

REVISTA

DE LA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

SUMARIO

HUGO CORBELLA, Basaltos nefelínicos asociados al graben del cerro Piche, <u>Macizo Nord-patagónico, provincia de Río Negro, República Argentina</u> ..	209
JUAN CARLOS M. ZANETTINI, Observaciones sobre la facies proximal del subgrupo Santa Bárbara, en el sector noroeste de la Cordillera Oriental (<u>provincias de Salta y Jujuy</u>).....	219
ALBERTO B. LAGO, EMILIO B. VITULICH Y RAFAEL F. J. VALENCIA, Clasificación de suelos en la República Argentina. El clima como elemento <u>fundamental de clasificación</u>	227
RICARDO VARELA, Estudio geotectónico del extremo sudoeste de la <u>Precordillera de Mendoza, República Argentina</u>	241
A. C. RICCARDI Y R. C. WHATLEY, <u>Kimmeridgiano vs. «Kimeridgiano»</u> ..	268
V. ANGELELLI, M. K. DE BRODTKORB, H. B. NICOLLI E I. B. A. SCHALAMUCK, <u>Estudio sobre blendas argentinas</u>	275
ALFREDO J. CUERDA, Sierras Pampeanas, una nueva interpretación de su <u>estructura</u>	293
HORACIO J. HARRINGTON, <u>Actualismo y uniformitarianismo</u>	304
NOTAS BREVES :	
FLORENCIO GILBERTO ACEÑOLAZA, Sobre la presencia de trilobites en <u>las cuarcitas del Grupo Mesón, en Potrerillos, provincia de Salta</u>	309
MILKA K. DE BRODTKORB Y ALEJO BRODTKORB, Consideraciones sobre la génesis sedimentaria-singenética de la mineralización de Pb-Zn y baritina del yacimiento «La Helvecia» y áreas vecinas, <u>provincia de La Rioja</u>	311
COMENTARIOS :	
F. GONZÁLEZ BONORINO Y J. RABASSA, <u>La laguna Carri Lafquén Grande y el origen de los bajos patagónicos</u>	314
<u>COMENTARIO BIBLIOGRÁFICO</u> ..	292

BUENOS AIRES
REPUBLICA ARGENTINA

1973

BASALTOS NEFELINICOS ASOCIADOS AL GRABEN DEL CERRO PICHE, MACIZO NORD-PATAGONICO, PROVINCIA DE RIO NEGRO, REPUBLICA ARGENTINA

POR HUGO CORBELLA

RESUMEN

En este trabajo se ilustra la existencia en el Macizo Nord-patagónico, al oeste de la sierra de Queupuniyeu, de un vulcanismo basáltico nefelínico localizado en las proximidades de la estructura de un graben; estructura a la cual también se asocia un vulcanismo de composición andesítica.

RESUMÉ

Dans ce travail on illustre l'existence dans le Massif Nord-Patagonien, à l'Ouest de la Sierra de Queupuniyeu, d'un volcanisme basalto-néphélinique placé en proximité de la structure d'un graben, auquel est aussi associé un volcanisme de composition andésitique.

ABSTRACT

The author reports the existence of basalt-nephelinic volcanism in the North Patagonian Massif located near a graben to which is related a volcanism of andesitic composition.

INTRODUCCION

El objeto de ese trabajo es el de dar a conocer el resultado del relevamiento geológico expeditivo practicado en el distrito de los yacimientos de fluorita "La Bienvenida", "La Ochenta y seis" y "La Casual" sobre base aerofotogramétrica, en el cual se ilustra la existencia en el Macizo Nord-patagónico, al oeste de la sierra de Queupuniyeu, de un vulcanismo basáltico nefelínico localizado en las proximidades de la estructura de un graben; estructura a la cual también se asocia un vulcanismo de composición andesítica.

Por otra parte, se da cuenta del hallazgo de inclusiones enalógenas de composición petrográfica semejante dentro

de lavas de distinta composición y muy distante emplazamiento geográfico.

Las vinculaciones del vulcanismo basalto-nefelínico del cerro Piche con las efusiones basálticas de carácter lineal de la sierra de Queupuniyeu forma parte de un trabajo de investigación en curso de ejecución que dará lugar a una próxima comunicación del autor.

UBICACION

Sobre el flanco norte del Macizo Nord-patagónico a 40 km al noroeste de la localidad rionegrina de Los Menucos, siguiendo la ruta provincial 310 que une esta última localidad con la ciudad de General Roca, el camino atraviesa una

gran fosa de hundimiento orientada en dirección dominante este-oeste.

de veinte kilómetros de desarrollo longitudinal.

Esta fosa, de escarpas netas, se manifiesta de manera muy contrastante en virtud de hallarse emplazada dentro de una región de suave relieve. El graben está limitado al norte y al sur por un doble juego de fallas subparalelas, las cuales han dado lugar a la formación de esta estructura gravitacional de bloques

UNIDADES GEOLOGICAS Y SU DISTRIBUCION

Dentro del marco de la zona cartografía se han hallado las siguientes unidades geológicas dispuestas en el orden y relación indicadas en el siguiente cuadro estratigráfico.

Areniscas y conglomerados modernos	
Plioceno (?)	Efusiones basálticas
Eoceno (?)	Intrusiones andesíticas
Daniano	Estratos amarillos
Hettangiano (?)	Diques riolíticos anaranjados
Triásico superior	Estratos con plantas. Areniscas y tobas pardas continentales
Eotriásico	FORMACIÓN LOS MENCUCOS. Tobas, ignimbritas y mantos riolíticos
Pérmico superior	FORMACIÓN MICHIHUAU. Granitos y aplitas graníticas
Paleozoico (?)	Esquistos cuarcíticos negruzcos

A continuación haremos una rápida revista a las formaciones basales para detenernos con mayor atención en las concernientes al vulcanismo asociado al graben.

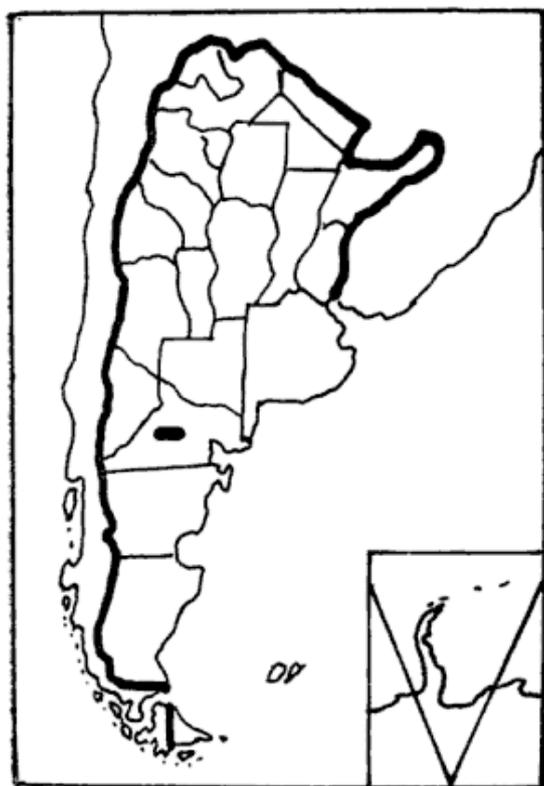
FORMACION MICHIHUAU

En la base de la columna afloran granitos de color rosado pálido y granulometría media que contienen relictos más o menos extensos de metacuarcitas de color negruzco de bajo grado metamórfico indicado por la asociación cuarzo-clorita-muscovita. Aplitas graníticas en filones y "stocks" se encuentran con frecuencia dentro de esta formación.

En el área de este trabajo, los granitos afloran principalmente en el bloque norte del graben. Ellos han sido correlacionados tentativamente a la Formación Michihuau (Stipanovic, Rodrigo, Baullies y Martínez, 1968) de edad radiométrica calculada como pérmica (Stipanovic, 1967 *a* y *b*; Halpern, 1968; Halpern, Linares y Latorre, 1971).

FORMACION LOS MENCUCOS

Por encima de la Formación Michihuau y en discordancia erosiva, se asienta una potente sucesión de mantos riolíticos pardo-rojizos, tobas, clastolavas e



Mapa de ubicación

ignimbritas riolíticas de color pardo a verdoso, predominantemente rosadas.

Esta formación pertenece a la base del arealmente conocido "complejo porfirido-porfirítico". El complejo fue estudiado en el área de Los Menucos por Stipanovic, Rodrigo, Baulies y Martínez (1968), los cuales individualizaron, en orden decreciente de edad:

Sedimentos continentales con *Dicroidium* (Meso-neotriásico)

Formación Los Menucos con porfiritas y tobas.

La Formación Los Menucos fue considerada por Stipanovic (1967) y Stipanovic *et al.* (1968) como eotriásica teniendo en cuenta que es posterior y discordante a los granitos neopérmicos, que soporta sedimentos continentales con *Dicroidium* y que las dataciones absolutas realizadas arrojan una edad de entre 220 y 226 m.a. (*ob. cit.* Cuadro 1).

La Formación Los Menucos aflora preferentemente en el bloque sur del graben; aunque también se encuentran

algunos delgados afloramientos, preservados aún de la erosión, en el bloque norte.

ESTRATOS CON PLANTAS

Por encima de la formación anterior y en discordancia erosiva, se asienta una secuencia sedimentaria de carácter continental compuesta por conglomerados finos pardo-rojizos, areniscas finas de color pardo a veces con fina estratificación diagonal, areniscas tobáceas y tufas pardo-blanquecinas con restos de plantas correlacionables tentativamente con las que en las vecinas canteras de lajas de Tschering y Visanelli, 33 km al sudeste de nuestro afloramiento, son portadoras de una rica flora keuperiana (Stipanovic *et al.*, 1968) y pisadas de reptiles (Casamiquela, 1964).

Dentro del área relevada, estos estratos afloran exclusivamente dentro del bloque hundido del graben.

DIQUES RIOLITICOS ANARANJADOS

Atravesando granitos, tobas, riolitas e ignimbritas, se destacan, especialmente al norte del graben, apretados haces de diques subverticales de 4 a 20 o más metros de potencia, orientados en dirección general nordeste-sudoeste.

Estos diques poseen una composición riolítica, siendo característico en todos los afloramientos cartografiados el gran desarrollo de los fenocristales de feldespato, así como la invariable alteración de estos últimos, su matriz muy fina y su color anaranjado característico.

Al microscopio presentan fenocristales automorfos de hasta 5 mm de cuarzo algo corroídos; fenocristales de sanidina y oligoclasa de hasta 1,5 cm de desarrollo, fuerte e invariablemente alterados, y escasos fenocristales de biotita decolorada y alterada. La matriz, de grano fino a mediano, está constituida por cuarzo finamente intercrecido con fel-

This One



RC5R-QEW-BX6S

Material protegido por derechos de autor

despato (totalmente alterado) formando dibujos mirmequíticos o texturas gráficas de intercrecimiento de cuarzo con feldespatos.

Aproximadamente 30 km al sudeste de este lugar Stipanicić (1967) y Stipanicić *et al* (1968) describieron diques de pórfidos cuarcíferos semejantes a los aquí descritos intruyendo sedimentos triásicos con *Dicroidium*, incorporándolos a la Formación Sierra Colorada a la cual pertenecían las riolitas rojas de la localidad de Sierra Colorada.

Posteriormente Stipanicić y Methol (1972), revisando la cuestión, opinan que la Formación Sierra Colorada podría acoplarse a las porfiritas de la Formación Los Menucos (pre *Dicroidium*) a condición que ambos pertenezcan a un solo ciclo magmático. Los mismos autores opinan que, siendo los diques riolíticos netamente post *Dicroidium* y no existiendo otros elementos de juicio para datarlos, podrían ser vinculables con las tobas y riolitas sañicolitenses o con otro proceso intrusivo-efusivo más reciente; dejando de esta forma desvinculados los diques riolíticos de la Formación Sierra Colorada.

ESTRATOS AMARILLOS

Consisten en una sucesión de conglomerados, areniscas y limos de carácter marino, color amarillo, que en el presente trabajo denominamos "Estratos Amarillos". Estos sedimentos de aguas someras, de aproximadamente 50 m de espesor, descansan horizontalmente en discordancia de erosión sobre las formaciones precedentes, observándose con frecuencia la existencia de un conglomerado basal.

Analizados microscópicamente por gentileza de la doctora Bertels (U.B.A.) estos sedimentos resultan contener los siguientes elementos faunísticos:

Gavelinella midwayensis
Cibicides succedens

Cibicides vulgaris
Lenticulina Sp.
Glaucónites

De acuerdo a Bertels (comunicación verbal), estos microfósiles permiten datar a los Estratos Amarillos como depositados durante el Daniano.

Estructuralmente los estratos reposan en la actualidad en posición horizontal, tanto en el labio sur como en el norte; pero en el bloque central hundido estos estratos llegan a buzarse hasta 40°.

Sobre los Estratos Amarillos se han derramado las lavas basálticas tanto de los pitones aislados como las de las erupciones lineales de la sierra de Quecupuniyeu. Son justamente estos derrames basálticos los que han preservado de la erosión a los Estratos Amarillos antes mencionados, ya que en la actualidad se hallan casi totalmente eliminados de la región.

EL VULCANISMO ASOCIADO AL GRABEN

Luego de un período de reposo y estabilidad post-keuperiano, durante el cual el área fue sólo sometida a movimientos de carácter epirogénico, se produjo, en probable vinculación temporal con los procesos diastróficos cordilleros, un período de tectónica fracturante. Durante este período tuvieron acceso a niveles superficiales de la corteza grupos de lavas de composición meso-silíceas y básicas.

LAS LAVAS ANDESÍTICAS

El primero en acompañar al diastrofismo gravitacional causante de la fosa de hundimiento fue, presumiblemente, el grupo de las lavas andesíticas.

Los cuerpos de esta composición, mencionados tempranamente por Wichmann (1927) al norte de Maquinchao y Los Menucos, son relativamente frecuentes en esta comarca geológica.

En el área del graben que nos ocupa, éstas se esparcen en una superficie de aproximadamente 20 km cuadrados.

Su anterioridad a las efusiones basálticas dentro del área relevada puede inferirse del mayor grado de erosión y desmantelamiento que permiten observar sus afloramientos. El nivel de Estratos Amarillos sobre el que se asientan casi todos los derrames basálticos no pudo ser observado en ningún caso próximo a los afloramientos de andesitas.

Los afloramientos andesíticos están localizados en cuerpos aislados a lo largo de las fracturas de dirección dominante este-oeste, y es de subrayar que todos ellos se hallan emplazados total o parcialmente dentro del área del bloque hundido de la fosa.

Entre ellos podemos distinguir por su localización: el grupo oeste, el central y el grupo este.

El grupo oeste está constituido por un afloramiento que se prolonga desde el área relevada hacia el norte. Se trata de rocas de composición andesítico-augítica de color gris oscuro. El 50 % de estas rocas está constituido por fenocristales entre los cuales el 70 % corresponde a fenocristales subautomorfos y zonados de plagioclasa de hasta 2 mm de composición andesínica. Los máficos están representados por augita (25 % de los fenocristales) frecuentemente uralitizada de 1,5 mm de desarrollo y por cristales de hornblenda subordinados. La matriz está constituida por una masa holocristalina de plagioclasa y muy pequeños gránulos de magnetita en arreglo a una textura microgranuda. Los prismas de apatita y los cristallitos de zircón, como minerales accesorios, son poco abundantes.

El pequeño afloramiento central está constituido por rocas de color pardo claro de composición andesítico-biotítica donde los fenocristales constituyen la mitad de la roca. Los de andesina son muy abundantes, representando el 70 % de los fenocristales. Los minerales ferromagnésicos están representados por indi-

viduos exagonales de hasta 2 mm de biotita pardo-rojiza muy pleocroica que aparecen frecuentemente corroídos y a veces casi totalmente resorbidos. La matriz de textura hialopilitica está constituida por un vidrio color gris de índice de refracción superior al del bálsamo de Canadá y abundantes microlitos de plagioclasa. Los granos de magnetita son moderadamente abundantes y como minerales accesorios se observan abundantes cristallitos de apatita y raros ejemplares de zircón.

