la columna estratigráfica desaparece cubierta por los depósitos cuaternarios.

4.3. Espesor

Fue establecido en 2675 m, medida que debe considerarse como mínima, ya que se desconoce el tramo de columna estratigráfica suprimida por fallamiento y los niveles superiores de la Formación.

4.4. Descripción estratigráfica

En orden ascendente han sido reconocidos los siguientes conjuntos litológicos (figura 2).

— Conjunto "a"

Espesor mínimo 150 m. La sucesión estratigráfica se inicia con un conglomerado polimíctico constituido exclusivamente por rocas metamórficas del Basamento Precámbrico. Los clastos se presentan en general bien redondeados y su tamaño oscila entre

³ En el acervo de voces vernáculas del oeste argentino, la denominación de Tuminico se usa para designar al "picaflor coludo" o "picaflor cometa" (*Sappho sparganura* (Lesso), cuya distribución geográfica se extiende por las partes bajas de los sistemas serranos, desde el límite con Bolivia hasta el norte de Neuquén.

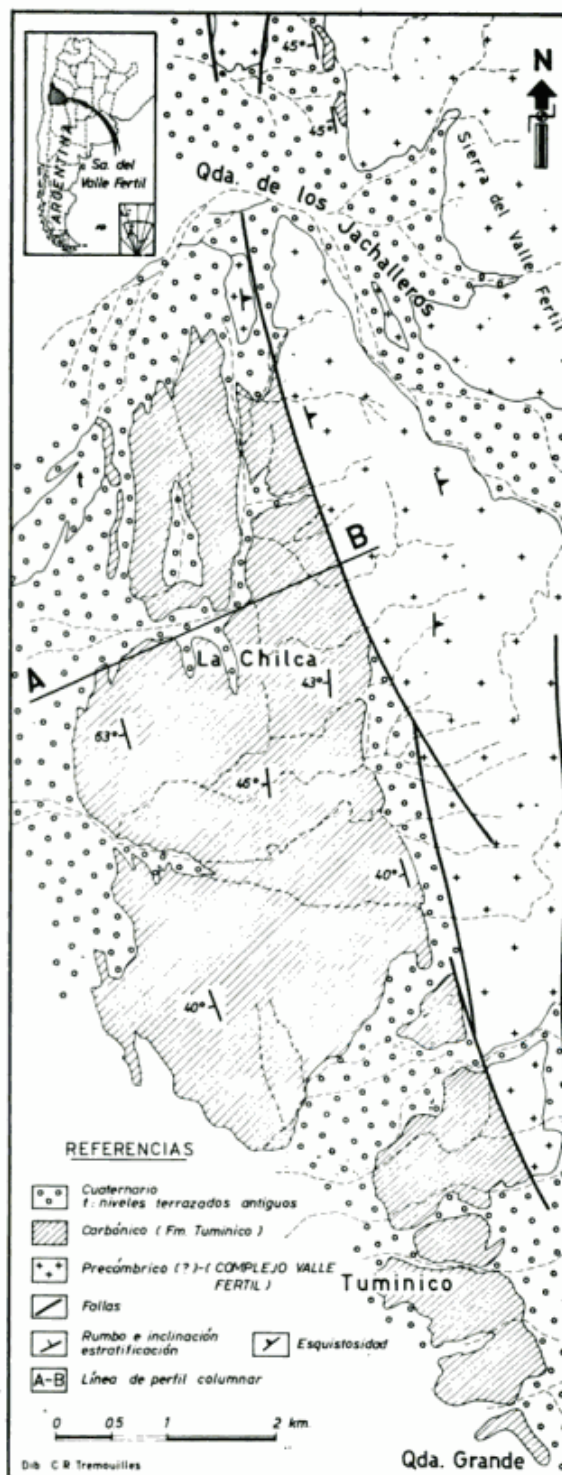


Fig. 1. — Mapa geológico regional con la distribución de los afloramientos Carbónicos.

el correspondiente a guijas y bloques, de hasta 0,40 m de diámetro. La potencia de la psefita es de 1,50 m y pasa en transición a areniscas feldespáticas de grano medio a grueso y de tonalidades rosadas. Lentes de conglomerados se interponen en las psamitas, que regularmente se presentan en estratos macizos de hasta 2,00 m de potencia. Sub-

ordinadamente se presentan estratos con estratificación cruzada del tipo tangencial. El conjunto se apoya en discordancia angular en las rocas precámbricas y hacia arriba está truncado por una falla longitudinal.

— Conjunto "b"

Espesor mínimo 212 m. No se conoce la base por estar suprimida por fallamiento. Los niveles más bajos están constituidos por lutitas ligeramente limolíticas de tonalidades grises verdosas que llevan clastos aislados de rocas metamórficas de hasta 0,30 m de diámetro (= *dropstones* o "piedras caídas"). El espesor de los referidos estratos es de 3,00 m. Hacia arriba sigue una sucesión integrada por unidades sedimentarias cuya estructura interna está caracterizada por los siguientes intervalos litológicos:

- i. — Areniscas feldespáticas de grano fino, macizas y tonalidades rosadas.
- ii. — Idem, pero con laminación paralela.
- iii. — Idem, pero con laminación ondulítica.
- iv. — Limolitas.
- v. — Lutitas o lutitas ligeramente limolíticas.

Los espesores de las citadas unidades oscilan entre 0,30 y 1,00 metro. Cabe mencionar la presencia de intercalaciones lenticulares de areniscas rosadas de grano medio a grueso, macizas y de hasta 2,50 m de potencia.

Dentro de las unidades sedimentarias con las que culmina el conjunto, aparecen abundantes briznas vegetales que se localizan exclusivamente en el intervalo inferior. Se han identificado restos de vegetales consistentes en fragmentos de tallos o pínulas aisladas, entre las que fueron identificadas las siguientes formas: ⁴ *Rhacopteris* sp., *Ginkgophyllum* sp., y *Botrychiopsis* sp. El carácter fragmentario de los restos indica un transporte más o menos prolongado desde el área de origen hasta la cuenca de sedimentación. Por tanto, la tafoflora indicada puede ser tenida como alóctona.

⁴ Las determinaciones fueron efectuadas por el Doctor O. G. Arrondo, División Paleobotánica de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata. El material se encuentra depositado en la mencionada División.

— Conjunto "c"

Espesor 124 m. Con brusco cambio litológico este conjunto sigue al anterior, constituido por una sucesión de conglomerados polimícticos y arcosas de grano medio a grueso y tonalidades rosado-amarillentas. Los clastos están constituidos sólo por rocas metamórficas y tienen diámetro máximo de hasta 0,80 m. Las samitas presentan ocasionalmente estratificación cruzada de tipo tangencial. La base del conjunto está señalada por una bien marcada superficie de erosión, superficies que también se reiteran en la base de cada una de las unidades sedimentarias reconocidas (conglomerados más arcosas).

— Conjunto "d"

Espesor 425 m. Sucesión de unidades granodecrecientes constituidas por conglomerados y areniscas feldespáticas, sabulíticas hasta de grano fino. Las samitas son en gran parte macizas, pero ocasionalmente se observan capas con estratificación cruzada del tipo tangencial o artesa. Generalmente la base de las psefitas es irregular y se apoyan sobre superficies previamente denudadas. En los niveles superiores, algunos estratos están afectados por plegamiento sedimentario.

— Conjunto "e"

Espesor 112 m. Sucesión de unidades sedimentarias granodecrecientes, con espesores variables entre 0,30 y 0,70 m, caracterizadas por los siguientes intervalos litológicos:

- i. — Areniscas feldespáticas de grano fino a medio, macizas.
- ii. — Idem, pero con estratificación delgada o laminación paralela.
- iii. — Limolitas con laminación ondulítica.
- iv. — Lutitas ligeramente limolíticas.

La base de las citadas unidades es regular, habiéndose constatado la presencia de estructuras sedimentarias del tipo "bola y cojín" (*Ball and pillow*) y "estructuras flámigeras" (*flame structures*). Cabe señalar que todo el conjunto está afectado por plegamiento sinsedimentario intenso que ha llevado al apilamiento y corrimiento de estratos. Regularmente, los planos axiales están

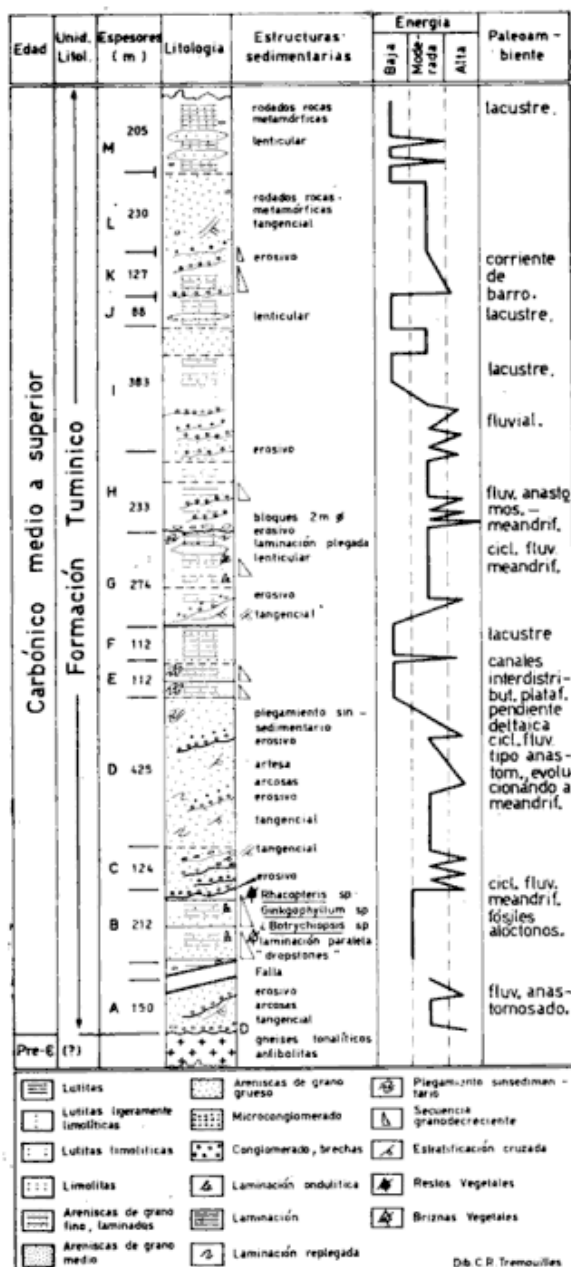


Fig. 2. — Perfil geológico columnar de la Formación Tuminico.

inclinados hacia el oeste con ángulos que varían entre 10 y 20 grados.

— Conjunto "f"

Espesor 112 m. Limolitas con laminación paralela, de color gris oscuro, con intercalaciones de areniscas feldespáticas (subordinadas) de grano fino a medio, macizas y de hasta 0,60 m de potencia. En la base y techo del conjunto se interponen estratos de 0,30 = 0,60 m de espesor, constituidos por limolitas que llevan abundantes gránulos de rocas metamórficas, caóticamente distribuidos en el sedimento. Estos niveles

fueron interpretados como el producto de corrientes de barro (*mud flows*).

— Conjunto "g"

Espesor 274 m. Los términos basales están caracterizados por una sucesión de areniscas feldespáticas de grano fino a grueso, en parte macizas o con estratificación cruzada de tipo tangencial. Ocasionalmente se intercalan estratos conglomerádicos de base irregular y contacto erosivo. Hacia arriba se suceden unidades sedimentarias granodrecientes integradas por areniscas feldespáticas de grano fino, macizas y de tonalidades rosadas seguidas por limolitas con laminación ondulítica. El espesor de las referidas unidades oscila entre 0,30 y 0,60 m. En los niveles superiores de la sucesión se intercalan cuerpos de areniscas de grano medio, macizas y lenticulares de hasta 3,00 m de espesor mínimo.

— Conjunto "h"

Espesor 233 m. Sucesión integrada por conglomerados polimícticos y areniscas feldespáticas de grano medio a grueso y tonalidades rosadas. En la base del conjunto se destaca un conglomerado que se asienta sobre el conjunto precedente mediante una superficie irregular. Bloques de hasta 3,00 m de diámetro son frecuentes en dicha psefita. Hacia arriba y por disminución progresiva en el tamaño de los granos se pasa a areniscas feldespáticas de grano fino y a lutitas ligeramente limolíticas.

— Conjunto "i"

Espesor 383 m. Sucesión integrada por conglomerados, microconglomerados y areniscas feldespáticas de grano fino a medio y tonalidades rosadas. La base de las psefitas es irregular y los clastos se componen exclusivamente de rocas metamórficas. Hacia la parte superior disminuye progresivamente el tamaño de los granos y se pasa a limolitas y lutitas ligeramente limolíticas. La parte cuspidal del conjunto está constituida por areniscas de grano medio, macizas y de tonalidades rosadas.

— Conjunto "j"

Espesor 88 m. Limolitas y lutitas de tonalidades grises oscuras. Estratos lenticulares de areniscas feldespáticas de grano fino y de hasta 2,00 m de potencia se intercalan en la sucesión.

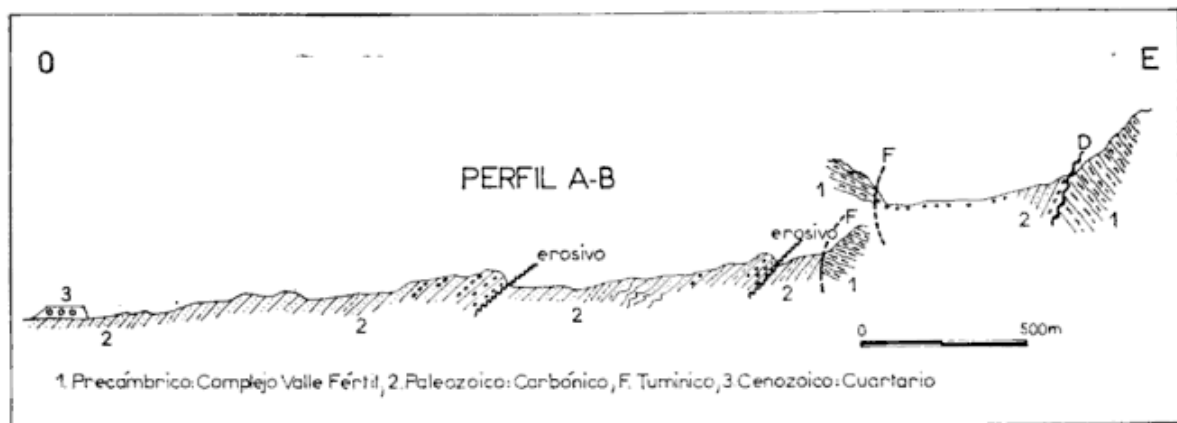


Figura 3. — Perfil A-B

— Conjunto "k"

Espesor 127 m. Sobrepuesto al conjunto precedente, mediando una superficie de erosión, se suceden areniscas de grano fino, feldespáticas que llevan en su base un microconglomerado compuesto únicamente por rocas metamórficas. Dentro de las areniscas se distribuyen erráticamente clastos de hasta 0,10 m de diámetro constituidos por rocas del basamento precámbrico. Hacia arriba siguen limolitas e hiladas de conglomerados, de base marcadamente irregular, seguidos a su vez por areniscas feldespáticas de grano fino. Ocasionalmente se interponen estratos psamíticos que llevan gránulos de rocas metamórficas distribuidos sin orden en el cuerpo del sedimento. El espesor individual de estas camadas no supera los 0,70 m y su génesis se vincularía con corrientes de barro (*mud flows*).

— Conjunto "l"

Espesor 230 m. Areniscas feldespáticas de grano grueso y tonalidades rosadas hasta grises amarillentas, macizas o con estratificación cruzada del tipo tangencial. Rodados de rocas metamórficas se distribuyen erráticamente en el cuerpo de la psamita.

— Conjunto "m"

Espesor 205 m mínimo. Sucesión integrada por limolitas con laminación paralela y estratos lenticulares de areniscas feldespáticas de grano medio. Rodados de rocas metamórficas de hasta 0,10 m de diámetro son frecuentes en todos los niveles de la sucesión. Con las sedimentitas del grupo precedente, culmina en la comarca la sucesión de estratos neopaleozoicos.

5. Reconstrucción paleoambiental

En forma general podemos indicar que las sedimentitas de la Formación Tuminico son de procedencia continental, vinculadas con un paleoambiente fluvial principalmente, registrándose además fugaces episodios de tipo deltaico y lacustre.

Sobre la base de los datos obtenidos y teniendo en cuenta que el registro sedimentario es más completo en los tramos inferior y medio de la pila sedimentaria (Conjuntos "a" hasta "f") por la mejor exposición de los afloramientos, podemos intentar un esbozo de la evolución paleoambiental, conforme a lo que expresamos seguidamente:

- a) El Conjunto "a" puede corresponder a un régimen fluvial de ríos anastomosados, según lo sugiere la sucesión de conglomerados y areniscas gruesas. La presencia de superficies erosivas en la base de cada uno de los cuerpos psamíticos, permite interpretar a todo el conjunto como una superposición de paleocauces fluviales.
- b) El régimen precedente evolucionó, por estadios que ignoramos (columna estratigráfica interrumpida por fallamiento) a una sucesión de ciclos fluviales de alta sinuosidad, representados por el Conjunto "b". Es probable que este régimen fue precedido por facies lacustres, conforme lo indicaría las limolitas y lutitas que aparecen en la base del conjunto, mientras que los clastos de rocas metamórficas incluidos en las mismas (*dropstones*) podrían explicarse por un mecanismo glacial.

- c) El cuadro paleoambiental mencionado, fue bruscamente interrumpido por rápido ascenso epirogénico en el antepaís vecino (sierra de Valle Fértil), que al acentuar los desniveles del relieve desencadenó una alta energía ambiental que se refleja en la sucesión de conglomerados y areniscas conexas del Conjunto "c" y que se relacionan con un régimen fluvial de ríos anastomosados. La notable superficie erosiva en la base de la referida sucesión indica un rápido reemplazo de un paleoambiente por otro. Cabe señalar que el mencionado sistema fluvial, por pérdida gradual de la energía, evolucionó a un régimen de ríos meandriformes (Conjunto "d"), en los que se reconocen los depósitos de espólón (*point bar*).
- d) Continuando la atenuación de la energía ambiental se alcanzó a un régimen lacustre (Conjunto "f"), precedido tal vez por una fase deltaica relacionada con canales interdistribuidos de plataforma o de pendiente deltaica. El manifiesto replegamiento de los estratos que componen el Conjunto "e" confirmaría esta suposición, vinculándose la deformación a deslizamientos subcúeos bajo efectos gravitacionales (¿sacudidas sísmicas?).
- e) El retorno a un régimen fluvial de alta energía y poder erosivo está comprobado por la presencia de los conglomerados y psamitas conexas con estratificación diagonal en la parte basal del Conjunto "g", que a su vez evoluciona a una sucesión de ciclos fluviales de alta sinuosidad.
- f) Una brusca y rápida mudanza paleoambiental queda demostrada por los conglomerados y areniscas gruesas que integran el Conjunto "h", que apoyan al conjunto anterior mediando una neta superficie erosiva. Movimientos ascendentes en el área de aporte sedimentario determinaron en el caso la drástica sustitución del paleoambiente fluvial anterior por otro, igualmente fluvial, pero de ríos anastomosados que a su turno evolucionan a ríos de alta sinuosidad. Testimonio de la alta energía ambiental generada por los movimientos ascendentess son los

bloques de rocas metamórficas de 1 y 2 m de diámetros en la base de esta secuencia.

- g) Desde la base del Conjunto "i" y hasta los niveles superiores de la columna estratigráfica, la reconstrucción paleoambiental se torna dudosa por la escasez de estructuras sedimentarias diagnósticas. Cabe apuntar sin embargo la reiteración de ciclos fluviales de alta y baja energía que transitan a un régimen lacustre (Conjuntos "l"-“k”) y que representan los niveles más altos reconocibles de la sucesión carbónica local.

6. Edad y correlación estratigráfica

La presencia de una flora fósil, fragmentaria y magramente conservada, compuesta por los géneros *Rhacopteris* sp., *Ginkgophyllum* sp., y *Botrychiopsis* sp., permiten fijar la edad de la Formación Tuminico en el lapso comprendido por el Carbónico medio y superior.

Sobre la base de los citados elementos paleoflorísticos y teniendo en cuenta el cuadro regional de secuencias neopaleozoicas expuestas en el sur de La Rioja y norte de San Juan, la Formación Tuminico puede ser correlacionada con la Formación Tupe de la sierra de Villa Unión (La Rioja). Del examen estratigráfico comparado entre ambas Formaciones surgen algunas semejanzas y diferencias que entramos a considerar:

- i. — Los restos vegetales de la Formación Tuminico son alóctonos (paleoambiente fluvial), mientras que la tafoflora de la Formación Tupe es autóctona (paleoambiente palustre).
- ii. — En la Formación Tuminico no se han reconocido "suelos de vegetación" (*rootlets*), mientras que en la Formación Tupe son frecuentes en sus niveles medios. Queda así explicada la ausencia de lechos con carbón en la primera de estas unidades.
- iii. — En ambas Formaciones se reconocen estratos de composición limolítica lutítica, portadores de clastos

erráticos (*dropstones*), posiblemente relacionados con procesos glaciolacustres.

7. Geotectónica y tectofacies

Sobre la base de la relación geográfica con otras sucesiones neopaleozoicas del oeste argentino, los depósitos de la Formación Tuminico forman parte del relleno sedimentario de la "Cuenca de Paganzo". En el esquema regional esbozado por Azcuy y Morelli (1970), las sedimentitas estarían ubicadas próximas al denominado por dichos autores como "ambiente central".

Dentro del cuadro geotectónico respectivo, los depósitos de la Formación son considerados como "moladas continentales", cuya sedimentación tuvo por marco al este de las Sierras Pampeanas (Valle Fértil) y al oeste la Precordillera en su tramo sanjuanino. Por tanto, el respectivo campo de

sedimentación quedó en parte emplazado en una faja de terreno en la que se articulan dos provincias geológicas diferentes, relacionada una con el desarrollo de una plataforma precámbrica, y la otra, surgida de la evolución de un geosinclinal paleozoico.

Respecto de las tectofacies, se ha comprobado, según se infiere del desarrollo vertical de los conjuntos litológicos reconocidos, un enérgico tectonismo en el área de aporte sedimentario. Este tectonismo se refleja como movimientos epirogénicos ascendentes, que se reiteraron cíclicamente no menos de tres veces en el proceso del relleno sedimentario. Los movimientos mencionados caen dentro de la orogenia hercínica-variscica y son interpretados como manifestaciones lejanas de las fases diastróficas que en el borde occidental de la Precordillera (Barral) plegaron primero a los estratos con *Septosyringothyris keideli* (Harrington) y luego a los estratos con *Euomphalus subcircularis* (Mansuy).

Lista de trabajos citados en el texto

- Aparicio, E. P., 1975. *Mapa geológico de San Juan*. Inst. Inv. Geol., Fac. Cienc. Nat., e Ing. Min., Univ. Nac. San Juan.
- Azcuy, C. L. y J. R. Morelli, 1970. *The Paganzo basin. Tectonic and sedimentary characteristics of the Gondwana sequences in Northwestern Argentina*. Sec. Gondwana Symposium. :241-247, Pretoria.
- Bracaccini, O. I., 1950. *Investigaciones tectónicas en la Precordillera sanjuanina*. Bol. Inf. Petrol. (301): 1-34, Buenos Aires.
- García, E., 1948. *Observaciones geológicas en el flanco oriental del Bolsón Guandacol-Bermejo, Provincias de San Juan-La Rioja*. Inf. inédito, YPF.
- Minera TEA, 1937. *Geología de las Sierras Pampeanas de San Juan, su prospección y áreas con posibilidades mineras*. Parte I, Departamento Min., Prov. San Juan.
- Ortiz, A., 1964. *Observaciones geológicas en el Bolsón del río Bermejo y Zona de Marayes*. Inf. inédito, YPF.
- Rolleri, E. A., 1969. *Rasgos tectónicos generales del valle de Matagusanos y de la zona entre San Juan y Jocoli, Provincia de San Juan, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIV (4): 408-412.

Recibido: agosto 4, 1978.

A. J. CUERDA	}	Facultad de Ciencias Naturales Museo La Plata Paseo del Bosque, 1900 La Plata
A. C. CINGOLANI		
R. VARELA		
O. C. SCHAUER		

PISANITA ZINCIFERA EN LA MINA LAS PICAZAS, DEPARTAMENTO SAN RAFAEL, PROVINCIA DE MENDOZA, REPUBLICA ARGENTINA,

JORGE A. DRISTAS

Resumen

Se cita el primer hallazgo de una pisanita zincífera en nuestro país, cuya fórmula derivada del análisis químico es: $(\text{Fe}^{++.46}, \text{Cu}_{.34}, \text{Zn}_{.27}) \text{SO}_4 \cdot 7.01 \text{H}_2\text{O}$. La relación catiónica para este mineral es $\text{Fe}:\text{Cu}:\text{Zn} = 100:85:66$.

El mineral de la mina Las Picazas fue estudiado por medio de difracción de rayos X, espectroscopia infrarroja, análisis microquímicos, análisis químicos, microscopía petrográfica y análisis térmicos.

Los estudios térmicos permitieron establecer que el mineral se transforma sucesivamente por calentamiento en: sulfato pentahidratado de Fe, Cu y Zn, $(\text{Fe}, \text{Cu}, \text{Zn}) \text{SO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O} \rightarrow$ pointevinite, $(\text{Fe}, \text{Cu}, \text{Zn}) \text{SO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O} \rightarrow$ un mineral similar a zinkosita, $(\text{Fe}, \text{Cu}, \text{Zn}) \text{SO}_4 \rightarrow$ y una mezcla de maghemita ($\gamma \text{Fe}_2\text{O}_3$), tenorita (CuO) y zincita (ZnO).

El mineral estudiado se considera que fue originado por la oxidación de minerales tales como pirita, blenda, cubanita, luzonita ferrífera, etc., que constituyen los sulfuros primarios de la mina Las Picazas.

1. Introducción

Dana (1951), estableció para algunos de los sulfatos heptahidratados del grupo de la melanterita una clasificación arbitraria sobre la base de la relación catiónica, que es la siguiente:

Melanterita	} Desde Fe 100 Hasta Fe, Zn, Mg, etc.: $\text{Cu} > 5:1$
Pisanita	
Boothita	} Desde Fe, Zn, Mg, etc.: $\text{Cu} < 5:1$ Hasta Fe, Zn, Mg, etc.: $\text{Cu} > 1:2$

Keating y Berry (1953), estudiaron una pisanita zincífera con una relación catiónica $\text{Fe}:\text{Cu}:\text{Zn} = 100:80:3$. Establecieron sus

Abstract

The first discovery of a zincian pisanite in Argentina is cited in this paper. The formulae derived from the chemical analysis is: $(\text{Fe}^{++.46}, \text{Cu}_{.34}, \text{Zn}_{.27}) \text{SO}_4 \cdot 7.01\text{H}_2\text{O}$. The cationic ratio for this mineral is $\text{Fe}:\text{Cu}:\text{Zn} = 100:85:66$.

The mineral of the Las Picazas mine was studied by means of X-ray diffraction, infrared spectroscopy, microchemical tests, chemical analysis, petrographic microscopy and thermal analysis.

Thermal studies established that the mineral is transformed successively by heating in: Fe, Cu and Zn sulfate pentahydrated, $(\text{Fe}, \text{Cu}, \text{Zn}) \text{SO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O} \rightarrow$ pointevinite, $(\text{Fe}, \text{Cu}, \text{Zn}) \text{SO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O} \rightarrow$ a mineral similar to zinkosite, $(\text{Fe}, \text{Cu}, \text{Zn}) \text{SO}_4 \rightarrow$ and a mixture of maghemite ($\gamma \text{Fe}_2\text{O}_3$), tenorite (CuO) and zincite (ZnO).

The studied mineral of the Las Picazas mine, is originated by oxidation of primary sulfide minerals like pyrite, blende, cubanite, iron luzonite, etc.

parámetros y concluyeron que por el método de difracción de rayos X, pisanita y melanterita eran casi idénticas, por lo que el método resultaba apto para identificar el mineral como perteneciente al grupo de la melanterita, pero no para distinguir entre los minerales melanterita y pisanita.

En nuestro país, Angelelli y Trelles (1938) denominaron calingastita a un mineral hallado en la mina Santa Elena, que-

I/L: Con difractómetro.

I/L: Comparación visual.

¹ Muestra no orientada.

Condiciones de la difracción para el mineral de la mina Las Picazas: Anticátodo: Cu; filtro: Ni; voltaje 35 kV; corriente: 12 mA; ranuras: 1° , 0.2 mm, 1° ; constante de tiempo: 2 seg.; multiplicador: x1; veloc. de barrido: $2^\circ/\text{min}$; veloc. de la carta: 2 cm/min.; integrador: x16.

CUADRO II. — Datos de difracción de rayos X

Melanterita ASTM 22-633			Mineral de la mina Las Picazas ¹		Pisanita ASTM 7-392		
hkl	d (Å)	I/I _h	d (Å)	I/I _h	d (Å)	I/I _h	hkl
200	6,79	8	7,62	5	—	—	—
110	5,88	< 2	5,552	24	—	—	—
011	5,56	8	5,564	29	—	—	—
$\bar{1}02$	5,49	12	—	—	—	—	—
$\bar{1}11$	5,41	4	—	—	—	—	—
002	5,33	8	5,242	13	5,37	30	$\bar{1}11$
111	4,90	100	4,883	100 +	4,86	100	100-202
$\bar{2}02$	4,87	50	4,821	100	—	—	—
102	4,56	10	4,491	16	4,44	10	300
$\bar{1}12$	4,20	< 2	—	—	4,15	5	$\bar{1}12$
211	4,028	14	4,037	9	4,00	10	211-302
$\bar{3}11$	3,776	60	3,790	37	3,77	50	$\bar{3}11$ -310
112-202	3,732	20	3,690	19	3,65	5	112-202
400	3,393	8	3,398	5	3,37	5	400
$\bar{4}02$ -311	3,291	16	3,270	63	3,24	30	020-311
020	3,256	5	—	—	—	—	—
$\bar{1}13$	3,209	12	3,178	11	—	—	—
$\bar{2}13$	3,125	8	3,124	11	3,13	10	$\bar{1}13$ -021
013-021	3,117	6	3,114	13	—	—	—
$\bar{1}21$	3,084	4	3,097	13	3,07	10	$\bar{1}21$ -013
302	3,062	6	3,050	3	3,01	10	302-410
410	3,009	6	3,020	5	—	—	—
121	2,980	< 2	—	—	—	—	—
$\bar{4}12$ -220	2,937	4	2,942	8	—	—	—
$\bar{3}13$	2,905	< 2	—	—	2,90	5	$\bar{2}21$ -313
$\bar{1}22$	2,799	10	2,794	11	—	—	—
312	2,772	8	—	—	2,77	5	$\bar{1}22$ -022
$\bar{1}04$	2,757	8	2,748	8	—	—	—
$\bar{5}02$ -411	2,731	10	2,728	11	—	—	—
$\bar{2}22$	2,704	< 2	2,716	11	2,70	30	$\bar{2}22$ -500
321-004	2,665	4	—	—	—	—	—
122	2,649	8	—	—	—	—	—
320	2,643	10	2,638	16	2,63	30	122-320
$\bar{4}13$ -304	2,625	8	2,601	11	—	—	—
402	2,564	< 2	—	—	—	—	—
$\bar{3}22$	2,531	4	2,547	4	—	—	—
$\bar{2}14$	2,527	4	—	—	—	—	—
104	2,488	4	—	—	—	—	—
321	2,475	4	2,475	8	—	—	—
222	2,453	2	2,443	16	—	—	—
$\bar{4}04$ - $\bar{3}14$	2,434	6	2,412	16	—	—	—
023	2,396	4	2,399	14	—	—	—
420	2,346	2	—	—	—	—	—
513	2,336	2	—	—	—	—	—
$\bar{4}22$ -511	2,314	12	2,319	5	2,32	20	—
$\bar{2}04$	2,277	2	—	—	—	—	—
502	2,190	2	—	—	—	—	—
$\bar{6}12$	2,181	6	—	—	—	—	—
$\bar{4}23$ -214	2,149	2	—	—	—	—	—
$\bar{1}31$	2,117	2	—	—	—	—	—
$\bar{2}24$	2,096	2	2,095	12	—	—	—
$\bar{1}15$	2,081	8	—	—	2,08	10	—
413-304	2,063	2	—	—	—	—	—
315	2,054	2	2,043	5	2,04	10	—
015	2,023	6	—	—	—	—	—
422	2,014	8	2,017	4	—	—	—
231-611	1,999	2	1,992	7	2,00	20	—
124-323	1,977	2	—	—	—	—	—
$\bar{3}31$	1,964	2	1,939	8	1,96	20	—
$\bar{4}24$	1,951	8	—	—	—	—	—
115	1,931	6	1,939	7	—	—	—

brada de Alcaparrosa, provincia de San Juan, cuya relación catiónica Fe:Zn:Cu = 100:47:7 corresponde a la de una melanterita zincífera.

El mineral de la mina Las Picazas fue hallado como eflorescencias en la galería principal de la mencionada mina, que se encuentra ubicada a 36 km al oeste de la Villa 25 de Mayo, como indica la figura 1. La mina está paralizada desde 1960.

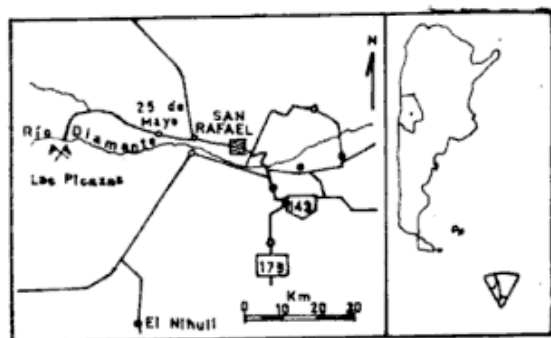


Fig. 1. — Mapa de ubicación.

II. Propiedades ópticas

Al microscopio petrográfico y sin analizador, los cristales se presentan en agregados de formas prismáticas cortas y tabulares, gruesas, de color verde azulado que no tienen pleocroísmo.

Los índices de refracción medidos y birrefringencia se comparan con los de los minerales afines en el cuadro I.

Se pueden observar dos clivajes y el ángulo de extinción, medido entre el alargamiento X', llega a 29°.

III. Difracción de Rayos X

De la comparación de los datos del mineral de la mina Las Picazas con los de melanterita (ASTM 22-633) y pisanita (ASTM 7-392) en el cuadro II, no surgen

CUADRO I

Pisanita Fe: Cu = 1,7:1 Dana (1951)	Mineral de la mina Las Picazas	Zn-melanterita Zn: Cu = 1:1, Dana (1951)
$\gamma = 1,487$	1,484	1,488
$\alpha = 1,472$	1,476	1,479
$\gamma-\alpha = 0,015$	0,003	0,009

diferencias que permitan identificar claramente a este mineral por medio de difracción de rayos X.

IV. Espectroscopia infrarroja

El cuadro III y la figura 2 muestran los datos obtenidos para el mineral de la mina Las Picazas y se comparan con los de melanterita según Moenke (1962).

La diferencia más notable del mineral de la mina Las Picazas con el espectro de referencia, es la forma clara en que aparece el desdoblamiento asimétrico SO_4^{2-} (bandas 1215, 1140 y 1075 cm^{-1}) y algunos corrimientos de las bandas. Esto podría deberse también a que el mineral estudiado se habría deshidratado parcialmente durante la molienda, lo que modificaría la forma y ubicación de algunas bandas.

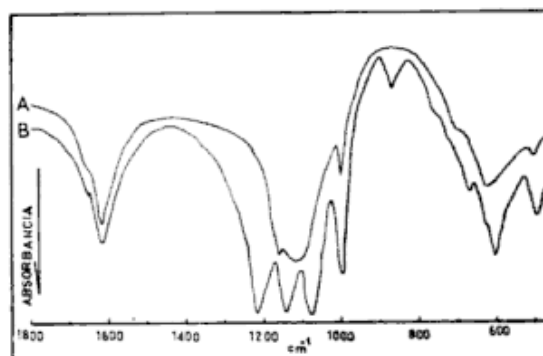


Fig. 2. — Espectros infrarrojos, A: melanterita, B: mineral de la mina Las Picazas.

CUADRO III

	cm^{-1}									
Mineral de la mina Las Picazas	1655	1615	1215	1140	1075	996	870	665	600	490
Melanterita Moenke (1962)	1650	1628	1160	1118	1090	991	—	700	624	500

V. Análisis microquímicos

Mediante el empleo de la técnica propuesta por Short (1964) para el método del tiocianato de Hg y K, se pudo determinar la presencia de Fe por la coloración rosada intensa que tomó la solución en la que previamente se disolvió el mineral, al combinarse con la solución de tiocianato de Hg y K.

En esta misma solución y bajo el microscopio petrográfico, se pudieron reconocer abundantes formas aciculares, prismas y agregados de cristales amarillo-verdosos con extinción recta, lo que indicó la presencia de Cu. Asociados con los cristales mencionados se reconocieron además abundantes cristales con forma de cruces blancas, lo que indicó la presencia de Zn.

Este método resultó muy útil porque permitió la identificación de los tres cationes y orientó la realización del análisis químico cuantitativo.

VI. Análisis químico

El análisis químico realizado a la muestra de la mina Las Picazas arrojó el siguiente resultado:

Componente	% en peso
FeO	10,17
CuO	9,61 ¹
ZnO	7,66 ¹
SO ₃	28,27
H ₂ O	44,74 ²
Total	100,43

¹ Analizado por absorción atómica.

² Analizado por el método Penfield.

En base a los datos arriba expresados se construyó la siguiente fórmula: (Fe⁺⁺.40, Cu.34, Zn.27) SO₄ 7.01 H₂O.

La relación catiónica es Fe: Cu: Zn = 100: 85: 66, mientras que la relación (Fe + Zn): Cu = 166: 85 es casi igual a 2:1.

VII. Análisis térmicos

El mineral estudiado se deshidrata lentamente en atmósfera seca y a temperatura ambiente, por lo que la muestra se mantuvo a bajas temperaturas y en ambientes relativamente húmedos, hasta el momento de realizar los diversos análisis.

El cuadro IV y la figura 3 muestran los

CUADRO IV

	Temperatura (°C)				
Mineral de la mina Las Picazas	90	160	325	690-700	805
Melanterita; Tsvetkov y Valyashikina (1953)	75	130	320	650	760

datos de los análisis termogravimétrico (ATG) y termodiferencial (ATD) del mineral estudiado.

El ATD muestra sólo picos endotérmicos que coinciden, en general, con los dados por Tsvetkov y Valyashikina (1953) para melanterita, excepto el hombro que aparece en 700°C.

El ATG indica que existe una fuerte pérdida en peso, de aproximadamente el 36 %, lo que equivaldría al peso de 6 moléculas de H₂O. Entre 180 y 340°C se registra una pérdida de 6,6 % lo que equivaldría a otra molécula de H₂O.

El resto de la pérdida de peso medida es 27,1 %, lo que representaría al desprendimiento del SO₃ en dos etapas.

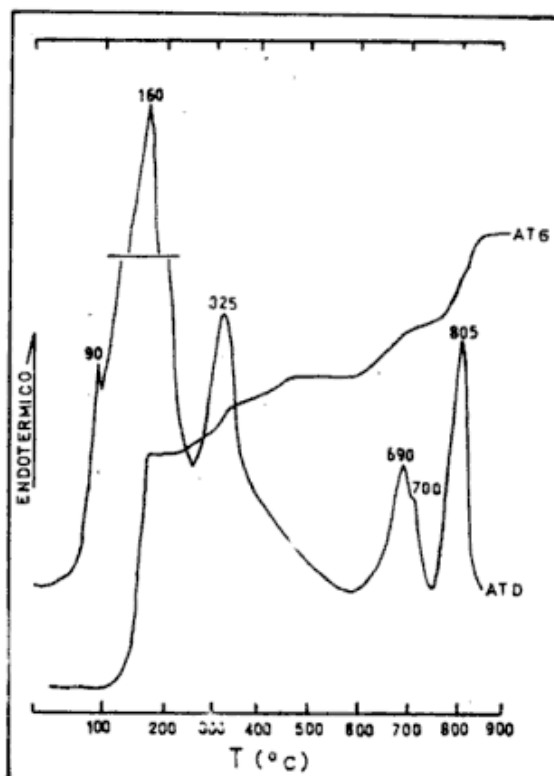


Fig. 3. — Análisis termodiferencial (ATD) y termogravimétrico (ATG) del mineral de la mina Las Picazas. Velocidad de calentamiento 10°C/minuto.

CUADRO V

Temperatura (°C)	Fases crist. determ. p/rayos X
35	(Fe, Cu, Zn)SO ₄ ·5H ₂ O: sulfato pentahidratado
160	(Fe, Cu, Zn)SO ₄ ·H ₂ O: poitevinita
380	(Fe, Cu, Zn)SO ₄ : sulfato anhidro similar a zinkosita
700	(γ Fe ₂ O ₃): maghemita + mineral similar a zinkosita
850	(γ Fe ₂ O ₃ , CuO, ZnO): maghemita, tenorita y zincita.

El análisis termogravimétrico diferencial indicó, por otra parte, que todas las reacciones del ATD, involucran una pérdida de peso.

El cuadro V muestra el resultado del análisis de las fases cristalinas obtenidas por calentamiento sucesivo de la muestra estudiada.

Esto parece indicar que los picos del ATD ubicados en 90, 160 y 325°C se deben a cambios de fases cristalinas por deshidratación del mineral, mientras que los picos ubicados 690-700 y 805°C estarían relacionados con la formación de maghemita, tenorita y zincita.

VIII. Consideraciones

- 1) Los estudios mediante microscopía petrográfica, difracción de rayos X, espectroscopía infrarroja y térmicos sólo permiten determinar al mineral de la mina Las Picazas como perteneciente al grupo de la melanterita.
- 2) El análisis microquímico con tiocianato de Hg y K resulta muy útil en este caso, pues permite la determinación cualitativa de los cationes Fe, Cu y Zn, simultáneamente.

Lista de trabajos citados en el texto

- Angelelli, V. y R. Trelles, 1938. *Las alumbreras de Rodeo y Barreal y los sulfatos de hierro de la Alcaparrosa, provincia de San Juan*. Bol. Obras Sanitarias de la Nación, Nº 8-10, 40, Buenos Aires.
- Dana, J. D. y E. E. Hurlbut, 1951. *System of Mineralogy*. II Wiley & Sons. New York-London.
- Dristas, J. A. y A. O. Deguillén, 1978. *Hallazgo de luzonita ferrífera en la mina Las Picazas (mina Río Diamante)*, Dep. San Rafael, Mendoza, Rep. Argentina. VII Congreso Geológico Argentino, (en prensa).
- Moenke, H., 1962. *Mineralspektren*, I. Akademie-Verlag, Berlín.
- Short, M. N., 1964. *Microscopic determination of the ore minerals*. Geol. Surv. Bull. 914, EE.UU.
- Tsvetkov, A. I. y E. P. Valyashikhina, 1953. *Fibroferrite and melanterite*. C. R. Acad. Sci. U.R.S.S., 93: 343-346.

Recibido: agosto 18, 1978.

- 3) El análisis mediante rayos X de las fases cristalinas obtenidas por calcinación a 850°C, confirma la presencia de los cationes Fe, Cu y Zn por la determinación de maghemita, tenorita y zincita respectivamente.
- 4) La relación catiónica del mineral estudiado es Fe: Cu: Zn = 100: 85: 66, mientras que la relación (Fe + Zn): Cu = 166: 85 es aproximadamente igual a 2: 1, por lo que el mineral se puede clasificar como una pisanita de acuerdo con Dana (1951).
- 5) Según Dristas y Deguillén (1978), los minerales hipogénicos de la mina Las Picazas son: arsenopirita, blenda, pirita, galena, calcopirita, cubanita y luzonita ferrífera, pudiéndose reconocer numerosos minerales secundarios derivados de ellos.

IX. Conclusiones

- 1) El mineral de la mina Las Picazas se puede considerar como una pisanita zincífera, de acuerdo con Keating y Berry (1953).
- 2) Se considera que el mencionado mineral fue originado por oxidación de sulfuros hipogénicos de Fe, Cu y Zn.

Agradecimientos

Se agradece al CONICET el subsidio otorgado que permitió la realización del presente trabajo; al Doctor Enrique Barán de la UNLP por el asesoramiento en espectroscopía infrarroja; al Doctor Guillermo Aliotta y a la Licenciada Noemí Belloni, de la UNS, la realización de los análisis mediante absorción atómica; y al Ingeniero Carlos Mazza y al Licenciado Waldo Vallejos, de la UNS, por facilitar el equipo para la realización de los análisis térmicos.

JORGE A. DRISTAS

Departamento de Ciencias Naturales
Univ. Nacional del Sur
8000 Bahía Blanca - Argentina

LA EDAD DE LA FORMACION VENTANA, EN EL AREA AL NORTE Y AL ESTE DEL LAGO NAHUEL HUAPI

EMILIO F. GONZALEZ DIAZ

Resumen

El vulcanismo compuesto y hasta recurrente del Terciario inferior que predomina en las proximidades del lago Nahuel Huapi, ha sido y es objeto de discusiones y conjeturas, en cuanto a su denominación y edad. Actualmente, el problema de la nomenclatura ha sido superado (González Bonorino, 1972; 1973), quedando por resolver su ubicación cronológica.

A favor de múltiples investigaciones, el autor propone la edad eocena para la Formación Ventana, que muestra su climax de actividad volcánica en el Eoceno medio a superior. Para alcanzar esta propuesta se realizaron numerosos análisis isotópicos K-Ar; como expresión gráfica de los mismos se construyó una "isocrona de referencia". A estos datos se sumaron los resultados de análisis palinológicos y los provenientes del estudio de faunas fósiles compuestas por insectos (hormigas) y por moluscos. La información corresponde al área cubierta por el sector norte de la cuenca lacustre del Nahuel Huapi y de la que se extiende hacia el este del río Limay, hasta las cercanías del río Pichileufú (provincias de Río Negro y del Neuquén).

Introducción

El área ubicada al norte y occidente del lago Nahuel Huapi, al norte del paralelo 41°, como así también otras zonas de la Cordillera Patagónica, constituyó durante largo tiempo un lugar donde la investigación geológica se vió demorada. La necesidad de conocer geológicamente dicha morfoestructura como punto de partida para las tareas de prospección minera, que lleva a cabo la Secretaría de Minería en la región cordillerana patagónica, hizo que el Servicio Geológico Nacional volcara sus esfuerzos en ella. El presente estudio es sólo un aspecto parcial de la información reunida por la investigación geológica efectuada en las Hojas Geológicas 39a, Portezuelo de Puyehue y 39b, Lago Traful, de las provincias del Neuquén y de Río Negro.

La posibilidad de procesar un número adecuado de muestras en el laboratorio del INGEIS por el método K-Ar, la confección de una "isocrona de referencia" junto al

Abstract

The age and the names of the geological unit of the Lower Tertiary volcanism of San Carlos de Bariloche region, a composed and recurrent volcanic event, was uncertainly known and therefore motive of constant discussions. The nomenclature problems were overcome by Gonzalez Bonorino's studies, who proposed the Ventana Formation as a lower unit of the Nahuel Huapi Group.

This contribution deals with the chronostratigraphic problems of the Ventana Formation. Multiple-source data, such as radiometric dating, palynological analyses and studies of insect and gasteropod fossil fauna, show convergent evidences to support an Eocene age for this entity. Mineral dating indicates a maximum volcanic activity between the Middle and Upper Eocene. This is valid for the region comprised by the northern part of Nahuel Huapi lake and the area between the Limay and Pichileufu rivers.

hallazgo de nuevos elementos faunísticos (insectos y moluscos) y determinaciones palinológicas, brindaron la posibilidad de precisar con mayor detalle la edad de la Formación Ventana en la zona estudiada.

Las unidades cenozoicas son importantes en la integración geológica del área de influencia de los lagos Nahuel Huapi y Traful; asimismo en la que se encuentra al este del río Limay y se extiende hasta el valle del río Pichileufú. Entre ellas se destacan notoriamente aquellas entidades conocidas, en forma genérica, como "Serie Andesítica" (Groeber, 1939) y "Patagónica" (Feruglio, 1941).

Feruglio (1927; 1941), reconoció la gran dificultad con que se tropieza para separar la "Serie Andesítica" del "Patagónico" (1927) o "Patagónica" (1941), en particular en la zona interna del lago Nahuel Huapi; además consideró "artificial", la distinción entre ambas. El denominó "Se-

rie Andesítica" a la parte inferior de dicha sucesión, donde predominan las rocas volcánicas, y "Patagoniense" a la superior, integrada por "tobas y otras rocas formadas" a expensas de las vulcanitas, en las que los mantos lávicos escasean o faltan; en esta parte se encuentran los fósiles marinos y su espesor "no supera las decenas de metros".

Esta indefinición, sumada a la que resultaba de las diversas denominaciones (véase Dessanti, 1972; página 661) y de las no menos variadas adjudicaciones cronológicas principalmente (Groeber, 1918; 1929; 1939) referidos a la "Serie Andesítica", parece llegar a su término —en cuanto se refiere a su primer aspecto— con la proposición de González Bonorino (1972; 1973), cuando definió por primera vez la Formación Ventana. La misma comprende aquél no bien definido complejo que integraban la "Serie Andesítica" y los sedimentos marinos que se intercalan en ella. Dicha unidad, que es la parte basal del Grupo Nahuel Huapi (González Bonorino, *op. cit.*) está integrada por "andesitas, brechas volcánicas, wackes volcánicas, tufitas", predominando en la parte superior las lavas de basaltos y riolacitas. También se han distinguido rocas de composición dacítica. Las wackes y tufitas contienen en algunos niveles, restos de moluscos, encontrándose además algunas intercalaciones de ambientes parállicos.

El tramo superior del Grupo Nahuel Huapi, está representado por la Formación Ñirihuau, que incluye lo que anteriormente fuera conocido como "Postpatagoniano" o "Capas con Nothofagus". Fué consecuencia del cambio de régimen ocurrido cuando las erupciones volcánicas predominantes, con intercalaciones marinas, de la Formación Ventana, fueron reemplazadas por el ambiente de sedimentación fluvial y palustre de la Formación Ñirihuau.

Según González Bonorino (1973) los moluscos se encuentran casi exclusivamente en la parte inferior del Grupo Nahuel Huapi, y esporádicamente en la superior. En cambio, los ostrácodos hallados, que indican sin duda una modificación del ambiente, se presentan exclusivamente en un nivel estratigráfico de la Formación Ñirihuau. La litología de esta última comprende wackes, tufitas y conglomerados, que en la zona de la península San Pedro, alternan con ignimbritas y brechas volcánicas.

La incorporación a la Formación Venta-

na de los sectores fosilíferos marinos, interpuestos en la "Serie Andesítica" en la región del Nahuel Huapi, se fundamenta según González Bonorino (1972), Feruglio (1941), "en una equivocada atribución de los niveles con fauna marina", "que en realidad, pertenecen a la Formación Ventana".

González Bonorino (com. epistol.) también puso de manifiesto que en el área del Nahuel Huapi es difícil separar las Formaciones que integran el Grupo Nahuel Huapi, hecho éste comprobado por el autor. Hacia el sur de San Carlos de Bariloche, tales entidades, normalmente suelen ser diferenciadas sin dificultades.

Queda aún pendiente de solución, la determinación de la edad de la Formación Ventana. A pesar de las dificultades que se presentan, este estudio pretende, con el aporte de diversos elementos de juicio, definir su posición estratigráfica.

Con anterioridad a la modificación nominal establecida por González Bonorino (1972; 1973), los investigadores asignaban en forma poco precisa al "Terciario inferior" la "Serie Andesítica", basándose en argumentos paleontológicos de reducido valor determinativo. Groeber (1954), propuso edad eocena para el mismo conjunto, apoyándose en correlaciones de índole regional. Otras opiniones no desautorizadas, sobre la edad de esas vulcanitas, fueron sustentadas como resultado de comparaciones con unidades del territorio chileno, consideradas coetáneas con las intercalaciones marinas de la "Serie Andesítica". Groeber (1954) señaló, refiriéndose a las mismas, que sus fósiles marinos "han sido clasificados *ad hoc*, especialmente bajo el imperio de la idea de que fueran patagónicos". El mismo autor, afirmó sin aportar mayores razones, que "la serie andesítica es, pues eocena, en lo esencial, inferior".

Un ejemplo más cercano de las dificultades para asignar edad a estas rocas está dado por los recientes estudios de González Bonorino. En 1972, adjudicó al Eoceno el Grupo Nahuel Huapi; en el Cuadro Estratigráfico del trabajo de 1973, dicho Grupo abarca desde el Paleoceno superior hasta el Oligoceno inferior. La Formación Ventana comprende allí parte del Paleoceno y del Eoceno, en tanto que la Formación Ñirihuau abarca el Eoceno superior y parte del Oligoceno; ambas se verían separadas por un breve hiato.

Las determinaciones cronológicas de estos

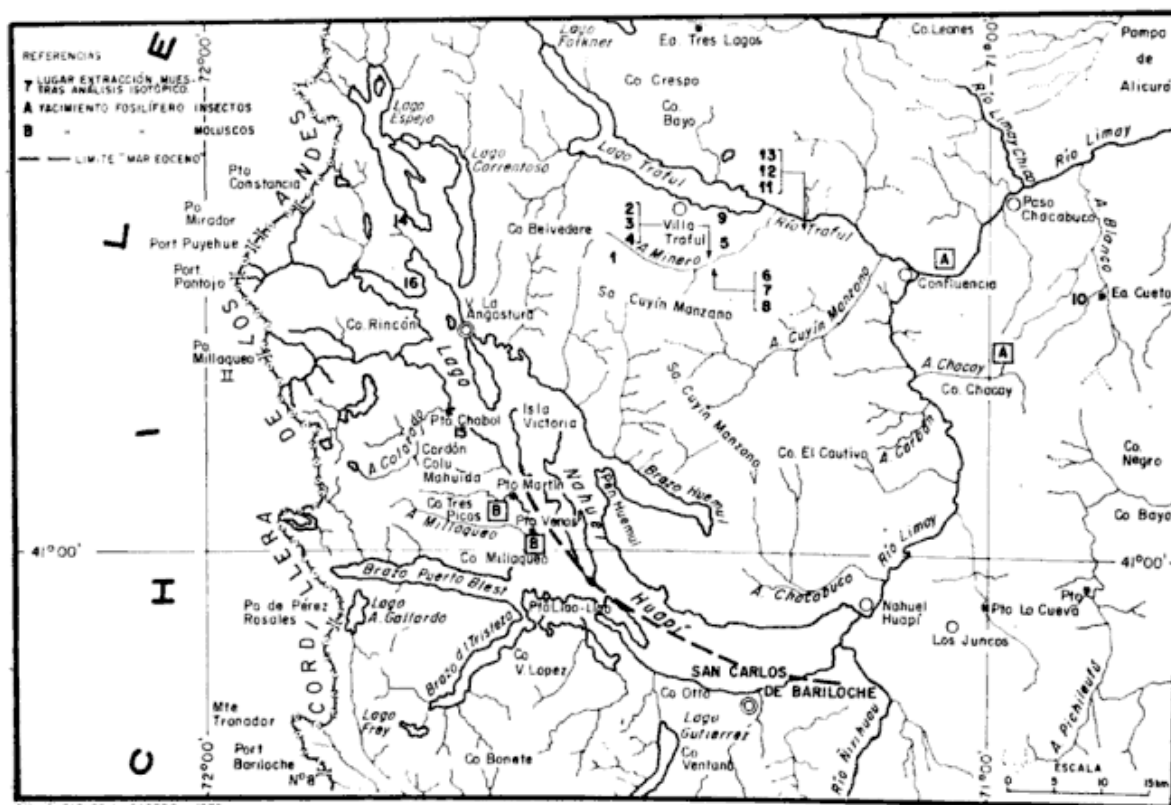


Fig. 1. MAPA INDICANDO LUGAR DE EXTRACCIÓN DE MUESTRAS

conjuntos se han basado, fundamentalmente en elementos florísticos y faunísticos poco determinativos. Tales limitaciones fueron reconocidas por González Bonorino (1972), al manifestar que las plantas fósiles sólo certifican su edad terciaria mientras que los fósiles marinos determinan edad terciaria inferior a media.

Rabassa (1975), sobre la base de una datación radimétrica (Rb/Sr), efectuada sobre la oligoclasa de una obsidiana del sector de Pichileufú de Abajo, ubicó a la Formación Ventana en el Eoceno inferior (50 m.a.). También citó un informe inédito realizado conjuntamente con González Bonorino, según el cual, contando con análisis isotópicos, refirió al Paleoceno superior-Eoceno, la edad de las vulcanitas de la Formación Ventana que afloran en el valle superior del río Limay.

Estas distintas consideraciones constituyen una evidente muestra de la imprecisión que se tenía sobre la posición estratigráfica de esta Formación.

Por tal motivo, se intentará establecer más precisamente, en este trabajo, la edad de la Formación Ventana.

1) Por medio de análisis radimétricos

Se han tomado en cuenta los resultados de estos análisis, que corresponden a 16 muestras de la Formación Ventana, que exhiben un buen grado de dispersión regional, de modo tal que puede aceptarse como adecuada, respecto de la representatividad del muestreo y las consideraciones alcanzadas. En el mapa de la figura 1, se puede observar la distribución de las muestras, que fueron analizadas por el método K/Ar sobre "roca total". Se evidencia una mayor concentración de información en el sector del río Minero, donde Valvano (1975) llevó a cabo un mapeo detallado. En el Cuadro I se exponen los datos analíticos de muestras extraídas del sector al este del lago Nahuel Huapi, en tanto que en el Cuadro II se incluyen las correspondientes a la zona norte. Posteriormente se explicarán las razones de tal separación.

En la figura 2 se presenta la situación relativa de cada muestra del Cuadro I, de acuerdo con la edad obtenida y las diversas escalas de tiempo geológico consultadas. Los análisis fueron efectuados en los laboratorios del INGEIS, en su mayoría por Valvano.

De acuerdo con el Cuadro I, las edades

CUADRO I
ANÁLISIS ISOTÓPICO K/Ar. (FORMACIÓN VENTANA)

Nº MUESTRA EN EL MAPA	Nº DE MUESTRA LABORATORIO	ANÁLISIS SOBRE	K %	Ar ⁴⁰ ± 10 ⁻¹⁰ RAD. MOL/G	Ar ⁴⁰ ATM. %	EDAD M.A.	UBICACION
1	AK 0842	RT	2,81	2,313	10,9	46 ± 1	Arroyo Millaqueo o Pedregosa, afluente del río Minero (dique riódacítico en F. Los Machis), HOJA 39b
2	AK 0845	RT	1,43	2,031	14,8	45 ± 1	A Montoso, afluente del río Minero (riódacita) " "
3	AK 0846	RT	2,60	2,227	41,3	48 ± 1	" " " " (basandesita) "
4	AK 0847	RT	2,70	2,283	34,0	47 ± 1	" " " " (andesita) "
5	AK 0848	RT	4,14	3,442	10,5	46 ± 1	" " " " (riódacita) "
6	AK 0849	RT	3,48	2,726	13,7	44 ± 1	Arroyo La Puntuda, afluente del río Minero, (toba brechosa dacítica) "
7	AK 0850	RT	3,60	2,900	15,7	45 ± 1	" " " (toba brechosa dacítica) "
8	AK 0852	RT	3,56	2,659	14,7	42 ± 1	" " " (toba riódacítica) "
9	AK 0773	RT	4,39	3,509	26,0	44 ± 1	"El Mirador", sobre lago Traful, (andesita) "
10	AK 0991	RT	2,78	2,111	52,8	42 ± 1	2km. S.E. Estancia Cueto, Río Negro, (dacita) "
11	AK 1470	RT	2,56	4,214	4,4	53 ± 2	Ca del Medio, Lago Traful "
12	AK 1436	RT	1,80	1,673	16,5	53 ± 5	Río Minero "
13	AK 1375	RT	2,62	2,576	17,0	55 ± 3	Cumbre del Ca del Medio, Lago Traful "

De acuerdo a Valvano, las edades de las primeras 10 muestras han sido corregidas para la confección de la isocrona.

CUADRO II

14	AK 0575	RT	1,15	0,428	55,3	21 ± 2	"Mirador" del lago Espejo, sobre el camino a Puyehue (dacita) HOJA 39a
15	AK 0580	RT	1,99	0,748	25,8	21 ± 2	Costa oeste del lago N Huapi, entre Puerto Juan Chabal y Nariz del Diablo, (dacita) " "
16	AK 0576	RT	1,65	0,427	66,0	14 ± 2	Zona lago N Huapi, frente al Pto Phuel (dacita) " "

Diseño: CARLOS A. CASTRO - 1978

obtenidas oscilan entre los 55 ± 3 m.a. y los 42 ± 1 m.a., representando este último valor la edad mínima de la Formación. Resultaría así, un evento volcánico bien prolongado, que abarcaría unos 13 millones de años. El mismo se sitúa, de acuerdo a las escalas de tiempo geológico presentadas en la figura 2, en su mayor parte en el Eoceno, mostrando según las de Kulp y Berggren, una evidente concentración de los puntos en la parte media y superior del Eoceno. Sólo aparecen alejadas en esta última generalización, los tres valores que superan los 50 m.a. y que se localizan en el límite Paleoceno-Eoceno.

La evaluación de las determinaciones permite ubicar a la Formación Ventana en el Eoceno, la que mostraría su mayor actividad volcánica entre el Eoceno medio y el superior. Es muy probable que el inicio de este vulcanismo haya sucedido en la parte más baja del Eoceno, aunque para afirmarlo, sería conveniente contar con un mayor número de análisis isotópicos.

La determinación de esta edad se ve gráficamente expresada por una "isocrona de referencia" (figura 3), cuyo valor es de 45 ± 3 millones de años. Se aclara que a esta isocrona no se han incorporado los valores superiores a los 50 m.a., debido a que los mismos fueron recibidos con posterioridad y sólo se agregaron dichos datos al Cuadro I. Su incorporación, no hubiera hecho variar sustancialmente la referida asignación de la Formación Ventana al Eoceno.

El conjunto de rocas cuyos análisis radiométricos aparecen en el Cuadro II, fueron coleccionadas en el sector septentrional del lago Nahuel Huapi. Las conclusiones alcanzadas son muy distintas. Sus edades varían entre los 14 m.a. y los 21 millones de años. La clara diferencia que se establece entre la edad de estas rocas y las del Cuadro I, expresaría una pérdida de Ar a consecuencia de las deformaciones acaecidas en la región entre el Oligoceno y el Mioceno y que, según González Bonorino (1972;

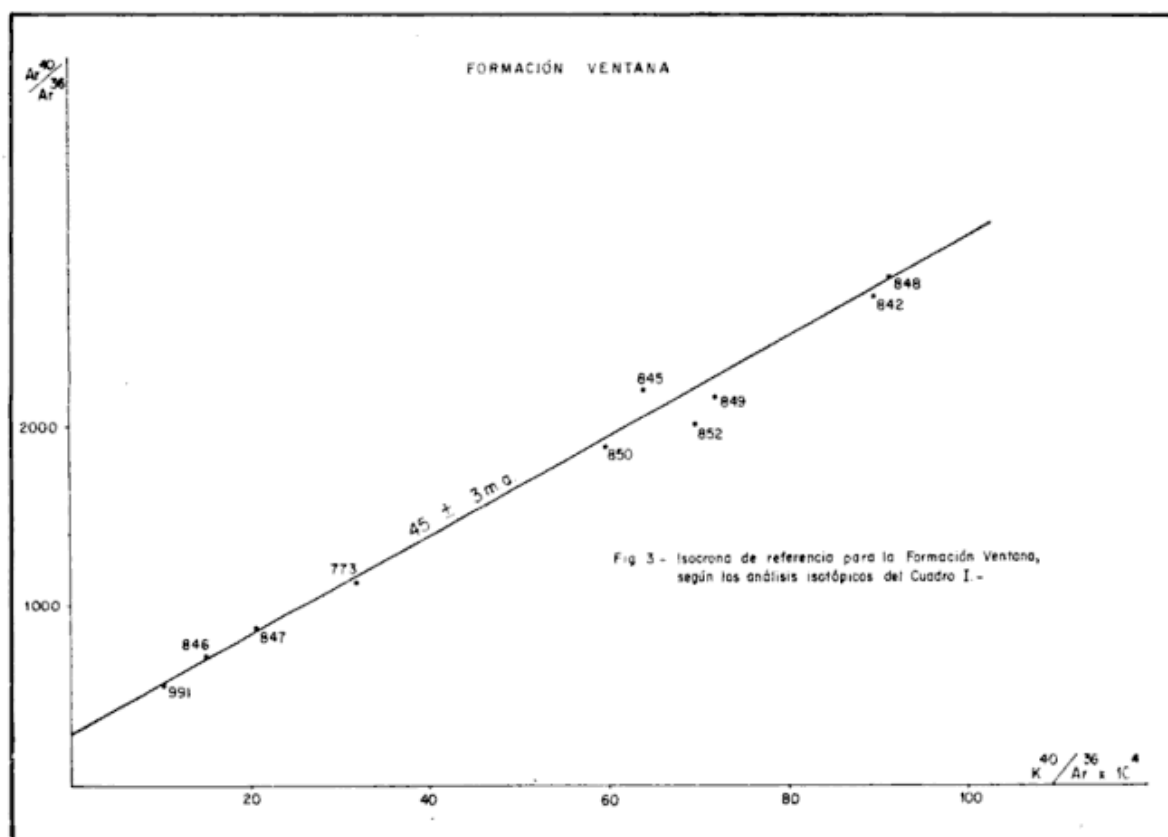


Fig. 3 - Isocrona de referencia para la Formación Ventana, según los análisis isotópicos del Cuadro I.-

1973), serían las responsables de las disposiciones estructurales que muestra el Grupo Nahuel Huapi en la depresión estructural que limita al mencionado lago.

No se descarta la influencia que, en igual sentido, pudo ejercer el emplazamiento del cercano cuerpo granítico de la Formación Coluco (González Díaz, 1974; 1978; González Díaz y Nullo, 1976) de edad miocena. Una evidente relación de intrusividad entre esta Formación y la Formación Ventana, ha sido observada en el extremo norte del cordón de Colun Mahuida (o Colorado). El paraje está ubicado cerca del puerto Juan Chabol, sobre la margen derecha del arroyo Colorado (Mallin de la Cincha), en la costa oeste del lago Nahuel Huapi. Por ello, los valores temporales del Cuadro

II se consideran anómalos, influenciados por procesos modificadores posteriores y por ello se descartan del conjunto general. Entonces los mismos; no modifican las conclusiones del análisis previo.

2) Por medio de análisis palinológicos

Las rocas analizadas fueron coleccionadas en una sección de la Formación Ventana, que se caracteriza por la abundancia de piroclastitas, ubicada sobre la margen derecha del río Limay (ver fig. 1) a unos 4,8 km. agua abajo de la estación de servicio que el Automóvil Club mantiene en Confluencia (Ruta Nacional N° 22). La roca portadora es una tufita limosa, de color verdoso

CRETACICO		TERCIARIO					ESPECIE
INFERIOR	SUPERIOR	PALEOCENO	EOCENO	OLIGOCENO	MIOCENO	PLIOCENO	
							PODOCARPIDITES MARWICKII COUPER
							NOTHOFAGIDITES CINCTA COOKS

CUADRO COMPARATIVO DE LA UBICACIÓN DE LAS MUESTRAS ANALIZADAS POR K/Ar, DE ACUERDO A DIFERENTES ESCALAS DE TIEMPOS GEOLÓGICOS

TIEMPO EN M.A.	HOLMES (1959)	KULP (1961)	SIMPOSIO (1964)	BERGGREN (1972)	BRAZIUNAS (1975)
30					
35					
40					
45	++	++	++	++	++
50	+	+	+	+	+
55	+	+	+	+	+
60					
65					

TIEMPO EN M.A.	EDAD	EDAD	EDAD	EDAD	EDAD
30-40	OLIGOCENO	OLIGOCENO	OLIGOCENO	OLIGOCENO	OLIGOCENO
40-55	E O C E N O	E O C E N O	E O C E N O	E O C E N O	E O C E N O
55-60	PALEOCENO	PALEOCENO	PALEOCENO	PALEOCENO	PALEOCENO
60-65	PALEOCENO	PALEOCENO	PALEOCENO	PALEOCENO	PALEOCENO

TIEMPO EN M.A.	EDAD	EDAD	EDAD	EDAD	EDAD
40-45	SUPERIOR	SUPERIOR	SUPERIOR	SUPERIOR	SUPERIOR
45-50	MEDIO	MEDIO	MEDIO	MEDIO	MEDIO
50-55	INFERIOR	INFERIOR	INFERIOR	INFERIOR	INFERIOR

Dibujó: CARLOS A. CASTRO - 1978

Fig. 2

claro, finamente estratificada, bien maciza, que se intercala entre bancos tobáceos y tufíticos más gruesos. En ella también se han recolectado gran variedad de insectos fósiles.