El afloramiento este está constituido por una mayor variedad de rocas que evidencian un mecanismo complejo de emplazamiento; su composición varía entre las andesitas hornbléndicas y las andesitas hornblendo-biotíticas. Los porcentajes relativos de fenocristales/matriz varían entre 40/60 a 65/35. Los fenocristales zonados de andesina de hasta 3 mm de longitud son siempre abundantes (60 a 70 % de los fenocristales). Los acumulatos intratelúricos de andesina de hasta 10 mm son frecuentes. Los fenocristales de hornblenda de hasta 1 mm, a veces corroídos y semiresorbidos, constituyen los más abundantes de los ferromagnésicos. Los fenocristales de biotita pardo-rojiza muy oscura, en cambio, están siempre presentes y alcanzan un desarrollo de hasta 2 milímetros. Se han observado también raros fenocristales de augita de 1 mm de longitud fuertemente resorbidos donde a veces sólo es posible advertir su "fantasma" en forma de pequeños puntos de óxido de hierro. Con escasa frecuencia también aparecen fenocristales de sanidina de hasta 2 mm de longitud maclados según Carlsbad que incluyen fenocristales de segunda generación de andesina. La matriz de textura hialopilitica está constituida por un vidrio color gris claro de índice de refracción superior al del bálsamo en el cual se encuentran porcentajes variables de microlitos de plagioclasa. Los gránulos de magnetita suelen ser relativamente abundantes. La apatita en pequeños prismas es el mineral accesorio más frecuente.

El color pardo-blanquecino que presentan las rocas de este afloramiento está directamente vinculado con los intensos fenómenos de alteración hidrotermal que ha afectado no sólo a una buena parte de las rocas pertenecientes al grupo andesítico, sino también a las rocas de composición riolítica vecinas, pertenecientes a la Formación Los Menucos. Fenómenos de alteración hidrotermal semejantes, pero localizados más puntualmente en forma de chimeneas o "pipes" dentro del afloramiento oeste, han dado lugar a la formación de yacimientos de caolín actualmente en explotación.

Por último, un delgado filón de composición andesítico-basáltica acompaña el afloramiento de la falla nordeste del graben. Este filón que alcanza una potencia de 100 m ha sido afectado por movimientos de reajuste posteriores a su emplazamiento, razón por la cual su naturaleza petrográfica ha sido seriamente afectada. Estas rocas están compuestas por una trama traquítica de microlitos de aproximadamente 0,05 mm que constituye entre el 60 y 70 % de la roca. Fantasmas de fenocristales automorfos de minerales máficos totalmente alterados, algunos rellenos con materias ferruginosas y otros con calcita, son frecuentes, no habiéndose podido hallar en ninguno de los cortes estudiados un relicto fresco de los minerales ferromagnésicos en cuestión. La magnetita es abundante en estas rocas (10 %) habiendo desarrollado cristales de hasta 0,15 milímetros.

LAS LAVAS BASÁLTICAS

En torno a la sierra de Queupuniyeu se encuentran una serie de pitones basálticos que difieren ampliamente en su composición con las rocas también basálticas de esta sierra.

Se trata en general de afloramientos pequeños y aislados vinculados en su emplazamiento a fracturas de dirección predominante este-oeste, cuando no, a

la intersección a bajo ángulo de dos de ellas. El volumen de lavas emitidas ha sido escaso y es, ciertamente, muy inferior al de las emisiones lineares de la vecina sierra de Queupuniyeu de dirección predominante norte-sur.

Dentro del área relevada observamos en el centro del mapa un grupo de afloramientos de composición basáltico-nefelínica vinculable a la intersección subparalela de las dos fracturas más importantes del graben. En el margen este del mapa, aparecen lavas basaníticas vinculadas también a dos cruceros de fracturas principales. Finalmente, varios pitones basálticos afloran dentro del área sin que su localización esté asociada a ninguna estructura observable en superficie.

En cuanto a la edad de estas efusiones, sólo sabemos que son posteriores a los Estratos Amarillos de edad daniana sobre los cuales se han derramado.

Como referencia he de indicar que Cortezzi y Dirac (1969) mencionan dataciones radimétricas realizadas sobre basaltos olivínicos provenientes de Laguna El Pito, 26 km al sudoeste de Los Menucos, obteniendo para ellos una antigüedad de $2 \text{ m.a.} \pm 0,15$, lo cual ubicaría a estos basaltos en el límite Plio-Pleistoceno.

LOS BASALTOS NEFELINICOS DEL CERRO PICHE

El cerro Piche se eleva sobre el suave relieve de la margen sur de nuestro graben con una elegante silueta cónica producto de un período de erosión que ha desmantelado en buena medida el aparato volcánico primitivo. Este está constituido por rocas de color gris oscuro a negro muy compactas, sin facies vacuolares ni piroclásticas, que abarcan arealmente 2 km cuadrados.

Como ya se ha dicho, estos basaltos descansan sobre los "Estratos Amarillos" asignados al Daniano, habiendo sido protegidos así de la erosión causan-

te de la eliminación casi completa de estos sedimentos en el área.

Al microscopio los basaltos nefelínicos presentan una textura porfírica holocristalina con abundantes fenocristales de olivina de hasta 2 mm que predominan ampliamente sobre los fenocristales subautomorfos de clinopiroxeno de hasta 1 mm de desarrollo. La olivina se presenta en cristales automorfos observándose en sus grietas y fisuras una alteración color verde botella constituida por serpentina. Determinado por difracción de rayos X, sobre una muestra aislada mecánicamente, el porcentaje de forsterita fue de 96 % (calculado según Yoder y Sahama, 1957). La augita se presenta en cristales subautomorfos de color pardo muy claro zonados con macas polisintéticas y en reloj de arena, con ángulo de extinción de 43° (45° en los bordes) y un ángulo 2V de aproximadamente 60°. En algunas muestras ha sido posible observar también algunos escasos fenocristales subautomorfos de biotita de pleocroísmo color Ng castaño-habano dorado, Np amarillo pálido, fuertemente corroídos. La magnetita es siempre abundante y alcanza a desarrollar cristales de 0.5 milímetros.

Los fenocristales, que constituyen entre el 35 y 50 % de la roca están presentes en los siguientes porcentajes relativos: olivina 70 a 75 %; augita 20 a 25 %; biotita 1 a 10 % y magnetita 1 a 10 %. En estas rocas sin feldespato alguno, el único mineral claro es la nefelina, la cual aparece en la matriz ocupando intersticios o rodeando poiquilíticamente a los otros componentes. Dentro de la matriz el componente principal lo constituyen los microlitos entrecruzados de augita de aproximadamente 0.05 mm de largo de color pardo claro. La magnetita en pequeños cristales es siempre abundante y como accesorio, a veces abundante, cabe mencionar los prismas de apatita de hasta 0.1 mm de longitud. La matriz, que representa volumétricamente entre el 50 y el 65 % de la roca, está constituida por 50 a 75 % de augita,

20 a 40 % de nefelina y 1 a 10 % de magnetita.

LAS INCLUSIONES ENALÓGENAS DE COMPOSICIÓN DIORÍTICO-AUGÍTICA DEL CERRO PICHE

Incluidas en las lavas basáltico-nefelínicas del cerro Piche es posible encontrar con cierta frecuencia inclusiones enalógenas de color gris claro de hasta 1 dm de diámetro. Estas inclusiones poseen una composición diorítico-piroxénica y están constituidas casi exclusivamente por plagioclasas y piroxeno.

Al microscopio se presentan como una roca con textura granuda con cristales que miden entre 1 y 2 mm, donde el 30 al 40 % está constituido por un clinopiroxeno y el 60 al 70 % por plagioclasa. El clinopiroxeno, una augita de color Ng verde muy claro, Np amarillo, aparece en cristales xenomorfos de hasta 1.5 mm, a veces afectado por un principio de uralitización. La plagioclasa en cristales xenomorfos de hasta 2 mm, pertenece a la variedad andesina. Como accesorios más frecuentes se observan 1 a 2 % de minerales opacos entre los cuales se destacan pirita y magnetita.

Inclusiones de composición mineralógica y textura muy semejantes han sido halladas por el autor a muchos kilómetros de distancia del cerro Piche en la sierra de Queupuniyeu englobadas en lavas de composición basáltica. En especial en la legua *b*, próximo al centro del lote 24 de la sección II en el Departamento 25 de Mayo, sobre el flanco este de la sierra de Queupuniyeu existe una depresión en donde estas inclusiones son extraordinariamente abundantes.

La composición de las inclusiones es también diorítico-augítica, pero en este caso es dable observar en algunas de ellas una variación algo mayor en los porcentajes relativos de plagioclasa y de piroxeno, dando lugar a un espectro de

rocas que van desde términos leucocráticos hasta los francamente melancráticos.

Dejando de lado momentáneamente la existencia de estas diferencias porcentuales, la presencia de inclusiones de idéntica textura y composición mineralógica en dos aparatos volcánicos de lavas de distinta composición, podría sugerir la existencia de un substrato de composición diorítica común en la zona atravesada por ambos conductos de ascenso volcánico.

LAS BASANITAS

Estas rocas, muy macizas y de color gris oscuro que afloran en pequeños cuerpos modelados por la erosión hasta sus actuales formas cónicas, están asentadas sobre un paquete de Estratos Amarillos sobre o próximas a la vertical de un crucero de fracturas de magnitud regional.

Estas basanitas están compuestas generalmente por 25 % de fenocristales y 75 % de matriz. Dentro de los fenocristales y a diferencia de los basaltos nefelínicos antes descritos, el clinopiroxeno domina ampliamente sobre la olivina, estando representados en porcentajes aproximados de 70 a 30 % respectivamente. En una solo caso se encontró fenocristales subautomorfos y redondeados de nefelina que alcanzaban 2 mm de longitud. Los fenocristales de olivina, que normalmente se presentan algo alterados en iddingsita y menos habitualmente en serpentina, se observan en longitudes de hasta 2 mm. En estas rocas existe una segunda generación de cristales de olivina que no pasan de 0,1 mm de diámetro. El clinopiroxeno es una augita zonada de hasta 3 mm de color pardo-verdoso muy claro hacia el centro y verde amarillento hacia la periferia. Las mediciones de ángulo de extinción arrojaron 42° y el ángulo 2V aproximadamente 60°.

La matriz está constituida por microlitos de labradorita 20 a 30 % de 0,1 mm

de longitud promedio, microlitos de augita 30 % de hasta 0,05 mm de longitud, nefelina 20 a 30 % xenomorfa intersticial y por diminutos cristallitos de magnetita 10 a 20 % de 0,03 mm en promedio.

RELIEVE Y ESTRUCTURA GEOLOGICA

Como ya habíamos visto, la fosa tectónica que nos ocupa está limitada al norte y al sur por un doble juego de fallas subparalelas las cuales, mediante relevos sucesivos, han dado lugar a la formación de esta estructura gravitacional de bloques de 20 km de desarrollo longitudinal por 3 km en su parte más ancha.

Hacia el este, el graben limita abruptamente con la sierra de Queupuniyeu, angosta cadena lineal de volcanes basálticos (promedio de 6 km de ancho por 35 km de longitud) de dirección general norte-sur; mientras que hacia el oeste, la estructura se desvanace lentamente en el suave relieve del basamento por disminución del rechazo de las fracturas principales y por disipación de éstas en otras fallas de orientación divergente.

De los tres grandes bloques participantes de este fenómeno gravitacional, el central, allí donde se conservan los términos más modernos de la secuencia sedimentaria mesozoica, es el que corresponde al bloque hundido. El bloque sur, en donde se conserva buena parte de la secuencia riolítica ligeramente inclinada pero en donde han desaparecido por erosión las formaciones superiores de la columna litológica, se encuentra elevado relativamente al central. Por último, el bloque norte, en donde la erosión ha eliminado la mayor parte de la secuencia dejando granito y metacuarcitas del basamento al descubierto, es el bloque de mayor ascenso relativo.

El relieve extremadamente suave de los bloques sur y norte nos habla de un

período prolongado de relativa estabilidad cortical durante el cual la erosión fue modelando el relieve hasta alcanzar el estadio de semiplanicie muy suavemente ondulada que aún hoy, sometida la región a un nuevo ciclo de erosión, puede observarse. La escarpa de falla que limita por ambos lados al bloque hundido, especialmente en el sur, contrasta abruptamente con la morfología apenas ondulada de la región, dando cuenta de la juventud de los últimos movimientos muy probablemente cuaternarios que han dado lugar al relieve actual del graben.

Las fallas regionales han debido desplazarse en repetidas ocasiones. La zona de cataclasis que acompaña a casi todas las fracturas principales (en especial a la de la falla nordeste que ha alcanzado a desarrollar una faja milonitizada de más de 100 m de ancho) testimonia las frecuentes reactivaciones que se han operado a lo largo de estas fallas.

Los yacimientos de fluorita de la comarca son todos de carácter filoniano, y han sido emplazados en el espacio abierto entre las cajas de una o más fallas. En el caso particular de "La Casual", los cuerpos alineados de fluorita aparecen todos dentro o muy próximos a la gran falla regional que limita por el norte al graben y a su faja de milonitización.

Los últimos elementos a ser introducidos en el relieve de la región son los conductos basáltico-basaníticos localizados principalmente en la intersección a bajo ángulo de dos o más fracturas principales. El último ciclo de erosión que perdura en el presente se ha encargado de entallarlos hasta otorgarles la bella forma cónica que ofrecen en el paisaje actual.

HISTORIA GEOLOGICA

Si con todos los elementos reunidos hasta ahora tratamos de reconstruir la historia geológica post-keuperiana de

esta región, podemos ordenar los acontecimientos de la siguiente manera:

— Fallamiento acompañado por la inyección de haces de diques riolíticos (generalmente verticales), algunos en disposición paralela a la de ciertas estructuras más recientes.

— Cicatrización casi total de este primitivo cuadro estructural.

— Intenso período erosivo durante el cual la región adquiere el relieve de una amplia semillanura.

— Depósito durante el Daniano de los Estratos Amarillos sobre un relieve suave, bien erosionado. Estos estratos se asientan tanto sobre las porfiritas de la Formación Los Menucos como también sobre los granitos del basamento.

— Fracturación gravitacional con comienzo de hundimiento del graben y elevación diferencial del bloque norte.

— Emplazamiento de los cuerpos andesíticos y reactivación de las fracturas gravitacionales afectando a las andesitas recientemente emplazadas del grupo este e inyección del filón basáltico andesítico de la falla nordeste del graben.

— Vigoroso período erosivo durante la elevación del bloque norte, capaz de eliminar la cobertura mesozoica y producir la erosión parcial del bloque sur. Hundimiento relativo del bloque central, gracias a lo cual quedan preservados los Estratos con Plantas.

— Inyección de los cuerpos de basaltos nefelínicos y basanitas en los cruces de las fracturas principales y reactivación de las fracturas gravitacionales.

— Nuevo período de erosión que ataca los Estratos Amarillos hasta su eliminación casi completa, entalla los pitones o chihuidos basálticos y profundiza algunos valles, pero no logra obliterar el carácter de semillanura impuesto a la región por los anteriores períodos erosivos; reactivación de las fracturas gravitacionales que afectan a pitones y Estratos Amarillos. Este ciclo de erosión prosigue en la actualidad.

— Depósito de sedimentos recientes en las áreas deprimidas a muy bajo ritmo impuesto por las características áridas del clima.

Con respecto al magmatismo, a lo largo de la historia geológica post-keupe-riana de esta comarca, encontramos vinculados a una misma estructura dos vulcanismos de composición distinta.

Durante el primer período, o sea en la etapa de individualización del graben, se produce un vulcanismo andesítico de moderada extensión. Le sucede un vulcanismo basáltico de carácter fuertemente alcalino como lo atestiguan los pitones de basalto nefelínicos y las basanitas distribuidos en, o próximos a, la intersección de las fallas del graben.

Este último forma parte de un fenómeno de mayor extensión ya que sus lavas están vinculadas a muchos de los pitones próximos de la sierra de Queupuniyeu. Este es el vulcanismo típicamente simático que acompaña los períodos post-geosinclinales en el concepto de Auboin (1961). Se halla característicamente localizado en el antepaís de una cadena montañosa y ha acompañado a los grandes movimientos verticales de distensión que dieron lugar a la formación de fosas de hundimiento y de sus horst correspondientes, permitiendo así el acceso a niveles superiores de la corteza a lavas de origen profundo.