El análisis fue realizado por Pothe de Baldis (1974), quien individualizó una microflora abundante, muy rica en formas, pero pobre en variedades morfológicas: la misma se halla bien conservada, con bajo grado de carbonización y poca corrosión. Pudo determinar:

Nothofagidites cincta Cooks,

Podocarpidites marwickii Couper,

Podocarpidites sp. y esporas de hongos

La alta frecuencia de polen de *Podocarpidites* y la presencia de la Fagacea del Género *Nothofagidites*, sólo apoya una generalizada edad terciaria inferior para este conjunto de formas (Pothe de Baldis, *op. cit.*).

Las relaciones proporcionales según el análisis, entre ambas formas, fueron de 1:1; entre ellas cubren prácticamente todo el material observado.

El cuadro adjunto de la figura 4 deriva del de Romero (1977; pág. 114). En él se señala la aparición de *Nothofagidites cincta* Cooks, en el Eoceno, en tanto que para esta edad se indica la desaparición de *Podocarpidites marwickii* Couper. La coincidencia de esta doble alternativa, facilita, de acuerdo con los estudios palinológicos, la ubicación de la Formación Ventana en el Eoceno *lato sensu*. La probable proyección de la gimnosperma en el Oligoceno inferior, carece de valor, pues de acuerdo con Romero (1977), esta situación se corresponde con "yacimientos de datación dudosa". La zona rayada en el esquema de la figura 4, representa dicha doble alternativa.

Con posterioridad, Romero (com. verb.) permitió ajustar más aún el biocron de las dos especies, comunicando que la extinción o límite superior de *Podocarpidites marwickii* Couper, ha sido establecida para Nueva Zelanda en el Eoceno superior y, en América del Sur, como sigue:

- a) Formación Loreto (Magallanes), en el Eoceno medio-alto;
- b) Formación Millongue (Concepción), en el Eoceno inferior a medio;
- c) Formación Leña Dura (Magallanes), en el Eoceno medio.

Entonces, *Podocarpidites marwickii* Couper, cuyo desarrollo se inicia en el Cretácico inferior, culmina en el Eoceno medio, en esta parte del hemisferio sur. En forma similar se manifiesta que el límite inferior o comienzo del desarrollo de *Nothofagidites cincta* Cooks, ha sido establecido para Australia en el Eoceno y para América del Sur del siguiente modo:

- a) Formación Loreto (Magallanes), en el Eoceno medio a alto;
- b) Formación Millongue (Concepción), en el Eoceno inferior a medio.

En términos más generales, esta forma tiene como límite inferior, para el hemisferio sur, el Eoceno inferior a medio.

Esta nueva información, corroboraría la validez de la asignación al Eoceno, de la Formación Ventana.

Además, es un hecho bien conocido, que las condiciones climáticas imperantes en el Paleoceno, eran más cálidas, situación ésta que hubiera restringido notablemente la presencia de estos "marcadores" de clima frío o frío-templado.

3) Por medio del análisis de insectos fósiles

Si bien aún no se ha llegado a conclusiones determinantes, algunos de los resultados parciales alcanzados, son considerados como una eficaz contribución al propósito de esta presentación⁽¹⁾.

Hay antecedentes acerca del hallazgo de insectos fósiles en lugares próximos al área de estudio. Concretamente, en el ambiente del valle del río Pichileufú, donde la Formación Ventana muestra un buen desarrollo, Viana y Haedo Rossi (1957), describen una hormiga (*Ameghinoa piatnitzky*) de edad miocena, cuyo ejemplar le fuera facilitado por Piatnitzky.

Durante las tareas del relevamiento geológico de la Hoja 39b, Lago Trafal, fueron localizados sobre el curso superior del río Limay, dos nuevos yacimientos fosilíferos. De los mismos se pudo extraer una abundante y variada fauna de insectos fósiles

(1) Los insectos están bajo estudio por Rossi de García, del Servicio Geológico Nacional, a quien se agradece haber facilitado información parcial.

(hormigas, moscas, arácnidos, coleópteros, odonatos, ortópteros, larvas de libélulas, etc.). Fue muy importante para su logro la colaboración brindada por la Asociación Paleontológica Ñireco, con sede en San Carlos de Bariloche.

Uno de los yacimientos coincide en cuanto a ubicación, con el lugar de extracción de las muestras utilizadas para el análisis palinológico, del que se hizo referencia en el punto 2. El otro, que brindó mayor número de ejemplares, se encuentra en la parte superior del arroyo El Chacay, afluente del río Limay, que desemboca en su margen derecha, algo aguas arriba del paraje conocido como "Valle Encantado".

Allí la roca portadora es una tufita lutítico-limolítica, correspondiente a la Formación Ventana, que aparece como una delgada intercalación entre sedimentitas pirolásticas de granometría mayor.

Los restos de las hormigas halladas, según Rossi de García son comparables con *Eoponeraberry* Carpenter, del Eoceno de Tennessee, aunque hace resaltar que la estructura de sus alas evidencian mayor evolución que las de aquella. En cambio, al compararlas con hormigas miocenas del género *Ameghinoa piatnitzky* determinadas por Viana y Haedo Rossi (1957), se pone de manifiesto que las alas de estas últimas muestran una estructura más evolucionada que en las hormigas halladas en El Chacay. De este modo, podría afirmarse que estas últimas representarían un término evolutivo intermedio entre las otras dos formas mencionadas. Vale la pena recordar la generalizada opinión que sostiene que la más vieja traza de hormiga conocida, proviene de depósitos eocenos o por lo menos del antiguo límite Paleoceno-Eoceno (. . . las capas sparnaco-ypresianas de Wilcox, Tennessee . . . ; Piveteau, 1953).

Pese al relativo valor estratigráfico que normalmente le corresponde a los insectos cenozoicos, es posible admitir que estratigráficamente, esta sección de la Formación Ventana es más joven que el Paleoceno, lo cual permite acotar el límite inferior de esta Formación. La determinación del límite superior sobre bases similares es difícil. Estas hormigas son evolutivamente más antiguas que las miocenas de Viana y Haedo Rossi (1957) y por lo tanto sólo puede asignarse una posible edad premiocena a la parte de la Formación Ventana que las contiene.

Si bien esta conclusión no concuerda

exactamente con la propuesta edad eocena de esta unidad, facilita la exclusión de la Formación Ventana del Paleoceno.

4) Por medio del análisis de la megafauna marina del cerro Tres Picos

A estar con los hallazgos fosilíferos, el "mar patagoniano" en esta región de la Cordillera Patagónica, no habría superado la latitud de San Carlos de Bariloche. Dicho mar mostraba características de poca profundidad, y constituía la parte más septentrional de una ingresión que provenía en términos generales del sur. En esos momentos, la acumulación volcánica eocena era dominante, de allí que las intercalaciones marinas resulten escasas en comparación con la participación eruptiva. Como sus límites son imprecisos, es difícil separar cartográficamente ambos ambientes en el área del Lago Nahuel Huapi. Más hacia el sur, hacia río Foyel, la profundidad de la cuenca marina es mayor y muestra un mejor desarrollo con características de mar abierto y más profundo. Por ello, al sur de Bariloche, es relativamente sencilla la distinción entre ambas unidades.

Aparentemente la región al norte del lago Nahuel Huapi (sierra de Cuyin Manzano), fue escenario de una acumulación volcánica, sin participación de sedimentos marinos, pudiendo presentar facies parálicas.

La nueva localidad fosilífera del cerro Tres Picos, permite apreciar que la ingresión marina "patagoniana" se continúa algo más al nornoroeste, siguiendo aproximadamente la traza de la depresión estructural ocupada por el lago. Un antiguo umbral preterciario, impedía el progreso de dicho mar más al norte; la traza del citado umbral se correspondería aproximadamente con la margen norte del lago Nahuel Huapi (fig. 1).

Los depósitos de la Formación Ventana se disponen paralelamente al eje de la mencionada depresión, proyectándose más al norte, bordeando el lago Espejo, y reapareciendo en el cerro Crespo. En una corta excursión hacia territorio chileno, pasando por el portezuelo de Puyehue, pudo comprobarse que al oeste y en esas latitudes, sólo afloran granitoides cretácicos y vulcanitas basálticas muy jóvenes.

El cerro Tres Picos, se encuentra sobre

el sector más oriental del cordón Theg-Theg, en la costa oeste del lago Nahuel Huapi, un poco al norte de Brazo de Puerto Blest (fig. 1). El yacimiento fue localizado sobre la falda este de dicho cerro, a buena altura sobre el nivel del lago, aproximadamente en la curva de nivel de los 1.600 m.s.n.m.; unos 600 m sobre el lago. Se alcanza el mismo con cierta facilidad; luego de una cabalgata de 4-5 horas y un corto recorrido a pie, se accede a la base de la primera de las tres elevaciones que lo constituyen. Los tres picos rematan con rocas volcánicas (lavas) mesosilíceas.

Otra localidad fosilífera, pero de menor importancia por el deficiente estado de conservación de los fósiles, se encuentra muy próxima al puerto Venus (puerto Eggers), a unos 2.500 m del mismo. Está situada sobre el curso del arroyo Millaqueo, un poco antes de su desagüe en el lago Nahuel Huapi.

La fauna del cerro Tres Picos fue hallada en varios niveles muy cercanos entre sí, que aparecen intercalados en el material volcánico de la Formación Ventana. Las rocas portadoras en su mayoría son tufitas, wackes y areniscas tobáceas; su espesor no supera los tres metros.

Las determinaciones y consideraciones paleontológicas fueron realizadas por Levy y Rossi de García, del Servicio Geológico Nacional. Se identificaron:

BIVALVOS

Mytilus volckmanni Ph.
Cardium sp.
Dosinia laeviuscula (Philp.)
Panope ibari Philp.
Panope sp.
Panope subsymmetrical Ortm.
Venus darwini Ph.
Venus petitiana d'Orb.
Venus volckamanni Ph.
Panope pilsbryi Ortm.

GASTEROPODOS

Struthiolaria? sp.
Melongena aff. *M. pyruloides* Grateloup var. *bonnetensis*

El hallazgo de esta última forma del género *Melongena*, merece especial tratamiento, por las conclusiones que brinda su pre-

sencia en la determinación de la edad de la Formación Ventana. El biocron del género es amplio, extendiéndose entre el Terciario y la actualidad.

Este género, identificado por primera vez en la facies marina de la Formación Ventana, ha sido hallado recientemente por Rossi de García en depósitos marinos de la conocida localidad del cerro Otto. Al parecer, ha sido confundido con *Turritelas*.

Melongena aff. *M. pyruloides* Grateloup var. *bonnetensis*, también se ha encontrado en otros yacimientos marinos terciarios del territorio argentino. Aparece en sedimentitas que integran la Formación Arroyo Verde (Malvicini y Llambías, 1974), en un afloramiento sobre el arroyo homónimo, a 5 km al oeste de la antigua traza de la ruta nacional n° 3 en la provincia del Chubut (Rossi de García y Levy, 1978). Allí se la encuentra asociada a otro gasterópodo, *Campanile* aff. *benechi*, que también fue reconocido en rocas calcáreas en las proximidades del dique Ameghino, las que equivocadamente fueron atribuidas a la Formación Roca (Rossi de García, com. verb.).

Campanile benechi, tiene en la "Cuenca de París", un biocron restringido al Luteciano (Eoceno medio), situación perfectamente establecida por bancos nummulíticos (Boussac, 1911). Su individualización permitió a Rossi de García y Levy (1978), reevaluar y modificar la anterior incorporación al Paleoceno de la Formación Arroyo Verde (Rossi de García, 1959), reubicándola en el Eoceno medio.

Levy y Rossi de García (com. verb.) hacen corresponder al género *Melongena* hallado en Tres Picos con la forma de *Melongena pyruloides* Grateloup var. *bonnetensis*, que se considera característica para la parte superior del Eoceno alpino (Priaboniano).

Tomando en cuenta estas referencias, se propone la correlación entre las intercalaciones marinas de la Formación Ventana, portadoras entre otros moluscos de *Melongena* aff. *pyruloides* Grateloup var. *bonnetensis* y las sedimentitas de la Formación Arroyo Verde que, vecinas a la costa atlántica, también incluyen restos de este fósil, el que asociado a *Campanile* aff. *benechi* determinó la incorporación de tales sedimentitas al Eoceno medio. De este modo, reconociendo las limitaciones propias de la sugerida correlación, se establece una edad eocena para los depósitos marinos del cerro Tres Picos, intercalados en el complejo vol-

cánico de la Formación Ventana; en caso de quedar demostrada la validez estratigráfica de los fósiles hallados, esta Formación podría ser circunscripta al Eoceno medio, hasta superior.

Su relación con los movimientos diastróficos del Terciario

Charrier y Vicente (1972), han distinguido cinco acontecimientos diastróficos principales en los Andes chilenos; su esquema es seguido por Charrier y Malumián (1975), en su interpretación de una general contemporaneidad entre las fases tectogénicas de la zona andina y las oscilaciones de las líneas de costas en la parte oriental, cratónica, del continente sudamericano.

Uno de esos movimientos, la "Fase Incaica", acaeció en un lapso no bien definido y comprendido entre el Eoceno superior y el Oligoceno inferior. De acuerdo con lo expuesto precedentemente respecto de la edad de la Formación Ventana, este acontecimiento determinaría el "techo cronológico" de esta unidad, al menos para el área de influencia del lago Nahuel Huapi. González Díaz y Nullo (1976) vincularon este vulcanismo con la mencionada "Fase Incaica", relación ésta que debe ser descartada. Es clara por su situación en la escala cronológica (Charrier y Vicente, *op. cit.*), la posterioridad del evento tectónico, con referencia al vulcanismo aquí considerado. Tal posición se ve reforzada por la general aceptación de una correspondencia entre la Formación Ventana (ex "Serie Andesítica") y la Formación Farallones, ésta última de buen desarrollo en Chile. Debe destacarse que actualmente, algunos geólogos chilenos ponen en duda la edad terciaria inferior de la Formación Farallones, considerándola de menor edad (miocena).

De acuerdo al esquema de Groeber (1951), la Formación Ventana se vincularía con los acontecimientos del "I Movimiento Andino", más concretamente con la "Primera Fase" del mismo. Sería clara su equivalencia con aquellas vulcanitas del Terciario inferior, por él agrupadas bajo el inadecuado nombre de Mollelitense inferior (1951). El comienzo de este movimiento se situaría en el Paleoceno superior. Como consecuencia, entre otros hechos, se produjo el retiro del "mar rocanense", con la

consiguiente "continentalidad" de amplios sectores del área extraandina patagónica y el inicio de una fuerte actividad volcánica. Esta, de diversa ubicación cronológica y variada denominación, constituyó la discutida "Serie Andesítica", un amplio y complejo vulcanismo del área cordillerana patagónica del que forma parte la Formación Ventana, con sus secundarias intercalaciones marinas, claramente diferenciadas al sur del área del Nahuel Huapi. Esta ingresión marina eocena, casi contemporánea con este vulcanismo, proviene del sur; la margen norte del lago Nahuel Huapi (estribaciones de la sierra de Cuyin Manzano), constituyó su marco septentrional, según el estado de los actuales conocimientos. El autor, de acuerdo con la tendencia de designar con denominaciones locales a los distintos episodios diastróficos diferenciados en el país, propone denominar "*Fase Mapúchica*" a la misma, siendo equivalente a la "Primera Fase del I Movimiento Andino" de Groeber. Su iniciación quedaría establecida a fines del Paleoceno.

Para esta propuesta no ha sido tomada en cuenta la reubicación del "Movimiento Incaico" ("Fase Incaica"), propuesta por Uliana (1978); manteniéndose para ella la asignación original establecida por Charrier y Vicente (*op. cit.*).

La importancia de este movimiento está evidenciada en la sustancial modificación producida en el relieve patagónico, a partir del Terciario bajo. Pruebas de ello se obtienen al comparar la distribución de la ingresión marina del límite Cretácico-Terciario y aquellas posteriores del Eoceno-Oligoceno.

Conclusiones

Los diversos medios empleados para alcanzar el establecimiento de una edad eocena para la Formación Ventana, si bien muestran distinto valor en el apoyo a dicha propuesta, en general son lo suficientemente convergentes como para su aceptación.

De las dataciones radimétricas se determina que el episodio volcánico de la Formación Ventana se inicia en el comienzo del Eoceno, y que el mismo muestra una mayor actividad en el Eoceno medio y superior. El análisis palinológico exhibe una notable coincidencia temporal entre la extinción de una forma (*Podocarpidites mar-*

wickii Couper) y la aparición de otra (*Nothofagidites cincta* Cooks.), constituyéndose de este modo en un valioso argumento a favor de la edad asignada.

La correlación establecida con el Eoceno de la costa atlántica en base a la megafauna marina recogida en el cerro Tres Pi-

cos, y las consideraciones cronológicas logradas a través del análisis de las hormigas fósiles halladas, aún no representan resultados concluyentes, ya que al presente son objeto de estudio. La variedad de formas en ambos casos es tan rica, que sin duda alguna ratificarán la edad eocena de la Formación Ventana.

NOTA: El autor considera que la atribución temporal de *Ameghinoa platnitzky* (pág. 115) es errónea, ya que fue coleccionada en ambiente de la ex "Serie Andesítica".

Lista de trabajos citados en el texto

- Berggren, W. A., 1972. *A Cenozoic time-scale: some implications for regional geology and paleobiogeography* Lethaia, V: 195-215. Oslo.
- Boussac, J., 1911. *Etudes paléontologiques sur le nummulitique alpin*. Mémoires Carte Géog. France, 437 p. XII láminas, Paris.
- Braziunas, T. F., 1975. *A geological duration chart*. Geology, III (6): 342-343. Boulder.
- Charrier, R. y J. C. Vicente, 1972. *Liminary and Geosyncline Andes: major orogenic phases and synchronous evolution of the central and austral sectors of the Southern Andes*. Solid Earth Probl., Conf. Upper Mantle Project (Buenos Aires, 1970), Scientific Report n° 37, II: (451-470). Buenos Aires.
- Charrier, R. y N. Malumian, 1975. *Orogénesis y Epeirogénesis en la región austral de América del Sur, durante el Mesozoico y el Cenozoico*. Asoc. Geol. Arg. Rev., XXX (2), 193-207. Buenos Aires.
- Dessanti, R. N., 1972. *Andes Patagónicos Septentrionales*, en *Geología Regional Argentina*, 655-68; ed. A. F. Leanza. Acad. Nac. Cs. Córdoba, Córdoba.
- Feruglio, E., 1927. *Estudio geológico de la región pre y subandina en la latitud de Nahuel Huapi*. GAEA, Anales Soc. Arg. Est. Geográficos, II. Buenos Aires.
- Feruglio, E., 1941. *Nota preliminar sobre la Hoja Geológica "San Carlos de Bariloche"*. Bol. Inf. Petrol., XVIII (200): 27-64. Buenos Aires.
- González Bonorino, F., 1972. *Geología de la región de San Carlos de Bariloche, provincias del Neuquén y Río Negro*. Rev. Museo L. Plata, n.s., Geol. (en prensa).
- 1973. *Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Llao-Llao, provincia de Río Negro*. Fund. Bariloche, Publ. Depart. Recursos Nat. Energía n° 16. Bariloche.
- y G. González Bonorino, 1978. *Geología de la región de San Carlos de Bariloche: un estudio de las formaciones Terciarias del Grupo Nahuel Huapi*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXIII (3): 175-210. Buenos Aires.
- González Díaz, E. F., 1974. *Informe preliminar de la Hoja Geológica 39a (Portezuelo de Puyehue)*. Serv. Geol. Nac. Informe inédito.
- 1978. *Estratigrafía del área de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 40°30' y 41°00' de latitud sur (Provincia del Neuquén)*. VII Congr. Geol. Arg., (en prensa).
- y F. Nullo, 1976. *Andes Patagónicos Septentrionales*, en: *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cs. Córdoba (en prensa), Córdoba.
- y J. Valvano, 1978. *Plutonitas cretácicas y neoterciarias entre el sector norte del lago Nahuel Huapi y el lago Trafal (Provincia del Neuquén)*. VII Congr. Geol. Arg., (en prensa).
- Groeber, P., 1918. *Edad y extensión de las estructuras de la Cordillera entre San Juan y Nahuel Huapi*. Physis, IV (17): 208-240. Buenos Aires.
- 1929. *Líneas fundamentales de la Geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes*. Dir. Gral. Minas. Geol. Hidrog., Publ. n° 58. Buenos Aires.
- 1939. *El Eógeno del Neuquén, el piso de Navidad Chileno, la Formación de Río Grande y sus relaciones*. Anales Museo Arg. Cs. Nat. "Bernardino Rivadavia", XL: 49-94. Buenos Aires.
- 1954. *La Serie Andesítica Patagónica: sus relaciones, posición y edad*. Asoc. Geol. Arg. Rev., IX (1): 39-42. Buenos Aires.
- Kulp, L. J., 1961. *Geochronology of Rock Systems*. Ann. N. York Acad. Sci., Nueva York.
- Malvicini, L. y E. J. Llambías, 1974. *Geología y génesis del depósito de manganeso Arroyo Verde, Provincia de Chubut, República Argentina*. Actas V Congr. Geol. Arg., II: 184-202. Bs. Aires.
- Piveteau, J., 1953. *Traité de Paléontologie*. III, 1063 p. Masson et Cie Ed. Paris.
- Pothe de Baldi, D., 1974. *Análisis palinológico de muestras correspondientes a la Hoja Geológica 39b (Lago Trafal), provincia del Neuquén*. Serv. Geol. Nac. informe inédito, carpeta n° 736.

- Romero, 1977. *Polen de Gimnospermas y Fagáceas de la formación Río Turbio (Eoceno), Santa Cruz, Argentina*. 219 p., CIRGEO. Buenos Aires.
- Rossi de García, E., 1959. *Nuevos moluscos terciarios del Arroyo Verde (Provincia de Chubut, Argentina)*, Ameghiniana, I (4): 9-15. Buenos Aires.
- Rossi de García, E. y R. Levy, 1978. *La fauna eocena de Arroyo Verde (provincia de Chubut, Argentina)*, Ameghiniana (en prensa).
- Uliana, M. A., 1978. *Estratigrafía del Terciario; en Relatorio; VII Congr. Geol. Arg. (Neuquén)*, 67-78. Buenos Aires.
- Valvano, J. (h), 1976. *Mapa Geológico del sector oriental y sur del lago Trafal. Departamento Los Lagos, Provincia del Neuquén*. Fac. Cs. Exactas Nat., U.B.A., Depart. Ciencias Geológicas, Trabajo Final de Licenciatura (inédito).
- Viana, M. J. y J. A. Haedo Rossi, 1957. *Primer hallazgo en el hemisferio sur de Formicidae extinguidos y catálogo mundial de los Formicidae fósiles (Primera parte)*. Ameghiniana, I (1-2): 108-113. Buenos Aires.

Recibido: diciembre 12, 1978.

EMILIO F. GONZALEZ DIAZ

Servicio Geológico Nacional
Av. Santa Fe 1548, 2º piso
1060 Buenos Aires

VIII CONGRESO GEOLOGICO ARGENTINO

Auspiciado por la Asociación Geológica Argentina

20 al 26 de setiembre de 1981

SAN LUIS

República Argentina

Se invita a los interesados en participar activamente en los simposios organizados dentro del marco del próximo congreso a ponerse en contacto con sus respectivos coordinadores:

Yacimientos metalíferos estratoligados:

Dra. Milka Kronegold de Brodtkorb

Facies carbonáticas:

Dra. Felisa Bercowsky

Geología de la Antártida:

Dr. Carlos Rinaldi

Geología Aplicada a la Ingeniería:

Dr. Horacio Rimoldi

Informes e inscripción:

VIII Congreso Geológico Argentino
Maipú 645 - 1º Piso - T. E. 392-2820
1006 Buenos Aires - Argentina

GENESIS Y CLASIFICACION DE ROCAS IGNIMBRITICAS

ABEL H. PESCE

Resumen

En el presente trabajo se señalan las diversas teorías sobre el origen de las ignimbritas que en la actualidad tienen una mayor aceptación y difusión y se efectúa una interpretación de la génesis de estas rocas. Sobre la base de esas teorías se propone una clasificación en la que se diferencian dos tipos: a) *ignimbrita fiámic* (con poca participación de componentes volátiles), b) *ignimbrita de pseudotrizas* (con mayor participación de volátiles).

Introducción

Es sabido que todas las rocas volcánicas no salen a la superficie por un único mecanismo. Algunas se comportan como lavas, mientras otras lo hacen en forma de eyectos. Estas dos formas no son excluyentes, ni tampoco estos procesos son los únicos formadores de rocas efusivas; debe existir todo una gama de procesos intermedios.

Los distintos estudios de campo realizados por el autor, en general dentro del ámbito de la Patagonia, permitieron el reconocimiento de gran cantidad de vulcanitas, las que se podrían encuadrar dentro de los conceptos señalados y, que bien pueden agruparse bajo el término general de ignimbritas. La gran variedad de interpretaciones en cuanto al origen de éstas rocas y su discutida ubicación, como rocas piroclásticas o lávicas motivaron la profundización en el tema para intentar contribuir a su esclarecimiento.

Agradecimientos

Debo dejar expresado mis agradecimientos al Dr. Bernabé J. Quartino, por las útiles sugerencias aportadas. Al Lic. Julio Lage por la lectura del manuscrito. Al Dr. Roberto Caminos, por sus acertados comentarios y a todos los colegas, que de una u otra forma, colaboraron en la realización de este trabajo, ya sea facilitándome muestras para su estudio, en la traducción de biblio-

Abstract

In the present paper the author discusses different theories about the genesis and classification of ignimbritic rocks. Based on the most accepted theories an interpretation on the genesis of this rocks is postulated. A revised classification, distinguishing two different types: a) *fiamme ignimbrite* (with few volatile components), b) *pseudoshards ignimbrite* (with a considerable amount of volatile components), is proposed.

grafía o en el intercambio de valiosas opiniones.

Antecedentes e Hipótesis

Dentro del conjunto de efusivas, en especial las de composición ácida, existen ciertas rocas que no se comportan estrictamente como piroclásticas ni como lávicas, pues presentan características de uno y otro tipo. A estas rocas se las conoce como ignimbritas.

Aunque el término tiene un origen reciente, son conocidas desde hace mucho tiempo y han recibido a través de los años gran cantidad de nombres así como de interpretaciones. Tales son los casos del piperino, alajez, eutaxita, wilsonita, hai isí, pumicita aglutinada, etc. Uno de los primeros investigadores que intentó una interpretación genética fue Abich, quien en 1882 creó el término tufo-lava, para las rocas que constituyen las formaciones volcánicas de Armenia. Para este autor el origen de las tufo-lavas es lávico y aunque tiene su origen en volcanes comunes se depositan bajo condiciones particulares por la riqueza en volátiles y vapor de agua.

Fenner (1923) describe los resultados de la erupción del Katmay del año 1922, en el valle de los 10.000 Humos (Alaska) y explica los depósitos resultantes de esa erupción como originados por el flujo de trizas y gases a altas temperaturas, acompañados de enormes nubes ardientes. Poco después

aparecieron los trabajos de Marshall (1935) que llegaron a ser clásicos. Fue uno de los principales adeptos de la teoría piroclástica y creador del término "ignimbrita" (la etimología de la palabra proviene del latín *ignis*: fuego, e *imber*: lluvia), para designar a una roca volcánica especial de Nueva Zelanda que tenía apariencia de lava y cuya estructura se aproximaba a la de las tobas. La hipótesis propuesta por Marshall está basada en la descripción hecha por Fenner de la erupción del Kaitmay, y dice que *Las ignimbritas se originaron por deposición de inmensas lluvias o nubes de material volcánico generalmente pequeño e intensamente caliente*. Como la idea de Marshall y su teoría de las ignimbritas tuvo gran aceptación, sucedió que en unos veinte años aparecieron ignimbritas por todas partes: se las encontró en América, India, Japón, África, etc.

Durante mucho tiempo se ha admitido, sin discutirla, la famosa hipótesis de Marshall de la lluvia de fuego, como si se tratara de una observación real e indiscutible; pero resulta importante señalar que Fenner no vio la erupción del Katmay, y estudió el Valle de los 10.000 Humos un año después de producida la misma; Marshall basó su interpretación en las descripciones de Fenner.

Son numerosos los investigadores que cuestionan en la actualidad a las nubes ardientes como fenómenos generadores de ignimbritas. Bout (1958) se pregunta si tales fenómenos pueden producirse, y si realmente las nubes ardientes pueden depositar y acumular material todavía viscoso capaz de resoldarse. Tazieff (1974) acota que una deyección lanzada al aire, que describe una trayectoria de decenas de kilómetros de distancia, no puede llegar al punto de su caída más que fría. Mirré (1969) aconseja al respecto abandonar la denominación de depósito de nube ardiente o de nombres similares que relacionan el concepto de ignimbrita con la imagen de la nube ardiente. Esta idea de la nube ardiente fue causa de muchos errores de interpretación y un problema en la historia del estudio de las ignimbritas. Este mismo autor expresa que debe quedar en claro que las nubes ardientes son un fenómeno secundario del flujo de cenizas, no originadoras en sí de depósitos de importancia.

En 1957 el laboratorio de vulcanología de la URSS publicó un volumen especial dedicado a las interpretaciones de las tufo-

lavas e ignimbritas, no existiendo una uniformidad de criterio en dichos investigadores. Unos siguieron las ideas de Marshall y hablaron de ignimbritas y otros de tufo-lavas siguiendo las ideas de Abich, cuyo mecanismo sería "*El resultado de la emisión de lavas muy ricas en gases y vapor de agua y por consiguiente muy fluidas. Al salir a la superficie sufren cambios físicos debido al escape de vapor, esta lava hierve, formando una espuma (proceso de emulsión). Al enfriarse, esta espuma se transforma en vidrio, originando una textura abierta, porosa, pseudotobácea; en las zonas más inferiores de las coladas, los poros se aplastan y las paredes se unen, formando una textura de trizas aglutinadas e inclusive pudiendo llegar a una total homogenización.*"

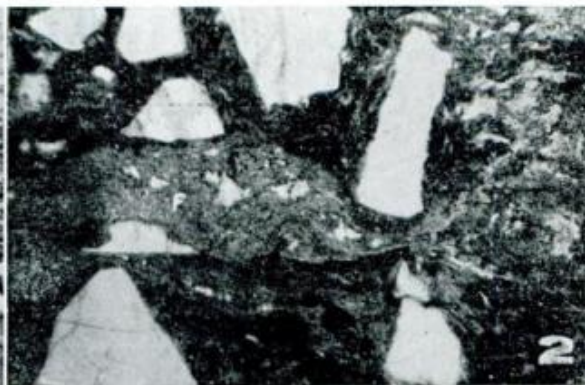
Actualmente el término tufo-lava ha perdido toda relación con la definición original. Vlodayetz (1963) dice que las tufo-lavas de Armenia, involucran a rocas ácidas con estructura fluidal y con numerosas partículas y escorias formadas durante su erupción. También este término fue utilizado como sinónimo de ignimbrita. De tal modo Shirinian (1966) al tratar el tema de las ignimbritas y las tufo-lavas, expresa que en la literatura geológica el concepto de ambas, está mezclado, aunque en la definición original cada una tiene diferente significado.

Sobre esta base Choubet (1963) propone el término *ignimulsita* en vez de tufo-lava, por cuanto éste, como se ha visto, tiene otras acepciones.

González Bonorino (1943) las asocia a tobas aglutinadas, considerando que su origen se debe a nubes ardientes, tal como lo describe Fenner y lo interpreta Marshall. Teruggi, *et al.* (1978), las consideran como un tipo especial de roca piroclástica "tobácea".

Otras interpretaciones, entre las muchas que han sido sugeridas, son las de Cook (1966) y Vlodayetz (1963). El primero, al tratar el estudio de rocas ignimbriticas, utiliza el término como unidad roca, no como un tipo de roca. Este autor las considera depósitos piroclásticos sin selección en forma de mantos de origen probablemente peleanos o de nube ardiente.

Vlodayetz al tratar la génesis de ciertas tufo-lavas, interpreta que se formaron por la mezcla de lavas muy próximas en cuanto a su composición mineralógica y química. Al describir la roca dice que se compone de una masa principal en general vítrea



Fot. 1 — Ignimbrita de pseudotrizas, S — pseudotriza deformada y aplastadas (cor. delgado \times 3.5)

Fot. 3 — Lava fluidal, L — líneas de flujo (Corte delgado \times 3.5)

Fot. 2 — Ignimbrita fiámica, F — lentrilla • fiamme. (cor. delgado \times 3.5)

Fot. 4 — Toba, compuesta por trizas (Corte delgado \times 6.5)

con lentillas negras, bandas y fibras de vidrio y expresa que estas tufo-lavas están condicionadas con la diferenciación magmática.

Resumiendo, las hipótesis que en el presente tienen una mayor aceptación y difusión son: Primera; la propuesta por Fener, o sea que *los depósitos resultan del enfriamiento y litificación de flujos de trizas y gases a altas temperaturas*, es decir, flujos de cenizas (no necesariamente nubes ardientes) incandescentes que dan origen a ignimbritas de flujo (*ash flow-tuff*) y segunda, *los depósitos de coladas emulsionadas* que dan origen a *ignimulsitas*, según los conceptos de Abich.

Los investigadores del tema se inclinan por una u otra hipótesis o bien tienden a pensar en una coexistencia de ambos procesos. Por ejemplo, Smith (1963) considera que las ignimbritas se forman por la emisión de flujos calientes y turbulentos de cenizas volcánicas liberadoras de gases y fragmentos pumíceos (flujo de cenizas). A su vez expresa que la mayor parte de los depósitos de cenizas volcánicas y frag-

mentos pumíceos del mundo (llamados diversamente tobas soldadas, ignimbritas, sillares, flujo de pómez, etc.) están constituidos por más de 70 % en peso de material de tamaño ceniza, y aclara que los procesos posteriores al emplazamiento, de soldamiento y cristalización, han modificado parcialmente a muchos depósitos, que pueden confundirse superficialmente con lavas (flujo de lavas).

Otros autores, entre los que se podría mencionar a Rutter (1963), se encuentran entre los adeptos a la teoría de Abich. En su trabajo de estructuras de flujo de lavas ácidas, señalada la importancia de diferenciar los flujos de lavas ácidas de las ignimbritas. Expresa que una de las características más importantes a ser tenida en cuenta es la laminación debida a la estructura fluidal de las lavas ácidas.

Gran cantidad de investigadores interpretan que ambas teorías se complementan o por lo menos no son excluyentes. Por que probablemente, el mecanismo de erupción de las rocas en cuestión comprendería toda una variedad de procesos que van desde los

estrictamente lávicos, hasta los piroclásticos. Pero en general, la gran mayoría de los autores hace incapié en la separación de la fase gaseosa.

Interpretación de su génesis

Este conjunto de rocas con denominaciones varias y mecanismos de formación discutidos, son el producto de "soluciones magmáticas", por lo general de composición ácida, con gran cantidad de volátiles y temperaturas algo elevadas. En consecuencia pueden fluir con mayor facilidad que una lava ácida. Estas soluciones, al llegar a la superficie presentan un variado comportamiento, regulado fundamentalmente por su contenido de volátiles. Tazieff (1970, 1974) y Llambías (1973), entre otros, han señalado la importancia de la interacción de la fase gaseosa en los mecanismos de formación de las ignimbritas. En la elaboración de la interpretación de la génesis de estas rocas se han tenido en cuenta los conceptos de estos autores.

Según sea la cantidad de volátiles que tengan las soluciones magmáticas, las rocas resultantes, tendrán distinta característica. Es así, que si el contenido de éste es elevado, al emerger a la superficie, es probable que la presión de los gases destruyan los tabiques de las masas lávicas, sin que se produzca un proceso explosivo, y se originen *seudotrizas*, dentro de éstas. La roca, sería equivalente a las que, para Fenner (1932), constituyen depósitos resultantes de flujo de trizas y gases, en estado semiplástico y a altas temperaturas. En cambio, si al fluir las soluciones magmáticas, por los distintos conductos, no existiera una elevada cantidad de volátiles, la presión ejercida por los mismos no sería tan alta y en este caso no se llegarían a destruir los tabiques que los separan de la fase líquida, y se derramarían en la superficie como soluciones muy ricas en gases y vapores. En este caso el comportamiento de las soluciones, está relacionado con la hipótesis de Abich, quien expresó que al fluir ciertas lavas ácidas muy ricas en volátiles, sufren cambios físicos, debido al escape de vapor al alcanzar la superficie. Las rocas resultantes de cada uno de estos procesos, reflejan características distintas. En el primero de los casos se observan gran cantidad de *seudotrizas*, alar-

gadas, aplastadas, y deformadas en general (Fot. 1), originadas tanto a través de los conductos de salida como en la superficie. En el segundo caso, la característica más notoria son las *fiammes* o *lenticulas*, zonas en donde han quedado gases entrampados o sea que existe una mayor concentración de componentes volátiles, generando áreas discontinuas dentro de una misma masa (Fot. 2).

Si las soluciones magmáticas no presentaran gran concentración de volátiles, tendrían una mayor viscosidad: en tal caso serían coladas cortas y espesas dando como resultado *lavas ácidas*, en las que podría observarse líneas de flujo (Fot. 3).

Si el proceso por el cual se separa la fase gaseosa fuera violento, la roca resultante sería una toba, en este caso formada esencialmente por *trizas vítreas* (Fot. 4). Estos eyectos si cayesen en un estado algo plástico, darán origen a las denominadas *tobas soldadas* (welded tuff), pero en ellas las trizas no presentan deformación.

Si bien los procesos extrusivos magmáticos generan rocas con características propias bien definidas: lávicas, ignimbriticas, y piroclásticas, estas rocas están íntimamente relacionadas y es probable que en un complejo volcánico se encuentren todas estas variedades.

Nomenclatura propuesta

Si bien es cierto que lo definido por Marshall como ignimbrita no representa lo que actualmente se acepta como tal, pero si consideramos que este término tiene una amplia divulgación en la literatura de nuestro país, no es aconsejable sustituirlo. Lo aconsejable es darle un concepto más amplio, que abarque a todo tipo de roca volcánica que presente características intermedias entre una lava y una piroclastita. Es decir a todo tipo de roca volcánica, en especial de composición ácida, en la que se observen lentillas o *fiammes* y/o *seudotrizas* deformadas y reflejen la existencia de un aplastamiento. Siendo éste el resultado de la presión ejercida por el propio peso de la masa volcánica. Si se observaran *fiammes* o lentillas, a estas rocas se las podría asociar con un magma cuyo contenido de volátiles no ha sido muy elevado, y que se habría liberado muy lentamente. Si se identifican *seudotrizas* deformadas, se

Cuadro 1. — Clasificación propuesta.

	Procesos Extrusivos	Según las características de las rocas	Liberación de la fase gaseosa
Aumento del contenido de Volátiles en el magma — +	Lávicos	distintos tipos de lavas <i>lava fluidal</i>	—
	Ignimbríticos	<i>ignimbrita fiámica</i> <i>ignimbrita deseudotrizas</i>	no violenta
	Piroclásticos	<i>toba</i> distintos tipos de tobas	violenta

lo podría relacionar con un magma cuyo contenido de gases era mayor, y éstos se liberaron más rápidamente. En estos casos se le agregaría un adjetivo al término ignimbrítica que relacione con uno u otro proceso, denominando a las rocas: a) *ignimbritas fiámicas* y b) *ignimbritas deseudotrizas*, respectivamente.

Es indudable que los procesos generadores de rocas volcánicas están íntimamente relacionados. Si bien en ciertos momentos prevalecen los estrictamente lávicos y en otros los piroclásticos, debe existir, como se ha señalado, toda una gama de procesos intermedios que se intentan encasillar para su clasificación. Con este concepto de la génesis de las ignimbritas, habrá rocas que se encuentran en los límites de uno u otro

proceso. Es en este caso, donde la observación de campo, tendría que establecer el criterio para dilucidar entre una lava con fluidalidad y una ignimbrita fiámica o una ignimbrita deseudotrizas y una toba soldada.

Conclusiones

Con el presente cuadro (Cuadro 1) se intenta resumir lo expresado con anterioridad. Se ha ubicado a las rocas ignimbríticas como un proceso intermedio entre los lávicos y los piroclásticos. Se considera que provienen de magmas ácidos o intermedios, cuyo contenido de volátiles es mayor y la liberación de la fase gaseosa no es explosiva.

Lista de trabajos citados en el texto

- Abich, H., 1882. *Geologische Forschungen in den Kaukasischen Ländern II Geologie des Armenischen Hochlandes*. I Westhlfte. Holder, Vienna, 162.
- Cook, E. F., 1963. *Ignimbrites of the Great Basin, USA*. Bull. Volcanol., 25:89-96.
- Choubert, G., 1963. *Essai de mise au point du probleme des ignimbrites*. Bull. Vulcanol., 25:124-140.
- Fenner, C. N., 1923. *The origin and mode of emplacement of the great tuff deposit in the Valley of Tea Thousana Smokes*, en Nat. Geogr. Soc., Contr. Tech. Papers, Katmai ser, 1.
- González Bonorino, F., 1944. *Nota sobre la presencia de ignimbritas en la Argentina*. Not. Museo de La Plata, 9 (Geol. 35): 577-590.
- Llambías, E. J., 1973. *Las ignimbritas de la sierra de Lihuel Calel provincia de La Pampa*, Actas Quinto Congr. Geol. Arg., 4:55-67.
- Marshall, P., 1935. *Acid Rocks of the Toup-Rotorua Volcanic District*. Royal Society of New Zealand, Trans. and Proceed., 64(3):323-366.
- Mirre, J. C., 1969. *Geología, caracterización y génesis de las ignimbritas*, Acta Geol. Lilloana, 10(3):65-86.
- Rutter, M. G., 1963. *Acid Lava Flow Structure (as compared to ignimbrites)*, Bull. Vulcanol., 25: 111-121.
- Shirinian, K. G., 1963. *Ignimbrites and tuffo-lavas*. Bull. Vulcanol. 25:13-18.
- Smith, R. L., 1960. *Ash flow*, Geol. Soc. America, Bull. 71:795-842.
- Tazieff, H., 1970. *Mechanisms of Ignimbrite eruption*. Geol. Journ., special issue on Mechanism of Igneous Intrusion, (2):157-164. Liverpool.
- 1974. *Los Volcanes y la deriva de los continentes*, Ed. Labor, Barcelona.

- Teruggi, M. E., M. M. Mazzoni, L. A. Spalletti y R. R. Andreis, 1978. *Rocas piroclásticas. Interpretación y sistemática*, Asoc. Geol. Arg., Pub. Esp., Ser. "B" (5), Bs. As.
- Vlodavetz, V. I., 1963. *Les tufolaves et les ignimbrites sur le territoire de l'URSS*, Bull. Volcanol. 25:5-11.
- 1963a. *Sur la genèse des tofalaves á Kamtchatka, (á l'Est du Volan Maly Sémiatichik)*, Bull. Volcanol., 25:27-33.

Recibido: diciembre 18, 1978.

ABEL H. PESCE

Servicio Geológico Nacional
Avda. Santa Fe 1548, 2º P.
1060 Buenos Aires

HOMENAJE AL DOCTOR FELIX GONZALEZ BONORINO

La Comisión Directiva de la Asociación Geológica Argentina ha decidido realizar un homenaje como reconocimiento al Doctor Félix González Bonorino en su calidad de Miembro Fundador y Honorario de la A.G.A. y como reconocimiento por su importante contribución en el campo de la investigación científica.

A tal fin decide dedicar un número de la Revista del año 1980 para reunir trabajos correspondientes al ámbito de los

"ANDES PATAGONICOS SEPTENTRIONALES"

dada su pionera labor e importante aporte posterior al conocimiento de esta región de la Cordillera Andina.

Se invita a los señores asociados que deseen participar con trabajos originales en el mencionado número, presentarlos oportunamente a la Dirección de la Revista.

COMISIÓN DIRECTIVA

CONSIDERACIONES GENÉTICAS DE LA SCHEELITA PRESENTE EN LAS METAMORFITAS DE LA PROVINCIA DE SAN LUIS⁽¹⁾

MILKA K. de BRODTKORB y
ALEJO BRODTKORB

Resumen

En el NE de la provincia de San Luis, en una disposición general NNE-SSO, se encuentran numerosos yacimientos de scheelita ligados a cuerpos alargados, lenticulares de calizas. Estas se presentan concordantes con las restantes rocas metamórficas del área consistentes en esquistos cristalinos gneisicos, anfibolitas, etc., conjunto a su vez intruido por cuerpos graníticos y atravesado por diques pegmatíticos y aplíticos.

Genéticamente este tipo de yacimientos fue considerado hasta hace poco tiempo como resultado de procesos metasomáticos en las rocas calcáreas, secuela de un intrusivo más o menos próximo.

En este trabajo se postula para la mineralización wolframífera una depositación singenética de la scheelita con la caliza, como fuera propuesto recientemente para numerosos yacimientos del mundo.

Introducción

Los depósitos de scheelita en rocas metamórficas eran en general poco conocidos en el mundo y fueron estudiados insuficientemente, en parte porque son de descubrimiento relativamente reciente y aparente menor importancia económica, pero principalmente porque presentan dificultades que son inseparables de los problemas mayores, en cuanto al origen e historia de las rocas precámbricas o eopaleozoicas de una región dada. Varios interrogantes relacionados con el origen del tungsteno, su historia, su ubicación paragenética en el ambiente geoquímico y su distribución esperan contestación y varios de ellos requieren estudios detallados de la geología precámbrica o eopaleozoica. La scheelita es un mineral poco conspicuo, y más aún en gneises y otras rocas metamórficas, y, por

Abstract

Scheelite ore deposits associated with elongated limestone bodies, with a general trend NNE-SSW, crop out in the NE corner of San Luis province. The limestone bodies lie conformably within the metamorphic country rocks consisting of schists, gneisses, amphibolites, etc. This metamorphic sequence is intruded by granite bodies and by pegmatitic and aplitic dikes.

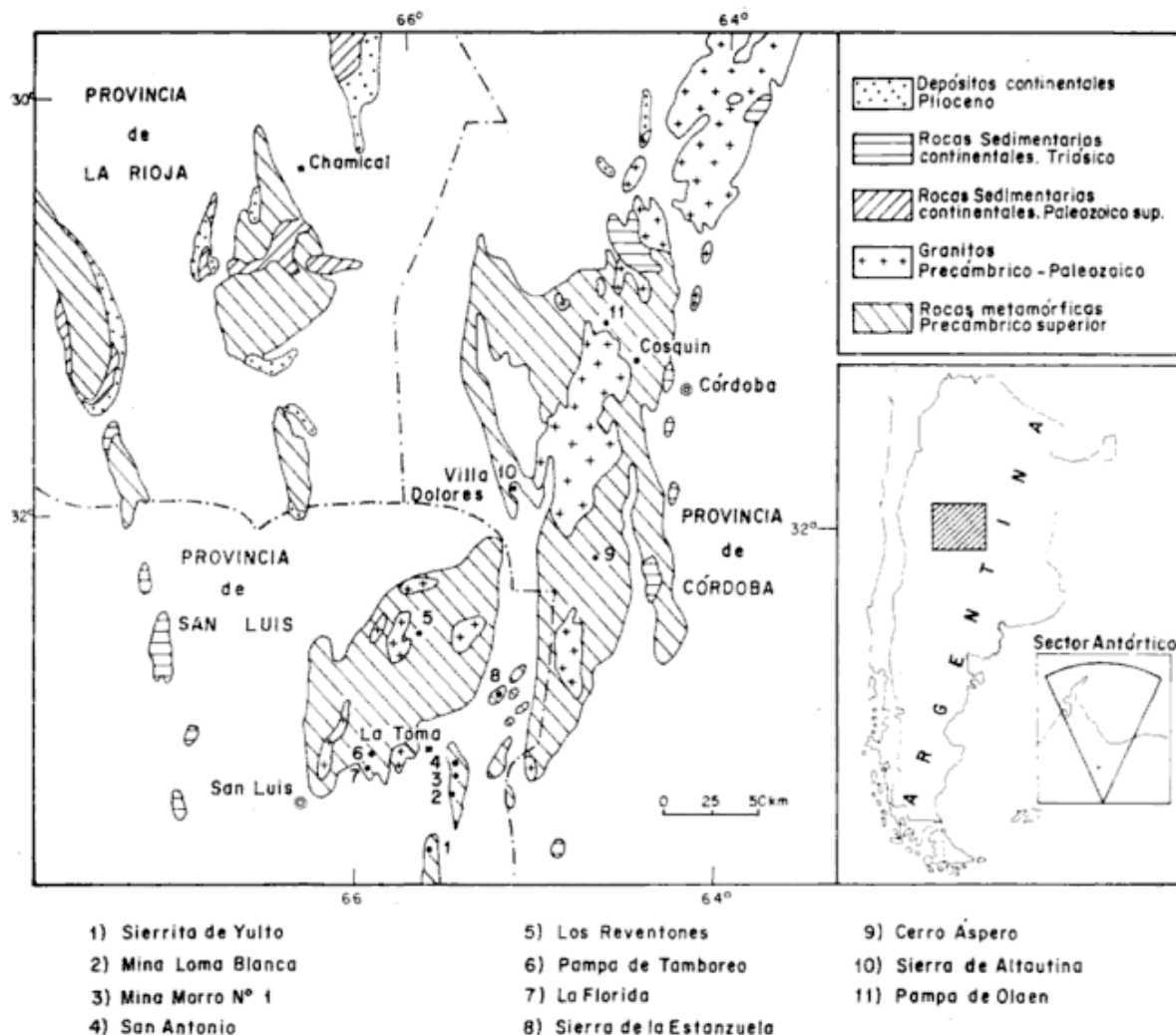
The genesis of these ore deposits has been attributed to the metasomatic action produced on the limestones by nearby intrusive bodies.

It is suggested that the wolfram mineralization is due to the syngenetic deposition of scheelite along with the limestones, as it has been proposed recently for several ore deposits over the world, similar to the ones described on this paper.

lo mismo es fácilmente pasado por alto, si no es buscado específicamente.

La literatura publicada en la última década sobre las nuevas interpretaciones genéticas de scheelita en rocas metamórficas precámbricas y eopaleozoicas, indujo a los autores a revisar las manifestaciones de la Sierrita de Yulto (La Irita, La Coquita, La Armadita, etc.), numerosos depósitos del distrito minero El Morro, como ser, de sur a norte: Erica Luisa, Arroyito con Agua, Hermana Blanca, Loma Blanca, Morro N° 1, Prudencia, San José, El Peje, y en una corrida más oriental, Los Halcones y San Antonio, como así también algunos yacimientos al NE de la provincia de San Luis, tales como Los Reventones, Pampa de Tamboreo y La Florida (fig. 1). Se completó el panorama con una recopilación de datos de las menas de la sierra de la Estanzuela, cerro Aspero, Pampa de Olaen y sierra de Altautina, de los trabajos de Angelelli (1950) y Angelelli *et al.* (1970).

⁽¹⁾ Trabajo presentado en el VI Congreso Argentino, 1975, no publicado, se presenta aquí en forma resumida y actualizada.



Los yacimientos en cuestión forman parte del basamento cristalino de las provincias de San Luis y Córdoba. Las rocas predominantes en la región son esquistos y gneises, de rumbos generales NNE-SSO a NNO-SSE y que inclinan al este. La mayoría de los yacimientos scheelíticos están relacionados con fajas de metamorfitas carbonáticas, que asociadas con anfibolitas aparecen intercaladas en forma concordante en el citado basamento. Existen asimismo vetas de cuarzo con escasa scheelita y/o wolframita que corren discordantemente con las estructuras regionales o locales.

Hasta el presente se consideraron, en general, de origen metasomático a las denominadas tactitas, e hipotermas a las vetas de cuarzo con scheelita y/o wolframita.

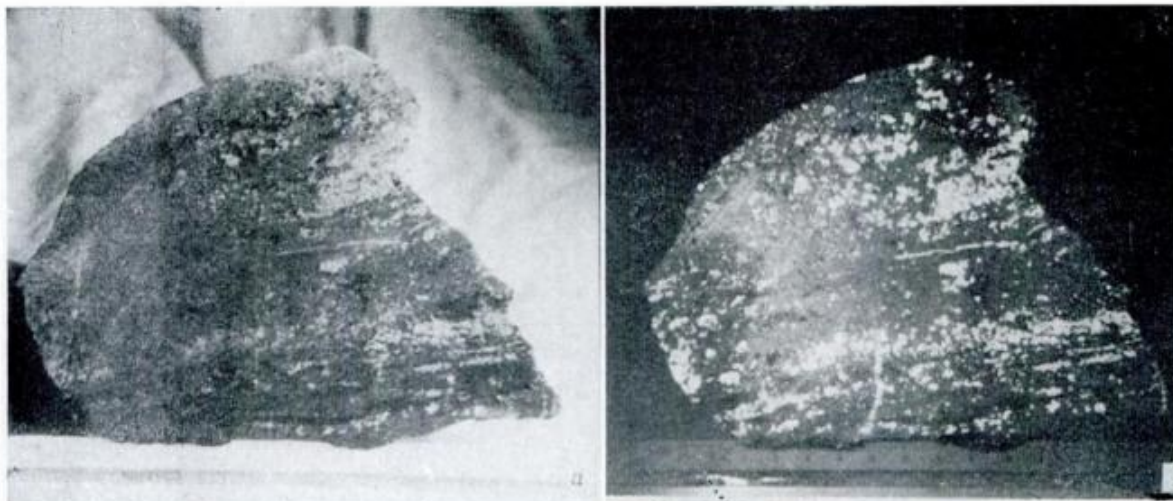
En el presente trabajo los autores proponen un origen singenético de la mineralización wolframífera con los sedimentos, habiendo sufrido ambos en conjunto efectos de metamorfismo regional; mientras que los

contenidos de tungsteno en pegmatitas y vetas de cuarzo serían de formación posterior y debido a efectos de removilización.

El propósito de estas consideraciones genéticas está dirigido a esbozar, en lineamientos generales, un enfoque que oriente los estudios que se realizan actualmente sobre la faja scheelítica del NE de San Luis y NO de Córdoba, cuya finalidad es reconocer fehacientemente el carácter estrato-ligado y el origen singenético de esta mineralización, lo que permitirá, y esto es lo importante, orientar la prospección o búsqueda científica de posibles nuevos cuerpos mineralizados de scheelita.

Geología en la zona de los yacimientos

La zona de los yacimientos forma parte del ámbito geológico de las Sierras Pampeanas. El basamento cristalino está carac-



Fotografía N° 1. — Yacimiento El Morro. Pique N° 5: a) luz diurna, b) luz ultravioleta. Corte aproximadamente perpendicular a la estratificación. Muestra una mineralización rica en scheelita, ubicada en el contacto de la caliza tactizada con el esquisto cuarzo-oligoclásico-biotítico. Los porfiroblastos de scheelita son producto de la removilización metamórfica.

terizado por una extensa faja concordante de esquistos y gneises cuarzo-oligoclásico-biotíticos, con intercalaciones de bancos carbonáticos, tactizados en algunos tramos, y rocas de filiación anfibólica.

Clayton (1971) considera que la presencia de oligoclasa en los esquistos y gneises, y la asociación hornblenda-plagioclasa (andesina) típicamente desarrollada en las anfibolitas, permiten correlacionar estas rocas con la facies de anfibolita del metamorfismo regional.

En las inmediaciones de los yacimientos del distrito scheelítico de El Morro y las manifestaciones en la Sierrita de Yulto, aparece un cuerpo intrusivo relativamente extenso, el granito de San José del Morro, que dista entre 8 y 15 km respectivamente de las mencionadas mineralizaciones, mientras que pegmatitas y venas de cuarzo están profusamente distribuidas en el área.

Perfiles litológicos característicos de la faja mineralizada situada al oeste del cerro El Morro, se describen seguidamente en forma sucinta, de norte a sur, en base a las observaciones de Clayton (1971) y de los autores.

Perfil del pozo N° 9 ("de los ingleses"). En las rocas de caja constituidas por esquistos de tipo migmatítico, de composición cuarzo-oligoclásico-biotítica (moscovita, clorita), de grano generalmente fino y color gris, se intercala un banco carbonático tactizado. En las inmediaciones de los contactos con este banco carbonático, los esquistos contienen una proporción variable,

pero generalmente subordinada de epidoto, formando fajas de esquistos epidóticos de unos 20 a 35 cm de espesor. El banco carbonático tactizado presenta en el primer metro occidental una composición cuarzo-epidoto-escasa scheelita; la parte central del banco está compuesta predominantemente por "tactitas"⁽¹⁾ anfibólicas que contienen proporciones variables de epidoto y cantidades subordinadas de tremolita, calcita, flogopita, cuarzo, titanita, apatita y algunos sulfuros. Es el principal banco portador de scheelita.

Características litológicas a la altura del Pique 5. El Pique 5 es una labor minera que regularmente está en modesta producción. La mineralización que se explota varía entre 0,2 y 0,6 m de espesor, con leyes algo menores del 1 % de WO_3 . La presencia de vetas de cuarzo y pegmatitas discordantes, con salbandas de moscovita, dan lugar a enriquecimientos locales de scheelita de cierta importancia para la explotación de tipo pirquén.

El basamento cristalino de la región se caracteriza por esquistos cuarzo-oligoclásico-biotíticos en los que se intercalan dos bancos carbonáticos, portadores de scheelita (fot. 1), y entre éstos últimos, aparecen anfibolitas y esquistos micáceos.

Los esquistos cuarzo-oligoclásico-biotíticos

(1) Se escribe "tactita" entre comillas en razón de que su composición mineralógica es la de una tactita pero no su origen genético, como se verá más adelante.



Fotografía 2. — Yacimiento Loma Blanca. Entrada a las labores subterráneas que siguen un banco de tactita mineralizada (t). Esquistos cuarzo-oligoclásico-biotíticos (s) sobreyacentes.

que afloran a uno y otro lado del conjunto antes mencionado presentan epidotización y silicificación en los contactos con las rocas carbonáticas, en un espesor no mayor de 10 cm; corresponden a las facies cuarzo-epidoto, de contacto, y tienen una composición variable, con marcadas diferencias locales en la proporción relativa del epidoto y cuarzo. Los dos bancos carbonáticos tactizados, oriental y occidental, se presentan en fajas lenticulares y están compuestos por tremolita, epidoto, flogopita, scheelita, granate, fluorita, pirrotina, blenda, magnetita, etc. Entre los dos bancos carbonáticos aparece el conjunto litológico que Smith y González (1947) mapearon como esquistos con epidoto y que se caracterizan por una alternancia de anfibolitas y esquistos micáceos con un grado variable de epidotización.

Secuencia litológica en el yacimiento Loma Blanca (fig. 3). A grandes rasgos hay aquí cuatro bancos carbonáticos que evidencian cambios de composición tanto en el sentido longitudinal como transversal. Predominan mármoles calcítico-cloríticos, de color gris y naturaleza marcadamente foliada, carácter que se manifiesta claramente debido a proporciones significativas de clorita. Son relativamente frecuentes los acunamientos lenticulares primarios de los bancos, de origen deposicional, con aparición de intercalaciones epidotizadas de esquistos cuarzo-oligoclásico-biotíticos o de filiación anfibólica. En la roca de caja predominan los esquistos y gneises de composición cuarzo-oligoclásico-biotítica.

Otras manifestaciones

Los yacimientos de la Sierrita de Yulto se ubican en un basamento que presenta mayor grado de migmatización. La secuencia litológica es similar a la de los otros yacimientos mencionados: esquistos y gneises cuarzo-oligoclásico-biotíticos; delgadas franjas epidotizadas; mármoles variablemente tactizados; anfibolitas y nuevamente esquistos y gneises cuarzo-oligoclásico-biotíticos. Aquí se encuentra una mayor cantidad de inyecciones pegmatoides asociadas con los bancos carbonáticos, emplazados preferentemente en la zona de contacto de esos bancos con las anfibolitas y los esquistos.

Las manifestaciones al norte del cerro El Morro, Los Halcones y San Antonio, pertenecen a una extensa corrida apenas explorada, de varios kilómetros de largo, de rumbo aproximado N-S, en que la mineralización de scheelita se encuentra nuevamente en rocas carbonáticas tactizadas, concordantes con los esquistos y gneises biotíticos característicos de esta zona. Es interesante señalar la persistencia de esta corrida mineralizada que continúa con el mismo rumbo dentro de la estructura del cerro El Morro.

En "Los Reventones", al oeste de Villa Praga, se observa una roca carbonática tactizada compuesta esencialmente por calcita, epidoto, scheelita, que está ubicada concordantemente en los esquistos biotíticos de la región.

En la "Pampa de Tamboreo", ubicado en el paraje homónimo, existe una serie de trincheras, paralelas al rumbo de las metamorfitas constituidas fundamentalmente por esquistos y gneises biotíticos, de donde se extrajo mineral.

La mina "La Florida" se localiza en la proximidad del dique homónimo; su mineralización es compleja, que en parte corresponde a una impregnación scheelítica en esquistos biotíticos.

Considerando en conjunto esta región mineralizada, sobresalen los esquistos biotíticos por su mayor distribución y continuidad areal. Muestran amplias flexuras dentro de su rumbo general N-S. Las rocas que seguidamente se destacan son los esquistos epidotizados que se intercalan concordantemente en los esquistos biotíticos, a veces en varios bancos subparalelos que con fuertes variaciones en sus espesores terminan acunándose después de tramos relati-

vamente prolongados. Por último se destacan los bancos carbonáticos tactizados, normalmente portadores de la mineralización scheelítica, que se ubican en general a lo largo de los contactos entre los dos tipos de rocas predominantes mencionados precedentemente, sin formar bancos continuos ya que sus espesores menores y variables dan lugar a una sucesión de lentes de variadas dimensiones en su largo y ancho.

La edad del basamento cristalino de las Sierras Pampeanas y de los granitos que lo intruyen aún es discutida. Pastore (1932) opinaba que el metamorfismo tiene los caracteres del ciclo caledónico y que las intrusiones graníticas se habían producido probablemente en el Devónico inferior. González Bonorino (1950) menciona que las rocas metamórficas son prácticamente todas prepaleozoicas lo mismo que casi todos los cuerpos graníticos. Opina que la sedimentación, deformación, metamorfismo e invasión magmática constituyen una sucesión continua de eventos parcialmente superpuestos. Sosic (1964) propone una edad precámbrica para las metamorfitas e intrusiones, y Gordillo y Lencinas (1972) una probable edad precámbrica a eopaleozoica? Linares y Latorre (1973) consideran factible que las rocas metamórficas de San Luis y Córdoba correspondan al ciclo Brasiliano de Almeida, ubicado entre 570-620 m.a.

Linares y Turner (1975) mencionan que las rocas metamórficas corresponden, de acuerdo con las últimas dataciones radimétricas obtenidas, al ciclo Panamericano con edades de 600-620 m.a. Probablemente queden dentro de ella remanentes de un basamento más antiguo, como lo certifican ciertas dataciones obtenidas por Cingolani y Varela (1975), con valores cercanos a 1.200 m.a., o sea del ciclo Uruaçuano. Las rocas ígneas al parecer corresponden al Paleozoico y pertenecerían a tres fases magmáticas bien diferenciadas (Linares y Latorre, 1975).

Estudios e hipótesis anterior

Los yacimientos de tungsteno de las sierras de San Luis y Córdoba son conocidos desde hace tiempo y han sido objeto de explotación relativamente intensa durante las dos guerras mundiales. En 1912 se explotaban vetas de cuarzo portadoras de scheelita y wolframita en pequeña escala, y en 1918 se conocían los bancos carbonáti-

cos portadores de scheelita. Las primeras noticias sobre las vetas con wolframita de Loma Blanca datan de 1913 y corresponden a Beder.

Numerosos son los informes que existen sobre los depósitos de la falda occidental de la sierra del Morro; la mayoría de carácter minero y otros relativos a prefactibilidad de plantas de concentración. Caben mencionar los trabajos de Kittl (1930), Smith y González (1947), Sister y Maldonado (1953), Lapidus (1955), Maldonado (1956), Alessi (1961) y Padula (1965). Más recientemente Clayton (1971) realizó un trabajo petrológico sobre el área de la sierra de Yulto y del Morro, en relación con la mineralización de tungsteno.

Kittl (1930) postula para las vetas de cuarzo con wolframita de Loma Blanca un origen relacionado a procesos pneumatolíticos, continuando posteriormente con otro ciclo hidrotermal.

Smith y González (1947) concluyen para el yacimiento El Morro N° 1, que la roca epidótica se formó por procesos metasomáticos y las soluciones introdujeron primeramente la scheelita diseminada y luego formaron las vetas de scheelita y wolframita.

Lapidus (1956), al estudiar el mismo yacimiento dice que la mineralización en las calizas se debe a fenómenos de metasomatismo de contacto y que las vetas con scheelita y wolframita son posteriores e hipotermales.

Sister y Maldonado (1953) y luego Maldonado (1956) estudiaron las minas Loma Blanca y El Peje y mencionan tres tipos de depósitos: 1) lentes de caliza reemplazadas por metasomatismo con formación de granate, epidoto y scheelita; 2) filones hipotermales de cuarzo con turmalina, portadores de scheelita; y 3) micacitas gnéissicas impregnadas con scheelita, formadas por soluciones hipotermales que ascendieron por fisuras y diaclasas, a los que relacionan con el granito de San José del Morro, aflorante cerca del pueblo homónimo.

Alessi (1961) postula para los yacimientos del sector Norte del Distrito minero El Morro que la mineralización presente en las calizas se ha originado por fenómenos de metasomatismo de contacto relacionado con la intrusión granítica aflorante a unos 8 km al sur.

Clayton (1971) entiende que la mineralización de tungsteno tuvo lugar en tres

etapas diferentes, según la siguiente secuencia: primeramente una mineralización scheelítica relacionada con la tactización de los bancos carbonáticos. Luego una mineralización scheelítica relacionada con venas pegmatíticas relativamente pequeñas y finalmente la formación de vetas de cuarzo con scheelita o wolframita. Para el origen del wolframio no encuentra una relación adecuada entre la localización de la mineralización y la ubicación de algún posible intrusivo.

Brodtkorb y Brodtkorb (septiembre de 1975) presentaron por primera vez la idea de un origen singenético-sedimentario para las scheelitas presentes en las metamorfitas de la provincia de San Luis. Stoll (diciembre 1975) también sugiere para la scheelita de Córdoba y San Luis un origen singenético, poniendo en duda su epigenetismo.

Debemos mencionar ahora, extractando referencias bibliográficas, el grupo de yacimientos de Pampa de Olaen (grupo Olaen), distante a 12 km al NO de Cosquín, Córdoba. Según Angelelli (1950), estos cuerpos mineralizados están constituidos por lentes situadas en el contacto de bancos de calizas con esquistos y gneises, y se componen de scheelita, epidoto, granate, calcita, cuarzo, fluorita, anfíbol, piritita, calcopiritita y blenda.

El mismo autor cita también las manifestaciones de la sierra de Altautina, al N y NE de Villa Dolores, localizados en una faja de 22 km de extensión. Se trata de cuerpos concordantes con la dirección de los esquistos, representados por micacitas, anfíbolitas, micacitas inyectadas y cuerpos de calizas. La mineralización se encontraría según los casos asociada con las calizas y otras veces con las micacitas. La asociación mineral está integrada por calcita, granate, actinolita, fluorita, biotita, piritita, calcopiritita, etc.

Cabe mencionar las manifestaciones de La Estanzuela (Angelelli *et al.*, 1970), ubicadas a 30 km al ENE de Naschel, San Luis. Las fajas mineralizadas con scheelita se presentan en cuerpos de caliza dolomítica, intercalados con los esquistos y están asociados con epidoto, granate, etc.

Finalmente, en el departamento de Calamuchita, en la parte alta de la Sierra de Comechingones se ubica el distrito wolframífero de cerro Aspero. La geología de la región comprende esquistos, granitos, pegmatitas y aplitas. Son conocidos en esa zona vetas y mantos con una mineralogía asocia-

da a la scheelita, formada por piritita, calcopiritita, blenda, molibdenita, bismutina, fluorita, berilo, etc. Es probable que parte de esta última mineralización pueda ser correlacionada con las manifestaciones previamente consignadas.

4. Evidencias geológicas de la faja scheelítica de la provincia de San Luis

Si se observa regionalmente la ubicación de estos yacimientos y se examina la roca portadora, se destacan concretamente los siguientes hechos:

1) La mineralización más importante se encuentra en bancos de caliza tactizados, concordantes con las demás metamorfitas de la zona (por ejemplo, minas Loma Blanca, Morro N° 1, San Antonio, Yulto, Los Reventones, etc.). En algunas oportunidades la "tactita" es bandeada, reflejando una textura sedimentaria primaria relativamente conservada.

2) La mineralización se encuentra en cuerpos lenticulares de hasta cientos de metros de longitud, potencias de hasta 2 m y profundidades conocidas hasta 130 m (no se conoce aún la finalización de la mineralización en profundidad). Puede haber varios bancos mineralizados paralelos.