Su carácter serial fuertemente alcalino corresponde con su emplazamiento geotectónico (Segimura, 1968). La gran distancia recorrida desde el lugar de formación de las lavas sería quizás la razón del escaso volumen (chimeneas aisladas con emisiones esporádicas de lavas) que alcanzan aquí y universalmente estos cuerpos basaníticos y basalto-alcalinos.

Agradecimiento. — El autor agradece al Dr. E. J. Methol por la lectura del manuscrito y las sugerencias efectuadas sobre el mismo.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Auboin, J., 1961. *Propos sur les géosynclinaux*. Bull. de la Soc. Géol. de France, 7ème Série, T. III, n° 7, pp. 629-702.
- Casamiquela, R. M., 1964. *Estudios Icnológicos. Problemas y métodos de la Icnología con su aplicación al estudio de pisadas mesozoicas (Reptilia Mammalia) de la Patagonia*. Buenos Aires, Ministerio Asuntos Sociales Gobierno Prov. Río Negro, pp. 1-229, lám. I-XXI.
- Cortelezzi, C. R. y Dirac, M., 1969. *Edad de los basaltos de Neuquén y La pampa*. Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas. T. II, pp. 95-99. Buenos Aires.
- Halpern, M., 1968. *Ages of antarctic and argentine rocks bearing on continental drift*. Earth and Planetary Science Letters, n° 5, pp. 159-167.
- Halpern, M.; Linares, E.; Latorre, O., 1971. *Edad rubidio estroncio de rocas volcánicas e hipabisales (?) del área norte de la Patagonia*. Rev. Asoc. Geol. Arg., T. XXVI, n° 2, pp. 169-174.
- Stipanovic, P. N., 1967 a. *Consideraciones sobre las edades de algunas fases magmáticas del Neopaleozoico y del Mesozoico*. Rev. Asoc. Geol. Arg., T. XXII, n° 2, pp. 101-134.
- 1967 b. *Las sucesiones triásicas argentinas. La estratigrafía del Gondwana*. Coloquio de la U.I.C.G., UNESCO, Vol. 2, pp. 1121-1149.
- Stipanovic, P. N.; Rodrigo, F.; Baulies, O. L.; Martínez, C. G., 1968. *Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes*. Rev. Asoc. Geol. Arg., T. XXIII, n° 2, pp. 67-88.
- Stipanovic, P. N. y Methol, E. J., 1972. *Macizo de Somun Cura. Geología Regional Argentina*. Academia Nac. de Ciencias. Córdoba.
- Sugimura, A., 1968. *Spatial relation of basaltic magmas in island arcs*. Basalts. The Poldervaart Treatise on rocks of basaltic composition. New York, Interscience Publishers, Vol. 2, pp. 537-571.
- Wichmann, R., 1927. *Resultados de un viaje de estudios geológicos en los territorios de Río Negro y de Chubut*. Buenos Aires, Dirección Nacional de Minas, Geología e Hidrología, Ministerio de Agricultura de la Nación. Publicación n° 33.
- Yoder, H. S. y Sahama, Th. G. 1957. *Olivine x-Ray determination curves*. American Mineralogist, Vol. 42, pp. 475-491.

Recibido el 1° de marzo de 1973.

OBSERVACIONES SOBRE LA FACIES PROXIMAL
DEL SUBGRUPO SANTA BARBARA, EN EL SECTOR NOROESTE
DE LA CORDILLERA ORIENTAL
(PROVINCIAS DE SALTA Y JUJUY)

POR JUAN CARLOS M. ZANETTINI *

RESUMEN

Se describen los afloramientos de facies proximal del Subgrupo Santa Bárbara en el ámbito de la sierra de Santa Victoria y norte de la sierra de Zenta.

ABSTRACT

The proximal facies sediments of Santa Bárbara Subgroup in the Sierra de Santa Victoria and north of Sierra de Zenta are described.

INTRODUCCION

Durante la verificación de campo de la fotointerpretación geológica realizada en el marco del Plan NOA I Geológico-minero (Area Salta-Jujuy), a cargo de la Dirección General de Fabricaciones Militares, tuve oportunidad de observar en el sector noroeste de la Cordillera Oriental una serie de afloramientos arenoconglomerádicos atribuidos, en su mayoría, a la Formación Pirgua (Cretácico superior) por distintos investigadores.

Dadas las características litológicas de esas manifestaciones y sus relaciones estratigráficas, mi parecer es que ellas corresponden a facies proximal del Subgrupo Santa Bárbara.

Por lo tanto el motivo del presente trabajo es hacer conocer la ubicación y una breve descripción de esos aflora-

mientos, dado que la necesidad de recorrer una extensa comarca en escaso tiempo no me permitió efectuar perfiles detallados.

Ubicación de la comarca

La región donde se llevó a cabo el reconocimiento comprende la sierra de Santa Victoria y el extremo norte de la sierra de Zenta.

Dentro de ella se encuentran las localidades de Santa Victoria, Iruya e Iturbe a las cuales se arriba a través de caminos de tierra bien conservados que se desvían de la ruta nacional N° 9; hay varios caseríos dispersos a los que se debe llegar en animales de silla.

Investigaciones anteriores

El primero en dar noticias de los afloramientos que se describirán fue Brackebusch (1883), quien cita los del extremo norte de la comarcia asignándo-

* Dirección General de Fabricaciones Militares.

los a sus Areniscas Coloradas, es decir los asimila a la hoy Formación Pirgua. Hausen (1925) se refiere a ellos siguiendo la opinión del anterior.

Williams (1949) denomina Areniscas de Iturbe a las manifestaciones ubicadas al oeste y noroeste de Iturbe, reconociendo que corresponden a facies arenosas de las Margas Multicolores de Schlagintweit, hoy Subgrupo Santa Bárbara.

Figuroa Caprini (1955) estudia el afloramiento oriental entre la quebrada de San Juan y Azul Cuesta, equiparándolo a las Areniscas Inferiores de Bonarelli (Formación Pirgua).

Turner (1960 y 1964) da como Formación Pirgua las manifestaciones de Santa Victoria y de la quebrada de Hornillos y como Formación Santa Bárbara la oriental en la zona de Poscaya, es decir son las mismas que mencionan Brackebusch y Hausen.

Vilela (1961) sigue la opinión de Figuroa Caprini con respecto a los afloramientos orientales, equipara a la Formación Pirgua el de Pucaloma y los situados a occidente de Iturbe los asigna a la facies marginal de su Formación Santa Bárbara.

El autor del presente trabajo siguió la opinión de Turner sobre los afloramientos de Poscaya y quebrada de Hornillos (1970), pero en un informe posterior (1971) los define como facies marginal del Subgrupo Santa Bárbara junto con los demás que se describen más adelante.

SINTESES ESTRATIGRAFICA

Dentro de los límites de la comarca se encuentra una serie de unidades estratigráficas claramente distinguibles por su litología.

Las rocas más antiguas aflorantes son sedimentitas epimetamorfizadas de edad precámbrica. Sobre ellas y en discordancia angular se disponen cuarcitas cámbricas del Grupo Mesón (Turner, 1960), siguiendo luego en nueva dis-

cordancia angular lutitas y areniscas ordovícicas del Grupo Santa Victoria (Turner, 1960).

Fenómenos magmáticos ocurridos durante el Silúrico inferior se ponen de manifiesto mediante el intrusivo monzodiorítico del cerro Hornillos y diques y filones capas mesosilícicos que atraviesan las anteriores entidades. Posteriormente se depositaron turbiditas, areniscas y lutitas silúricas, en discordancia sobre sedimentos ordovícicos.

Siguiendo la columna estratigráfica se hallan sedimentos fluviales y marinos del Grupo Salta (Cretácico superior-Terciario inferior) al cual corresponde el Subgrupo Santa Bárbara.

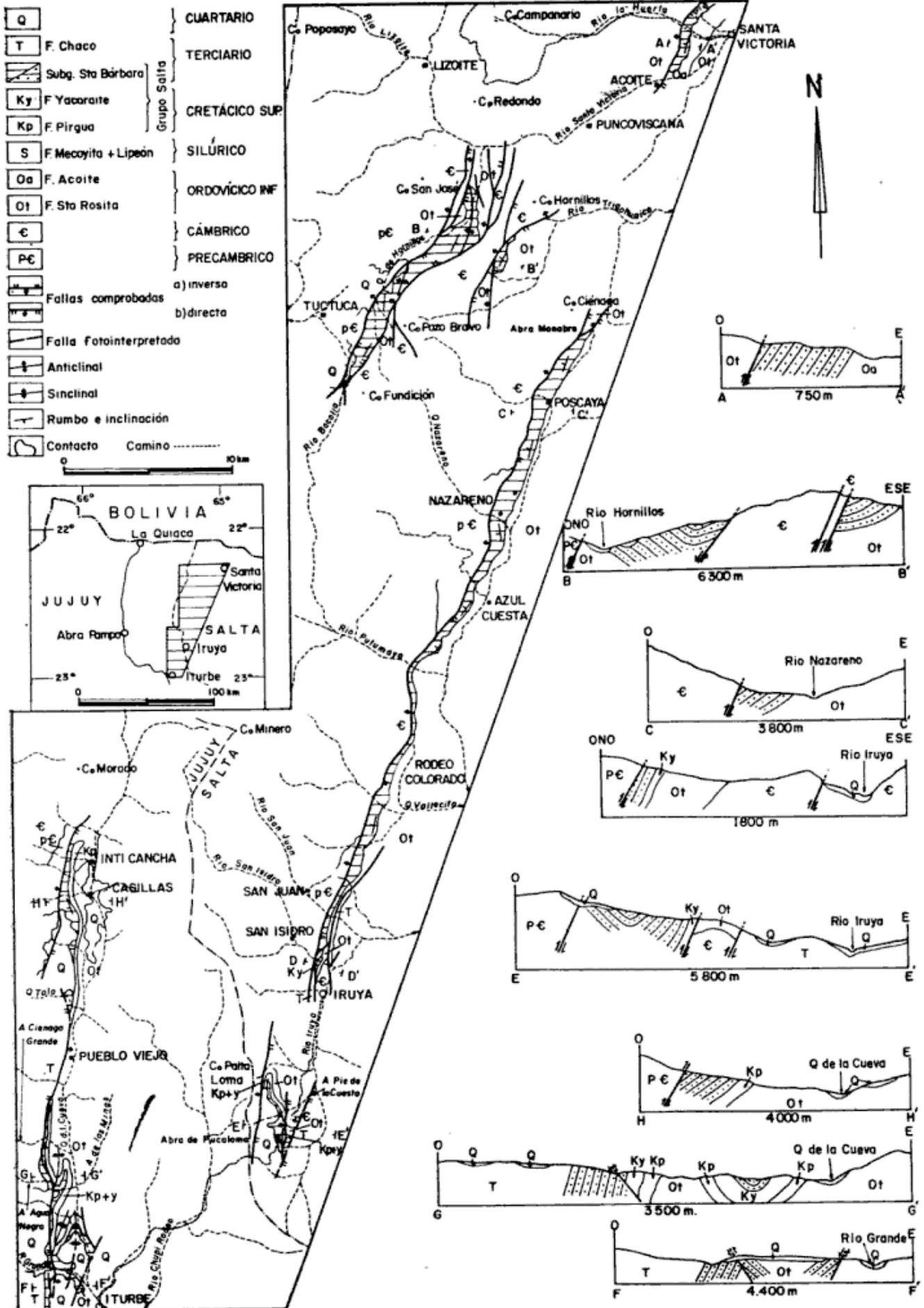
En discordancia continúan areniscas y conglomerados del Terciario superior y, finalmente, sedimentos cuaternarios se distribuyen en los lechos de ríos y arroyos y constituyendo morenas en las altas cumbres.

EL SUBGRUPO SANTA BARBARA

Moreno (1970) propone elevar al rango de subgrupo a la Formación Santa Bárbara de Vilela (1956) quien, a su vez, denominó así a los sedimentos que integran las Margas Multicolores de Schlagintweit (1937).

Al mismo tiempo el primer autor citado recomienda designar con los nombres formales de Formación Mealla, Formación Maíz Gordo y Formación Lumbrera a las Margas Coloradas Inferiores, Margas Verdes y Margas Coloradas Superiores, respectivamente, de Schlagintweit (1937), las que se corresponden con las denominaciones *W_i*, *W_s* y *V* de Hagerman (1933).

Estas tres entidades, como es conocido, integran el Subgrupo Santa Bárbara. Ellas son perfectamente reconocibles en la mayor parte de la cuenca de deposición del Grupo Salta (Brackebusch, 1891, nom. subst. Turner, 1958), pero no ocurre lo mismo con sus sedimentos marginales en los que por su carácter psamo-psefítico y coloración



prácticamente uniforme no es posible diferenciarlos. Esto, por lo menos, dentro de la comarca reconocida.

La distinción de las Formaciones del subgrupo es factible en las comarcas de Tres Cruces y Aguilar, al oeste y sudoeste de la nuestra, donde adoptan el carácter margoso típico.

Edad. En la mesa redonda sobre "Nomenclatura, estratigrafía, paleontología y petrología del Grupo Salta" (en prensa), realizada en Salta (1972), se llegó a la conclusión de que a la Formación Lumbreira corresponde edad paleocena superior, por contener restos de mamíferos hallados en el cerro Campana Horco (Salta) (Pascual, 1969) y en la comarca de Aguilar (Jujuy), a la Formación Maíz Gordo edad paleocena por subyacer en concordancia a la anterior y contener granos de polen de esa edad determinados por la Lic. Baldis (Serv. Nac. Min. Geol.); no hubo pronunciamiento en lo que concierne a la Formación Mealla, por cuanto aún no se hallaron en ella elementos fosilíferos que definan una edad paleocena o maastrichtiana.

DESCRIPCION DE LOS AFLORAMIENTOS

Afloramiento de Santa Victoria

Constituye la manifestación más septentrional del subgrupo que considero ubicada a cinco kilómetros al oeste de la localidad de Santa Victoria.

Entre el caserío de Acoite y el río La Huerta apoya en discordancia angular sobre la Formación Acoite (Ordovícico inferior) (Harrington, *in* Harrington y Leanza, 1957) y desde el río nombrado hasta donde concluye el afloramiento lo hace de igual manera sobre las Formaciones Mecoyita y Lipeón (Silúrico) (Turner, 1960). En el techo limita tectónicamente con la Formación Santa Rosita (Ordovícico inferior) (Turner, 1960).

No hay conglomerado basal. Comienza con arcosas de grano fino, algo mi-

cáceas, compactas, color gris verdoso, cubiertas por una pátina hematítica que les confiere tonalidad rojiza.

Por encima se disponen arcosas de grano mediano a fino, friables o compactas, color rojo pardo y verde grisáceo, estratificadas en bancos de 30 a 60 cm de espesor; en algunos bancos se observa un brusco cambio de color verde a rojo.

Siguen areniscas cuarzosas de grano fino, friables o semicompactas, color ocre, con delgada estratificación; arcosas friables de grano fino, color castaño rojizo y rojo de ladrillo, con intercalaciones de areniscas calcáreas de grano fino, friables, de colores gris claro y gris verdoso claro, en bancos de 50 cm de potencia.

En la sección superior se hallan areniscas cuarzosas de grano fino, friables, color ocre y ocre claro, en estratos de hasta un metro de espesor con laminación cruzada, y arcosas de grano fino, compactas, de colores verdes, verde claro y rojo violáceo (estas coloraciones se presentan en ocasiones en un mismo estrato).

El conjunto se inclina 55° W y tiene un espesor de 500 metros.

Afloramiento de la quebrada de Hornillos

Este asomo se distribuye a lo largo de la quebrada de Hornillos, desde el caserío homónimo hasta la ladera occidental del cerro Fundición, en una estrecha faja de rumbo nornordeste.

Solamente en el extremo norte del afloramiento se observa el contacto discordante sobre la Formación Santa Rosita; los restantes límites con esta entidad, cámbrico y precámbrico son tectónicos.