3) La mineralogía de la "tactita" es uniforme: epidoto, actinolita, flogopita, granate, calcita, etc. asociadas con scheelita, fluorita, berilo, piritita, pirrotina, blenda, calcopiritita, magnetita, etc.

4) Los esquistos biotíticos presentan localmente impregnaciones scheelíticas, en partes intensas (por ejemplo, Erica Luisa, Pampa de Tamboreo, etc.).

5) Existen anfíbolitas y rocas de filiación anfibólica contiguas a la roca carbonática.

6) Resulta muy forzado adjudicar las extensas fajas de tactitas al metamorfismo de contacto de los intrusivos conocidos en el área; serían, como lo considera Clayton (1971), un tipo de skarn regional.

7) Las pegmatitas son en general prácticamente estériles en wolframio. Las vetas de cuarzo, posteriores a las metamorfitas, tienen ocasionalmente scheelita y/o wolframita, en especial donde cortan a las "tactitas".

8) No aparecen pegmatitas grandes ni vetas importantes con scheelita en las cercanías de las "tactitas" mineralizadas.

9) Regionalmente se conocen yacimientos con paragénesis de wolframio y como elementos minoritarios Au, Bi y Mo.

10) Además de la repetición subparalela local de los bancos carbonáticos tactizados, existe una repetición de los mismos regionalmente en formaciones más occidentales (por ejemplo, Los Reventones, Pampa de Tamboreo, La Florida, etc.).

5. Ejemplos de este tipo de yacimientos y consideraciones genéticas postuladas

Cronológicamente, debemos considerar primeramente las observaciones de Tweto (1960). Manifiesta que en recientes años se encontraron depósitos de scheelita de edad precámbrica en varias localidades de Colorado y Wyoming, EEUU. Gran parte de ellas están diseminadas en rocas metamorfizadas regionalmente, principalmente en gneises calcosilicáticos pero también en anfibolitas. Pequeñas cantidades de mineral se encuentran en pegmatitas y en venas de cuarzo. Según ese autor muchos de los depósitos son producto de una fase dentro de un proceso plutónico mayor, que incluye metamorfismo, migmatización y emplazamiento de granitos sintectónicos. El wolframio originariamente presente en concentraciones menores en las rocas sedimentarias que dieron origen a los gneises fue redistribuido y recristalizado a través de sucesivos episodios plutónicos precámbricos. Los depósitos precámbricos pueden haber sido además una fuente de wolframio, que removilizado originó los depósitos terciarios económicamente importantes.

En 1965, Maucher, expone por primera vez los resultados de los estudios realizados con sus discípulos (Instituto de Geología de la Universidad de Munich, Rep. Fed. Alemana). Comenzaron con el estudio de los yacimientos estrato-ligados de antimonio, de Cerdeña (Angermeier, 1964) y simultáneamente con algunos de Turquía, Grecia y los Alpes. Con el avance de los estudios, fueron incluyendo otros elementos para definir una asociación geoquímica que denominaron "paragénesis de Sb, W, Hg", conociéndose yacimientos que contienen uno sólo de estos elementos, dos o los tres. Estudios más re-

cientes permitieron determinar elementos minoritarios característicos que suelen ser acompañantes de los componentes mayoritarios de la paragénesis, como ser: Mo, contenido en la scheelita o en forma de molibdenita, Bi, Au, Ag, Sn y Be (Cardoso, 1973).

Las investigaciones realizadas por la escuela de Munich (Burchard, 1972; Höll, 1966; Höll y Maucher, 1967; Höll *et al.*, 1972; Lahusen, 1972; Maucher, 1974; So, 1968; Urban, 1971) sobre yacimientos estrato-ligados de scheelita de diferentes partes del mundo mostraron notables similitudes entre ellos. Postulan que la mineralización de estos depósitos es contemporánea con la roca portadora y consecuentemente los minerales de mena son "minerales formadores de la roca" que se localizan en una facias específica de una serie litológica definida. Una gran parte de los depósitos de wolframio "más jóvenes" asociados con granitos, tomaron su contenido de tungsteno de los depósitos estrato-ligados de scheelita, durante procesos de granitización. Maucher y Höll (1968) reconocieron que el contenido de minerales de mena de las unidades metamórficas en una región dada pueden ser utilizados como herramienta de datación, ya que algunas unidades litológicas contienen "horizontes guía geoquímico-estratigráficos" cuyos contenidos en Sb, Hg, W (Mo) son considerablemente superiores al correspondiente valor Clarke, siendo el wolframio el menos removilizado.

Puntualizan asimismo que las rocas metamórficas que contienen scheelita son muy similares a las descritas comúnmente como "tactitas" o "skarn". Sin embargo, estas rocas portadoras de scheelita no son originadas por metamorfismos de contacto, ya que muchas de ellas se encuentran lejos de granitos o sus contactos. En términos generales proponen que el wolframio fue aportado por un vulcanismo-hidrotermalismo contemporáneo con los sedimentos marinos durante su sedimentación y la scheelita sería entonces un mineral primario. Aparece formando granos muy pequeños en la facies de esquistos verdes, o bien porfiroblastos de hasta 2 cm de diámetro en las rocas de la facies de anfibolita. La idea que la scheelita está relacionada con efusiones volcánicas submarinas estaría demostrada por los altos contenidos de Ti, Cr y Ni.

Según Maucher (1972), el resultado más sorprendente de las investigaciones realizadas es que los depósitos no solamente son

estrato-ligados a unidades litológicas relacionadas con rocas metavolcánicas, sino que también muchas de esas unidades portadoras de mena pertenecen al Paleozoico inferior (cámbrico superior a silúrico superior). Como conclusión final postula que estos yacimientos no solamente son estrato-ligados (*stratabound*) sino también relacionados a edades geológicas definidas, tiempo-ligados (*timebound*). Mientras esto sería válido para los depósitos alpinos, Höll (1971), menciona edades precámbricas para algunos yacimientos africanos, estrato-ligados, de scheelita, como por ejemplo los "wolframschist" de Namaqualand en Sudáfrica, el "tungstenbelt" en Ruanda y otros yacimientos en Uganda. También Tweto (1960), como ya se mencionara, propone una edad precámbrica para los depósitos de Colorado y Wyoming, EEUU. Finalmente cabe mencionar el yacimiento de Orsdalen, Noruega, Urban (1971), que también tendría una edad precámbrica.

La idea conceptual de Maucher es que en épocas geológicas definidas tuvieron su apogeo o mayor depositación determinados elementos. En el caso del wolframio, la depositación primaria de la scheelita tuvo lugar desde el Precámbrico alto al Eopaleozoico.

Según Maucher (1965) existe un cinturón de yacimientos de Sb-W-Hg que abarca la franja mediterránea y sudasiática que se relaciona a viejos lineamientos (geosuturas en el sentido de Stille) por lo que las franjas mineralizadas se ubican en las grandes zonas de debilidad marginales a los viejos macizos (cinturón de Sb-W-Hg de Ferghana, presilúrico, y la provincia sudasiática de Sb y Hg de Hunan, China, silúrico).

6. Interpretación de las evidencias geológicas de la faja scheelítica de la provincia de San Luis

Si se comparan las evidencias geológicas consideradas en la sección 4 con el cúmulo de datos que se conocen de los estudios petrológico-geoquímicos, de otras partes del mundo, surgen claras evidencias como para que éstos yacimientos puedan corresponder al tipo de mineralización estrato-ligado de la asociación paragenética Sb-W(Mo)Hg, de origen singenético con la sedimentación.

Las referencias mundiales coinciden en

buena parte con nuestros yacimientos: numerosos depósitos se ubican en rocas carbonáticas, tactizadas, concordantes con las demás metamorfitas de la región. Los cuerpos generalmente son lenticulares y es común la repetición de bancos mineralizados. La mineralogía de la roca carbonática tactizada es muy uniforme no solamente en lo concerniente a los minerales calcosilicáticos sino fundamentalmente a las especies o cationes aportados singenéticamente. En los ejemplos mundiales se pudo advertir el contenido de los elementos minoritarios tales como Au, Bi y Mo, correspondientes a estas paragénesis.

Los esquistos biotíticos presentan localmente impregnación scheelítica, lo que podría ser explicado entendiendo que la secuencia de mineralización en su fase exhalativa submarina comienza con una precipitación cada vez más intensa, llega a un apogeo que transcurre mientras perduran determinadas condiciones óptimas, y luego decrece.

En la concepción actual en cuanto a que el tungsteno proviene de un aporte volcánico-exhalativo en sedimentación submarina, la presencia de rocas anfibólicas contiguas a las rocas carbonáticas tactizadas en nuestros yacimientos, nos inducen a pensar que la primera de las rocas mencionadas podría ser de origen volcánico. Mediante ulteriores estudios petrológicos y geoquímicos por Ti, Cr, Ni, posiblemente se pueda dilucidar el origen de estas rocas y si tienen alguna relación con metavulcanitas o metatufitas.

Quizá uno de los argumentos más concluyentes y decisivos en contra de un origen por metamorfismo de contacto es la falta o lejanía de cuerpos intrusivos. Imaginarse que soluciones hidrotermales puedan atravesar decenas de kilómetros a través de rocas tectonizadas como lo son éstas, sin dejar mineralización en su recorrido para depositar su carga solo en un banco reactivo, es poco probable.

Las pegmatitas cercanas a los yacimientos en cuestión son pobres o estériles en wolframio y no son consideradas, por varios de los autores que estudiaron la zona, como que aportaron la mineralización. Es asimismo poco probable petrológicamente que ciertos sedimentos se hayan metamorfozados regionalmente y bancos intermedios metasomatizados por contacto. Simpatizamos con la proposición de Clayton que las "tactitas" de los distritos mineros en considera-

ción son un tipo de "skarn" regional, y con Skaarup (1974) que manifiesta que el "skarn" de Bindal, Noruega, es un skarn de reacción en el sentido de Eskola, formado en el contacto de calizas y gneises en un último estadio de metamorfismo regional.

Consideramos asimismo que las vetas de cuarzo, al atravesar bancos mineralizados han asimilado contenido de tungsteno para luego formar scheelita o wolframita, que se consideran removilizados. Hay varios ejemplos mundiales que ilustran este hecho.

Con respecto a las relaciones que existirían entre los bancos mineralizados del distrito El Morro con otros cuerpos lenticulares subparalelos ubicados tanto al este (Los Halcones, San Antonio) como al oeste (Los Reventones, Pampa de Tamboreo, La Florida), es necesario un mayor conoci-

miento de la geología de la región para discernir si se trata de diferentes niveles estratigráficos o de repeticiones tectónicas.

Concluyendo: proponemos que la roca carbonática tactizada es un "skarn" formado por metamorfismo regional isoquímico, por lo que el wolframio se considera singenético con los sedimentos marinos. Tentativamente las anfibolitas o rocas de filiación anfibólica podrían ser de origen volcánico, aunque esto es sólo una postulación y faltan aún estudios al respecto. Los sedimentos y la mineralización singenética sufrieron en conjunto los efectos del metamorfismo regional. La franja scheelítica de las provincias de San Luis y Córdoba estaría ubicada en una zona marginal, probablemente precámbrica superior, del escudo brasileño.

Lista de trabajos citados en el texto

- Alessi, V., 1961. *Informe sobre las minas de scheelita del sector Norte del Distrito minero El Morro, prov. de San Luis*. Dir. Nac. Geol. Min. Inf. Inédito.
- Angelelli, V., 1950. *Recursos minerales de la República Argentina*. 1. Yacimientos metalíferos. Inst. Nac. Inv. Cs. Nat. Rev., Ser. Geol. 2. Buenos Aires.
- Angelelli, V., J. C. Fernández Lima, A. Herrera y L. Aristarain, 1970. *Descripción del mapa metalogenético de la República Argentina*. Dir. Nac. Geol. Min. Anales XV, Buenos Aires.
- Angermeier, H. O., 1964. *Die Antimonit-Scheelit Lagerstätten des Gerrei (Sudostsardinien, Italien) und ihr geologischer Rahmen*. Univ. Munich, Tesis doctoral.
- Brodtkorb, M. K. de y A. Brodtkorb, 1975. *Especulaciones sobre un origen singenético-sedimentario de la scheelita presente en las metamorfitas del NE de la provincia de San Luis*. VI Cong. Geol. Arg., Resúmenes. Buenos Aires.
- Burchard, U., 1972. *Geologische Untersuchungen zur Genese der Scheelit-lagerstätte King Island, Tasmanien*. Univ. Munich, Tesis doctoral.
- Cardoso, J., 1973. *Zeit und schichtgebundenheit des Borylliums im Paleozoikum der Ostalpen und dessen Beziehung zu Wolfram (Scheelit)* Univ. Munich. Tesis doctoral.
- Cingolani, C. A. y R. Varela, 1975. *Geocronología Rb-Sr de rocas ígneas y metamórficas de las Sierras Chica y Grande de Córdoba, República Argentina*. II Congr. Ibero-Am. de Geol. Econ., 1:1-35, Buenos Aires.
- Clayton, R., 1971. *Estudio petrológico de algunos yacimientos de tungsteno en la Sierra del Morro y la Sierrita del Yulto, provincia de San Luis, Argentina*. Univ. Tecn. del Estado, Contr. Cien. y Tec. 2, Santiago.
- González Bonorino, F., 1950. *Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas*. Asoc. Geol. Arg. Rev. 5 (3): 81-110, Buenos Aires.
- Gordillo, C. E. y L. A. Lencinas, 1972. *Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis*. En *Geología Regional Argentina*, Acad. Nac. de Ciencias, Córdoba.
- Höll, R., 1966. *Genese und Altersstellung von Vorkommen der Sb-W-Hg Formation in der Türkei und auf Chios, Griechenland*. Bayer. Akad. Wiss., math. nat. Kl. Abh. n. F. 127, Munich.
- Höll, R., 1971. *Scheelitvorkommen in Osterreich*. Erzmetall 24: 273-282.
- Höll, R. y A. Maucher, 1967. *Genese und Alter der Scheelit-Magnesit Lage stätte Tux*. Sitz. Bayer. Akad. Wissen. Math. nat. Kl.: 1-11, Munich.
- Höll, R., A. Maucher y H. Westenberger, 1972. *Synsedimentary-diagenetic ore fabrics in the strata and time - bound scheelite deposits of Kleinarltal and Felbertal in the Eastern Alps*. Min. Dep. 7 (2): 217-226. Berlin.
- Kittl, E., 1930. *El yacimiento de wolfram de la Mina Loma Blanca, prov. de San Luis*. Rev. Min. 2: 17-30 y 33-35, Buenos Aires.
- Lahusen, L., 1972. *Schicht und zeitgebundene Antimonit-Scheelit-Vorkommen und Zinnobervererzungen in Kärnten und Osttirol, Osterreich*. Min. Dep. 7 (1): 31-60. Berlin.

- Lapidus, A., 1955. *Informe sobre la mina de scheelita Cerro Morro N° 1, prov. de San Luis*. Dir. Nac. Geol. Min., Inf. inédito, Buenos Aires.
- Linares, F. y C. O. Latorre, 1973. *Nuevas edades radimétricas por el método potasio-argón, de rocas graníticas de Córdoba y San Luis*. V Cong. Arg. 1, 405-410, Buenos Aires.
- Linares, E. y J. C. Turner, 1975. *Comarcas con rocas de edad precámbrica sobre la base de dataciones radimétricas*. VI Cong. Geol. Arg. 1: 511-518, Buenos Aires.
- Maldonado, F., 1956. *Informe geológico-económico de la mina de scheelita Cerro Morro N° 1, prov. de San Luis*. Dir. Nac. Geol. Min., Inf. inédito, Buenos Aires.
- Maucher, A., 1965. *Die Sb-W-Hg Formation und ihre Beziehungen zu Magmatismus und Geotektonik*. Freib. Forsch. C 186: 173-188. Leipzig.
- Maucher, A., 1972. *Time and stratabound ore deposits and the evolution of the earth* 24th IGC, Sec. 4: 83-87, Montreal.
- Maucher, A., 1974. *Zeitgebundene Erzlagerstätten*. Geol. Rundsch. 63 (1): 263-275, Stuttgart.
- Maucher, A. y R. Höll, 1968. *Die Bedeutung geochemischer-stratigraphischer Bezugshorizonte für die Altersstellung der Antimonit Lagerstätten von Schlaining im Burgenland, Österreich*. Min. Dep. 3 (3): 272-285, Berlin.
- Padula, V., 1965. *Perspectivas de abastecimiento de una planta de concentración con mineral de scheelita procedente de los yacimientos de la zona de Cerro Morro, prov. de San Luis*. Dir. Nac. Geol. Min., Inf. inédito. Buenos Aires.
- Pastore, F., 1932. *Hoja 20i del Mapa Geológico de la Rep. Argentina, región oriental y media de la Sierra de Córdoba*. Dir. Nac. Geol. Min. Bol. 36. Buenos Aires.
- Pastore, F. y O. Ruíz Huidobro, 1952. *Descripción Geológica de la Hoja 24g, Saladillo (San Luis)*. Dir. Nac. Geol. Min., Bol. 78, Buenos Aires.
- Sister, R. y F. Maldonado, 1963. *Informe de scheelita de las minas de scheelita Loma Blanca y El Peje*. Dir. Nac. Geol. Min., Inf. inédito.
- Skaarup, P., 1974. *Stratabound scheelite mineralization in skarns and gneisses from the Bindal area, northern Norway*. Min. ep. 9 (4): 299-308, Berlin.
- Smith, W. C. y E. González, 1944. *Tungsten investigations in the Republic of Argentina, 1942-1943*. Un. Sv. Geol. Surv. Bull. 954-A. Washington. So. C. S., 1968. *Die Scheelitlagerstätte Sangdong*. Univ. Munich, Tesis doctoral.
- Sosic, M., 1964. *Descripción geológica de la Hoja 24h, Sierra del Morro (San Luis-Córdoba)*. Dir. Nac. Geol. Min., Bol. 95, Buenos Aires.
- Stoll, W., 1975. *Yacimientos "strata bound" de scheelita en el basamento cristalino de Argentina*. II Cong. Ibero Americano de Geol. Ecn. III, 76, Buenos Aires.
- Urban, H., 1971. *Zur Kenntnis der schichtgebundenen Wolfram-Molybdän Vererzung in Orsdalen (Rogaland), Norwegen*. Min. Dep. 6 (3): 177-195, Berlin.

Recibido: enero 17, 1979.

MILKA K. de BRODTKORB
 Consejo Nac. de Investigaciones
 Científicas y Técnicas.
 Servicio Minero Nacional
 Av. Santa Fe 1548 - 4º piso
 1060 Buenos Aires.

ALEJO BRODTKORB
 Servicio Minero Nacional
 Av. Santa Fe 1548 - 4º piso
 1060 Buenos Aires

GEOMORFOLOGIA CUANTITATIVA DE LA CUENCA DEL RIO MANSO SUPERIOR, RIO NEGRO, ARGENTINA. PARTE II: ANALISIS HIPSOMETRICO

JORGE RABASSA

Resumen

El método del análisis hipsométrico (área/altitud) es aplicado aquí por primera vez a paisajes de tipo alpino, poligenéticos y multicíclicos, utilizando cuencas de drenaje fluvial como unidad de estudio. Las curvas hipsométricas obtenidas se pueden referir en forma parcial a las curvas teóricas de Strahler, ajustándose adecuadamente a los ejemplos clásicos en la porción comprendida entre las cumbres de las divisorias y sectores intermedios ubicados alrededor de los 1250 ms.n.m. A partir de este sector, algunas curvas muestran exceso de masa en el paisaje y otras, por el contrario, deficiencia. Por tal razón, es necesario usar otros juegos de curvas para el ajuste. El exceso de masa es interpretado como la permanencia, en condiciones de inestabilidad, de cuerpos de sedimentos de origen glaciario en desequilibrio con los actuales procesos morfogenéticos, esencialmente fluviales. El déficit de masa es atribuido a la excavación profunda sufrida por la cuenca en el transcurso de las épocas glaciarias, en particular el último englazamiento. El corto plazo transcurrido desde la deglaciación es responsable de la falta de ajuste de las formas existentes al presente ciclo de erosión fluvial.

1. Introducción

Este trabajo es el segundo en una serie de investigaciones sobre la Geomorfología Cuantitativa de una cuenca fluvial de los Andes Patagónicos Septentrionales, la Cuenca del Río Manso Superior (fig. 1). En el primero de los trabajos del autor sobre esta cuenca (Rabassa, 1978a) se han descrito las características generales, ubicación, clima, hidrografía y geología de la región, como parte introductoria al análisis cuantitativo de la red de drenaje. Aspectos de la geología y geomorfología glaciaria han sido estudiados por Rabassa *et al.* (1977a; 1977b). Un mapa geomorfológico en escala 1:50.000 (Rabassa, 1978b) ha sido preparado en el marco del Estudio Ecológico Integral de la Cuenca del Río Manso Superior, proyecto que llevó a cabo el Pro-

Abstract

Hypsometric (area/altitude) analysis has been herein applied for the first time, to polygenetic, multicyclic, alpine-glaciated landscapes. The drainage basin is used as the physical unit for this study. The hypsometric curves that have been obtained can be referred to Strahler's theoretical curves only partially. The upper portion of the curves (between the summits and an intermediate section around 1250 ma.s.l.) fits perfectly well with classical examples. Below this point, some of the curves show an excess of landmass, considering the expected distribution according to the theoretical curves, and some others, on the contrary, present a deficiency. Due to this fact, it is necessary to use other set of theoretical curves to fit the lower part of the curve. The excess of mass in the landscape is interpreted as the conservancy, in a nonequilibrium state, of sediment bodies of glacial origin disadjusted with the present morphogenetic processes, mainly fluvial. Mass deficiency is attributed to intense glacial erosion, especially during Late Glacial times, when deep, glacial valleys were cut in the bedrock walls. Deglaciation is so recent for this part of the Andes (8 % of the area of the basin is still covered by glaciers) that the drainage systems have not had time enough to restore their equilibrium profiles.

grama de Análisis de Ecosistemas de la Fundación Bariloche, entre 1975 y 1978.

El objeto del presente trabajo es el análisis hipsométrico (área/altitud) de la cuenca mencionada en su totalidad, como así también el de las seis subcuencas que la integran. El análisis hipsométrico comprende la preparación de las curvas hipsométricas, la definición de sus parámetros fundamentales, la comparación con las curvas presentadas por otros investigadores y la interpretación geomorfológica de los resultados.

1.1. La Curva Hipsométrica

La curva hipsométrica describe la distribución de áreas de terreno comprendidas

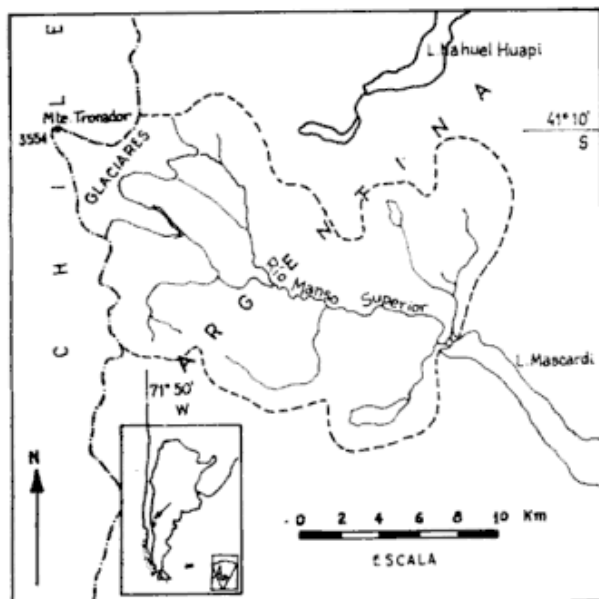


Fig. 1. — Mapa de ubicación. La línea punteada indica el límite de la Cuenca del Río Manso superior (= divisoria de aguas).

entre dos curvas de nivel consecutivas, con relación a su elevación relativa sobre la desembocadura de la cuenca.

En su forma moderna, fue utilizada por primera vez por Langbein (1947), pero fue Strahler (1952) el que desarrolló en profundidad el análisis de estas curvas. El método ha sido tratado y/o utilizado por varios autores, entre los cuales pueden citarse a Haan & Johnson (1966), Miller (1953), Coates (1956), Schumm (1956), Strahler (1957, 1964, 1968), Flint (1972), Coates (1972), Kowall (1976) y King (1966).

En la Argentina, el método del análisis hipsométrico ha sido utilizado por Iriondo (1972) para un sector de las Sierras Centrales de Córdoba, Iriondo (ob. cit., p. 143) ha utilizado el método para evaluar la distribución de las masas del terreno en forma similar a lo propuesto por Strahler (1952), es decir, confeccionar la curva hipsométrica para las cuencas consideradas y luego compararlas con las curvas teóricas presentadas por Strahler (1952, p. 1142). Se observa que Iriondo (1972, p. 143) ha tenido éxito en su comparación ya que ha podido referir sus curvas a los modelos teóricos. Sin embargo, Iriondo (ob. cit., p. 144) apunta que la interpretación fiel de las curvas de Strahler sugeriría que una de las cuencas estudiadas por él se encontraría en estado de "monadnock" o fase de senilidad, lo cual Iriondo encuentra inaceptable.

En la figura 2 se han representado (modificado de Strahler, 1952) los elementos involucrados en la definición y construcción de la curva hipsométrica. Se utilizan dos variables adimensionales: (1) la altura relativa (h/H) de una porción de la cuenca (h) en relación al desnivel total existente en ella entre la cumbre más elevada de la divisoria y la desembocadura (H), y (2) la superficie relativa (a/A) de la porción de la cuenca ubicada por encima de una determinada curva de nivel (a) en relación al área total de la cuenca, ambas en proyección planimétrica. De esta manera, la curva hipsométrica porcentual se construye mediante el ploteo de los diversos puntos obtenidos, los cuales constituyen una función continua que relaciona la altura relativa en ordenadas, con la superficie relativa en abscisas.

Strahler (1952, p. 1021) expuso el desarrollo de la función hipsométrica que es aplicable a la gran mayoría de las curvas hipsométricas obtenidas. Esta función es del tipo

$$y = \left(\frac{d-x}{x} \cdot \frac{a}{d-a} \right)^z$$

en la cual a y d son constantes, siendo d siempre mayor que a , y el exponente z es positivo o cero. Todas las curvas pasan necesariamente por los puntos extremos A y B ($A = \text{área, } 0\%$; altura, 100% ; $B = \text{área, } 100\%$; altura: 0%) del diagrama, poseen una forma de ese itálica o son cóncavas hacia arriba, y exhiben un punto de inflexión, cuya ubicación es variable según las distintas curvas. La pendiente de la curva en el punto de inflexión depende del cociente a/d , al cual se ha designado como r . La ubicación general de la curva en el gráfico depende del valor del exponente z .

Es deseable obtener valores porcentuales sobre ambos ejes. Por ello, y se define como el porcentaje de la altura total de la cuenca, y se utiliza $R = \frac{x-a}{d-a}$ para los valores

de abscisas, siendo $R = 0$ donde $x = a$, y $R = 1.0$ donde $x = d$. Las curvas teóricas de Strahler fueron obtenidas creando familias de curvas para cada valor de r , variando el valor de z , culminando en la preparación de una plantilla base para la comparación visual de curvas individuales.

Las curvas presentadas por Strahler poseen además de sus parámetros de construcción, los valores correspondientes a la pendiente en el punto de inflexión, para aquellas curvas donde z es menor que 1.0. El punto de inflexión fue considerado por Strahler (1952, p. 1123) como de gran importancia morfológica y posiblemente, de alta significación geomórfica.

La integral de la curva hipsométrica representa (en porciento) el volumen de masa limitado por la proyección vertical de las divisorias sobre el plano basal, a sus costados, por el plano basal o cota de la desembocadura, y por la superficie del terreno. Strahler (1952) demostró que la forma de la curva hipsométrica varía con el grado de desarrollo del paisaje de una región. Así, valores elevados de la integral hipsométrica corresponden con estadios de desequilibrio o "juventud", en el sentido de Davis; valores intermedios han sido identificados en paisajes en estado de equilibrio o "madurez"; valores bajos de la integral corresponden a la llamada fase de "monadnock", en la cual la persistencia de remanentes de erosión caracteriza a estadios finales del ciclo geomórfico. La remoción de estos remanentes llevará la curva hipsométrica a recuperar una posición de equilibrio.

1.2. Métodos de construcción de la curva hipsométrica

La curva hipsométrica puede ser confeccionada según el método utilizado por Strahler (1952), midiendo con un planímetro o integrador gráfico, las áreas planimétricas encerradas entre curvas de nivel consecutivas. Según los objetivos del trabajo, pueden elegirse otros intervalos de equidistancia distintos a los presentados por el mapa que se utilice. La integración gráfica con planímetro tiene el gran inconveniente de la imprecisión del método, ya que en algunos casos el error del planímetro puede ser mayor que el área a medir. El planímetro puede ser reemplazado por un medidor automático de áreas que consigna los valores de superficie en forma digital. De esta manera se elimina el error del instrumento mecánico, pero es necesario considerar que el recorte de las porciones sucesivas de la superficie total debe ser hecho con el máximo cuidado posible. En superficies muy pequeñas, el error que se introduce puede ser muy importante.

Las superficies pueden ser obtenidas por el método de puntos al azar, sugerido por Strahler (1956) y específicamente aplicado a curvas hipsométricas por Haan y Johnson (1966). Los puntos al azar pueden ser obtenidos de tablas *ad-hoc* o bien por programas de computación adecuados. La utilización de estos puntos puede hacerse de dos maneras: (a) se prepara una plantilla transparente con los puntos al azar dibujados sobre ella en un número adecuado, o (b) se utilizan los números al azar como pares de coordenadas ortogonales, siendo el primero la abscisa y el segundo la ordenada. En cada punto al azar, sea de la plantilla pre-elaborada, o bien obtenido por coordenadas, se lee la elevación sobre las curvas de nivel del mapa topográfico. La frecuencia de puntos dentro de cada clase altimétrica (por ejemplo, entre las curvas de 1250 y 1275 metros) será directamente proporcional a la extensión de esta clase dentro del conjunto integrado por la cuenca fluvial estudiada. Este ha sido el método utilizado en este trabajo.

Una tercera alternativa es dividir la cuenca o superficie a analizar en una grilla de áreas iguales y calcular la elevación del punto medio de cada grilla.

1.3. Usos de la curva hipsométrica

La curva hipsométrica ha sido utilizada por Langbein *et al.* (1974) para analizar aspectos de la distribución de las masas del terreno por encima de la desembocadura de la cuenca, y así poder estimar la tasa de concentración y descarga de las precipitaciones, o bien la distribución en la cuenca de las acumulaciones nivales. Strahler (1952) encontró la relación existente entre la curva hipsométrica y el valor de su integral respectiva, con los sucesivos estadios de evolución del paisaje en cuencas fluviales de tipo monogenético. Algunos autores (Miller, 1953; Schumm, 1956; Coates, 1956; Chorley y Morley, 1959) han utilizado esta técnica para describir las características morfométricas de cuencas fluviales, mientras que otros investigadores (Schumm, 1956; Morisawa, 1964; Flint, 1972) la han usado en sus estudios sobre evolución geomorfológica del paisaje, tanto en relieves naturales, microrrelieves, como en cuencas experimentales de laboratorio. Coates (1972) y Kowall (1976) han reconocido la íntima vinculación existente en-

tre la curva hipsométrica y las características hidrológicas de cuencas fluviales.

2. Curvas hipsométricas para la cuenca del río Manso Superior

Las curvas hipsométricas fueron preparadas según el método de muestreo por puntos al azar (Haan y Johnson, 1966) descrito más arriba. Se utilizaron más de 800 puntos para un área de 246,28 km², lo que representa un promedio de más de 3,25 puntos por km², es decir, casi un punto por centímetro cuadrado de mapa, en la escala 1:50.000 que es la disponible para este área. Las curvas obtenidas fueron chequeadas con curvas preparadas sobre la base del planímetro, según lo sugerido por Hann y Johnson (1966), pero no fueron halladas diferencias significativas. Por el contrario, la forma general de la curva era muy similar, mientras que el método de los puntos al azar proporciona un mucho mayor detalle al poder utilizar clases altitudinales iguales a la equidistancia mínima disponible, es decir, 25 metros. Se investigó la totalidad de la cuenca y de sus subcuencas de cuarto orden, Callvucu, Césares, Huamanco, Cauquenes, Castaño Overo, y Ventisquero Negro (los criterios para la jerarquización de la red de drenaje han sido expuestos en otro trabajo; Rabassa, 1978a).

Los valores obtenidos por el muestreo de puntos al azar fueron transformados en superficies equivalentes, asumiendo que la distribución de las observaciones representa la distribución real de las áreas consideradas entre curvas de nivel consecutivas. Los valores se agruparon en clases altitudinales de 25 metros, es decir, la equidistancia disponible. Con esos valores, se construyeron las curvas hipsométricas y se compararon éstas con las plantillas de familias de curvas presentadas por Strahler (1952, pl. 1.), (Figura 2).

No fue posible en ningún caso ajustar nuestras curvas hipsométricas con una única curva hipsométrica de la plantilla de Strahler, sino que un sector superior de la curva se ajustaba a una determinada curva teórica, mientras que el sector inferior (por debajo de un punto determinado) se ajustaba a otra curva de la misma u otra familia de curvas de la plantilla teórica. Por tal razón, se prefirió consignar los valores

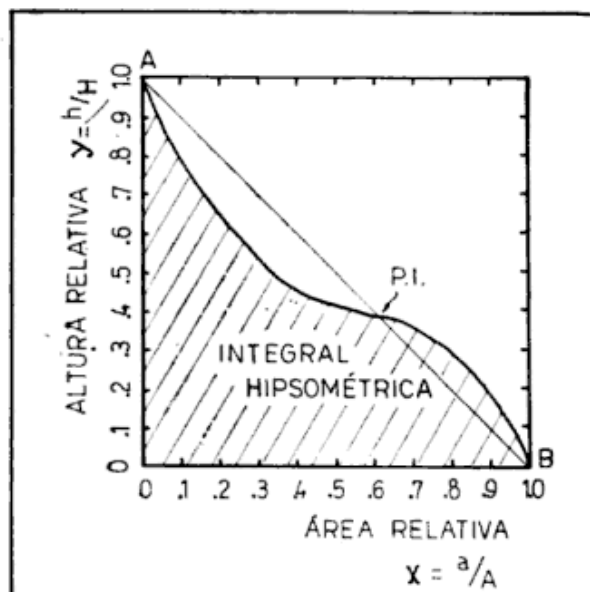


Fig. 2. — Elementos de la curva hipsométrica (modificado de Strahler, 1952). P.I. = "punto de inflexión". "A": punto de la curva hipsométrica donde área = 0 y altura = máximo. Corresponde a la más alta cumbre de la cuenca. "B": punto de la curva hipsométrica donde área = 100 % y altura = mínimo. Corresponde a la desembocadura del colector principal. El sector rayado representa el valor de la integral hipsométrica. La diagonal A-B representa una curva hipsométrica hipotética en la cual la distribución de las masas del terreno es idéntica para todos los intervalos de curvas de nivel.

correspondientes a ambos tramos de las curvas (Tabla 1). Se incluye además la altura del punto de ruptura del tramo superior de la curva, el porcentaje de altura en ese punto y en el punto de inflexión de acuerdo a la función hipsométrica teórica, y la diferencia observada entre ambos. La última columna indica el exceso (E) o déficit (D) de masa observado de acuerdo al tramo superior de la curva teórica.

Obsérvese que el segundo tramo para la subcuenca Césares no ha podido ser identificado debido a sus dimensiones muy reducidas. En este análisis se ha incluido además, una curva hipsométrica para la Cuenca total "corregida". Deseo extenderme sobre las consideraciones que me llevaron a preparar esta curva adicional.

El cerro Tronador (3554 m s.n.m.) es un antiguo volcán, de edad dudosa, pero ubicada entre el Mioceno Superior y el Pleistoceno inferior (Dessanti, 1972; González Bonorino, 1976; Rabassa *et al.*, 1977; Rabassa, 1978b). Este cerro ha crecido por acumulación de materiales volcánicos y piroclásticos (Larsson, 1940), sobre una su-

TABLA: 1

	$\% f$	r	z	s	m.s.n.m. ($^{\circ}$)	$\% H$ en PI	$\% H$ en ($^{\circ}$)	$\Delta \% H$	f real	$\Delta \%$	Δ
Césares	(a) 47,80 (b) ?	0,25 <0,01	0,49 ?	0,660 ?	1225	36	37	+ 1	48,29	0,49	E
Callvenco	(a) 47,69 (b) 50,0	0,10 0,50	0,35 0,65	0,490 0,790	1275	37	35	- 2	43,57	4,12	D
Huamanco	(a) 43,69 (b) 46,0	0,05 0,50	0,29 0,75	0,424 0,770	1250	36	38	+ 2	39,54	4,15	D
Cauquenes	(a) 46,15 (b) 52,0	0,01 0,25	0,175 0,45	0,290 0,650	1250	42	39	- 3	44,64	1,51	D
Ventisquero	(a) 40,72 (b) 34,0	0,50 0,05	1,0 0,4	0,380 0,425	1300	22	20	- 2	41,99	1,27	E
Castaño Overo	(a) 35,56 (b) 39	0,10 0,05	0,49 0,35	0,406 0,425	1250	22	27	+ 5	33,19	2,37	D
Total cuenca	(a) 17,28	0,01	0,45	0,190	1075	7	10	+ 3	16,58	0,70	D
Total cuenca (corregido)	(b) 35,56 (c) 42	0,05 0,50	0,375 0,9	0,424 0,7	1175	23	24	- 4	32,82	2,74	D

Referencias: f , integral hipsométrica en %; r, z: coeficientes de la función teórica; s: pendiente en el punto de inflexión; ($^{\circ}$): altura del punto de ruptura de la curva, en m.s.n.m.; $\% H$ en PI: porcentaje de altura total en el punto de inflexión; $\% H$ en ($^{\circ}$): porcentaje de altura en el punto de ruptura de la curva superior; $\Delta \% H$: diferencia observada entre ambos; E: exceso; D: déficit.

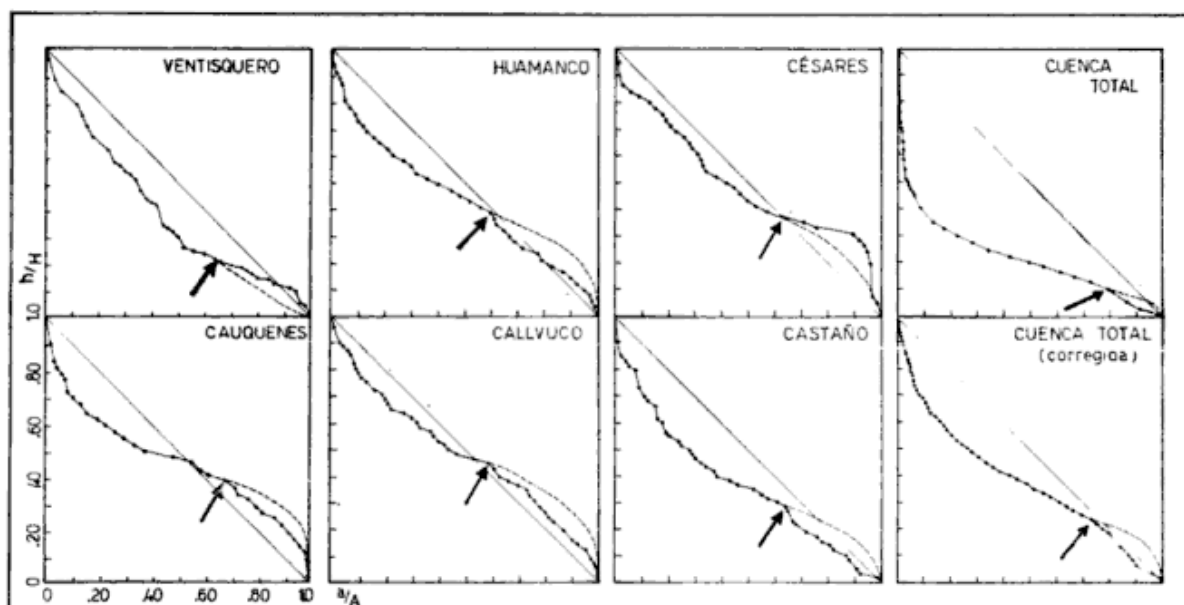


Fig. 3. — Curvas hipsométricas para la Cuenca del Río Manso Superior y sus subcuencas. La flecha en cada gráfico indica la posición en la cual se ubica el punto de ruptura de la curva teórica. La línea punteada representa la continuación que corresponde a la curva teórica, si ésta no se hubiera interrumpido en el punto de ruptura. El gráfico "Cuenca Total corregida" corresponde a la distribución de las masas del terreno eliminando aquellas que sobrepasan los 2.300 m.s.n.m.

perficie de erosión pre-existente que se identifica por la coincidencia de cumbres (*Gipfelflur*; Fairbridge, 1968, p. 426). Esta superficie es probablemente del Mioceno cuspidal o Plioceno (Rabassa, 1974; 1977). Es obvio entonces que se trata de un rasgo construccional y no erosivo del relieve, por lo cual es incorrecto comparar esta porción del paisaje de la cuenca con el resto, un relieve erosivo poligenético (fluvial-glacial) y multicíclico (varios estadios glaciarios; interestadiales o interglaciales fluviales) (Rabassa, 1978a). Por tal razón, se ha confeccionado una curva hipsométrica en la cual se ha considerado la isohipsa de 2.300 metros como la más superior de la cuenca (línea de coincidencia de cumbres), eliminando además el valor areal correspondiente a las porciones de terreno que sobrepasan dicha curva de nivel. Se trata de esta manera de analizar las relaciones de denudamiento y profundización de valles en el marco de una topografía de origen exogénico exclusivamente, sin incluir las porciones de terreno construídas por la acción endogenética.

Las curvas obtenidas presentan un rasgo común: la porción superior se ajusta a una cierta curva teórica de Strahler, mientras que la porción inferior lo hace a otra, perteneciente a otra familia de curvas. Ambas

porciones se distinguen claramente, pudiendo identificarse además el punto de ruptura de la curva superior. Este punto es altamente importante en la interpretación geomorfológica de las cuencas consideradas.

Los resultados presentados en la Tabla 1 permiten observar que las curvas correspondientes a las subcuencas Césares y Ventisquero exhiben una integral hipsométrica real cuyo valor es superior a la integral hipsométrica teórica para el tramo superior. Es decir, que el volumen de masa real de la cuenca, limitado por la superficie del terreno, el plano horizontal correspondiente al punto más bajo de la cuenca, y la proyección vertical de las divisorias sobre éste, es superior al que correspondería a un paisaje en armonía con la porción superior del relieve. El resto de las cuencas estudiadas presenta una situación inversa, es decir, la integral hipsométrica es menor que la esperada y existe, en consecuencia, un déficit de masa en el terreno.

Obsérvese además que existe una coincidencia bastante acentuada entre el porcentaje en altura correspondiente al punto de inflexión de la curva teórica, y el porcentaje en altura del punto de ruptura de ella, para cada una de las cuencas analizadas. La máxima desviación observada se en-

cuentra en la subcuenca Castaño Overo, con + 5 %.

3. Interpretación

Los hechos observados son los siguientes:

1) Las curvas hipsométricas obtenidas constan de dos porciones distintas: una superior y una inferior, separadas por un punto de ruptura de pendiente de la curva hipsométrica.

2) Ambas porciones se ajustan a distintas (y aun a distintas familias) curvas teóricas de Strahler.

3) El porcentaje de altura correspondiente al punto de ruptura de pendiente es groseramente similar al porcentaje de altura correspondiente al punto de inflexión de la curva teórica superior.

4) La integral hipsométrica obtenida es menor a la teórica del tramo superior, a excepción de las subcuencas Césares y Ventisquero, en las cuales es ligeramente mayor. Es decir, la cuenca en su totalidad y las subcuencas Callvuco, Huamanco, Castaño Overo y Cauquenes, presentan un déficit de masa, variable entre 4,15 % y 1,51 % para las subcuencas y 0,70 % para la cuenca en su totalidad, incluyendo el monte Tronador. Por el contrario, el exceso de masa observado en Césares y Ventisquero es de 0,49 % y 1,27 %, respectivamente; es decir, los valores de exceso son menores a los valores de déficit. La cuenca en su totalidad (corregida) presenta un déficit de masa de 2,74 %.

5) El punto de ruptura de la curva hipsométrica se encuentra en todos los casos, a excepción de la cuenta total incluyendo el Tronador, a una posición altimétrica similar, variable entre 1175 ms.n.m. (Cuenca total corregida) y 1300 ms.n.m. (Ventisquero).

Estas observaciones pueden ser interpretadas de la siguiente manera. Las curvas teóricas de Strahler fueron confeccionadas para paisajes monogenéticos de tipo fluvial y representan una distribución armónica de las masas de terreno en el relieve, distribución que está condicionada por las condiciones morfológicas actuantes sobre la cuenca analizada. En nuestro caso, se trata de paisajes poligenéticos (fluvial-glacial-fluvial) y multicíclicos (varias glaciaciones

e interglaciales), en los cuales la influencia de la acción glaciaria ha sido muy intensa (Rabassa, 1978b). La glaciación de esta cuenca ha sido del tipo alpino, habiendo existido probablemente una extensión del casquete glaciario del monte Tronador hacia las colinas y divisorias más cercanas, en la época de la máxima glaciación (Rabassa, 1978b). Por tal razón, la acción erosiva glaciaria se manifestó por sobre todo en el sector occidental, quizás hasta las divisorias locales, y en la parte más profunda de los valles, por donde se extendían los glaciares del valle del Tronador (hacia el lago Mascardi) y sus afluentes, los glaciares Huamanco, Castaño Overo-Alerce, Callvuco y Césares. Por encima del nivel máximo de glaciación (Rabassa, 1978b) los procesos morfológicos actuantes continuaron siendo esencialmente los mismos que en la época pre-glacial o aun que en la actualidad: las precipitaciones pluviales, el escurrimiento superficial no encauzado e incipientemente encauzado, y los procesos de nivación, junto a los procesos de remoción en masa inherentes a toda zona montañosa de pendientes abruptas y vegetación escasa. Por ello, entiendo que la porción superior de las curvas hipsométricas reales se ajusta adecuadamente a curvas teóricas, pues dicha porción refleja la distribución de las masas en el terreno en un paisaje de tipo fluvial-denudacional clásico, tal como aquéllos estudiados por Strahler (1952). El punto de ruptura representa la porción del terreno en el cual se produjo la discontinuidad de los procesos fluvio-denudacionales por la invasión de los hielos, es decir, coincide aproximadamente con el máximo nivel de glaciación alpina, o por lo menos, con la zona de acción efectiva de los hielos de valle. Strahler (1952, p. 1123) realiza una importantísima observación sobre el significado del punto de inflexión de la curva hipsométrica: "los puntos de inflexión tienen significado morfológico en las curvas hipsométricas pues ellos marcan el nivel en el cual la relación de decrecimiento de masa por encima, cambia de una tasa de decrecimiento progresivamente más rápida a una tasa de decrecimiento progresivamente más lenta. Investigaciones futuras podrán probar que este rasgo está relacionado a factores dinámicos, tales como la relativa importancia del escurrimiento superficial no encauzado y la reptación en niveles superiores, comparado con la erosión en canales y profundización de los

niveles inferiores". En este sentido, puede decirse que el punto de ruptura funciona como un indicador similar al punto de inflexión, y que en lugar de identificar la zona de transición entre los procesos denudacionales predominantes hacia arriba, de los procesos típicamente fluviales hacia abajo, en este caso separa las porciones del terreno que han sido afectadas por la excavación glaciaria de aquéllas que han mantenido los procesos fluvio-denudacionales como protagonistas principales en la morfogénesis. La coincidencia aproximada en altitud del punto de ruptura y el punto de inflexión está relacionada con la glaciación alpina y el desarrollo de los glaciares de valle. Como es sabido, los glaciares de valle se desarrollan siguiendo líneas de drenaje preexistentes, es decir, valles fluviales esculpados por la acción de las aguas corrientes. Estos valles son posteriormente remodelados por la acción de los hielos y de las aguas de deshielo, transformando el clásico perfil en "V" de los valles fluviales, en un perfil transversal en "U", característico de los valles englazados. (Embleton & King, 1975). Así, el punto de ruptura representa groseramente el máximo nivel altitudinal alcanzado por el "nuevo" valle glaciario en "U", altitud que está condicionada por la magnitud de la glaciación en el lugar, pero que a no dudarlo está también relacionada a la forma pre-glacial del valle. Esta forma a su vez, es una consecuencia de la distribución espacial de los procesos denudacionales y los fluviales típicos, por lo cual no es de extrañar que el punto de ruptura coincida aproximadamente con el punto de inflexión, ya que el límite de glaciación de valle ha estado a su vez condicionado por las zonas de erosión fluvial pre-existentes.

La porción inferior de la curva es en consecuencia la representación de un paisaje que es más un producto de exaración que de erosión fluvial, en aquellos casos donde se produce un déficit de masa en el paisaje. La remodelación glaciaria del valle fluvial es responsable de este déficit de masa, déficit que puede calcularse a partir de la diferencia entre la integral hipsométrica real y la integral hipsométrica que correspondería al tramo superior de la curva.

En aquellos casos donde se observa un exceso de masa, la razón parece radicar en la permanencia en condiciones de metaestabilidad, de grandes masas de sedimentos glaciares en porciones relativamente elevadas del paisaje. En nuestro análisis hemos

detectado dos: la subcuenca Césares y la subcuenca Ventisquero.

La subcuenca Césares presenta un cuerpo de agua de dimensiones considerables: la laguna Césares, la cual está endicada por depósitos morénicos y que en sí misma es un producto glaciario, tanto en la génesis de la depresión, como en las razones que permiten su subsistencia. En un paisaje fluvial "normal" no podría generarse un cuerpo de agua de esas características. Por ello, interpretamos la Laguna Césares, a los fines de este análisis, como un producto morfogenético de "acumulación" glaciaria, aunque en este caso se trate esencialmente de agua conservada en una posición inestable en el paisaje, y no de sedimentos. En el caso de la subcuenca Ventisquero, la presencia del glaciar Río Manso, como el importante arco morénico Neoglacial que se desarrolla a su frente, junto a la planicie fluvio-glacial, constituyen elementos "construccionales" del relieve glaciario. Por no tratarse de elementos "erosionales" de dicho paisaje contribuyen a la delineación de la curva hipsométrica con un "exceso" de masa en el relieve. Este criterio es muy similar al adoptado con respecto al cono volcánico del monte Tronador, y que justificó un análisis particular más arriba.

Estas condiciones morfogenéticas han sido reemplazadas, a partir de la deglaciación, por un nuevo ciclo de erosión fluvial. Sin embargo, la retirada de los hielos ha sido demasiado reciente (11.000 años o menos, Rabassa, 1978b) como para permitir una adecuación del paisaje a las nuevas condiciones imperantes. Así, es posible suponer que aquéllas porciones del paisaje que se encuentren en "desequilibrio hipsométrico", de acuerdo a lo establecido por las curvas respectivas, tenderán a recuperar el perfil de equilibrio correspondiente a los procesos morfogenéticos actuantes. Las integrales hipsométricas obtenidas se encuentran en el rango establecido por Strahler, p. 1125) para el "estado de equilibrio" o "madurez" en el sentido de Davis. Sólo escapa a esta regla la subcuenca Castaño Overo y la cuenca en su totalidad. Obsérvese que si tomamos la cuenca total incluyendo al monte Tronador, el valor de la integral baja fuertemente a 16,58 % un valor que está claramente dentro de la llamada "fase de monadnock" por Strahler (1952, p. 1128). Recordemos que Strahler trabajaba con cuencas fluviales monogenéticas; es obvio que en este caso, el término "monadnock" es inaceptable, ya

que se trata de un rasgo eminentemente erosivo (Twidale, 1968) de tipo residual, que no tiene vinculación alguna con este tipo de paisaje alpino. Lo que ocurre es que la inclusión de un rasgo construccional de origen volcánico como el gigantesco cono del monte Tronador, tiene un efecto distorsionante tremendo sobre la curva hipsométrica, al presentar un muy elevado rasgo del paisaje que posee escasa extensión areal. Por ello es que hemos optado por presentar una curva hipsométrica restringida a cota 2.300, tal como se explicara más arriba.

4. Conclusiones

Este trabajo ha permitido alcanzar las siguientes conclusiones sobre la curva hipsométrica y su importancia como herramienta de investigación geomorfológica cuantitativa.

1) La curva hipsométrica, al ser aplicada a paisajes de tipo poligenético (fluvial-glacial-fluvial) y multicíclico (varias glaciaciones e interglaciales) debe ser interpretada en forma distinta a como se hace en paisajes monogenéticos.

2) La comparación con las curvas hipsométricas teóricas de Strahler pudo ser realizada sólo por sectores. El sector superior representa la distribución altitudinal de las masas del terreno bajo condiciones fluvio-denudacionales, mientras que la inferior representa la porción del terreno afectada por los procesos glaciarios de valle.

3) El punto de ruptura de la curva superior representa el máximo nivel de glaciación.

4) La curva hipsométrica puede ser utilizada, en este tipo de paisajes, para evaluar:

a) magnitud de exaración;

b) cálculo del volumen de sedimento incorporado al glaciar por exaración;

c) la superposición de dos o más procesos morfogénéticos;

d) la existencia de anomalías geomorfológicas, tales como escalones erosivos, cuerpos sedimentarios, etc.;

e) la distribución de las áreas de alta erodabilidad potencial en una cuenca fluvial.

5) La curva hipsométrica no puede aplicarse, en el sentido clásico, a paisajes construccionales superimpuestos a relieves erosivos.

Agradecimientos

Las ideas que fundamentan el presente trabajo fueron desarrolladas durante la estadía del autor en el Department of Geological Sciences, State University of New York at Binghamton, en el transcurso de una Beca Fulbright de investigación (1975-76). Estas ideas fueron largamente enriquecidas por discusiones efectuadas con los Profesores Donald R. Coates y Marie Morisawa (S.U.N.Y.-Binghamton) y el Profesor Michael J. Woldenberg (S.U.N.Y.-Buffalo), como así también con el M.Sc. Lawrence Palmer, en esa época estudiante graduado en residencia en Binghamton.

NOTA: El resumen de este trabajo fue publicado en el volumen de "Resúmenes" del VII Congreso Geológico Argentino, p. 47, Neuquén, Abril de 1978, pero el trabajo final no fue expuesto allí.

Lista de trabajos citados en el texto

- Coates, D. R., 1956. *Quantitative geomorphology of small drainage basins in Southern Indiana*. Of. Naval Res., Proj. NR 389-042, Tech. Rep. 10 (Columbia Univ. Ph. D. dissertation), 57 pp.
- Coates, D. R., 1972. *Hydrogeomorphology of Susquehanna and Delaware basins*, in: *Quantitative Geomorphology, some aspects and applications*. M. Morisawa, ed., Publications in Geomorphology, Binghamton, N. Y.
- Chorley, R. J. y L. S. D. Morley, 1959. *A simplified approximation for the Hypsometric Intercal*. Journ. Geology, 67: 566-571.
- Dessanti, R., 1972. *Andes Patagónicas Septentrionales*. En: *Geología Regional Argentina*, A. Leanza, ed., Academia Nacional Ciencias, Córdoba.
- Embleton, C. y C. A. M. King, 1975. *Glacial Geomorphology*. Oxford Press.

- Fairbridge, R. W., 1968. *Gipfelflur*. En: *Encyclopedia of Geomorphology*, R. W. Fairbridge, ed., Reinhold Book Co., New York.
- Flint, J. J., 1972. *Fluvial systems, a re-evaluation of Horton's Laws*. Ph. D. diss., S.U.N.Y.-Binghamton.
- González Bonorino, F., 1976. *Geología del Río Manso*. Fundación Bariloche, inédito.
- Haan, C. T. y H. P. Johnson, 1966. *Rapid determination of hypsometric curves*. Geol. Soc. Am., Bull., 77: 123-126.
- Iriondo, M., 1972. *Geomorfología cuantitativa de las cabeceras del Río Carcarañá*. Actas del V Congr. Geol. Arg., 5: 139-147.
- King, C. A. M., 1966. *Techniques in Geomorphology*. Arnold, London.
- Kowall, S. J., 1976. *The hypsometric integral and low streamflow in two Pennsylvania Provinces*. Water Res. Res., 12 (3): 497-502.
- Langbein, W. B. et al., 1947. *Topographic characteristics of drainage basins*. U. S. Geol. Surv., Water-Supply Paper 968-C, p. 125-155.
- Larsson, W., 1940. *Petrology of interglacial volcanics in Northwestern Patagonia*. Inst. Geol. Univ. Upsala Bull.
- Miller, V. C., 1953. *A quantitative geomorphic study of drainage basin characteristics in the Clich Mountain area, Virginia and Tennessee*. Of. Naval Research, Proj. NR 389-042, Tech. Rep. 3 (Columbia Univ., Ph. D. Dissertation), 30 pp.
- Morisawa, M., 1964. *Development of drainage systems on an upraised lake floor*. Amer. J. Sci., 262: 340-354.
- Rabassa, J., 1974. *Geología de la región de Pilcaniyeu-Comallo, Río Negro*. Fundación Bariloche, Publ. Depto. Rec. Nat. y Energía, Nº 17.
- Rabassa, J., 1977. *Paleorreliieves cenozoicos en el oeste de la Provincia de Río Negro*. Actas del VII Cong. Geol. Arg., Neuquén, en prensa: Resúmenes, p. 47.
- Rabassa, J., 1978a. *Geomorfología Cuantitativa de la Cuenca del Río Manso Superior. Parte I: Análisis de Horton*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXIII (2): 139-157.
- 1978b. *Geomorphological map of the Upper Río Manso Basin*. Fundación Bariloche-SAREC, inédito.
- Rabassa, J.; S. Rubulis y J. Suárez, 1977a. *Los glaciares del Monte Tronador*, Anales Parques Nacionales, en prensa.
- S. Rubulis y J. Suárez, 1977b. *El glaciar de circo sur del Cerro Bonete*. Anales Parques Nacionales, en prensa.
- Schumm, S. A., 1956. *Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey*. Geol. Soc. Amer., Bull., 67: 597-646.
- Strahler, A. N., 1952. *Hypsometric (area/altitude) analysis of erosional topography*. Geol. Soc. Amer., Bull., 63: 1117-1142.
- Strahler, A. N., 1957. *Quantitative analysis of watershed geomorphology*. Trans. Amer. Geophys. Union, 38 (6): 913-920.
- Strahler, A. N., 1964. *Quantitative geology of drainage basins and channel networks*. En: Chow, V. T., ed., *Handbook of Applied Hydrology*, 4: 39-76. Mc. Graw-Hill Book Co.
- 1968. *Quantitative geomorphology*. En: R. W. Fairbridge, ed., *Encyclopedia of Geomorphology*. 898-912. Reinhold Book Co.
- Twidale, C. R., 1968. *Monadnock*. En: R. W. Fairbridge, ed., *Encyclopaedia of Geomorphology*. 709. Reinhold Book Co., New York.

Recibido: enero 26, 1979.

JORGE RABASSA
C. de Correo 1207
8400 San Carlos de Bariloche

CONDICIONES DE INESTABILIDAD DEL CIERRE DE LA LAGUNA DEL ATUEL, PROVINCIA DE MENDOZA

MIGUEL ANGEL GONZALEZ

I. Resumen

El dique natural que formó la Laguna del Atuel presenta condiciones que pueden alterar su estabilidad, provocando un aluvión con serias consecuencias aguas abajo (El Sosneado, Complejo Hidroeléctrico El Nihuil, zonas de riego de San Rafael, Gral. Alvear, etc.). En este informe se describe brevemente la geología local, mencionando las condiciones de peligro observadas y alertando sobre la necesidad de un estudio más profundo que señale las pautas a seguir para evitar un daño de otro modo imprevisible en tiempo y magnitud.

III. Introducción

Se efectuaron estas observaciones en oportunidad de realizar el reconocimiento de la alta cuenca del Río Atuel, a fin de completar el Inventario de Hielo Cubierto y Descubierta que está llevando a cabo personal del IANIGLA (Instituto Argentino de Nivología y Glaciología) CONICET.

Se realiza este informe pues se estima importante dar a conocer la situación de peligro que existe aguas abajo de esta laguna, ante la posibilidad de rotura de su cierre. Para ello, tanto en el terreno como en el gabinete, fueron de gran utilidad las fotografías aéreas a escala 1:50.000 cedidas por Fabricaciones Militares.

IV. Antecedentes

En el año 1914, la ruptura del dique natural de la laguna Carri Lauquen (Pcia. de Neuquén), también formado por un derrumbe, provocó un aluvión de consecuencias desastrosas (Groeber, P., 1916). En 1934 se produjo en la Pcia. de Mendoza un aluvión de graves consecuencias, por rápido desagote de una laguna formada sobre el río Plomo, afluente del río Mendoza, al ceder la masa de hielo que la endicaba (Reichert, F., 1967).

Ambos aluviones se produjeron durante períodos en que los ríos cordilleranos dre-

II. Abstract

The natural dam that formed the Atuel lake shows conditions that can alter its stability, producing an alluvion with serious consequences down waters (El Sosneado, Hydroelectric complex of El Nihuil, irrigated zones of San Rafael and General Alvear, etc.). In this report the local geology is briefly described, mentioning the dangerous conditions observed and alerting on the necessity of a more profound study that would set standard way to prevent a damage in another way unforeseeable in time and magnitude.

naban caudales muy por sobre su módulo (Madril, F., 1973).

V. Ubicación de la zona

La Laguna del Atuel se halla sobre la cuenca Norte del río homónimo, Pcia. de Mendoza, al Oeste del Volcán Overo (fig. 1 y 2) aproximadamente a 34° 30' Lat. Sur, 70° Long. Oeste y a unos 3.200 m s.n.m. El agua que drena de la misma es llevada por el río Atuel, siendo aprovechada en el complejo hidroeléctrico El Nihuil y más abajo aprovechada para riego en las zonas de San Rafael y Gral. Alvear (Mendoza).

VI. Condiciones geológicas e hidrológicas

Este espejo de agua tiene una superficie aproximada de 500.000 m² y un volumen estimado en 10.000.000 de m³ (Diez millones). Su origen se debe a un gran derrumbe de vulcanitas Coyochoilitenses (Groeber, P., 1947), en parte sobre sedimentos morénicos sueltos, ricos en material fino, existentes sobre el lado Occidental, y en parte sobre yeso. Sobre la superficie de los bloques del derrumbe, posteriormente se depositaron carbonatos que fueron obturando los espacios libres, hasta endicar totalmente el cauce y formar la actual laguna.



El cierre natural, con una altura de su talud aguas abajo oscilante en los 70 m, manifiesta un retroceso muy avanzado a lo largo de su vertedero, quedando sólo un ancho de aproximadamente 15 m de bloques formando la parte resistente del dique (fig. 3) con un talud aguas abajo superior a los 45° , lo que lo hace susceptible de derrumbes, máxime al estar bajo el continuo y violento golpear del agua drenada. Entre esos 15 m de bloques y la laguna, existen materiales morénicos recientes, inconsolidados, con abundancia de material fino (arenas y limos), fácilmente arrastrables por una corriente de agua.

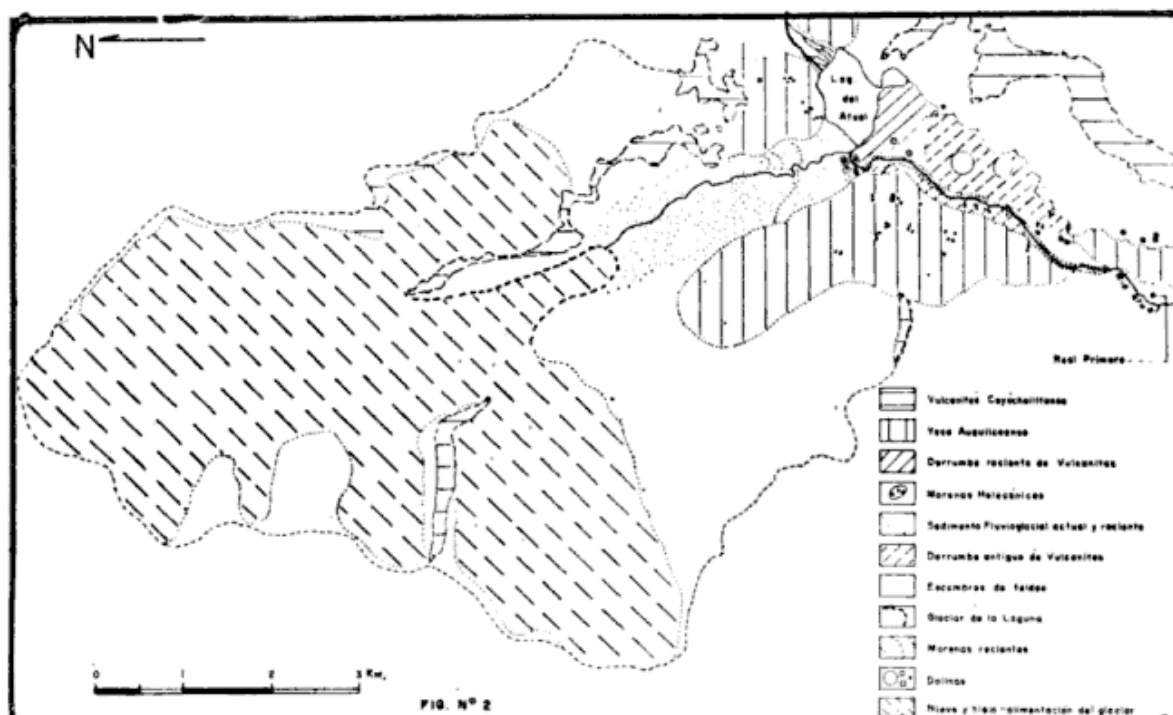
La mayor parte del vaso y el cierre del mismo, se apoyan sobre potentes capas de yeso, correspondientes al Oxfordiano del Geosinclinal de Cordillera Principal (Yrigoyen, M., 1972) comúnmente denominado Yeso Principal, Auquilcoense (Groeber, P., 1947), o Formación Auquilco (Yrigoyen, M., 1972, op. cit.). Este yeso presenta un estado de karst con abundantes dolinas (fig. 2 y 3) las que incluso se han formado bajo el mismo muro de contención de la laguna, indicando un avan-

zado estado de disolución y derrumbe del subyacente.

Sobre la orilla oriental de la laguna, apoyados en el Yeso de la Formación Auquilco, se alzan a más de 500 m de altura sobre el nivel de la misma, los mantos de vulcanitas Coyochoilitenses que constituyen el faldeo occidental del volcán Overo, cuyos derrumbes formaron el cierre de la laguna y los que actualmente siguen acumulándose al pié del talud.

Sobre la orilla occidental se halla el antiguo cauce del que ya Groeber (1947, op. cit.) llamó glaciar de la Laguna. Este posee una gran superficie de alimentación que descarga por un relativamente estrecho cauce (fig. 2) avanzando actualmente con un movimiento de tipo surge o de ondas (Corte, A.E., 1979), caracterizado por una extraordinaria velocidad de avance que puede alcanzar los 15 metros/día durante algunos periodos (Meir, M. F. and Post, A., 1969) y aún más, ayudado en verano por la subpresión bajo el glaciar, ejercida por el agua de ablación, la que facilita el rápido resbalamiento (Lliboutry, L. 1969, 1971); en esas condiciones pueden ocurrir desplazamientos del orden de los 5 km en un año (Lliboutry, L., 1969, op. cit.; 1970) y aún más (Post, A., 1972), hasta equilibrar el balance de la cuenca de alimentación, sobrecargada de nieve (Lliboutry, L., 1969, 1971). En estos momentos, el extremo proximal de este glaciar se halla aproximadamente a 2.000 m de la laguna.

Las aguas que nutren este reservorio provienen del glaciar mencionado y del derretimiento estacional del hielo cubierto existente hacia el norte de la cuenca, siendo aparentemente superior el caudal entrante que el drenado por su vertedero natural. Al respecto, existen pequeños sumideros a lo largo del talud de aguas arriba del dique, por lo que se infiere un importante caudal infiltrado por debajo del mismo, activando aún más la disolución del yeso infrayacente. En este caso, dadas las condiciones climáticas frías de la región de aporte de aguas, no puede esperarse que esa infiltración desaparezca por la formación natural de una capa (blanket) impermeable por depositación de arcillas sobre el fondo de la laguna, ya que la formación de éstas en ambiente frío es escasa. Además, el aporte de aguas provenientes de hielo cubierto se caracteriza normalmente por la carencia de materiales en suspensión y, si bien las aguas provenientes



del hielo descubierto generalmente arrastran materiales finos, en este caso particular las aguas provenientes del glaciar, con bastantes sedimentos en suspensión, drenan en su casi totalidad, directamente sobre el cauce del vertedero, yéndose aguas abajo por el Atuel.

Se observa que las precipitaciones cordilleranas de los últimos años tienen una tendencia a aumentar por sobre la media normal, (Corte, A.E. y Espizúa, L.E., 1978) y que la temperatura paralelamente tiende a bajar (Corte, A.E. y Espizúa, L.E., 1978) pensándose que ello motiva el Surge del glaciar de la Laguna, además de aumentar la potencialidad de generar grandes caudales ante un verano cuyas condiciones climáticas favorezcan una intensa ablación.