Tampoco aparece aquí un conglomerado basal. La manifestación se compone de una sucesión de areniscas de grano mediano a grueso, algunas conglomerádicas, friables o compactas, de colores rojo de ladrillo, rosado, gris

claro y ocre amarillento. Se intercalan numerosos conglomerados integrados por clastos subredondeados, de hasta 20 cm de diámetro, de cuarcitas principalmente; la matriz es una arenisca gruesa de colores rojo de ladrillo, gris rojizo y ocre claro. Se interestratifican también areniscas calcáreas de grano fino a mediano, friables o semicompatas, de color rojo de ladrillo.

Se observan numerosas capitas y venillas de yeso; la estratificación es bien marcada en bancos de hasta dos metros de espesor, en ocasiones cruzada.

El espesor de la entidad en Hornillos es de unos 300 metros.

Sobre el filo de los cerros Hornillos-Pozo Bravo se dispone un afloramiento de similares características, apoyado en discordancia angular sobre la Formación Santa Rosita y sobrepuesto tectónicamente por rocas de la misma unidad y cámbricas. El espesor es de unos 300 m, inclinándose 70° W en el extremo norte y 25° W en el sur.

Afloramiento oriental

Se halla ubicado entre la quebrada del río San Isidro y el abra Monabra, alcanzando una extensión de 44 km en dirección nornordeste.

En la quebrada de San Isidro se sobrepone en discordancia a la Formación Yacoraite (Cretácico superior) (Turner, 1958) y de allí hasta el abra Monabra se apoya en discordancia angular sobre la Formación Santa Rosita. Su contacto en el techo es tectónico con sedimentitas precámbricas y cámbricas.

En la quebrada nombrada, dos kilómetros al noroeste de Iruya, la unidad comienza con un conglomerado basal de tres metros de espesor constituido por clastos redondeados, de hasta 10 cm de diámetro, de cuarcitas y calizas; la matriz es una arenisca gruesa color gris ceniza. Los clastos de caliza provienen de la Formación Yacoraite infrayacente.

Por encima continúa una sección integrada por areniscas de grano mediano

a grueso, deleznable en parte, de colores rojo pálido y rojo de ladrillo, con abundantes capitas y venillas de yeso y concreciones calcáreas. Se interestratifican conglomerados de matriz arenosa, en partes arcillosa, de color rojo de ladrillo.

Hacia el techo los conglomerados van siendo reemplazados por estratos potentes de arcillas arenosas y calcáreas, de colores rojo de ladrillo.

El conjunto inclina 65° W con un espesor de 70 metros.

Desde la quebrada del río San Juan hasta donde concluye el afloramiento en el abra Monabra, el Subgrupo Santa Bárbara descansa sobre la Formación Santa Rosita. Esto indica que entre la quebrada de San Isidro y la de San Juan finalizan las manifestaciones de la Formación Yacoraite, que tiene allí escaso espesor, y es traslapada por los sedimentos del subgrupo que trato.

Siguiendo al norte las características de la unidad son similares a las enunciadas, pero el afloramiento aumenta de espesor y se observa que por encima de lo que en San Isidro constituye la sección superior (areniscas y arcillas arenosas), se encuentran nuevamente areniscas de grano mediano a grueso y conglomerados, de colores rojo de ladrillo y pardo.

Se presentan capitas y venillas de yeso y concreciones calcáreas; para el extremo septentrional de esta faja, al norte de Poscaya, Brackebusch cita la presencia de cristales de halita.

Entre la quebrada de San Juan y el abra Monabra la inclinación de los bancos se mantiene, sin mayores variaciones, en 35° W. Figueroa Caprini consigna un espesor de 600 m en la quebrada de Potrero y 710 m en Rodeo Colorado; al frente de Azul Cuesta he medido 200 m y unos 700 m en Poscaya. Estas diferencias de espesor a lo largo del afloramiento se deben a la falla inversa, de carácter regional, que lo delimita en el techo seccionándolo a distintos niveles.

Afloramiento de Pucaloma

Se halla situado 10 km al SSW de Iruya, entre el abra de Pucaloma y las nacientes del arroyo Pie de la Cuesta.

La entidad se asienta en discordancia sobre la Formación Yacoraite; tectónicamente limita con sedimentos de la Formación Chaco (Terciario) (Schlagintweit, in Fossa Mancini, 1938) y con metamorfitas precámbricas. En general el afloramiento está en gran parte cubierto por material de acarreo cuartario, que imposibilita una observación completa. Comienza con un conglomerado basal de unos 10 m de espesor constituido por clastos redondeados de hasta 10 cm de diámetro, correspondientes a cuarcitas y calizas (éstas provenientes de la Formación Yacoraite infrayacente); la matriz es una arenisca gruesa color gris amarillento y el cemento calcáreo.

Luego siguen areniscas de grano grueso a mediano, compactas, de colores rojo de ladrillo, rojo violado y blanquecino; se intercalan conglomerados y algunas areniscas calcáreas, friables, de colores rojo de ladrillo y blanquecino.

Las venillas y concreciones calcáreas son abundantes.

Más arriba la cobertura de elementos cuartarios impide la observación; se fotointerpreta el cierre de un sinclinal en las nacientes del arroyo Pie de la Cuesta.

El conjunto tiene una inclinación variable de 80° W a 50° W y el espesor se puede estimar en 500 metros.

Afloramientos de Iturbe

Se hallan ubicados sobre la margen derecha de la quebrada de La Cueva y en Potrero Colorado, extendiéndose desde Inti Cancha hasta más allá del límite austral de la comarca.

La unidad se apoya en discordancia sobre las entidades inferiores del Grupo Salta; desde Inti Cancha hasta el arroyo Ciénaga Grande lo hace sobre Formación Pirgua (Cretácico superior)

(Vilela, 1956) y desde el arroyo nombrado hacia el sur sobre Formación Yacoraite. En Potrero Colorado y en el arroyo Agua Negra se observa el contacto en discordancia (?) con la Formación Chaco que le sobreyace. En contacto tectónico limita con rocas precámbricas, cámbricas y ordovícicas.

Entre Casillas y la quebrada Tola, hacia el sur de La Cueva y en Potrero Colorado, la entidad se encuentra en gran parte cubierta por material de acarreo cuartario, lo cual impide una observación más completa de la misma.

En los afloramientos sobre la margen derecha de la quebrada de La Cueva comienza con un conglomerado basal de espesor variable, pero no mayor de 2,50 m; está integrado por rodados cuarcíticos y algunos de caliza de cinco centímetros de diámetro; la matriz es una arenisca de grano mediano color rojo.

Siguen areniscas de grano mediano, compactas, color rojo pardo, con intercalaciones de pequeñas camadas conglomerádicas y bancos de areniscas de grano grueso, friables, color rojo violado.

Más arriba se encuentran areniscas calcáreas color rojo interestratificadas con bancos de arcillas calcáreas de igual coloración.

Se presentan numerosas venillas y capitas calcáreas y hay laminación cruzada en algunos bancos de arenisca.

En Casillas la entidad se inclina 40° W con 450 m de espesor, en la quebrada Tola 80° W y 600 m de potencia y en el arroyo Agua Negra, al oeste de la falla, inclina 70° W con un espesor de 200 metros.

En Potrero Colorado comienza a desaparecer el carácter arenoso-conglomerádico del subgrupo tratado. Este afloramiento está separado del anterior por una falla inversa de rumbo norte cuya superficie inclina al este.

En la parte inferior se encuentran potentes bancos de arcillas calcáreas color rojo con intercalaciones de areniscas calcáreas de colores gris verdoso y gris rojizo.

En la sección media yacen areniscas de grano mediano a grueso, compactas de colores rojo de ladrillo, amarillento y gris; alternan arcillas y areniscas calcáreas de colores rojo de ladrillo, rojo violado, gris, gris verdoso, verde y amarillento.

Hacia el techo se presentan areniscas rojas y amarillentas y las intercalaciones arcillosas, color rojo pardo, son más numerosas.

Se presentan concreciones y venillas calcáreas y en los bancos de arenisca hay laminación cruzada.

La inclinación es 80° W y el espesor 600 metros.

CONCLUSIONES

No hay duda que los afloramientos de Iturbé, por suprayacer a las Formaciones Pirgua y Yacoraite (quebrada de La Cueva) y ser cubiertos en discordancia (?) por la Formación Chaco (Potrero Colorado), corresponden al Subgrupo Santa Bárbara.

En Pucaloma y quebrada de San Isidro la entidad se apoya sobre la Formación Yacoraite; hacia el norte hasta el abra Monabra se dispone en discordancia sobre el Ordovícico, pero la yacencia anterior, la continuidad del afloramiento y la litología nos permiten considerarlo como Subgrupo Santa Bárbara. Por otra parte la Formación Yacoraite concluye sus manifestaciones en la quebrada de San Isidro, es decir que es traslapada por los sedimentos del subgrupo mencionado.

Con referencia a los afloramientos de la quebrada de Hornillos y de Santa Victoria, si bien descansan en discordancia angular sobre sedimentos ordovícicos y se encuentran aislados, su continuidad relativa y las particularidades sedimentarias que presentan me llevan a juzgarlos pertenecientes a facies proximal del Subgrupo Santa Bárbara.

La región positiva de donde provinieron los sedimentos estaba, evidentemente, ubicada al este de la comarca.

En cuanto a la discordancia observada en San Isidro, Pucaloma y La Cueva entre el Subgrupo Santa Bárbara y las Formaciones inferiores al Grupo Salta, ella es de carácter local y normal para el borde de la cuenca de deposición. En la comarca de Tres Cruces, ubicada al oeste de la región, hay concordancia y transición entre esas unidades; por otra parte allí el subgrupo tratado adquiere su facies margosa típica y puede ser perfectamente diferenciado en las tres formaciones que lo integran.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Brackebusch, L., 1883. *Estudio sobre la Formación Petrolífera de Jujuy*. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, Bol. V (Córdoba), págs. 137-252.
- 1891. *Mapa geológico del interior de la República Argentina*. Escala 1:1.000.000, Gotha, publicado por Acad. Nac. Cienc. Córdoba. (Córdoba).
- Figueroa Caprini, M., 1955. *Contribución al conocimiento geológico y petrográfico de la zona comprendida entre San Pedro de Iruya y el Cerro Minero (Salta)*. Univ. Nac. La Plata (La Plata). Tesis doctoral inédita.
- Fossa Mancini, E., 1938. *Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica*. Bol. Inf. Petrol., 171 (Buenos Aires), págs. 31-95.
- Hausen, J., 1925. *Sobre un perfil geológico del borde oriental de la Puna de Atacama*. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, Bol. XXVIII (Córdoba), págs. 1-95.
- Hagerman, T., 1933. *Informe preliminar sobre el levantamiento geológico del departamento de Santa Bárbara en la provincia de Jujuy*. Bol. Inf. Petrol., X, 107 (Buenos Aires).
- Harrington, H. J. y A. F. Leanza, 1957. *Ordovician trilobites of Argentina*. Univ. of Kansas, Dept. of Geology, Special Publication I, Lawrence, Kansas.
- Mesa redonda sobre nomenclatura, estratigrafía, paleontología y petrología del Grupo Salta*. 1972. Univ. Nac. Salta (Salta), en prensa.
- Moreno, J. A., 1970. *Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico superior en la cuenca del Noroeste Argentino. Con especial mención de los subgrupos Balbuena y Santa Bárbara*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXV, 1 (Buenos Aires), págs. 9-44.

- Pascual, R., 1969. *Problemas estratigráficos del Terciario de Argentina*. Ameghiniana. Asoc. Paleont. Arg., Rev. VI, 4 (Buenos Aires), págs. 327-329.
- Schlagintweit, O., 1937. *Observaciones estratigráficas en el Norte Argentino*. Bol. Inf. Petrol., XIV, 156 (Buenos Aires).
- Turner, J. C. M., 1958. *Estratigrafía del cordón de Escaya y de la Sierra de Rinconada (Jujuy)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XIII, 1 (Buenos Aires), págs. 15-39.
- 1960. *Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria*. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, Bol. XLI (Córdoba), págs. 163-196.
- 1964. *Descripción geológica de la Hoja 2 c, Santa Victoria (provincias de Salta y Jujuy)*. Inst. Nac. Geol. Min., Bol. 102 (Buenos Aires).
- Vilela, C. R., 1956. *Descripción geológica de la Hoja 7 d Rosario de Lerma (Prov. de Salta)*. Dir. Nac. Geol. Min., Bol. 84 (Buenos Aires).
- 1961. *Algunos rasgos particulares de la geología de Iruya (Salta-Jujuy)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XV, 3-4 (Buenos Aires), págs. 119-144.
- Williams, D. E. B., 1949. *Estudio geológico de los alrededores de Iturbe (provincia de Jujuy)*. Univ. Nac. Córdoba (Córdoba). Tesis doctoral inédita.
- Zanettini, J. C. M., 1970. *Informe geológico de la región de Abra Pampa-Paltorco-San Isidro (provincias de Jujuy y Salta)*. Cen. Interam. Fotoint., Bogotá (Colombia), trabajo final inédito.
- 1971. *Informe sobre la geología regional del sector noroeste de la Cordillera Oriental (provincias de Salta y Jujuy)*. Dir. Gen. Fab. Mil. (Salta), inédito.

Recibido el 22 de marzo de 1973.

CLASIFICACION DE SUELOS EN LA REPUBLICA ARGENTINA

EL CLIMA COMO ELEMENTO FUNDAMENTAL DE CLASIFICACION

POR ALBERTO B. LAGO, EMILIO B. VITULICH, RAFAEL F. J. VALENCIA¹

RESUMEN

Teniendo en cuenta la importancia del clima como factor formador del suelo y su destacada intervención en la clasificación de suelos, se analizan diversos sistemas de clasificación aplicados en nuestro país. Se hacen consideraciones sobre el uso de estas clasificaciones, especialmente 7a. Aproximación y FAO, y se sugiere la creación de un sistema propio basado en nuevos índices hídricos que se adecuen a las características morfológicas de los distintos suelos del país. Se concluye con la inaplicabilidad de los sistemas de la 7a. Aproximación y FAO en Argentina, debido a que las exigencias de estas clasificaciones para la determinación de sus índices hídricos no se ajustan a las particulares características climáticas de este territorio. Finalmente se sugiere la aplicación de la clasificación biológica de climas de Bagnouls y Gausson para el cálculo de un índice hídrico provisorio que se ajusta más a la realidad.

ABSTRACT

It is well known the importance of the climate as a fundamental factor in soil formation. The elements of the climate also play an important part in many systems of soil classification, ie. 7th. Approximation and FAO. Due to the particular climatic characteristics of the Argentina territory it appears that the methodology of the 7th. Approximation and FAO systems does not fit with the characteristics of the soils. It seems that the classification of the soils under these systems would be more feasible in Argentina if the moisture regimes are determined by methods other than those include in those systems of soil classification. The biological method of Bagnouls and Gausson seems to adjust much better with the 7th. Approximation and Fao systems. It is concluded that no one of the system of soil classification being used at present are applicable to the soils of Argentina due to the peculiarities of this country's climate. Therefore a new system should be created for the classification of the soils in Argentina.

INTRODUCCION

Es conocida la importancia del factor clima como formador de los suelos. Es así, que en los últimos tiempos, en los países donde la Pedología ha alcanzado el más alto grado de desarrollo, se considera al clima como factor formador de suelos primordial entre los cinco es-

tablecidos por Jenny (1941). Por otra parte es conocida la importancia del clima en los distintos sistemas de clasificación de suelos. Baste decir, para el lector no familiarizado con la Pedología, que la ciencia del suelo nace cuando se establece el concepto de zonabilidad de suelos en base al clima.

En nuestro país no se ha decidido aún acerca de cual es el mejor sistema de clasificación de suelos para determinar la exacta distribución de los mis-

¹ Departamento de Ciencias Geológicas. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires,

mos en base a sus características. En los últimos años se observa una tendencia a aplicar el sistema estadounidense de la 7ª Aproximación (USDA, 1967) y también, por un menor número de investigadores, el de FAO (1970).

Nuestro país ofrece características climáticas muy particulares dada su ubicación en cuña, dentro de un hemisferio de gran predominio de agua. Esto, unido a la gran componente geográfica que representa la Cordillera de los Andes, determinan una distribución particular de los climas no repetida en otras regiones del mundo. Dicho fenómeno está ampliamente difundida en la literatura especializada de climatología.

Es importante destacar que esta particular distribución de los climas tiene gran incidencia en los suelos, especialmente porque controla su distribución geográfica. Dado que los sistemas de clasificación de suelos de otros países están bosquejados para otros tipos de distribución climática, aquéllos no serán de adecuada aplicabilidad en este territorio si los esquemas climáticos que sirven para definirlos no se adaptan a las particulares características del clima a que se hicieron referencia. Esto, es particularmente importante para el sistema estadounidense, dado que el clima interviene en sus más altos niveles taxonómicos. Estas consideraciones llevan a la necesidad de establecer un sistema nacional al cual se hará referencia más adelante.

SISTEMA DE LA 7ª APROXIMACION

En este nuevo sistema de clasificación de suelos el clima interviene en los más altos niveles taxonómicos. Tal es el caso de los Aridsoles a nivel de orden, como las características údicas, ústicas y xéricas al nivel inmediato inferior. Para la determinación de los índices hídricos, el sistema exige apoyarse sobre el sistema climático de clasificación de Thornthwaite (1948). Según las últimas revisiones de las definiciones

(USDA, 1971) estos regímenes hídricos son:

Régimen údico: implica que en la mayor parte de los años, la sección de control hídrico del suelo, no está seca en alguna parte durante más de 90 días acumulativos, si la temperatura media anual del suelo es inferior a 22° C y si la temperatura media del suelo en invierno y verano, a 50 cm de profundidad, difiere en 5° C o más. El perfil no permanece seco en todas sus partes durante 60 días consecutivos en los siguientes 90 días al solsticio de verano.

Régimen ústico: implica que, en la mayor parte de los años, la sección de control hídrico está seca total o parcialmente por más de 90 días acumulativos si la temperatura media anual del suelo es inferior a 22° C y si la media del suelo en verano e invierno difiere en 5° C o más. No está seco más de la mitad del tiempo en que la temperatura del suelo a 50 cm de profundidad excede de 5° C, ni a lo largo de 60 días consecutivos dentro de los 90 días siguientes al solsticio de verano.

Régimen xérico: este régimen está tipificado en climas mediterráneos con inviernos húmedos y frescos y veranos calurosos y secos. La humedad del suelo se presenta en el invierno, dado que el potencial de evapo-transpiración es mínimo y el lavado del perfil del suelo se hace más efectivo. Con las mismas condiciones de temperatura media anual y estacional para el suelo que los regímenes anteriores la sección de control hídrico está seca en 60 días consecutivos o más dentro de los 90 días siguientes al solsticio de verano y está húmeda por 60 días consecutivos o más dentro de los 90 días siguientes al solsticio de invierno.

Régimen arídico: en dicho régimen, durante la mayor parte de los años la sección de control hídrico carece de agua disponible, estando seca más de la mitad del tiempo en que la temperatu-

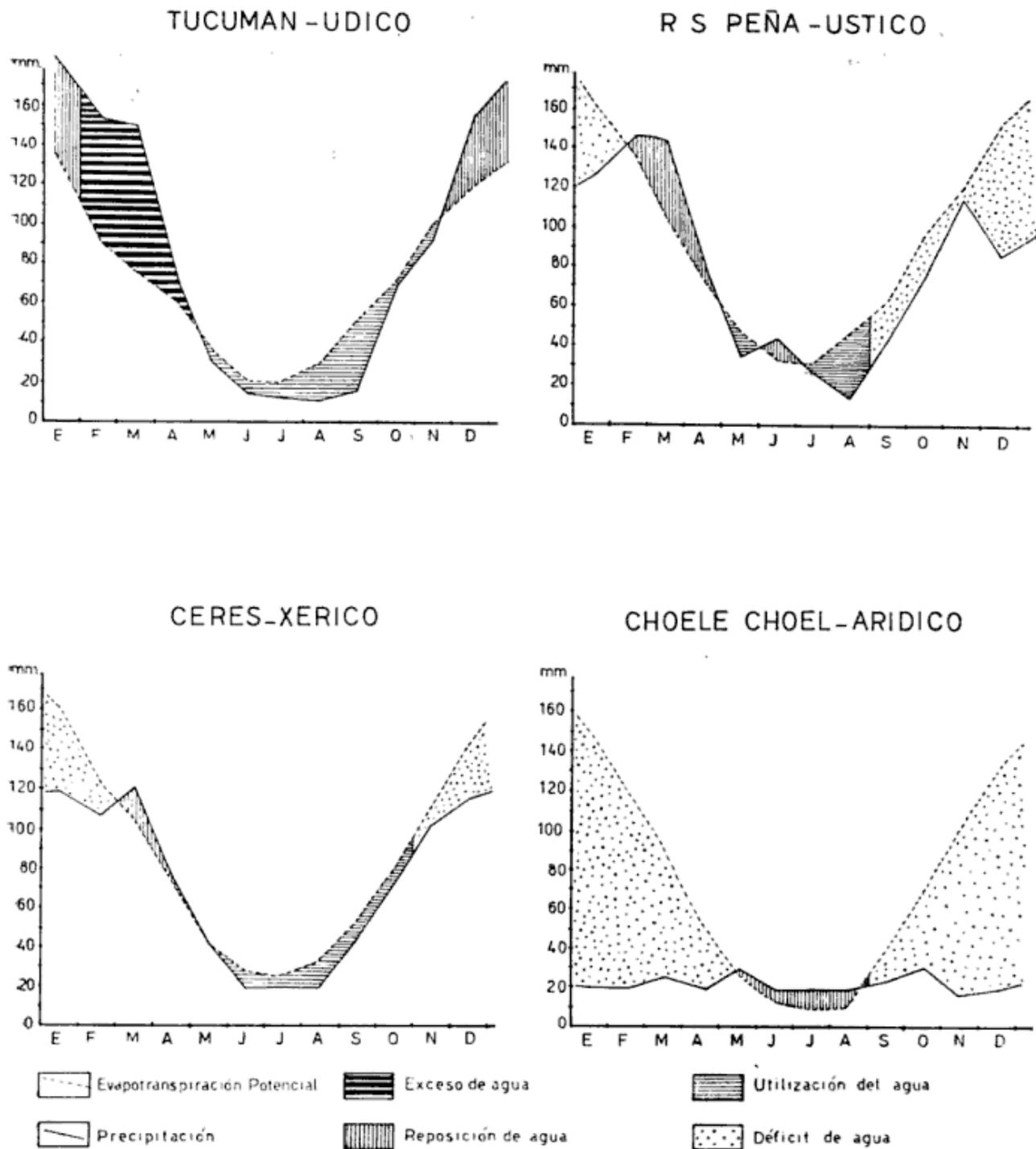


Fig. 1. — Régimen hídrico de los suelos

ra del suelo a 50 cm de profundidad es superior a 5° C. No tiene períodos de 90 días consecutivos en que la sección está húmeda total o parcialmente cuando la temperatura de suelo a 50 cm de profundidad está continuamente encima de 8° C, ni 60 días consecutivos después del solsticio de invierno.

Teniendo en cuenta la gran cantidad de informaciones necesarias para la determinación del índice hídrico real, como asimismo, la necesidad de infraestructura que debe poseer un país para que estos datos sean accesibles, el sistema estadounidense propone la clasificación climática de Thornthwaite

(*op. cit.*) para determinar el estado de agua en el perfil. La figura 1 muestra distintos regímenes hídricos de suelos de diferentes localidades del país, según las especificaciones arriba señaladas. Por otra parte, como se presenta el mismo problema para las temperaturas, el sistema exige tener en cuenta la metodología de Smith (1964) con la cual se puede inferir la temperatura del suelo para cada localidad en estudio, de la temperatura del aire.

De acuerdo a las exigencias del sistema estadounidense, en la figura 2 se muestra el régimen hídrico de los suelos del país con las estaciones meteorológicas que ofrecen mayor confianza en sus datos¹. De la figura 2 surge una distribución de los regímenes hídricos que llevan una serie de consideraciones de las que se destaca la gran extensión que abarca dentro del país el régimen arídico. Se debe señalar también que, como lo indica uno de los autores (Lago, 1973), los valores de Thornthwaite se ven subestimados, es decir, que el verdadero régimen arídico es inferior cuando se lo compara con datos reales obtenidos de lisímetros. El verdadero régimen arídico se encontraría en las cercanías de la ciudad de Buenos Aires, es decir, en plena "pampa húmeda". Resulta evidente, que si se pretende clasificar a los suelos con el sistema estadounidense, la mayor parte de la región arídica tendría que ser incluida dentro de los aridisoles, no siendo necesario explicar a los investigadores de suelos del país tal falacia, muy especialmente en determinadas regiones (zonas marginales de la pampa húmeda y deprimida) de acuerdo a la morfología de los perfiles. Estas consideraciones pueden ser extendidas parcialmente al régimen xérico que abarca buena parte de la provincia de Buenos Aires. En definitiva, no se evidencia con la aplicación de este sistema un adecuado margen de distribución de los regímenes hídricos que se correlacione con la

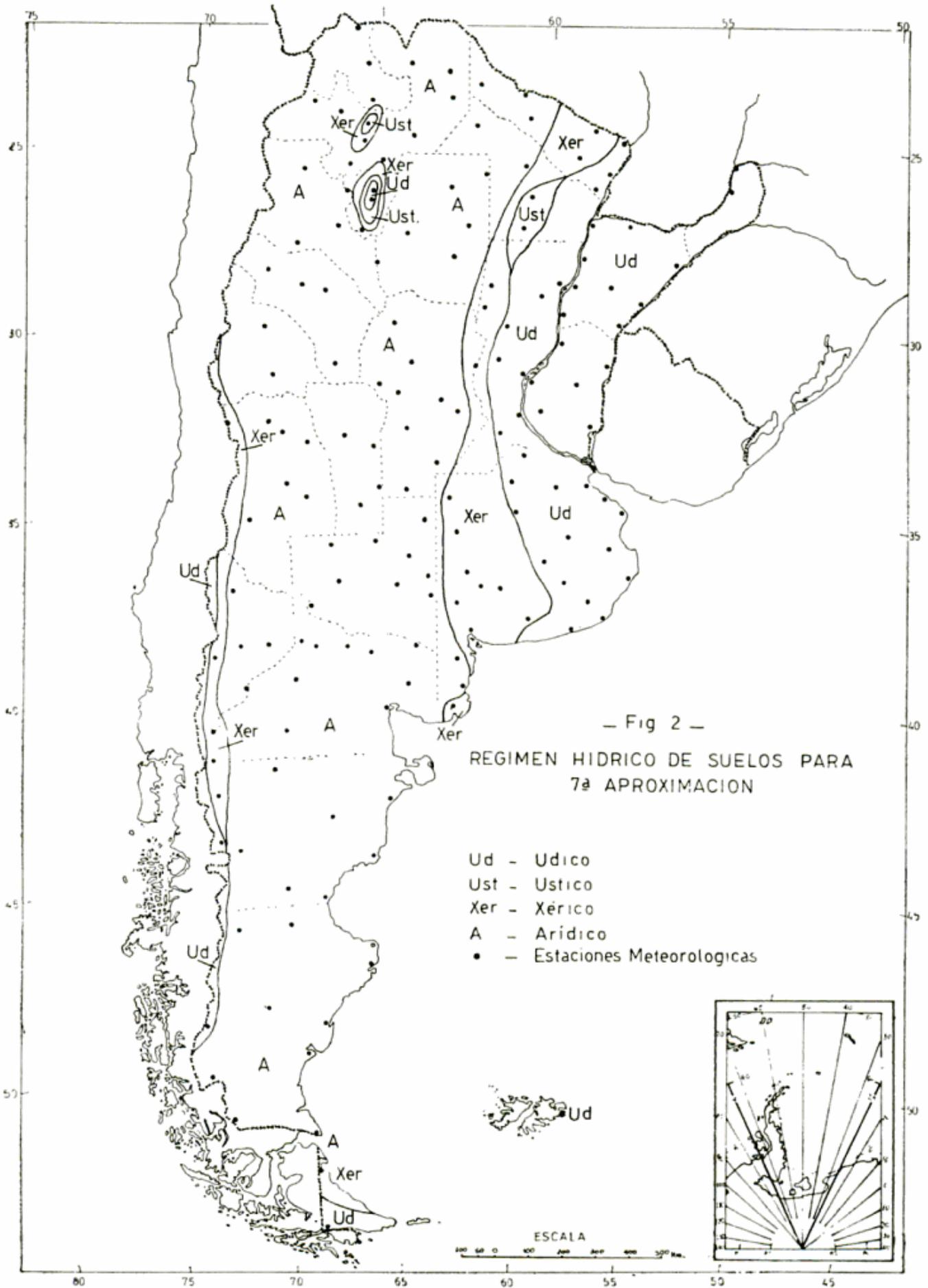
multitud de suelos que se presentan en el país.

Este efecto de la extensa distribución de las zonas áridas del país se ve en gran forma influenciada por otra limitación que presenta la clasificación estadounidense referente a que en la Argentina se registran muy contados climas ústicos, lo que restringe aún más la subdivisión climática con fines de clasificación. Como se observa en la figura 2, el clima ústico sólo se presenta en un sector de la provincia del Chaco y en forma un tanto aberrante en las provincias de Tucumán y Salta. La ausencia de este tipo de régimen, que obliga al "desplazamiento" hacia el este de los climas secos, se debe fundamentalmente a que la 7ª Aproximación no contempla meses tan deficitarios en verano como los que se poseen. Esto significa que en nuestro país, cuyos déficits van creciendo hacia el oeste en los meses de verano, se pasa de un clima ústico a un clima xérico sin una gradación normal por el ústico. Este grave error proviene de que el sistema se basa en que un clima evoluciona desde húmedo (ústico) hacia 90 días acumulativos secos (ústico) y luego a 60 días consecutivos secos (xérico) sin considerar que es normal que se pueda pasar primero, a los 60 días consecutivos secos y luego a los 90 días acumulativos. Lo más lamentable de esto que que *todo* el país se encuentra, salvo las excepciones citadas, en este último caso.

Finalmente se quiere dejar planteado un problema que, si bien hasta hoy no se evidencia, podría presentarse a medida que surjan más informaciones al sur del valle del Río Negro. Esto es, que se comiencen a encontrar estaciones con más de la mitad del tiempo seco y con exceso en 60 días consecutivos en invierno. Este tipo de régimen no está contemplado por el sistema y por ello se hace difícil clasificar estaciones como el Turbio, a la que se le dio, en este trabajo, régimen arídico.

Se desea concluir con el análisis suelo-clima de esta clasificación, dejando

¹ Servicio Meteorológico Nacional. Publicación B 1; Nº 1 y Nº 3, 1958.



establecido que, la crítica, no se hace al sistema en sí sino a su inaplicabilidad por la falta de correlación entre clima y morfología de los suelos.

Es propósito de los autores sugerir a los investigadores en suelos, a través de la figura 2, una idea sobre el régimen climático en que se encuentren realizando sus estudios de acuerdo al mencionado sistema.

SISTEMA FAO

En la figura 3, se muestra la distribución de los principales suelos zonales según este sistema de clasificación (FAO, 1970). Los autores han tenido oportunidad de constatar, en diversas regiones del país, esta clasificación, comprobando que la distribución de los suelos no es tan precisa, aunque se puede aceptar un porcentaje medianamente apreciable de aciertos, en especial, en los suelos representados en la figura 3. Este sistema de clasificación tiene sus propios valores climáticos, aunque no bien especificados. Posee la ventaja de presentar una mayor variación de unidades de suelos dentro de las zonas áridas, variación ésta que los autores han podido comprobar en una transecta efectuada en sentido este-oeste del territorio. De todas formas, las variaciones que presenta este sistema en cuanto a suelos zonales, incluye a aquellos grandes grupos perfectamente definidos por el clima. Tal es el caso de los Kastanozems, Xerosoles y Yermosoles.