VII. Factores de peligro

Los factores observados que pueden afectar la estabilidad del dique natural, son los siguientes:

A. Factores Geológicos

1. — Colapso del yeso kárstico que soporta el dique, con ruptura de éste, por avance de la disolución o por movimientos sísmicos.

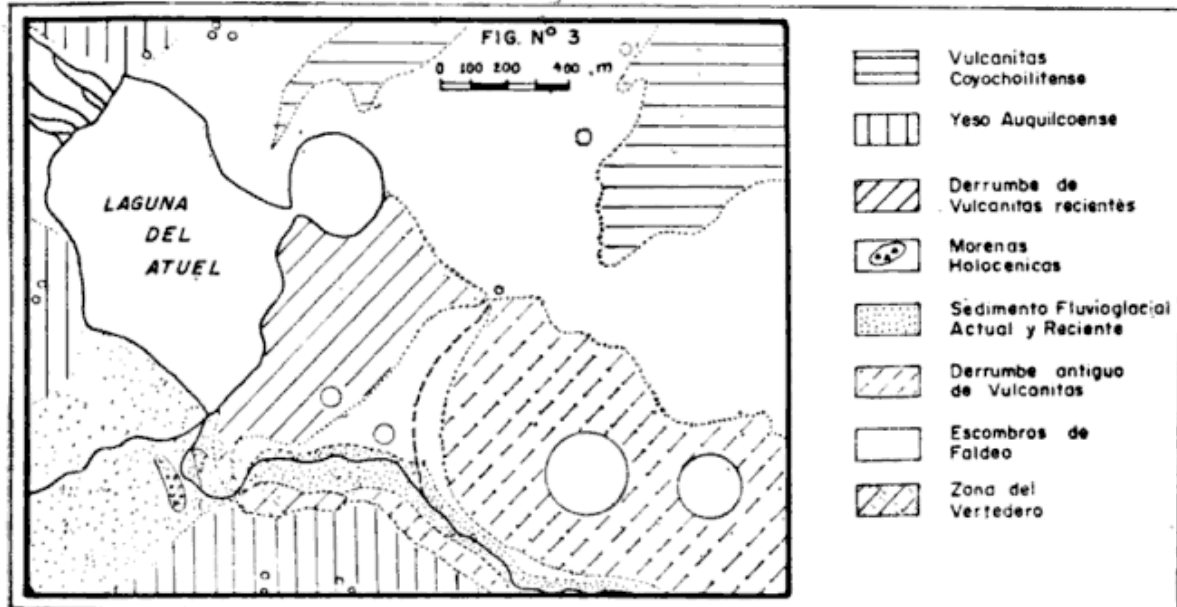
2. — Escisión total del dique de bloques en la zona del vertedero, con inmediato

arrastre del material morénico inconsolidado, factor que puede acelerarse con el derrumbe de los bloques que aún le dan solidez al vertedero, dado su elevado ángulo de talud, el continuo sometimiento al golpe del agua de drenaje, y la sismicidad areal.

3. — Sifonaje a través del material morénico en el sector occidental (vertedero) donde infrayace al material de derrumbe. En este caso también un sismo puede jugar un rol importante, ya que puede tixotropizar los sedimentos morénicos finos infrayacentes, con agua intersticial, o bien puede producir un deslizamiento subacuático de esos materiales (Terzaghi, K., 1957), desencadenándose el colapso de uno u otro modo.

4. — Derrumbe, dentro de la laguna, de una masa de vulcanitas similar a la que formó el cierre de la misma, originando un violento aumento del volumen de agua y una ola sísmica ("seismic wave"; van Dorn, W.G., 1965) que arrastre el dique en su parte más débil (vertedero). Este derrumbe puede originarse ante un colapso del yeso inferior, o también ante un temblor.

5. — Incremento de la Onda de Crecida (Surge) del glaciar, el que justamente se mueve hacia la zona del dique (fig. 2). Si bien el glaciar en este momento está avanzando en Surge debido a una sobrec-



carga en su cuenca receptora, también puede experimentar un violento avance debido a una repentina pérdida de estabilidad de la cuenca de alimentación sobrecargada, ante un sismo (Lliboutry, L., 1971; Wehrli, L., 1941).

El avance del glaciar entraña los posibles peligros siguientes:

a) Empuje directo del glaciar sobre el dique.

b) Aumento excesivo del volumen de agua drenada sobre el vertedero, debido a la entrada de la gran masa del glaciar en la laguna, acelerándose la escisión del vertedero.

6. — Posible formación de "bolsones" de agua subglaciaros que, al liberarse bruscamente hacia la laguna (Lliboutry, L., 1971), activen el corte del vertedero.

7. — Potencialidad sísmica de la zona. Precisamente se ha recalcado la posible influencia de los sismos como elementos desencadenantes de algunos de los otros factores de peligro mencionados, ya que la zona por hallarse vecina a la línea de choque de las Placas Sudamericana y Pacífica (Le Pichón, X., 1968; Dewey, J.F. y Horsfield, B., 1970) es propensa de soporiar violentos sismos. Al respecto, según los estudios realizados por el INPRES (Instituto Nacional de Prevención Sísmica), muchos grandes sismos han repercutido en esa zona con intensidades superiores al grado 5 en la escala de Mercalli Modificada (Cas-

tano, J. C., 1977), entre otros, los del 30-5-1929, 17-12-1920 y 14-4-1927, todos con epicentro en la provincia de Mendoza, el del 22-5-1960, con epicentro al sur de Chile, etc. También es grande la cantidad de sismos con epicentros registrados en zonas adyacentes, tanto del lado argentino como chileno (Castano, J. C., 1977).

En el Mapa de Zonificación Sísmica de la República Argentina elaborado por el INPRES, la zona de la laguna está dentro de la zona 3 con alto riesgo sísmico (Este Mapa divide al país en 5 zonas, denominando Zona 0 a las de riesgo sísmico inexistente y Zona 4 a las de máximo riesgo sísmico). Debido a ello es que en el Mapa de Intensidades Máximas más probables de ocurrir en 50 años en Argentina (Zamarrbide, J. L. y Castano, J. C., 1978) está dentro de las áreas con probables intensidades de 7 a 8 en la escala de Mercalli Modificada.

B. Factores no Geológicos

8. — *Factores no Geológicos:* Existen abundantes explosivos (algunos con sus detonadores) colocados sobre el dique. De acuerdo a los datos obtenidos, éstos habrían sido colocados con la intención de aumentar el flujo de agua durante un año de sequía. Su explosión no se llevó a cabo, pero tampoco fueron retirados, pudiendo llegar a constituir un importante elemento a considerar en la ruptura del dique, de hallarse en condiciones potenciales de explotar.

VIII. Conclusiones y recomendaciones

La laguna del Atuel presenta condiciones que pueden provocar la ruptura de su cierre. Si bien el volumen de agua de ésta es menor que el de la laguna Carri Lauquen y que el de la laguna que produjo el aluvión del río Mendoza en 1934, los daños que puede causar su desagote violento por cualquiera de las causas señaladas, o por otras no previstas en este informe, son imprevisibles al momento, por lo que se recomienda:

1. — Realizar un estudio completo, abarcando todas las variables del problema, para evaluar la posibilidad de un aluvión y la magnitud e implicancias que tendría el mismo, así como los modos de evitarlo o atenuar sus consecuencias.

2. — Retirar los explosivos existentes sobre el dique, o al menos comprobar su estado y potencialidad de explotar.

De estas conclusiones se ha informado a las autoridades correspondientes (Corte, A. E., 1979).

IX. Agradecimientos

Se agradece a las autoridades del BANCO NACIONAL DE DESARROLLO por haber facilitado la participación del autor en las tareas de campaña del IANIGLA correspondientes al verano 1978/79. Asimismo y por igual motivo se agradece al Dr. Arturo E. Corte, Investigador a/c de la Vicedirección del Instituto, además de agradecerle su orientación al respecto de los factores geocriológicos considerados para la elaboración del presente informe. Se agradece finalmente al Sr. Rafael Bottero por las ilustraciones realizadas, y a todo el personal del IANIGLA que de una u otra forma facilitó la labor.

X. Lista de trabajos citados en el texto

- Castano, J. C., 1977. *Zonificación sísmica de la República Argentina*. INPRES. Pub. Téc. 5:1-38. Fig. 1-19, San Juan.
- Corte, A. E., 1979. *Informe sobre las condiciones Glaciológicas y Geológicas de la zona de la Laguna del Atuel, Glaciar de la Laguna del Atuel y Río Atuel, Mendoza*. Superintendencia de Irrigación de la Pcia. de Mendoza. Inf. inéd.
- Corte, A. E. y L. E. Espizúa, 1978. *Glacier Inventory of the Río Mendoza Basin*. Internat. Workshop on World Glacier Inventory. En Prensa. 1-38.
- Dewey, J. F. y B. Horsfield, 1970. *Plate tectonics, orogeny and continental growth*. Nature. 224: 1031-1035.
- Groeber, P., 1916. *Informe sobre las causas que han producido las crecientes del Río Colorado (Territorios de Neuquén y La Pampa) en 1914*. Min. Agric. Nac., Dir. Gral. de Min. Geol. e Hidrol., Bol. 11, Serie B (Geol.) 1-29. Bs. Aires.
- Groeber, P., 1947. *Observaciones Geológicas a lo largo del Meridiano 70 - II: Hojas Sosneao y Maipo*. Asoc. Geol. Arg., Rev. II (2): 141-177. Buenos Aires.
- Le Pichon, X., 1968. *Sea floor Spreading and continental drift*. Jour. Geophys. Research, 73, 3661-3698.
- Lliboutry, L., 1969. *Contribution a la theorie des ondes glaciaires*. Can. J. Earth Sci. VI (4):943-953.
- Lliboutry, L., 1970. *Current Trends in Glaciology*. Earth Sci. Rev. VI: 141-147.
- Lliboutry, L., 1971. *Les Catastrophes Glaciaires*. La Recherche, II (12):417-425.
- Madril, F., 1973. *La probable causa de la disminución de caudales en los ríos cuyanos*. Jorn. Cient. Téc. "El agua y el futuro regional". Univ. Nac. Cuyo, Fac. Sc. Políticas y Sociales. 49-54, Mendoza.
- Meier, M. F. y A. Post, 1969. *What are Glaciar Surges?* Can. J. Earth Sci. VI (4):807-817.
- Post, Austin, 1972. *Periodic Surge origin of folded Medial Moraines on Bering Piedmont Glacier, Alaska*. Jour. of Glaciology, XI (62):219-226.
- Reinert, F., 1967. *En las cismas de las montañas y de la vida*. Acad. Nac. Agronom. y Veter., : 1-480. Buenos Aires.
- Terzaghi, K., 1957. *Varieties of submarine slope failures*. Norwegian Geotechnical Inst., Publ. 25, : 16, Oslo.
- Wehrli, Leo, 1941. *Drei Naturkatastrophen in den südamerikanischen Anden*. Volkshochschule. Art. Zürich.
- Yrigoyen, M., 1972. *Cordillera Principal*. En: Geología Regional Argentina. A. F. Leanza (ed. y dir.) : 345-364. Córdoba.
- Zamarbide, J. L. y J. C. Castano, 1978. *Determinación de los coeficientes sísmicos zonales para la República Argentina*. INPRES, Pub. Téc. 6:1-27. San Juan.

Recibido: abril 11, 1979

MIGUEL A. GONZALEZ
Banco Nacional de Desarrollo
Florida 1011
8000 Bahía Blanca

EGIDIO FERUGLIO

Estratigrafo de la Patagonia

A los 25 años de la desaparición del Dr. Egidio Feruglio, la Asociación Geológica Argentina desea recordar, a través de esta nota preparada por el Dr. Giovanni Cecioni, la obra y personalidad del destacado investigador de la Patagonia.



Egidio Feruglio en sus últimos años.
Dibujo de José Frutos J.

Hace 25 años, trabajando en la provincia de Magallanes, Chile, daba vuelta en mis manos a una carta cerrada, sin decirme a abrirla porque el nombre del remitente era el de la señora Aurelia Magrini de Feruglio, a quien nunca conocí y con la cual no había tenido oportunidad de cartearme. Inconscientemente buscaba la manera de retardar la llegada de una noticia dolorosa. En efecto, cuando calmado y animado por la curiosidad abrí el sobre, me enteré que Egidio Feruglio ya no podía contestar mis cartas: se había reunido con su querido único hijo varón, muerto en Turín menos de dos años atrás, cuando aún era un adolescente.

El destino me había preparado otro golpe fuerte, pues no había pasado mucho tiempo desde que Bonarelli y Migliorini, inolvidables maestros, nobles de alma y de progenie, amigos insustituibles, habían desaparecido.

Tuve una cierta relación con Feruglio, aunque nuestros contactos fueron esporádicos y cortos; además recién llegaba a la

Argentina, mientras Feruglio pensaba regresar a Italia, de la cual se había alejado en abril de 1925. Nuestros intercambios de ideas, personales y por carta, se centraban en la edad y facies del Paleozoico inferior del Norte Argentino, y sobre el Horizonte Calcáreo Dolomítico, cuya edad triásica, admitida por Bonarelli, parecía bastante criticable.

Es común y justificado que el emigrado añore su tierra natal, y que a una cierta edad, pasado el entusiasmo juvenil y presentándose la ocasión, regrese casi en busca de sí mismo, conservando en la mente imágenes estáticas de un mundo aparentemente inmutable. Aunque Feruglio nunca fue explícito en confiar las causas que lo impulsaron a abandonar la Argentina y volver a Italia, es posible que además de las razones de carácter afectivo y romántico le molestaran algunos de los acontecimientos que se desarrollaban en aquel entonces en la Argentina. Fue también Feruglio bastante renuente a exteriorizar los verdaderos motivos materiales, los más importan-

tes de los cuales fueron, según me pareció, de orden económico. Su actitud de romántico y despreocupado investigador no había dado excesiva importancia al dinero.

Tal vez en algo también contribuí yo en su decisión de regresar a Italia, aunque no deseaba entusiasmarlo pues no creía que los cambios producidos hubieran significado una mejora sustancial. El hecho fue que informé a Feruglio que el Ministro de Educación, Sr. Gonela, me había hecho conocer que estaba gestionando una ley especial, con la cual pretendía reparar las discriminaciones realizadas por el gobierno fascista.

Muchos creyeron entonces que habiéndose eliminado a los responsables Italia volvería a las condiciones anteriores. Feruglio fue uno de ellos, aunque como paleontólogo tal vez tendría que haber usado otros criterios, ya que no desconocía que la evolución, entendida como cambios y no como perfeccionamiento, es irreversible.

Lamenté sinceramente que hubiese dejado la Argentina. Su regreso a Italia significaba alejarse, y prácticamente desaparecer, de la escena de sus mayores logros científicos.

Feruglio, que en 1933 y 1936 no fuera admitido en los concursos efectuados en Italia por no pertenecer al Partido Fascista, fue nombrado en la Universidad de Turín en 1949, con efecto retroactivo al año 1933. Es así que, recién instalado en la Cátedra de Geología y Paleontología de la Universidad de Turín, me pidió una colección de fósiles de la Caliza Dolomítica, que yo había colectado en los años 1948-1951 al confeccionar un mapa geológico de parte de la provincia de Jujuy por encargo de la Universidad Nacional de Tucumán. Este material, que yo envié gustoso, y unos cuantos restos de plantas del Mesozoico inferior, era todo lo que quedaba como recuerdo material de aquella tierra que había abandonado. Tierra que le había proporcionado —creo— las más grandes satisfacciones científicas de su corta vida, y a la cual él había dado la mejor parte de su activo y metódico entusiasmo de naturalista.

Feruglio, uno de los nueve hijos de Luigi Feruglio y de Anna D'Agostina, modestísimos agricultores, participó como oficial de los alpinos en la Primera Guerra Mundial, durante la cual por sus actuaciones recibió la medalla de plata al valor. Después de haberse recibido, a los 23 años, bajo la guía del famoso Carlo De Stefani en Flo-

rencia, de Doctor en Ciencias Naturales con la máxima distinción, fue ayudante en la Cátedra de Geología de la Universidad de Cagliari, Cerdeña; pero solamente al emigrar a la Argentina, llamado por Bonarelli, encontró a la vez su vocación estratigráfica y un inmenso territorio geológicamente casi desconocido —la Patagonia— al cual se dirigieron sus mayores esfuerzos, salvo los dedicados al Devónico de El Quemado con los buenos resultados cronológicos que todos conocen.

Es redundante recordar a los argentinos los resultados alcanzados por Feruglio, y el tremendo salto que dio el conocimiento estratigráfico de la Patagonia con él. Pese a que como integrante de la "vieja guardia" muy raras veces usó categorías nomenclaturales como "formación", "grupo", etc., empleando en cambio términos tales como "estratos", "serie", "capa", etc., las unidades por él reconocidas y descritas constituyen la base sobre la cual se han apoyado la casi totalidad de los estudios posteriores efectuados en la Patagonia. Feruglio realizó la mayor parte de estos trabajos como funcionario de Y.P.F., desempeñándose además como profesor de la Universidad de Cuyo, donde en 1943 organizó el Instituto del Petróleo.

Solamente dos veces viajó a Italia: en el invierno de 1928-29, y luego, por más de un año, en 1932-34. En esta segunda oportunidad efectuó en Padua los estudios paleontológicos que culminaron con su *Palaontographia Patagonica*, el más importante de sus trabajos, excepción hecha de la grandiosa síntesis *Descripción Geológica de la Patagonia*. Esta última obra, editada en tres volúmenes, constituye una fuente de consulta permanente por la gran cantidad de información que encierra, y fue premiada con medalla de oro por la Sociedad Geográfica Argentina.

Las últimas publicaciones de Feruglio, impresas en Italia, sobre las plantas mesozoicas de la Patagonia, y sobre algunos braquiópodos y moluscos terciarios de la misma región, representan el fruto de estudios anteriores en la Argentina, perfeccionados con una revisión bibliográfica mucho más acabada. Estos trabajos fueron efectuados en Turín, en cuya Universidad se conservan estupendas colecciones, debidas principalmente al venerado Maestro Federico Sacco.

Aparte de una sentida necrología del conde Guido Bonarelli, lo poco original del

último y corto período italiano de Feruglio, es un retorno a la geomorfología, mas bien descriptiva, de los fenómenos cársticos del Friuli. Descripciones similares a las que hiciera cuando recién tenía 16 años; se podría decir con el poeta Belli, que:

en la árida edad del desengaño
 busqué las huellas de la primera vida.
 Volví a ver las flores, el almendro, el
 [jardín,
 todo en aquel paraíso perdido
 tenía su lágrima, su risa.

Entre sus primeras publicaciones italianas encontramos algunos estudios sobre depósitos glaciarios en los Alpes Orientales, y sobre las terrazas fluviales en los alrededores de Florencia; no tienen el alcance —sin duda— del importante trabajo sobre la ingresión marina senoniano-eocena en los Pre-Alpes Julianos, y las observaciones de carácter tectónico y geomorfológico sobre la fosa de la llanura del Campidano en Cerdeña.

¿Por qué aceptó Feruglio, en 1953, una cátedra en la Universidad de Roma? Aceptarla no significaba para él ni una mejora económica, ni una mejor biblioteca o colecciones más abundantes. Era —creo— el deseo de evitar la misma calle donde su hijo perdió la vida; un deseo de cambiar de ambiente, de fugarse de la realidad; un deseo de dar un motivo nuevo, una nueva finalidad a su vida aparentemente vacía ahora. Sin embargo no supo sobreponerse; aceptó así la invitación a la Cátedra de Roma, y siguió usando, como dice Carducci, “la vela y el remo en busca de su muerte”.

El cambio de ambiente aparentemente no produjo la mejoría esperada en su salud mental. No hubo reacciones. La foto que publicó de él el *Bolletino della Società Geologica Italiana* muestra a un individuo con una mirada ausente y dolorosa. Esta expresión no es la del Feruglio que los amigos conocían. Avejentado, descarnado, encorvado, de hombros caídos. La pluma maestra de mi amigo José Frutos J. aquí lo personifica. La corbata es negra. Siguiendo la costumbre de las antiguas familias griegas, que tras la muerte de un familiar usaban vestimentas negras, pretendiendo evitar así que la muerte se llevase una nueva víctima, también Feruglio, pocos meses antes de su muerte, usó inútilmente el mismo símbolo que el cristianis-

mo primitivo convirtió en expresión externa del dolor.

En la ruidosa Ciudad Universitaria de Roma, el silencio interior, el aislamiento voluntario, tienen que haber sido terribles para un Feruglio recordando permanentemente a su hijo Arturito, en el cual había visto con orgullo a un futuro geólogo:

Tú, flor de mi planta
 golpeada y consumida,
 tú, de la inútil vida
 extrema única flor,

Estás en la tierra fría,
 estás en la tierra negra,
 ni el sol ya te alegra
 ni te despierta amor.

(Carducci)

Dramática, relataba Gortani, fue la tarde en la cual Feruglio, durante la reunión invernal de 1954 de la *Società Geologica Italiana*, fue elegido vice-presidente de la misma, lo cual significaba ser presidente por el bienio 1956-7. Dramática porque, con perturbada voz, suplicaba que le evitasen esa carga; afirmaba Feruglio que sus fuerzas ya no eran las de antes; su empuje se había amortiguado, su actividad menguado. Insistente e inútilmente sus amigos friulanos le ofrecían su apoyo.

No aceptó. Seis meses después, a los 57 años de edad, el 4 de julio de 1954, veraneando en Feletto Umberto, provincia de Udine, donde había nacido el 1° de septiembre de 1897, dejó a su señora, a su hija, a sus hermanos, a su Friuli, a su Patagonia, sin consuelo. Se fue añorando tal vez la tranquilidad que había tenido en su segunda patria, recordando las mesetas cubiertas de coirón y los Alpes Patagónicos cubiertos de hielo que había cruzado con el Padre Alberto de Agostini.

Los amigos, los discípulos, y los discípulos de sus discípulos, hoy, después de 25 años de su muerte, recuerdan su personalidad y siguen admirando sus trabajos, verdaderas piedras angulares de la Estratigrafía de la Patagonia, creadas allá donde “ulula el viento y ruge la tormenta”.

GIOVANNI CECIONI

con la colaboración de A. C. RICCARDI

Trabajos publicados por Egidio Feruglio

1. Due giorni sull'altipiano di Prat (Prealpi dell'Arzino). *Alto* (Cronaca Soc. Alp. Friul.), XXIV :71-73, 1913.
2. Una vertebra di *Cervus elephus* Linn. nelle argille lacustri di Val di Mea (alto bacino del Torre). *Ibid.*, XXV :117-119, 1914.
3. Nota preliminare sulle frane di Anduins (Val dell'Arzino). *Mondo sotterr.* (Riv. d. circolo Speleol. e Idrol. Friul), IX: 93-95, Udine, 1913-14.
4. Alcune piccole grotte nelle valli dei torrenti Cosa e Arzino. *Ibid.* IX:131-133.
5. La temperatura di alcune sorgenti dell'anfiteatro del Tagliamento. *Ibid.*, X:33-39, 1914.
6. Vita del Circolo (speleologico e idrologico friulano). Grotta Veleniza, *Ibid.*, IX:73; 1913; Pozzo con neve nella catena del M. Musi, *Ibid.*: 97; Una grotticella nel conglomerato quaternario a Buia, *Ibid.*, X:46; 1914; Nuove cavità carsiche nella catena del M. Musi, *Ibid.*: 96; Escursioni speleologiche nelle Prealpi del Torre, *Ibid.*, :97; Avanzi dell'industria umana nel "Foran di Landri" sopra Prestento, *Ibid.*, XV-XVI: 64, 1919-20; Studi idrologici nella Bassa friulana, *Ibid.*, XVII-XVIII: 32; Una visita alle foci dello Stella, *Ibid.*: 33; Una visita al "Landri scur" presso Claut, *Ibid.*: 34; Escursioni alla foce del Tagliamento e alla spiaggia di Lignano, *Ibid.*: 34; La sorgente della "Tacqua nera" in val dell'Arzino, *Ibid.*: 35; Una visita alle grotte di Timau, *Ibid.* XVIII-XIX: 93, 1922-23; Voragine del M. Tomba, *Ibid.*: 94; La sorgente del "Fornat" a Torreano di Cividale, *Ibid.*: 94.
7. Contributo allo studio dei fenomeni carsici nelle Prealpi Carniche, *Ibid.* X: 79-87, 1914.
8. Il "Ciondar des Paganis" stazione meolitica presso Faedis (Prealpi Giulie). *Ibid.*, XII: 37-48, 1916.
9. Studio delle frane di Anduins (Prealpi dell'Arzino). In *Alto*, XXVI: 70-80, 1915.
10. Ricerche sulle arboricole del pioppo comune (*Populus nigra* L.) in Friuli. *Ibid.*, XXVII: 91-103, 1916.
11. Terrazzi antichi sulle colline di Rosazzo in Friuli. *Ibid.*, XXVIII-XXX: 11-13, 1919.
12. Superficie dei boschi del Basso Friuli. *Riv. Geogr. Ital.*, XXVII: 199-204, Florencia, 1920.
13. I terrazzi della pianura pedemorenica friulana. *Pubbl. n. 107 Uff. Idrogr. Magistr. alle Acque*, 94 pp., Venezia, 1920.
14. Giuseppe Feruglio (Necrologia). In *Alto*, XXXI (1): 2-9, 1919.
15. Il giacimento di ematite rossa del Roncàt (valle del Rio Bianco, bacino dell'Isonzo). In *Alto*, XXXI: 3-7, 1920.
16. A proposito della costituzione geologica del colle di Udine. *Ibid.*, XXXI: 18-21.
17. Le terrazze della valle della Sieve e dei dintorni di Firenze. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, XXXIX: XCH-C, Roma, 1920.
18. Le tracce glaciali nel bacino di Erto e presso Cimolais (Prealpi Carniche). *Ibid.*: CI-CIII.
19. Osservazioni sui ghiacciai del gruppo dell'Adamello. di GB. De Gasperi. In *Scritti vari di geografia e geologia di G.B. De Gasperi*, 279-90, Florencia, 1921.
20. La frana del Monte Faèit sopra Magnano in Riviera. In *Alto*, XXXII: 16-21, 1921.
21. Il "Foran di Landri", nuova stazione preistorica in Friuli. *Mondo sotterr.*, XVII: 1-32, 12 fig., 1921.
22. Le correnti d'aria nei pozzi della pianura friulana. *Atti VIII Congr. Geogr. Ital.*, II: 209-19, Florencia, 1921.
23. Sui monti di Claut. In *Alto*, XXXII: 60-74, 1921; XXXIII: 7-15, 1922.
24. La grotta "Furmie" nella valle del torrente Malna (Friuli). *Mondo so terr.*, XVII-XVIII: 24-31, 1921-22.
25. Sulla posizione trasgressiva del Senoniano e dell'Eocene nelle Prealpi Giulie. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, XLII: 221-29, 1922.
26. Il disboscamento e il trasporto del legname in Friuli (Note antropogeografiche). In *Alto*, XXVIII: 49-54, 1922; XXXIV: 12-20, 1923.
27. L'altipiano carsico del Ciaorlecc nel Friuli. *Mondo sotterr.* XVIII-XIX: 1-89, 12 fig.
28. I limiti altimetrici della vite nel Friuli. *Boll. Assoc. Agraria Friul.*, 49 pp., Udine, 1923.
29. Le piogge e le piene dei fiumi friulani nella terza decade del settembre 1920. (Parte II. I corsi d'acqua pedemoreniche. Considerazioni riassuntive). *Pubbl. n. 114 Uff. idrogr. Magistrato Acque*: 43-75, Venezia, 1924.
30. Sulla morfologia del Campidano in Sardegna. *Boll. Soc. Geol. Ital.* XLIII: 205-8, 1924.
31. Le prealpi fra l'Isonzo e l'Arzino. Descrizione geologica. *Estr. d. Boll. Assoc. Agraria Friul.*, 304 pp., Udine, 1925.
32. La zona delle risorgive del Basso Friuli fra il Tagliamento e la Torre. Descrizione geologica e idrologica. *Annali Staz. Chim. agr. sperim. Udine* (3) I: 346 pp., 1925.
33. *Carta geologica delle Tre Venezie al 100.000: Foglio "Udine"*. Uff. Idrogr. Magistrato Acque, 1925.
34. La carta geoagronomica dell'anfiteatro morenico del Tagliamento. *Actes IV Confér. Intern. Pédologie* III: 517-522, Roma, 1926.
35. Rilevamento geologico della zona delle risorgive fra il Tagliamento e la Torre (Friuli). *Ibid.*: 522-25.
36. Estudio geológico de la región pre- y subandina en la latitud del Nahuel Huapi. *Anal. Soc. Arg. Estud. Geogr. "GAEA"*, II: 425-34, Buenos Aires, 1927.
37. Ricerche geologiche nell'Uruguay. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, XLVI: 67-77, 1927.
38. Costituzione geologica della regione del Golfo di San Giorgio (Patagonia). *Ibid.*, XLVII: 253-74, 5 fig., 1928.
39. Apuntes sobre la constitución geológica de la región del Golfo de San Jorge. *Anal. Soc. Arg. Estud. Geogr. "GAEA"*, III: 395-486, 1929.
40. *Note illustrative della carta geologica delle Tre Venezie, Foglio "Udine"*. Uff. Idrogr. Mag. Acque, 77 pp., Padua, 1929.
41. Il Bús de la Lum nell'altipiano del Can-

- siglio. *Le Grotte d'Italia*, III: 110-119, Milán, 1929.
42. Nuove ricerche sul Quaternario del Friuli. *Giorn. di Geol.*, (2) IV: 1-36, Bologna, 1929.
 43. Una visita alle morene antiche del Garda. *Ibid.*: 37-49.
 44. Fossili devonici del Quemado (San Pedro de Jujuy) nella regione subandina dell'Argentina settentrionale. *Ibid.*, V: 71-97, 1930.
 45. Origine delle depressioni chiuse della regione del Golfo di San Giorgio (Patagonia). *C.R. XV Intern. Geol. Congr.*, II: 557-67, Pretoria, 1929.
 46. Il Devonico nella regione subandina dell'Argentina settentrionale. *Ibid.*: 568-71.
 47. Observaciones acerca de un trabajo del Ing. I. Serghiescu sobre la región petrolífera de Comodoro Rivadavia. *Bol. Inf. Petrol.* VII 27 pp., Buenos Aires, 1930.
 48. Origine delle depressioni chiuse della regione del Golfo di San Giorgio (Patagonia). *Mem. Geol. e Geogr. di G. Dainelli*, II: 153-233, 40 fig., Florencia, 1931.
 49. Nuevas observaciones geológicas en la Patagonia Central. *Direcc. Yac. Petrol. Fiscales Contrib. a la I Reunión Nac. de Geogr.*, IV: 24 pp., 2 fig., Buenos Aires, 1931.
 50. Observaciones geológicas en las provincias de Salta y Jujuy. *Ibid.*, VII: 39 pp., 4 fig.
 51. Las terrazas marinas del Golfo de San Jorge (Patagonia). *Bol. Inf. Petrol.*, IX: 43 pp., Buenos Aires, 1932.
 52. Il giacimento d'ematite rossa del Roncat (Valle del Rio Bianco, bacino dell'Isonzo). *Giorn. di Geol.*, VII: 83-89, 3 fig., 1932.
 53. Risultati scientifici della spedizione A. De Agostini nelle Ande del Lago Argentino (Patagonia australe). *Boll. Soc. Geol. Ital.* LI: 85-94, 1932.
 54. A proposito di altimetria barometrica nelle voragini. *Le Grotte d'Italia*, VI: 190-92, Milán, 1932.
 55. La glaciación attuale, le fasi glaciali quaternarie e i loro rapporti coi terrazzi marini della Patagonia. *Boll. Com. Glaciol. Ital.* n. 13: 50-90, 1933.
 56. Relazione della campagna glaciologica del 1932. Alpi Giulie, gruppo del Canin, *Ibid.* 246-50.
 57. Osservazioni intorno all'anfiteatro morenico del Lago Buenos Aires (Patagonia) e a un cono vulcanico su di esso inserito. *Boll. Soc. Geogr. Ital.*, (6) X: 246-55, 3 fig., Roma, 1933.
 58. Fossili devonici della Sierra del Porongonal nella regione subandina della Argentina settentrionale. *Giorn. di Geol.*, VIII: 127-46, Bologna, 1932.
 59. Fossili liassici della valle del Rio Genua (Patagonia). *Ibid.*, IX: 1-64, 1934.
 60. La serie mesozoica nelle Ande del Lago Argentino (Patagonia australe), *Ibid.*: 1-64.
 61. I terrazzi marini della Patagonia. *Ibid.*, VIII bis: 1-288, 1933.
 62. Nuevos datos sobre las terrazas marinas de la Patagonia. *Bol. Inf. Petrol.* 102: 20 pp., Buenos Aires, 1933.
 63. Prospetto riassuntivo dei terrazzi marini della Patagonia. *III Rapp. Commiss. Terrasses Plioc. et Pléistoc., Congr. Intern. Géogr.* (1931): 140-55, 3 fig., Paris 1933.
 64. Informe preliminar sobre los resultados científicos de la expedición A. De Agostini al Lago Argentino (Patagonia). *Primera Reunión Nac. de Geogr.*, (1931): 20 pp., 3 fig., Buenos Aires, 1933.
 65. Relazione della campagna glaciologica del 1933. Alpe Giulie. Gruppo del Canin. *Boll. Com. Glaciol. Ital.* 14: 295-97, 1934.
 66. Sobre un depósito reciente de ceniza volcánica en los alrededores de Comodoro Rivadavia. *Notas Prelim. Museo La Plata*, II: 41-49, Buenos Aires, 1934.
 67. I ghiacciai della Patagonia. *L'Universo*, XV: 825-37, 10 fig., Florencia, 1934.
 68. Relaciones estratigráficas y faunísticas entre los estratos cretáceos y terciarios en la región del Lago Argentino y en la del Golfo de San Jorge (Patagonia). *Bol. Inf. Petrol.* 58: 128-30, Buenos Aires, 1935.
 69. Nell'America Australe. Aspetti della Patagonia. *Le Vie d'Italia e del Mondo*, III: 1223-47, Milán, 1935.
 70. Aspetti dell'America Australe. La pastorizia in Patagonia. *Ibid.*, IV: 96-116, 1936.
 71. Sedimenti marini nel sottosuolo della bassa pianura Friulana. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, LV: 129-36, 1936.
 72. Sobre la presencia del Santacruciano en la Pampa del Castillo (Golfo de San Jorge). *Notas Museo La Plata*, I, *Geología*, 237-46, Buenos Aires, 1936.
 73. Nota preliminar sobre algunas especies de Moluscos del Cretáceo y Terciario de la Patagonia. *Ibid.*, *Paleontología*, I: 277-300, 1936.
 74. Sobre la presencia de grandes rodados en las mesetas de la región del Golfo de San Jorge (Patagonia) y las Guayquerías de Tunuyán (Mendoza). *Anal. Soc. Arg. Est. Geogr. "GAEA"*, IV: 189-208, 16 fig., 1936.
 75. Palaeontographia Patagonica. *Mem. Ist. Geol. Univ. Padova*, X-XI: 384 pp., 1936-7.
 76. Una nuova Dipterida del Mesozoico superiore della Patagonia. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, LVI: 1-16, 1937.
 77. Una interesante Filicina fósil de la Patagonia. *Bol. Inf. Petrol.* 151: 5-20, Buenos Aires, 1937.
 78. Algunos datos sobre el límite altimétrico de la vegetación arbórea en la cuenca del Lago Argentino. *Anal. Soc. Arg. Est. Geogr. "GAEA"*, V: 91-96, 1937.
 79. Las terrazas marinas de Santa Rosa, Estancia Darwin y Punta Guanaco en la Patagonia. *Ibid.*, 221-28, 2 fig., 1937.
 80. Dos nuevas especies de "Hausmannia" de la Patagonia. *Notas Museo La Plata*, II, *Paleontología*, 125-36, 1937.
 81. El Cretáceo superior del lago San Martín y de las regiones adyacentes. *Physis* (Rev. Soc. Arg. Cienc. Natur.) XII: 293-342, Buenos Aires, 1938.
 82. Variaciones del frente del glaciar Moreno (Lago Argentino). *Anal. Soc. Arg. Est. Geogr. "GAEA"*, VI: 185-92, 1938.