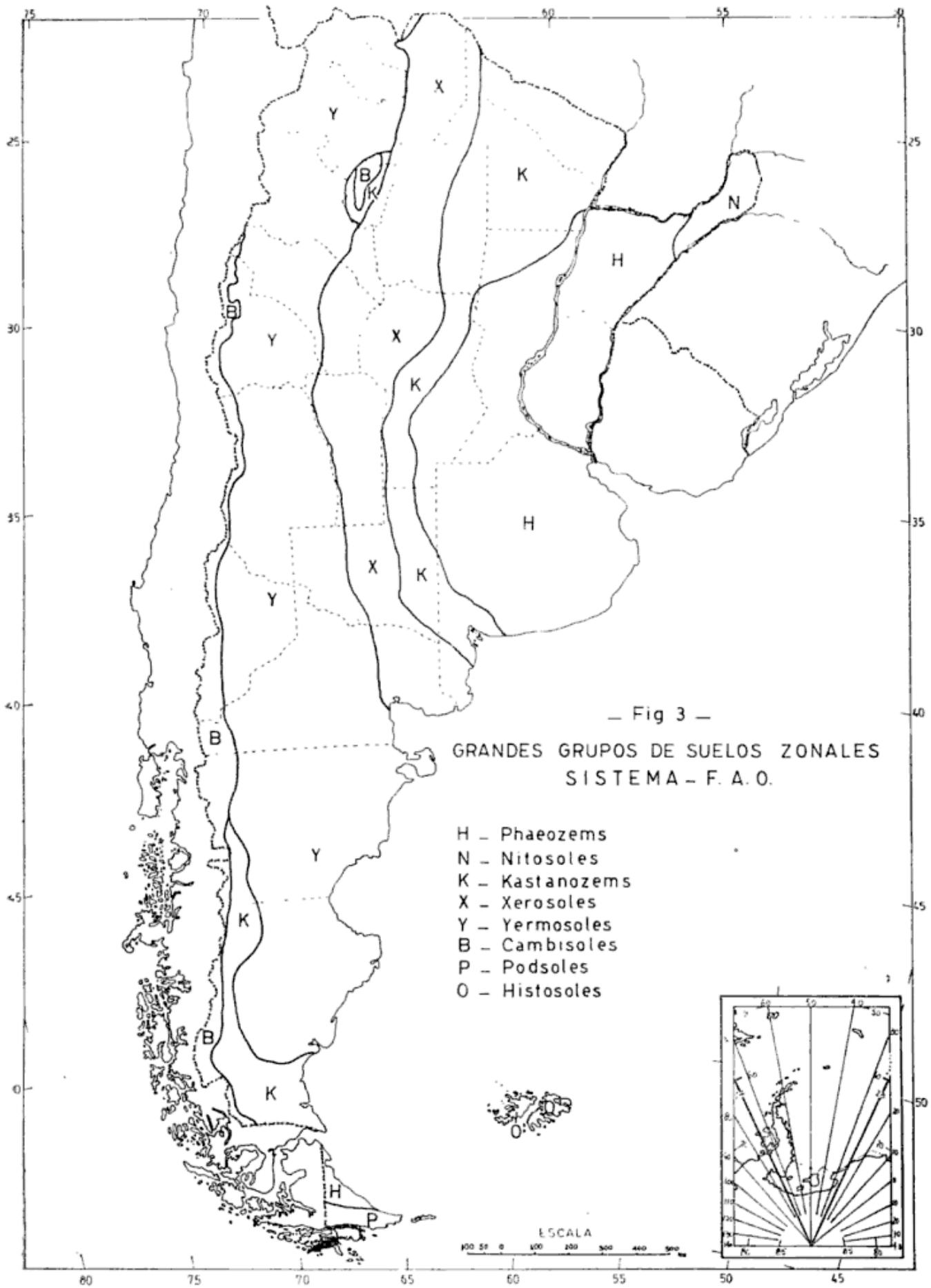
Es necesario destacar que este sistema ofrece una mayor posibilidad de detectar las variaciones de suelos que se presentan en el país. Como se ha aclarado anterioremente, el mapa de la figura 3, tiene limitaciones en cuanto a su adecuada confección; pero, aun cuando las unidades no están bien representadas, es positiva la fácil identificación de los suelos por medio de las características que el sistema ofrece para su reconocimiento.

SISTEMA DE CLASIFICACION DE CLIMAS BIOLOGICO

Con este sistema de sencilla aplicación y adecuado a las informaciones que se poseen en el país, se comprobó, después de numerosos análisis, que subdivide mejor las regiones climáticas para determinar las distintas regiones hídricas vinculadas a la clasificación de los suelos que hasta ahora se emplean. Es así que permite una buena subdivisión de las regiones climáticas para la separación de los suelos zonales de la FAO y lleva más hacia el oeste los regímenes údicos, xéricos y arídicos, a medida que permite la incorporación de los ústicos para la 7ª Aproximación. Obviamente no da con certeza, desde el momento que corre los límites, el verdadero régimen según el sistema estadounidense, pero permite que se adapten clasificaciones ya realizadas según este sistema y crea mayor diversidad como para que más del 80 % del país no pase a ser clasificado, en lo que a suelos se refiere, como aridisoles.

El sistema (Bagnouls y Gaussen, 1957) consiste en representar en un diagrama de coordenadas, en las abscisas, los meses del año comenzando por julio para nuestro hemisferio; en ordenadas a la izquierda, las temperaturas en grados centígrados y a la derecha, las precipitaciones en milímetros de tal forma que para cada temperatura corresponda el doble de precipitación. Se aconseja que el mismo espaciamiento se de para cada mes, cada 10° C y cada 20 mm de precipitación. De esta forma se construye un diagrama conocido con el nombre de umbrotérmico para cada localidad (fig. 4).

La clasificación climática se obtiene de acuerdo a que las curvas de precipitación o de temperatura estén unas sobre otras o bien superpuestas. Este sistema de clasificación climática tiene un grado de complejidad mayor que escapa a los objetivos aquí buscados. Es destacable que la evapotranspiración queda en cierta medida registrada, des-



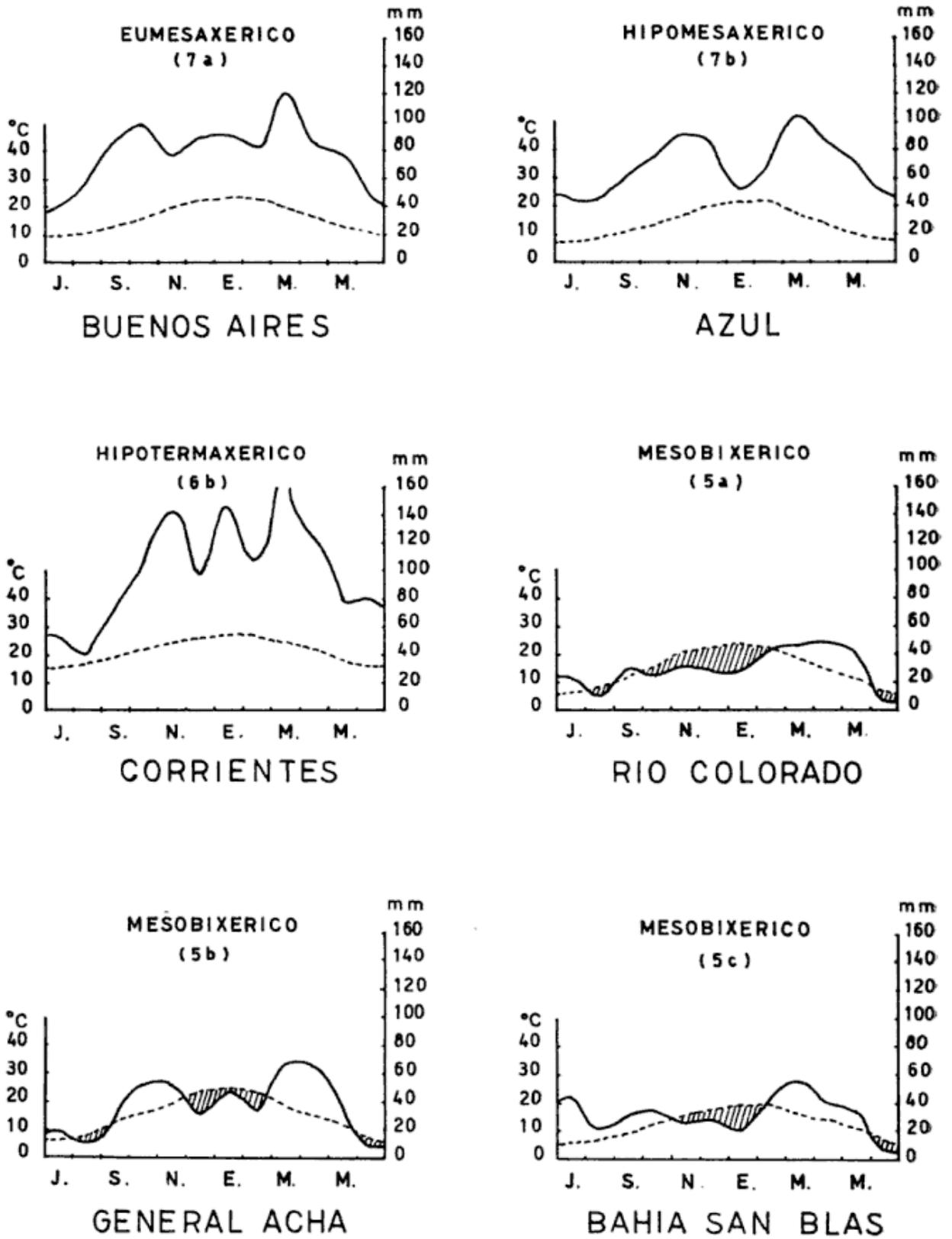


Fig. 4. — Diagramas umbrotérmicos

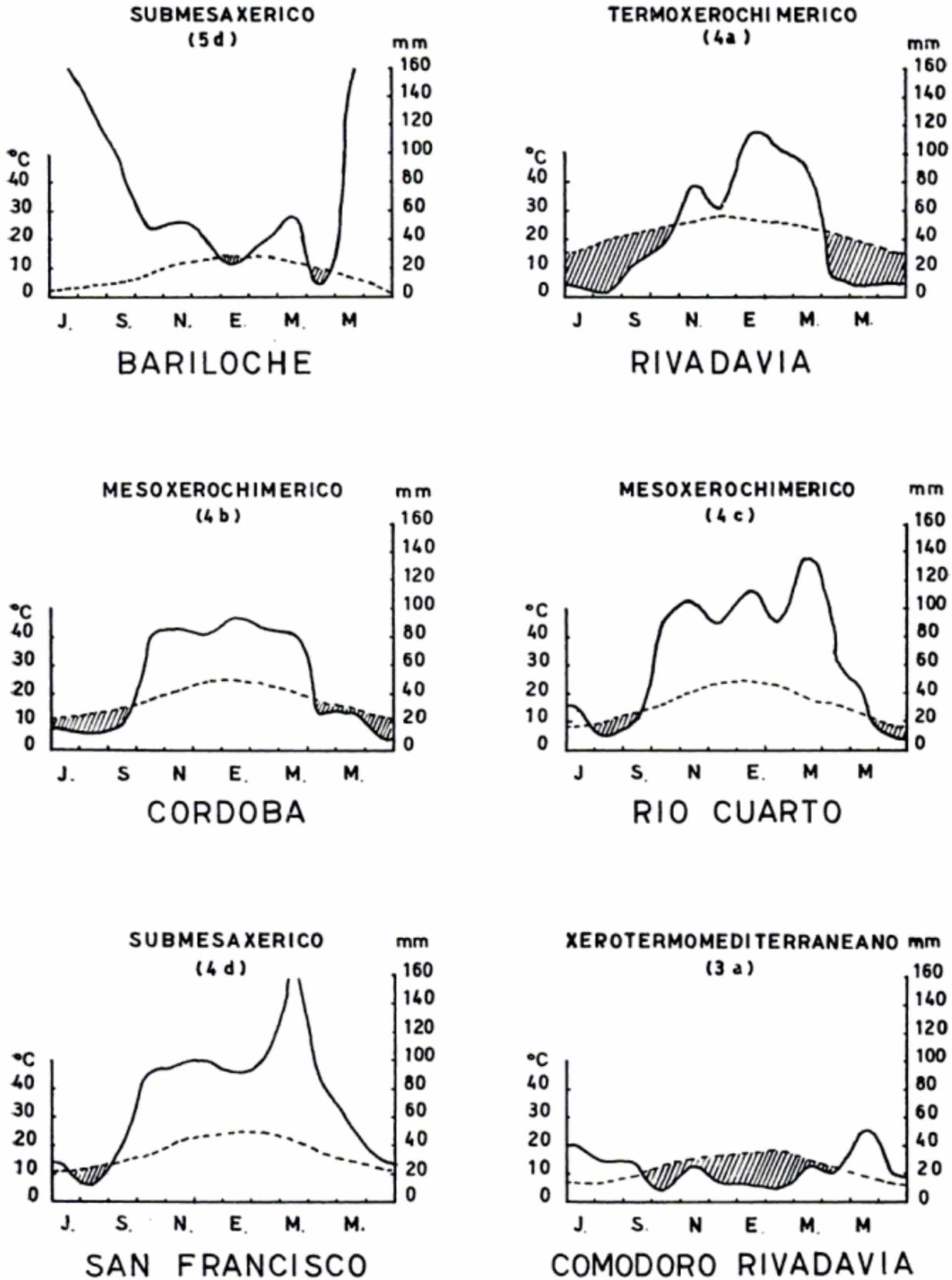


Fig. 4: — (Cont.)