83. Relaciones estratigráficas entre el Patagoniano y el Santacruciano en la Patagonia austral. *Rev. Museo La Plata*, (N.S.) I: *Geología*, 129-59, 6 fig., 1938.
84. Una reunión de geólogos de Y.P.F. y el problema de la terminología estratigráfica. (En colab. con E. Fossa Mancini y J. C. Yussen). *Bol. Inf. Petrol.* (171): 67 pp., 1938.
85. *Mapa geológico de la Patagonia al sur del paralelo 42° y Tierra del Fuego. Escala 1:2.000.000.* Dir. Gen. Yac. Petrol. Fis., Buenos Aires, 1939.
86. Nota preliminar sobre la hoja geológica "San Carlos de Bariloche" (Patagonia). *Bol. Inf. Petrol.* (200): 27-64, 1941.
87. La flora liásica del valle del Río Genoa (Patagonia): Ginkgoales et Gymnospermae incertae sedis. *Notas Museo La Plata*, VII *Paleontología*, (40): 93-110, 1942.
88. Recientes progresos en el conocimiento geológico de la Patagonia y Tierra del Fuego. *Anal. I Congr. Panamer. Ing. Minas y Geol.*, II: 380-401, Santiago de Chile, 1942.
89. *Mapa geológico de la zona Oeste del meridiano 62°, entre los paralelos 32° y 42°. Escala 1:2.000.000.* Dir. Gen. Yac. Petrol. Fis., Buenos Aires, 1943.
90. Estudios geológicos y glaciológicos en la región del Lago Argentino (Patagonia). (Expedición Alberto M. De Agostini 1930-31). *Bol. Acad. Nac. Cienc.*, XXXVII: 208 pp., Córdoba, 1944.
91. La reconstrucción de San Juan. Informe de la Comisión. *La Nación*, 5 de agosto. Buenos Aires, 1945.
92. La flora liásica del valle del Río Genoa (Patagonia): Semina incertae sedis. *Rev. Soc. Geol. Arg.* I: 209-18, Buenos Aires, 1946.
93. Ciclos sedimentarios mesozoicos y terciarios en la Patagonia. *Anal. II Congr. Panam. Ing. Minas y Geol.*, Rio de Janeiro, 1946.
94. Los sistemas orográficos de la Argentina. *Geografía de la República Argentina*, IV, Soc. Arg. Est. Geogr. "GAEA", 542 pp., 86 fig., Buenos Aires, 1946.
95. Los glaciares de la Cordillera Argentina. *Ibid.* VII: 1-86, 11 fig., 1947.
96. Nueva contribución al estudio de las terrazas marinas de la Patagonia. *Rev. Soc. Geol. Arg.*, II: 223-38, 1947.
97. *Carta Geológica de la República Argentina. Hoja "San Carlos de Bariloche".* Escala 1:200.000. Direcc. Gen. Minas Geol., Buenos Aires, 1948.
98. *Descripción Geológica de la Patagonia*, Dir. Gen. Yac. Petrol. Fis. I-III: 334-349-431 pp., 520 fig. Buenos Aires, 1949-50.
99. Edad de las terrazas marinas de la Patagonia. *C.R. XVIII Intern. Geol. Congr.*, Part IX: 30-39, 4 fig. Londres, 1950.
100. Su alcune piante del Gondwana inferiore della Patagonia. *Pubb. Ist. Geol. Univ. Torino* I: 1-34, 1951.
101. Piante del Mesozoico della Patagonia, *Ibid.* I: 35-80.
102. Guido Bonarelli. *Boll. Soc. Geogr. Ital.* IV, (8) IV: 237-40, 1951.
103. Guido Bonarelli (1871-1951). Cenni commemorativi. *Atti Acc. Sc. Torino*, LXXXVI: 362-65, 1951-2.
104. Lodovico di Caporiacco. In *Alto*, XLVII: 28-32, 1952.
105. Correlazione delle formazioni terziarie nell'Argentina. *C.R. XIX Congr. Geol. Inter.*, Sect. XIII: 155-64, Argelia, (1952) 1954.
106. La regione carsica di Villanova in Friuli. *Pubb. Ist. Geol. Univ. Torino*, II: 1-68, 1953.
107. Alcune forme nuove di Brachiopodi e Molluschi del Terziario e Cretaceo superiore della Patagonia. *Ibid.*: 115-60.
108. Sulle affinità del "Notodonax annae-eugeniae" Feruglio del Senoniano della Patagonia, con alcune forme del sopracretaceo dell'America Settentrionale. *Ibid.*: 161-72.
109. Sostituzione del nome di una specie di Sphenopteris del Giurese della Patagonia. *Ibid.*: 173-75.
110. Rinvenimento di uno scheletro di "Elephas" presso l'Aquila. *Boll. Soc. Geol. Italiana*, LXXIII: 30-32, Roma, 1954.

CRONICA DE LA ASOCIACION

Homenaje al Dr. Carlos D. Storni



El 24 de agosto de 1979 se descubrió un retrato del Dr. Carlos D. Storni en la Secretaría de nuestra Asociación. El homenaje se realizó en un marco de sencillez, acorde con el deseo de nuestro infatigable ex-miembro fundador y Presidente.

La ocasión fue propicia para entregar a los doctores Horacio H. Camacho y Juan Carlos M. Turner sendos diplomas que los acreditan como miembros honorarios de la Asociación Geológica Argentina.

La imagen de Storni, colocada en una saliente de la pared, recibe al visitante con la presencia siempre viva del incansable luchador. Su vida fue un ejemplo y su recuerdo es una guía permanente.

Usó de la palabra el Dr. Norberto Malumian, cuyo discurso transcribimos.

DISCURSO DEL PRESIDENTE
DE LA ASOCIACION

La oportunidad que nos brinda descubrir la imagen del Dr. Carlos Storni en la oficina de nuestra Asociación, se hace propicia para rendir este sencillo homenaje a su memoria.

No voy a intentar la apología de su figura, pues ya grandes personalidades de nuestra geología lo han hecho con justicia

y mayor conocimiento directo de su obra, perfilándolo como un gran propulsor. El recientemente extinto Dr. Bracaccini lo recordó ... "en un pueblo apático tratando de incentivar la organización de una cooperativa eléctrica" ...; Harrington —en su personal estilo— lo identificó como ... "el Néstor de los fundadores de la Asociación" ...

Hoy es otra la generación que le tributa un homenaje y corresponde podríamos decir a una de las últimas que tuvieron la fortuna de conocer en vida a este ejemplo de tenacidad.

Nuestro recuerdo de estudiantes lo ubica en aquella pequeña habitación del tercer piso del antiguo edificio de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Allí, con frecuencia tuvimos la ocasión de ver a un hombre —que a la sazón era ya de edad— ocupado en diversos menesteres, con el gesto propio de aquel que si bien está realizando una tarea menor, sabe y tiene la profunda convicción de la importancia de ella, perfectamente conciente que las verdaderas obras se forjan de numerosas y pequeñas piezas realizadas sin descanso ni desmayo.

Este gesto, la vigorosa presencia del roble poblada de nudos añosos, nos llamó la atención a quienes éramos noveles estudiantes. A medida que avanzamos en nuestra carre-

ra comenzamos a enterarnos de la faena de aquel que hacía tareas administrativas menores pero que al mismo tiempo imponía un ambiente de respetuosidad y reconocimiento entre quienes eran nuestros profesores.

Una vez que alcanzamos los últimos pedruzcos de nuestra carrera, su aparente actitud de indiferencia hacia nosotros se disipaba, pues ya estaba viendo la nueva camada de geólogos. A partir de ese momento tuvimos la ocasión de conversar con él. Y, acodados sobre la baranda del tercer piso, bajo el sol de la tarde, oímos de sus preocupaciones sobre la Revista, la sede, o sobre las arbitrariedades y antojos de su insurrecta y vieja máquina de escribir que se resistía a la confección de sus notas para obtener subsidios que permitiesen la impresión de la Revista.

Es así que esta imagen de Storni, es para nosotros la personificación de la Asociación. La figura y carácter de quien estuvo encargado de redactar los principios y estatutos de la Asociación Geológica Argentina marca y genera un estilo y un anhelo de grandeza, fruto de la visión de los destinos últimos y fundamentales de la Asociación, que van mucho más allá de lo que habitualmente o inconscientemente suponemos.

A Storni, y a quienes colaboraron a su par, le debemos una Revista establecida y la formalización de una sede. Aparentemente, y debido al enorme esfuerzo del que fue menester, llegamos a pensar que esos serían los fines de nuestra Asociación, al punto que en nuestro lenguaje coloquial la AGA es la más de las veces conocida por "la RAGA". Sintetizándose en este acto fallido el erróneo concepto de que nuestra Asociación es sólo una suerte de editorial con suscriptores.

Nada más alejado de la intención del Dr. Storni.

Entre los primeros párrafos de la declaración de principios que nos dejaron nuestros fundadores encontramos:

... "Nos proponemos organizar una entidad que tenga por objeto primordial, propender al progreso de las Ciencias Geológicas, estimulando las investigaciones académicas, especialmente en lo que se refiere al mejor conocimiento de nuestro país y regiones vecinas de América"...

En ocasión de considerar la Memoria de la Asociación, el 27 de junio de 1945, el Dr. Storni al referirse a la Asociación, manifestó:

... "Además de la *Revista*, deberá exteriorizarse su existencia, su acción y hasta su destino mediante una adecuada obra cultural. Error grave sería permanecer en pseudo anonimato, cuando puede realizarse tanta obra en favor de la cultura y en provecho de los problemas económicos nacionales. Nos sentiríamos honrados si la colaboración de todos vosotros se orientara hacia el rumbo señalado"...

Con este rumbo fijado, a medida que las primeras etapas de desarrollo se alcanzan, debemos cumplir con la amplia gama de responsabilidades asumidas en el origen mismo de la Asociación, máxime si atendemos a su crecimiento y a las posibilidades que él mismo brinda. Esto nos lleva inexorablemente a propulsar el conocimiento de la geología en todos los ámbitos, como única manera para que ésta se emplace en el nivel nacional necesario.

Hoy logramos que la actividad de esta Asociación se haya reflejado a nivel editorial en importantes matutinos de esta Capital, pero más aún nos satisface que en una tradicional revista infantil se haya reconocido nuestra obra, dado el carácter simbólico que esto adquiere, pues, como a Nágera y a Storni nos debe preocupar más los que serán, que los que fueron o somos.

Sea entonces, esta reafirmación de los genuinos principios de nuestra Asociación, el sincero homenaje a la memoria del Dr. Carlos Storni.

COMENTARIOS BIBLIOGRAFICOS

KAUFFMAN, E. G. y J. E. HAZEL (Editores), 1977. *Concepts and Methods of Biostratigraphy*, xiii + 658 pp. Dowden, Hutchinson & Ross Inc., Stroudsburg, Pennsylvania.

Según lo expresan los editores en el Prefacio, con esta obra se intenta ofrecer una síntesis sobre la manera de delimitar biozonas y correlacionar estratos, revisando al mismo tiempo los factores biológicos, evolutivos y ecológicos que afectan la formulación y aplicación de sistemas bioestratigráficos. El énfasis está ubicado en los conceptos biológicos que subyacen la selección de organismos para la bioestratigrafía zonal y en la lógica que se encuentra detrás de la construcción y uso de las zonas. La importancia del tema radica en el hecho de que los fósiles constituyen la herramienta más útil que se conoce para datar y correlacionar estratos.

El volumen comienza con un capítulo introductorio, por J. M. Hancock, sobre la evolución histórica de la correlación bioestratigráfica. El tema es desarrollado desde el descubrimiento por W. Smith de la utilidad de los fósiles para la correlación, pasando por los conceptos de facies, piso, zona y homotaxis, hasta llegar a la Guía Estratigráfica Internacional. Siguen 24 trabajos, agrupados de a 6 en cuatro temas principales: 1) Conceptos Biológicos en Estratigrafía; 2) Métodos Bioestratigráficos; 3) Estudios en Organismos Móviles; 4) Estudios en Organismos Bentónicos.

La primera contribución sobre conceptos Biológicos corresponde a N. Eldredge y S. J. Gould, y está dedicada a examinar los modelos evolutivos conocidos y su adecuación a los métodos usados en bioestratigrafía. La confrontación se reduce básicamente a las teorías del gradualismo filogenético y del equilibrio puntuado. El tema es retomado por P. C. Sylvester-Bradley en el segundo trabajo, al proponer un tercer paradigma, *i.e.*, especiación reticulada, al tiempo que ejemplifica la existencia de los tres casos. Sigue un capítulo, por J. B. C. Jack-

son, sobre las relaciones entre el hábitat y el potencial bioestratigráfico del bentos marino, en el que se revisan los diferentes factores ambientales que controlan la distribución de los bivalvos marinos tropicales modernos y su importancia para la bioestratigrafía. Este tema es complementado por la contribución de R. S. Scheltema sobre las implicaciones paleobiogeográficas y bioestratigráficas de la dispersión de invertebrados marinos, que incluye importantes consideraciones sobre transporte larval. E. G. Kauffman, en el tema Velocidades Evolutivas y Bioestratigrafía demuestra que el conocimiento del stress ambiental y la reacción de los diferentes grupos de organismos —mayor o menor velocidad evolutiva— permite seleccionar entre éstos a aquéllos con mayor potencial bioestratigráfico para construir un esquema zonal. Finalmente, J. W. Valentine analiza diversos conceptos sobre biogeografía y ofrece una visión generalizada de la biogeografía del Fanerozoico concluyendo que las unidades bioestratigráficas pueden ser tratadas como unidades biogeográficas.

La segunda parte de esta obra, dedicada a métodos bioestratigráficos, comienza con una aplicación comprobatoria, efectuada por F. X. Miller, de la bondad del Método Gráfico de Correlación propuesto por A. B. Shaw en su ya clásico libro "Time in Stratigraphy" (1964). Sigue una interesante síntesis comparativa, realizada por J. E. Hazel, sobre la utilidad de diversos métodos multivariados en bioestratigrafía. Luego C. W. Poag expone la evolución de la metodología de correlación estratigráfica desarrollada por la industria petrolera en el golfo de México sobre la base de microfósiles cenozoicos.

En la cuarta contribución F. F. Steininger presenta un modelo para correlacionar depósitos oceánicos y de ambientes marginales y continentales, el cual es ejemplificado con un estudio del Oligoceno tardío-Neogeno de Europa central. El siguiente trabajo, por F. Surlyk y T. Birkelund, es un ejemplo de estudio estratigráfico detallado de las asociaciones fósiles del Maastrichtiano del

NO de Europa. Esta sección de la obra termina con una discusión sobre las bases bioestratigráficas de la Escala Cronológica del Neogeno, preparada por J. A. Van Courvering y W. A. Berggren.

La tercera parte de este volumen, dedicada a exponer la utilidad estratigráfica de ciertos "organismos móviles", incluye capítulos sobre amonitas (W. J. Kennedy y W. A. Cobban), graptolites (W. B. N. Berry), esporas y polen (J. A. Doyle), conodontes (F. H. T. Rhodes y R. L. Austin), trilobites (M. E. Taylor) y vertebrados (D. E. Savage). Si bien en casi todos estos trabajos se discuten aspectos relativos a la biología, filogenia, ecología, biogeografía y climatología, en relación con la zonación bioestratigráfica, las presentaciones son dispares en razón del diferente grado de amplitud de los temas, que se refleja en los ejemplos utilizados. Así mientras los tratamientos de las amonitas, graptolites y conodontes son representativos de los grupos tomados en su totalidad, los relativos a esporas y polen están restringidos a la secuencia de angiospermas del Cretácico del Grupo Potomac y en los vertebrados a los mamíferos.

En la cuarta parte de la obra, dedicada a grupos de organismos bentónicos, la presentación de los temas refleja en mayor medida y casi únicamente la especialidad de sus autores. Así se incluyen capítulos sobre foraminíferos carbónicos (B. Mamet), fusulinidos (R. C. Douglass), corales mississippianos (W. J. Sando), braquiópodos del Paleozoico superior (J. B. Waterhouse) y equinoideos irregulares del NO de Europa (G. Ernst y E. Seibertz). Solamente N. F. Sohl ha intentado trascender los límites de su especialidad para exponer el potencial estratigráfico de los gastrópodos en el Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico.

Esta obra está muy bien ilustrada, e incluye también una amplia y actualizada bibliografía y un índice general. Se trata de una publicación de mucha importancia que llena un importante vacío en la literatura, y que será de mucha utilidad para estudiantes avanzados y profesionales de las ciencias geológicas.

A. C. RICCARDI

DAVIS, JOHN C., con programas en *Fortran IV*, de ROBERT J. SAMPSON, *Statistics and Data Analysis in Geology*, 1ª Edición. 550 páginas, 159 figuras, 90 tablas y 1 apéndice. Editores: John Wiley & Sons, Inc. - Wiley International Edition.

La falta por parte del geólogo de una formación matemática adecuada, en muchos casos, lo hace despreciar los procesos que permiten una cierta cuantificación de los mismos pero, lamentablemente, la gran cantidad de información a procesar en los más variados campos, principalmente los de carácter aplicado, hacen actualmente imposible continuar con los métodos tradicionales en varios de ellos. Por consiguiente, comienza a hacerse imprescindible el uso de computadoras, de la estadística, de ecuaciones y, con ello, de la llegada de un conocimiento matemático que le permita entender los resultados obtenidos con esos elementos.

De allí la importancia de un libro como el escrito por Davis, profesor de geomáticas en la Universidad de Kansas, quien introduce al geólogo en forma paulatina, hablando en su propio idioma, utilizando sus propios ejemplos, en un terreno totalmente nuevo para él y que, a partir de las palabras iniciales, lo atrapa con una redacción clara, precisa y directa.

La obra ha sido especialmente concebida como libro de texto para un curso normal de matemáticas, aplicada a la ciencia de la Tierra, como bien lo expresa el autor. Pero también ha sido pensada como libro de consulta para aquellos profesionales que necesitan resolver situaciones donde el cúmulo de datos las vuelve totalmente inmanejables. Es por ello que Davis, en los primeros capítulos, centra la atención del lector en una entrega, paso a paso, sin sofisticaciones, de las bases matemáticas que le permitan asimilar con seguridad los conceptos vertidos en las siguientes secciones. Queda por demás clara la idea de que aquel que posea algunos conocimientos de computación, probabilidad y estadística, y/o álgebra matricial, puede dejar de lado estos puntos para pasar directamente a aquellos que son realmente la esencia de la obra.

Un párrafo aparte merece el primer capítulo, pues está dirigido a vencer la ya tradicional antipatía del naturalista por todo lo que cuantifique a la naturaleza. El autor salta a la palestra demostrando que las pá-

ginas llenas de números y letras no necesariamente dicen la verdad, sino que todos deben estar preparados para poder entenderlos y de esa forma eliminar a los falsos profetas que hacen de ellas oscuros elementos que, al decir de Davis: "...aplastan las mentes de mucha gente e insensibiliza su natural escepticismo".

Dentro de los puntos tratados en los primeros capítulos merecen especial atención los correspondientes a probabilidades, estadística elemental y particularmente, el relacionado con el análisis de varianza y covarianza, temas que pueden ser muy prácticos para materias tales como Paleontología (ejemplo tratado en el libro), o Sedimentología, donde sería de utilidad para extraer mayor información de los análisis granulométricos, actualmente muy desaprovechados.

A partir del capítulo 5, se entra en terreno netamente geológico, donde diversos métodos como los de interpolación, regresión, correlación, comparación de planos, análisis de datos múltiples, todos ellos referidos a ejemplos prácticos, de uso diario, muestran el alto grado de aplicación de éstos al quehacer profesional.

Luego de desarrollar cada punto, se introduce un programa en *Fortran IV*, el más común de los lenguajes utilizados en computadoras científicas, exento de sofisticaciones, adaptable a cualquiera de estas máquinas que pueda estar al alcance del estudiante o del profesional y que proporciona una resolución directa de las más disímiles situaciones, sin necesidad de un profundo análisis de ellas.

Como conclusión, se puede indicar que el libro es un claro testimonio del avance científico, presentado con claridad, profusamente ilustrado, y que será de gran utilidad para estudiantes e investigadores que se vean necesitados de estos nuevos conceptos. Está de más aclarar, por último que el autor no apela al abandono de los métodos tradicionales, sino todo lo contrario, expresa claramente que la entrada de la estadística y la matemática aplicada para participar en la resolución de diversos problemas, mejorará el tratamiento de la información obtenida por aquellos que en muchas ocasiones resultan difíciles de manejar.

GERARDO M. E. PERILLO

EL NUMERO 2 DE ESTE TOMO
SE TERMINO DE IMPRIMIR EL 15 DE
OCTUBRE DE 1979 EN LOS TALLERES
GRAFICOS ZLOTOPIORO S.A.C.I.F.,
SARMIENTO 3149. 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.

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

MAIPU 645, piso 1º, 1006 Buenos Aires, República Argentina

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.

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

COMISION DIRECTIVA

(1977-79)

Presidente: DR. NORBERTO MALUMIÁN; **Vicepresidente:** DR. CARLOS L. AZCUY; **Secretaria:** DRA. MILKA K. DE BRODTKORB; **Tesorero:** DR. VICENTE MENDEZ; **Vocales titulares:** DR. VÍCTOR A. RAMOS, DR. RICARDO VARELA y LIC. GUILLERMO E. TURAZZINI; **Vocales suplentes:** LIC. MATEO A. TURIC, LIC. JUAN V. PLOSZKIEWICZ y LIC. ROBERTO M. SARUDIANSKY.

REVISTA Y PUBLICACIONES

Director: DR. ROBERTO CAMINOS; **Coordinador:** LIC. FRANCISCO E. NULLO.

EDITORES RESPONSABLES

ING. VICTORIO ANGELELLI, DR. HORACIO H. CAMACHO, DR. FELIX GONZÁLEZ BONORINO, DR. CARLOS GORDILLO, DR. NORBERTO MALUMIÁN, DR. MARIO TERUGGI, DR. JUAN CARLOS M. TURNER y DR. MARCELO R. YRIGOYEN.

DELEGADOS EN EL INTERIOR

Bahía Blanca: Dra. Graciela Mas, Universidad Nacional del Sur, 8000 Bahía Blanca.
Bariloche: Dra. Guida Aliotta, C.C. 1025, 8400 Bariloche.
Comodoro Rivadavia: Dr. Gerardo Petrarca, Casa 8287, Bº S. Martín Oeste, 9000 C. Rivadavia.
La Rioja: Dr. Roberto Zolezzi, C.C. 1538, Plan La Rioja, 5300 La Rioja.
La Plata: Dr. Ricardo Varela, Museo de La Plata, Paseo del Bosque, 1900 La Plata.
Mendoza: Lic. J. C. Zanettini, Cent. de Exp. Minera I, Allaymé y G. Cruz, 5519 S. José.
Neuquén: Dr. Eloy L. Depiante, C.C. 44, 8300 Neuquén.
Plaza Huincul: Dr. Carlos A. Muñoz, Campamento Uno, 8318 P. Huincul.
Rawson: Dr. Héctor Miras, Julio A. Roca 518, 9103 Rawson.
Río Gallegos: Dr. Adolfo Fadrique, Casilla de Correo 246, 9400 Río Gallegos.
Rosario: Dra. Pierina Pasotti, Av. Pellegrini 494, 2000 Rosario.
Salta: Dr. José Antonio Salfity, Pasaje N. Roldán 57, 4400 Salta.
San Antonio Oeste: Dra. Elena Bernabo de Greco, ITNAS - C.C. 57, 8524 S. A. Oeste.
San Juan: Dr. Juvenal Jorge Zambrano, Mendoza 389 - Sur, 5400 San Juan.
San Luis: Dr. Jorge Raúl Fernández Tasende, C.C. 294, 5700 San Luis.
Santa Fe: Dra. Hetty Bertoldi de Pomar, Gran Bourg 4352, 3000 Santa Fe.
Santa Rosa: Dr. José Antonio de Ormaechea, Lorenzini 245, 6300 Santa Rosa.
Santiago del Estero: Lic. Julia Cortés, Mitre 337, 4200 Santiago del Estero.
Tucumán: Dr. Hugo Alberto Peña, Miguel Lillo 205, Bº Independencia, 4000 Tucumán.
Vespucio (Salta): Dr. Federico Madel. Distr. Geol. YPF, 4562 Vespucio.

DELEGADOS INSTITUCIONALES EN BUENOS AIRES

Agua y Energía: Lic. Guillermo Turazzini, Córdoba 1345 - 7º p. (1053).
Banco Nacional de Desarrollo: Dr. Luis Alberto Soruco, Maipú 88, P. B. (1084).
CIRGEO: Dr. Juan P. Spikerman, Ramírez de Velasco 839 (1414).
Comisión Nacional de Energía Atómica: Dra. Mirta Gamba, Libertador 8250 (1429).
Comisión Nacional de Estudios Geohelífisicos: Dr. Jorge F. Kimsa, Busolini 1661, 1663, San Miguel.
Consejo Federal de Inversiones: Lic. Roberto M. Sarudiansky, San Martín 871 (1004).
Dirección General de Fabricaciones Militares: Dr. Vicente Méndez, Cabildo 63 (1426).
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales: U.B.A. Dr. Carlos Azcuy, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, Núñez.
Hidrografía Naval: Lic. Roberto A. Violante, Montes de Oca 2124 (1271).
Instituto Nacional de Ciencia y Técnica Hídrica: Lic. Corina Ganduglia, Viamonte 542 (1053).
Museo Argentino de Ciencias Naturales: Dr. Bruno Baldi, Angel Gallardo 470 (1405).
Obras Sanitarias de la Nación: Margarita Santos de Bertol, M. T. de Alvear 1842 (1129).
Secretaría de Minería: Lic. Marta Codeas, Avda. Santa Fe 1548 (1060).
Servicio de Hidrografía Naval: Lic. Gerardo Perillo, Montes de Oca 2124 (1271).
Yacimientos Carboníferos Fiscales: Dr. Federico Bergmann, Diag. R. Sáenz Peña 1190 (1110).
Yacimientos Petrolíferos Fiscales: Dr. Gualter Chebli, Diagonal Norte 777 (1035).

DELEGADOS EN EL EXTERIOR

Brasil: Dra. Norma M. de Melo Da Costa, Lamin. Seção de Bioestratigrafia. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, CPRM, Av. Pasteur 401 - Praia Vermelha 20000, Río de Janeiro.
Dr. I. de Madeiros Tinoco, Escola de Geologia, Universidad Federal de Pernambuco, Recife. Caixa Postal 2492.
Dr. Oscar Röster, Instituto de Geociencias USP, Caixa Postal 20899, 01.00 São Paulo.
Chile: Dr. Reynaldo Charrier, Departamento de Geología. Casilla 13518, Correo 21, Santiago de Chile.
Paraguay: Dr. Gustavo Vera Morigo, Ministerio de Obras Públicas y Comunicaciones, Oliva y Alberdi, 5º piso, Casilla de Correo 1662, Asunción.
Uruguay: Dr. Graciano Elizalde, Departamento Geominero, Río Branco 1388, Montevideo.
Perú: Dr. Jean Claude Vicente, Departamento de Geología, Univ. Nac. San Agustín, Casilla 572, Arequipa.
Bolivia: Dr. Arturo Castaño, Casilla Correo 96, La Paz.
Venezuela: Dr. Oscar Odreman R., Dirección de Geología, Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Centro Simón Bolívar, Torre Norte, piso 19, Caracas.

NORMAS Y SUGERENCIAS PARA LOS AUTORES

1. **EXTENSION.** Se recomienda que la extensión de los originales no sea mayor de treinta páginas tamaño carta dactilografiadas a doble espacio (alrededor de 10.000 palabras). Cada trabajo podrá contener hasta tres páginas impresas de ilustraciones, las que podrán consistir indistintamente en mapas, perfiles, cuadros, diagramas, fotografías, etc. Cuando se acepten trabajos más extensos en texto y/o ilustraciones los autores deberán abonar la impresión del exceso, la que se les facturará a precio de costo. Los originales, tanto del texto como de las ilustraciones, se enviarán a la Asociación Geológica en duplicado.

2. **TITULO.** Debe ser sucinto e informativo sobre el tema y la localidad a que se refiere el trabajo. Es conveniente evitar iniciaciones o agregados tales como: *Sobre la importancia de...*, o *Consideraciones sobre la importancia del hallazgo de...* y sus implicancias con respecto a... etc. Los títulos deben redactarse teniendo presente la importancia de palabras claves que ayuden al fichaje en bibliotecas y servicios de documentación.

3. **RESUMENES.** Cada trabajo se iniciará con un resumen en español con su traducción al inglés, francés o alemán, sugiriéndose el primer idioma. Debe ser comprensible en sí mismo, sin referencia al trabajo y su extensión no deberá ser mayor de 150 palabras.

4. **CONCLUSIONES.** Las conclusiones consistirán en nuevos descubrimientos, conceptos, hipótesis, hallazgos significativos, etc. Deben constituir la apropiada finalización de una obra mayor y no un simple sumario o la extensión del resumen.

5. **REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.** Conviene controlar dos veces las referencias y citas, una para comprobar que la cita tenga su correspondiente referencia, y la otra para verificar si la referencia está citada en el texto. La lista bibliográfica llevará como título: *Lista de trabajos citados en el texto*, y se confeccionará siguiendo el ejemplo del presente número, abreviando de igual manera las indicaciones de tomo (o volumen), número y página de las publicaciones citadas.

6. **ILUSTRACIONES.** Deberán ser las estrictamente necesarias para completar el texto. Los mapas, perfiles, diagramas, etc., serán dibujados sobre papel blanco cartográfico o transparente, de buen cuerpo, con tinta china. Se aconseja el dibujo en tamaño doble con respecto al de su publicación, cuidando que la dimensión de las letras y la abertura de las rastras permitan su reducción en forma legible. Los mapas y perfiles llevarán escala gráfica y, en una esquina inferior, el nombre del autor y el año de confección. Las letras deberán ser dibujadas con letrógrafo. Los mapas de ubicación que comprendan la totalidad del territorio argentino deberán incluir además el Sector Antártico, dibujado a otra escala en cualquier espacio libre. Todas las localidades mencionadas en el texto figurarán en las ilustraciones. Se recomienda el mejor aprovechamiento posible del espacio, evitando dejar superficies en blanco que puedan ser ocupadas por referencias o títulos. Es importante que el marco de las ilustraciones se adecúe a la relación de medidas de la caja: 14 x 21,5 cm. Los perfiles de largo excesivo podrán ser fraccionados y ordenados de manera que las partes resultantes no sobrepasen las dimensiones de una página. Las ilustraciones en colores, así como el exceso ocasionado por figuras de tamaño mayor que una página, que deban ser plegadas, correrán por cuenta de los autores. Las fotografías serán claras y con buen contraste, limitándose sólo al objeto que se desee ilustrar; los fósiles, muestras de mano, etc. deberán iluminarse desde el ángulo superior izquierdo.

7. **SEPARADOS.** Los autores recibirán, sin cargo, 25 separados de cada trabajo. Aquellos que deseen un número mayor deberán indicarlo claramente al enviar los originales y los mismos correrán por su cuenta a precio de costo.

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

MAIPU 645, piso 1º, 1006 Buenos Aires, República Argentina

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.

Asoc. Geol. Arg. Rev.

TOMO XXXIV - Nº 2

CORREO ARGENTINO Central B	TARIFA REDUCIDA Concesión Nº 9157
	FRANQUEO PAGADO Concesión Nº 3667

CONTENIDO

Diferenciación textural de arenas de playa frontal, playa distal y médano de la provincia de Buenos Aires en base a análisis estadísticos LUIS A. SPALLETTI	87
Depósitos carbónicos en la vertiente occidental de la sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan A. J. CUERDA, C. A. CINGOLANI, R. VARELA Y O. C. SCHAUER	100
Pisanita Zincífera en la mina Las Picazas, departamento San Rafael, provincia de Mendoza JORGE A. DRISTAS	108
La edad de la Formación Ventana, en el área al norte y al este del lago Nahuel Huapí EMILIO F. GONZÁLEZ DÍAZ	113
Génesis y Clasificación de rocas ignimbríticas ABEL H. PESCE	125
Consideraciones genéticas de la scheelita presente en las metamorfitas de la provincia de San Luis MILKA K. DE BRODTKORB Y ALEJO BRODTKORB	131
Geomorfología cuantitativa de la cuenca del río Manso superior, Río Negro, Argentina. Parte II: análisis hipsométrico JORGE RABASSA	141
Condiciones de inestabilidad del cierre de la laguna del Atuel, provincia de Mendoza MIGUEL A. GONZÁLEZ	151
Egidio Feruglio, Estratígrafo de la Patagonia GIOVANNI CECIONI, con la colaboración de A. C. RICCARDI	156
<i>Crónica de la Asociación</i>	
Homenaje al Dr. Carlos D. Storni	162
<i>Comentarios Bibliográficos</i>	164

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