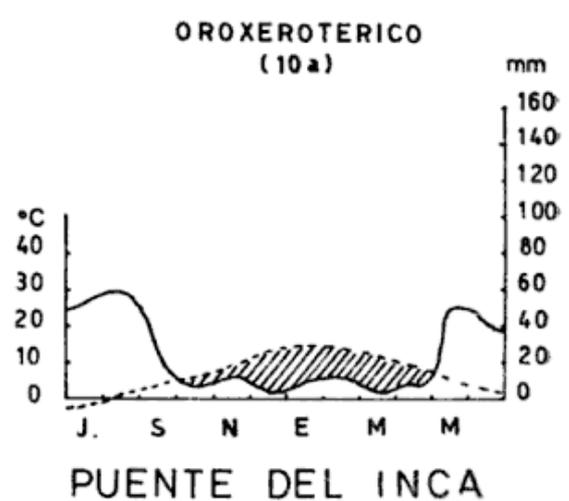
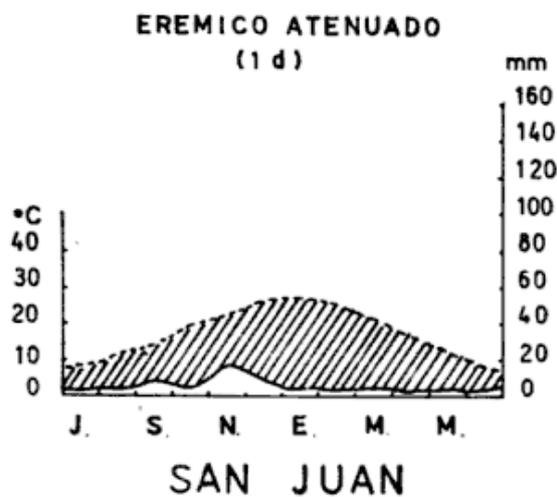
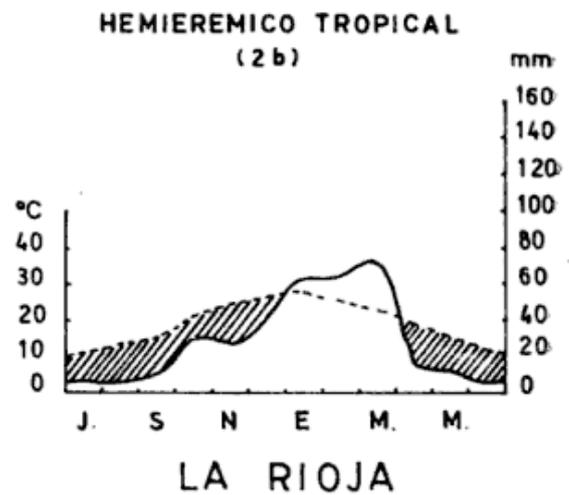
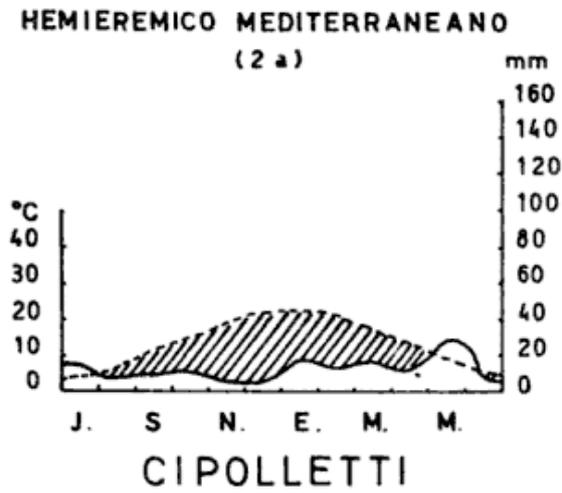
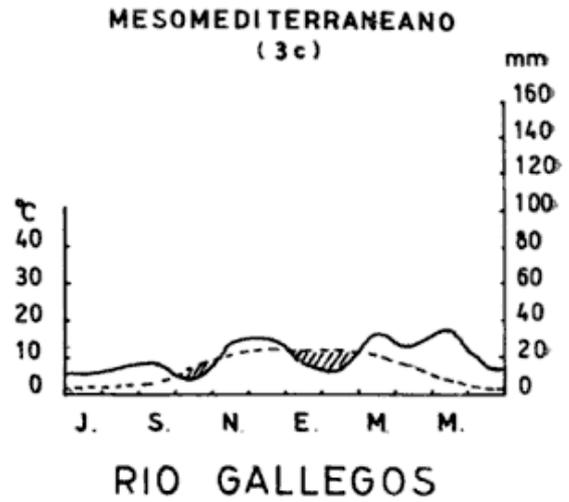
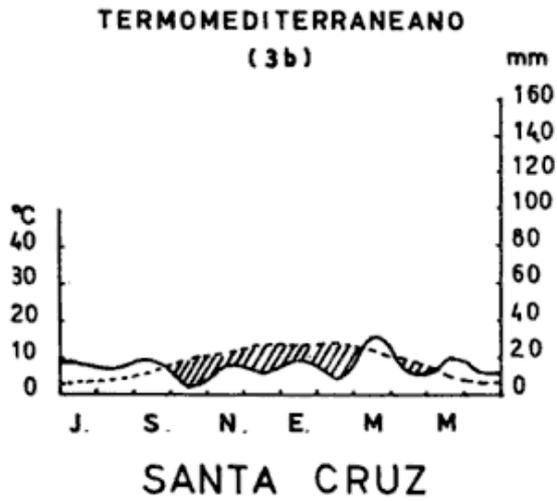


Fig. 4. — (Concl.)

CUADRO 1

Clima	Símbolo	Características generales	Nº de meses secos
Mesaxérico.....	7 a	Temperatura, mes más frío entre 10 y 15° C	0
	7 b	Temperatura, mes más frío entre 0 y 10° C	
Termaxérico	6 a	Temperatura, mes más frío mayor a 20° C	0
Bixérico	5 a	Dos estaciones secas	7-8
	5 b		5-6
	5 c		3-4
	5 d		1-2
Xerochimérico	4 a	Inviernos secos	7-8
	4 b		5-6
	4 c		3-4
	4 d		1-2
Xerothérico.....	3 a	Veranos secos	7-8
	3 b		5-6
	3 c		3-4
	3 d		1-2
Hemierémico.....	2 a	Veranos secos	9-11
	2 b	Inviernos secos	
Erémico	1 d	Lluvias sin ritmo estacional	12
Xerothérico	10 a	Unico caso en Argentina que la curva térmica se hace negativa en ciertas épocas	7-8

de que se toma a la temperatura como patrón. Con las normas que establecen los autores se ha hecho el mapa climático del país, como se observa en la figura 5. Se quiere destacar una vez más la sencillez para la obtención de las informaciones para cualquier localidad. La figura 4 ofrece un ejemplo pa-

ra cada uno de los climas presentes en la Argentina. Las características de cada tipo de clima se indican en el cuadro 1 teniendo en cuenta que se conoce como mes seco a aquel mes en que el total de las precipitaciones expresadas en milímetros es igual o inferior al doble de la temperatura expresada en grados

centígrados: “Esta relación ha sido establecida considerando los trabajos de ecología vegetal realizados por diferentes autores en distintas partes del mundo en donde se manifiesta un período seco” (Bagnouls y Gaussen, *op. cit.*). Se puede prescindir de los nombres con que se clasifican a los climas desde que no hacen al interés del investigador en suelos.

En los cuadros 2 y 3 se muestra la correlación entre la clasificación de climas biológicos y las de suelos según los sistemas en discusión.

De esta forma, según surge de las tablas 2 y 3, con la aplicación de este sistema de clasificación climática se podrían aplicar los sistemas de clasificac-

ción de suelos actualmente en uso con mayor sencillez, seguridad y racionalidad, por lo menos de manera provisoria hasta que se tenga un sistema con índices hídricos adecuados.

Se insiste en que este sistema no guarda relación con las exigencias de la 7ª Aproximación, pero de no aplicarse, numerosas investigaciones ya realizadas carecerían de sentido desde que no se habrían utilizado los regímenes hídricos adecuados y por ende habrían sido mal clasificadas. En definitiva, la 7ª Aproximación *no puede ser utilizada* por las características climáticas particulares de nuestro país.

CUADRO 2

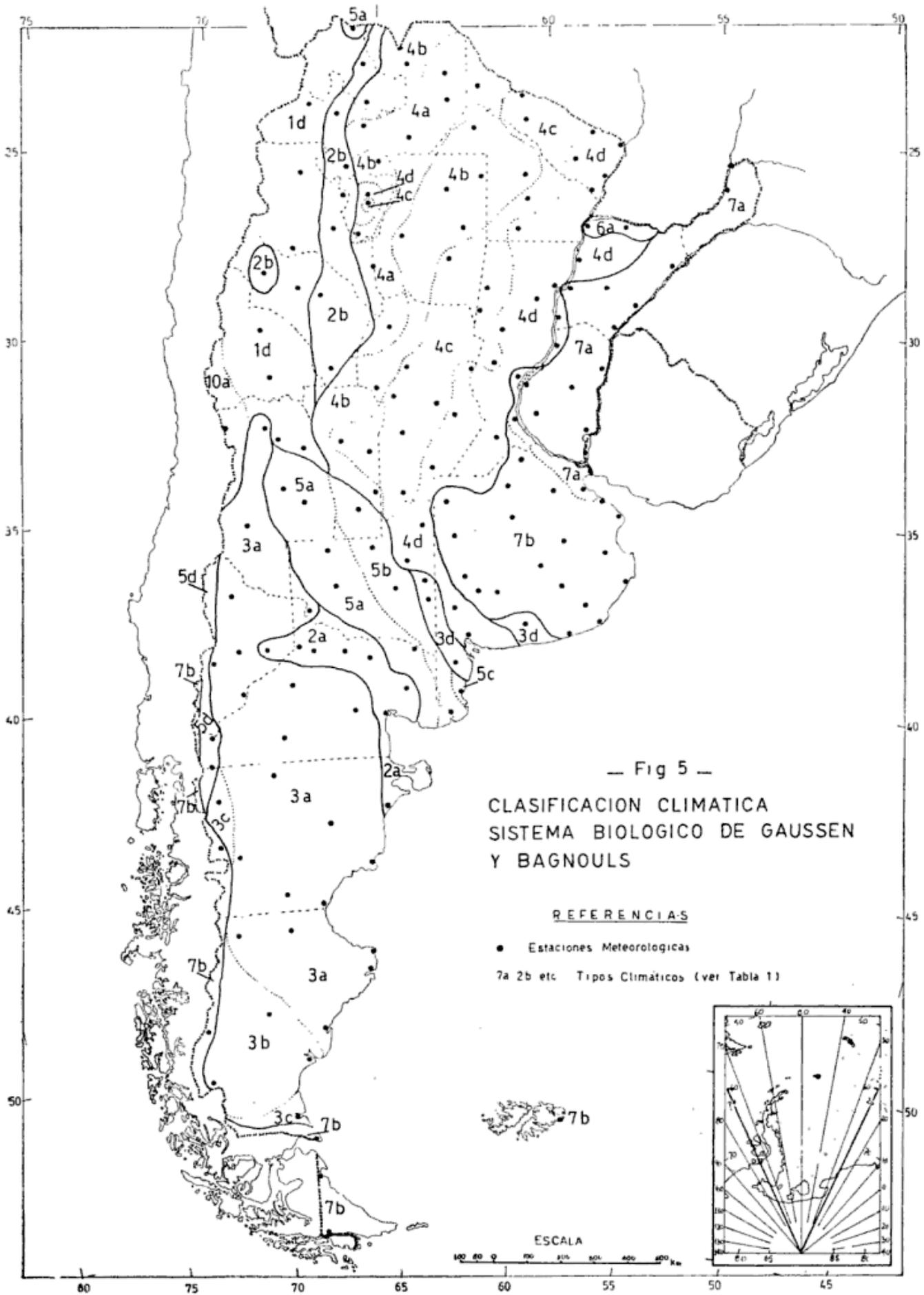
Correlación con 7a. aproximación

Clima	Régimen hídrico
7a.....	Perúdicico
7b	(sin meses secos)
6a	
5d.....	Udico
4d	(hasta 2 meses secos)
3d	
5c.....	Ustico
4c	(3 a 4 meses secos)
3c	
5b.....	Xerico
4b	(5 a 6 meses secos)
3b	
5a.....	Arídico
4a	(más de 6 meses secos)
3a	
2a	
2b	
1d	
10a	

CUADRO 3

Correlación con FAO

Clima	Suelos
7a.....	Phaeozems
7b	(hasta 2 meses secos)
6a	
4d	
3d	
5c.....	Kastanozems
4c	(3 a 4 meses secos)
3c	
5b.....	Xerosoles
4b	(5 a 6 meses secos)
3b	
5a.....	Yermosoles
4a	(más de 6 meses secos)
3a	
2a	
2b	
1d	
5d.....	Cambisoles
10a.....	Litosoles



En vista de esto se sugiere continuar con su uso cambiando, en este caso los regímenes hídricos, los cuales serían ajustados con la clasificación de climas biológicos y hasta tanto se diseñe un sistema nacional de clasificación de suelos.

Los autores tienen, como propósito en un próximo trabajo, sugerir las bases para un sistema nacional de clasificación fundado en un nuevo índice hídrico que actualmente se ensaya.

CONCLUSIONES

El sistema estadounidense de clasificación de suelos es inaplicable desde el punto de vista de sus exigencias climáticas, para la determinación de los regímenes hídricos. Efectuados los mismos para los suelos del país, el régimen arídico alcanza tal distribución que impide dar rangos de variabilidad lo suficientemente lógicos como para determinar una adecuada distribución de los distintos suelos de la Argentina. Este rango se ve asimismo más restringido dada la escasez del régimen ústico en el territorio. Estos problemas se agravarían aún más con el estudio en base a lisímetros dada la subestimación de valores que da Thornthwaite para el cálculo de la evapotranspiración.

No hay casi posibilidades, dadas las características climáticas del país, que se pase del régimen húmedo (ústico) al de 60 días consecutivos secos (xérico) pasando previamente por los 90 días acumulativos secos (ústico). Esto se debe a que se alcanzan primero los déficits en enero y febrero simultáneamente sin que se logren otros meses secos a lo largo del año.

Asimismo los regímenes hídricos de este sistema no contemplan situaciones

de déficits prolongados, con exceso de agua en el invierno como pueden encontrarse localmente en varias regiones de la Patagonia.

El sistema FAO es aplicable hasta ciertos niveles taxonómicos pero también ofrece dificultades para la determinación de los tipos climáticos de suelos.

Para ambos sistemas se sugiere la utilización de la clasificación de climas biológicos que posibilita un aumento de los rangos dados por la 7ª Aproximación y da mayor seguridad en la aplicación del sistema FAO. Esto se podría aceptar hasta tanto se encuentre un adecuado sistema de clasificación nacional,

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bagnouls, F. y Gaussen, H., 1957. *Les climats biologiques et leur classification*. Annales de Geographie. LXVI, Nº 335, 193-220. Paris.
- FAO, 1970. *Soil map of the world*. FAO-UNESCO Project. Roma.
- Jenny, H., 1941. *Factors of soil formation*. McGraw Hill Book Company, N. York.
- Lago, A. B., 1973. *El factor clima en la evolución de los suelos de la transecta Buenos Aires-Mendoza*. Tesis Doctoral. (En preparación). FCEN. Buenos Aires.
- Smith, G. D.; Newhall, F.; Robinson, L. H.; Swanson, D., 1964. *Soil temperature regimes. Their characteristics and predictability*. USDA. Soil Conservation Service. Washington.
- Thornthwaite, C. W., 1948. *An approach toward a rational classification of climates*. The Geographical Review. XXXVIII. 55-94. N. York.
- USDA, 1967. *Supplement of soil classification system*. 7th. Approximation Soil Conservation Service. Washington.
- USDA, 1971. *Soil taxonomy of National Cooperative Soil Survey*. Soil Conservation Service. Washington.

Recibido el 6 de abril de 1973.

ESTUDIO GEOTECTÓNICO DEL EXTREMO SUDOESTE DE LA PRECORDILLERA DE MENDOZA REPUBLICA ARGENTINA

POR RICARDO VARELA *

RESUMEN

El presente estudio cubre una extensión de aproximadamente 360 km² y tiene como eje longitudinal la zona al sur del cordón de Bonilla hasta el curso del río Mendoza.

La investigación cumple sucesivamente con el análisis de los caracteres de la organización geosinclinal y el examen de la constitución geotectónica.

Sobre la organización geosinclinal de la armadura paleoídica (Cámbrico a Triásico) se estudiaron aspectos de la naturaleza ortogeosinclinal, o sea el espacio zonal ocupado por la faja eugeosinclinal y la miogeosinclinal, prestándose especial atención a la sección intermedia o zona de transfacies, que conecta a uno y otro ambiente aludidos. En la evolución pertinente se cumple con el examen progresivo de la vacuidad, flysch, molasa y neomolasa.

Para el tectonotema I, vacuidad, fue desligado estratigráfica y geotectónicamente el testimonio sedimentario que corresponde a la zona de transfacies y se propone la denominación de Formación Buitre para esta unidad geológica. Los tipos flyschoides correspondientes a zona interna y externa fueron analizados convenientemente, como así también los caracteres de la cobertura molásica a neomolásica local.

El estudio del magmatismo permitió distinguir a elementos de las cuatro fases elementales del ciclo geomagnético correspondiente. Fue aplicado en los casos necesarios el fechado absoluto Potasio-Argón, con resultados que involucran a las fases del magmatismo simaico inicial y finivulcanismo. En lo concerniente a la primera de las fases nombradas, además de los cuerpos básicos y ultrabásicos, se comunica la existencia de sienitas alcalinas, rocas poco frecuentes en el país y por vez primera citadas para la Precordillera del oeste argentino. El análisis geocronológico arrojó como resultado la edad de 378 ± 20 m.a. (Devónico inferior) como fecha mínima de emplazamiento de éstas plutonitas. Con respecto al finivulcanismo fue datada una diabasa olivínica de la quebrada de los Manantiales, al poniente del cerro Pelado, y la edad obtenida (315 ± 15 m.a.) comprueba que el vulcanismo final, de amplio desarrollo en el Triásico, tuvo su primera instalación en el tiempo carbónico.

Se cumple además con el análisis del ciclo geotectónico y se brindan por último las conclusiones que pueden extraerse de esta contribución.

ABSTRACT

In the geotectonic study carried out in the southwestern of the Mendoza Precordillera, is possible to analyze the characteristics of the geosynclinal organization and of its geotectonic structure.

With regard to the geosyncline constitution different subjects of the orthogeosyncline nature were studied, such as the area occupied by the eugeosynclinal and miogeosynclinal furrows, taking special account in the intermediate or transfacies zone that connects both environments. In the geosynclinal evolution (Cambrian-Triassic) it is possible to evaluate the vacuity, flysch, molasse and neomolasse tectonothems.

* Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires. Instituto de Geocronología y Geología Isotópica.

The investigation of the magmatism permits to distinguish the four elemental phases of the corresponding geomagmatic cycle, and in cases in which was necessary the K-Ar dating method was carried out.

Also, the analyses of the geotectonic cycle and the conclusion drawn in this study, are presented.

I. INTRODUCCION Y GENERALIDADES

La presente es una síntesis de la contribución que el suscripto ha realizado como tema de tesis doctoral, presentada en la Facultad de Ciencias Naturales de la Universidad de La Plata.

La obra está dedicada a la memoria del profesor Dr. Angel Vicente Borrello, en agradecimiento por todas las enseñanzas que de él recibiera.

Cúmpleme agradecer la auspiciosa ayuda recibida de la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, la que me proporcionó todas las facilidades que hicieron posible la ejecución de éste trabajo, tanto en la faz de campaña como de laboratorio.

Al profesor Dr. Alfredo José Cuerda agradezco la efectiva dirección de este trabajo geológico.

La zona abordada por el presente estudio (ver Fig. 1) se encuentra ubicada en el extremo sur de la sierra de Uspallata y cuenta con los siguientes accesos marginales: por el sur la Ruta Nacional 7, por el este el camino y huella que por Casa de Piedra llega a Estancia la Cueva del Toro y por el norte el camino de la quebrada de Santa Elena y portillo de Bonilla.

La base topográfica disponible consistió en las Hojas Estación Uspallata, Casa de Piedra, Estación Guido y Estación Potrerillos, en escala 1: 50.000, de la Carta Topográfica de la República Argentina. Se utilizó además material aerofotográfico del relevamiento realizado por Fabricaciones Militares, en escala 1: 50.000 (aprox.) que facilitó en gran medida el trabajo de campo.

La zona está desarrollada desde el punto de vista económico sólo en su

sector septentrional, donde las explotaciones talquíferas cobran vida a partir del paralelo de la quebrada de las Minas, con la habilitación de minas y pirquines de distinta magnitud y variable suceso económico. Otros depósitos minerales no han prosperado por falta de reservas apropiadas. La explotación ganadera es limitada y ésta ha sido la única forma de radicación temporal de pobladores entre Uspallata, la cuchilla del cerro Pelado y el río Mendoza.

II. CARACTERISTICAS ORO-HIDROGRAFICAS REGIONALES

En el área se distinguen (ver Fig. 2) como elementos orográficos mayores el cordón de Bonilla (extremo sur) con elevaciones locales de hasta 3.375 m.s.n.m., que se extiende hacia el sudsud-oeste a través de los mogotes de los Gateados (3.166 m.s.n.m.), cerro Invernada (3.404 m.s.n.m.) y cerro Buitrera (3.015 m.s.n.m.), desde donde se cae abruptamente al valle del río Mendoza, con cota que oscila entre 1.600 y 1.700 m.s.n.m. para el curso del río homónimo. Desde el mencionado cordón de Bonilla, pero dirigido hacia el sudsudeste, se desprenden los mogotes Malacaras (3.228 m.s.n.m.) que se continúan en las lomas de la Capilla. De tal suerte queda entre ambos contrafuertes australes del cordón de Bonilla la naciente de la quebrada de los Gateados, importante entalladura del sector noroccidental de la zona estudiada.

En la parte occidental se extiende en forma monótona y agreste el campo de tobas, pórfiros y porfiritas que son un constituyente dominante hacia el valle de Uspallata.



Fig. 1. — Mapa de ubicación

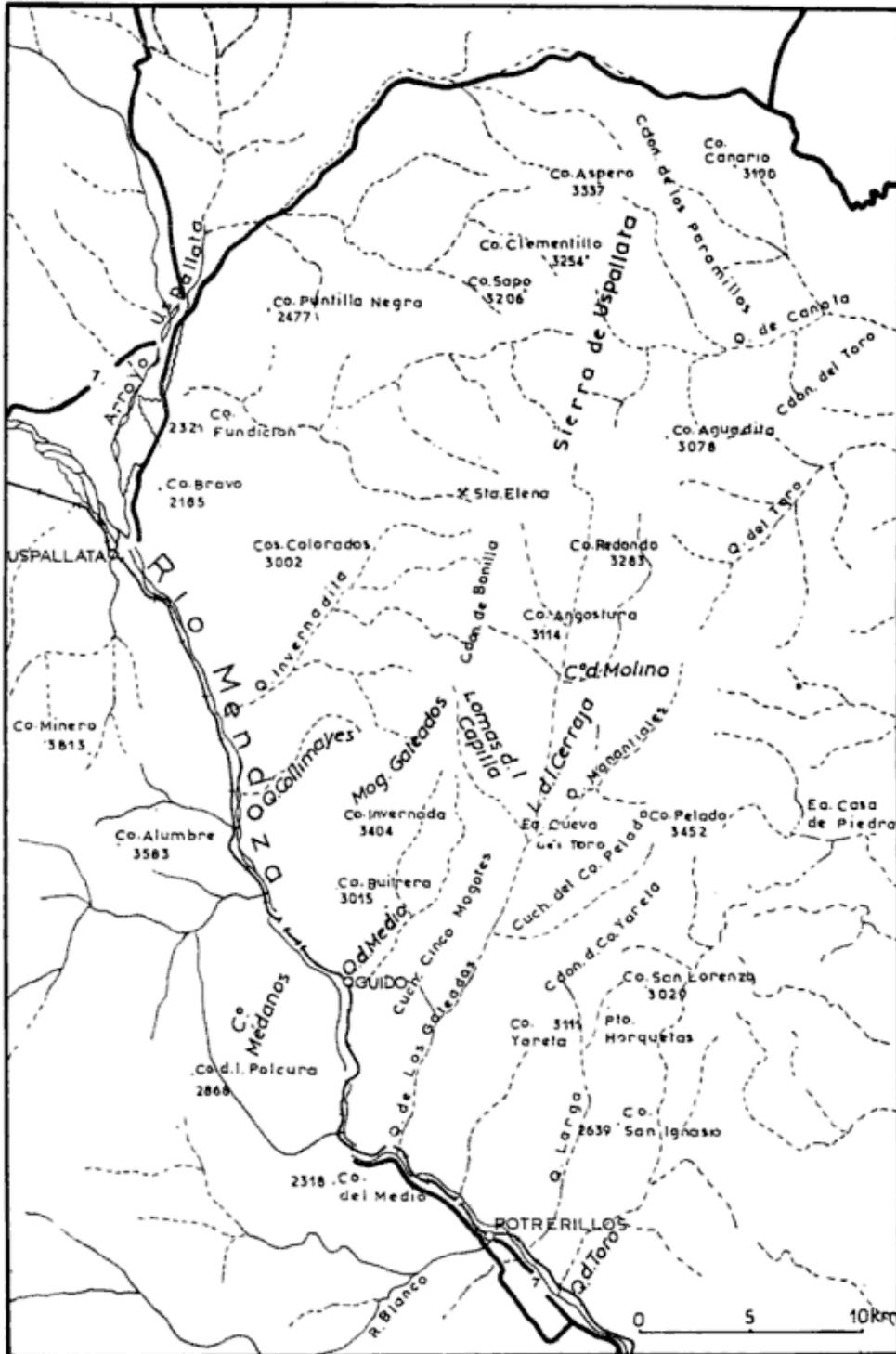


Fig. 2. — Principales accidentes oro-hidrográficos de la zona de estudio y alrededores

La cuchilla de los Cinco Mogotes (2.745 m.s.n.m.) y su continuación en las lomas de la Cerraja y cerro del Molino (3.171 m.s.n.m.) conforman otro agudo elemento positivo, de rumbo nordeste-sudsudoeste.

En el borde oriental las cuchillas y cordones montañosos se orientan con rumbo nordeste-sudoeste, sucediéndose en dirección al naciente la cuchilla del cerro Pelado (3.452 m.s.n.m.), el cordón del cerro Yareta (3.111 m.s.n.m.) y

el cordón San Lorenzo (3.029 m.s.n.m.), que descienden gradualmente desde la sierra de Uspallata hacia el río Mendoza.

El principal eje hidrográfico del área lo constituye el valle del río Mendoza, de traza general noroeste-sudeste y curso permanente. Por la margen izquierda desagüan en él las quebradas Invernada, Collimayes, del Medio, de los Gateados, Larga y del Toro, que descargan las aguas de tormenta estival, de los deshielos y la de algunos manantiales.

La quebrada de los Gateados es un eje hidrográfico con régimen de río seco, de extensa proyección geográfica, cruzando el área estudiada de nordeste a sudoeste, luego de recibir en su parte superior a las quebradas del Potrero Grande y de los Manantiales y en su curso medio a la quebrada del Salto, importante desagüe del flanco oriental de la cuchilla del cerro Pelado.

El tipo de montaña es medio hasta alto, con cumbres modeladas aunque enhiestas y desagües longitudinales en gran parte controlados por el régimen estructural de la tectónica de zócalo de fecha cenozoica. El relieve es desnudo, teniendo muy poca cobertura pedemontana y se continúa con iguales características hacia el norte en el área de la sierra de Uspallata propiamente dicha. Al sur del río Mendoza y a través de los cerros Médanos las alturas aumentan rápidamente de cota en dirección al poniente, donde se desarrolla el ámbito de la Cordillera Frontal. En cambio hacia el naciente las alturas decrecen hasta alcanzar en las proximidades de la ciudad de Mendoza las cotas del frente de pie de monte, donde comienzan las llanuras que se propagan hacia el interior central del país.

Por todo ello la zona estudiada corresponde al primer relieve de montaña en la base de la cadena andina, que alcanza sobre la frontera con Chile las máximas altitudes continentales.

III. RECURSOS MINERALES

Es reducida la explotación de diversas manifestaciones de minerales metalíferos y no metalíferos que se han puesto en evidencia en el área abarcada por la presente investigación.

Las minas "Eclipse" y "San Guillermo", denunciadas por talco, se ubican en el extremo sur y sobre el flanco oriental del cordón de Bonilla, en el paralelo de la quebrada de las Minas. Los cuerpos ultrabásicos a los cuales se asocia el talco motivo de las explotaciones, se presentan en la zona con dimensiones muy reducidas si se los compara con los que más al norte han sido explotados con mayor éxito económico. Los labores realizados consisten en numerosos pirquines que interesan principalmente a la ladera izquierda de la quebrada de las Minas, no siendo de mayor volumen las extracciones realizadas. El talco, de mala calidad, tiene salida hacia la localidad de Uspallata.

En las proximidades del puesto La Horqueta, sobre la quebrada Larga y con acceso desde Potrerillos se disponen en forma concordante entre grauvacas, pizarras y conglomerados finos, numerosas vetas integradas exclusivamente por baritina, que ofrecen una manifiesta disposición lenticular "en rosario". El mineral es de buena calidad, las reservas no son considerables, y la extracción está condicionada a las necesidades locales.

La mina "General Las Heras" es explotada por bentonita en forma intermitente y según las necesidades locales. Se ubica sobre la margen derecha de la quebrada Larga, a unos 4 km al norte de Potrerillos.

Lo descripto, sumado a la extracción de bloques de "caliza marmolizada" sobre la quebrada de la Cueva del Toro y en el flanco occidental de la cuchilla del cerro Pelado, constituyen las únicas manifestaciones de minerales no metalíferos, de poco suceso económico en todos sus aspectos.

La mina de cobre y vanadio "Los Mantos Preciosos" está ubicada sobre la terminación austral de la cuchilla del cerro Pelado. Constituye este yacimiento la manifestación mineral de mayor envergadura expuesta en la zona. Barrionuevo (1966) describió someramente las características geológicas del área y las condiciones de yacencia de la mineralización. El depósito es de tipo hidrotermal y reconoce control estructural. Consiste en una veta de aproximadamente 1 m de potencia y 500 m de longitud, que en forma interrumpida sigue el recorrido de una falla de carácter regional y rumbo nornordeste-sudsudoeste que afecta a las calizas y vulcanitas expuestas en el lugar. La caliza, en partes brechosa por trituración de índole tectónica, está impregnada en minerales de cobre oxidados (malaquita, azurita) y un vanadato de cobre, bario y calcio (volborthita) que en conjunto se disponen como revestimiento de poco espesor sobre los calcáreos, o formando costras. Además guías de cuarzo y calcita cortan profusamente a las calizas, y en forma bandeada, a continuación se disponen los minerales aludidos. No ha sido posible determinar la presencia de sulfuros en los niveles más profundos expuestos a la observación, lo que mantiene en suspenso la posibilidad de enriquecimiento de la mineralización hacia niveles más bajos.

IV. METODOLOGIA DE LA INVESTIGACION

Para el estudio sistemático de los problemas que plantea en el área la estructura de la Precordillera se siguieron los principios de la geotectónica aplicados a la investigación geosinclinal.

La respectiva metodología trata sucesivamente:

- a) Estudio de los caracteres de la *organización geosinclinal*;

- b) Examen de la *constitución geotectónica* siguiendo los trances de la tectogénesis y orogénesis.

Sobre la organización geosinclinal de la armadura se estudiaron aspectos de la naturaleza ortogeosinclinal, o sea el espacio zonal ocupado por la faja eugeosinclinal y la miogeosinclinal. En la evolución pertinente el método de trabajo cumple con el examen progresivo de la vacuidad (suborogénesis), flysch (preorogénesis), molasa (tardiorogénesis) y neomolasa (posorogénesis). Los dos primeros episodios corresponden a la tectogénesis; los dos restantes se relacionan con la orogénesis (ver Fig. 4).

A cada etapa se conectan progresivamente los magmatismos geosinclinales: ofiolitización, plutonismo, secue y finivulcanismo.

Con la secuencia vacuidad-neomolasa se desarrollan cuatro volúmenes sedimentarios o tectonotemas (Borrello, 1965) y dentro de sus límites son analizados los aspectos estratigráficos, formacionales y paleontológicos o bioestratigráficos posibles.

Dentro del cuadro general expuesto los cambios de un tectonotema a otro, o sea de un volumen sedimentario a otro, son tratados a través de las fases del diastrofismo, habiéndose reconocido una tectónica embrionaria, seguida por una tectónica geosinclinal o principal para culminar con una tectónica de fondo, a compresión y distensión, respectivamente.

V. ORGANIZACION GEOSINCLINAL DEL AREA ESTUDIADA

Uno de los caracteres sobresalientes de las estructuras del norte de Mendoza es incuestionablemente su organización geosinclinal, la cual pertenece al *prototipo ortogeosinclinal de las cadenas normales*.

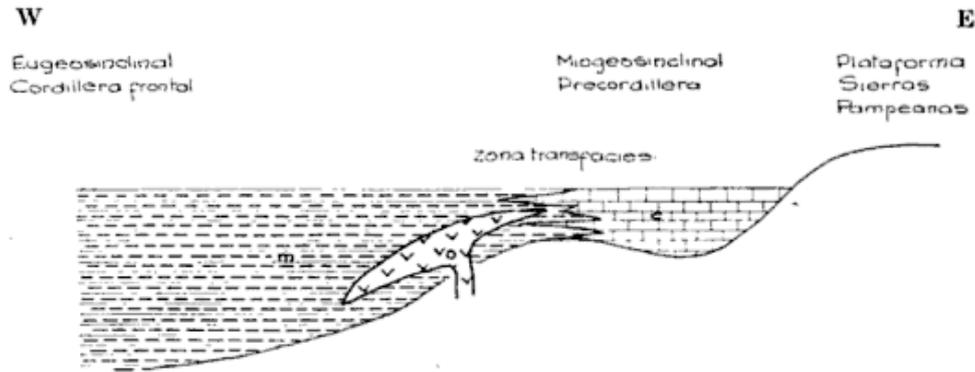


Fig. 3. — c, calizas y dolomías ; o, ofiolitas ; m, rocas leptometamórficas

La *zona miogeosinclinal* en la Precordillera tiene una amplia extensión y prevalece en su medio la composición calcáreo-dolomítica, motivo por el cual este ambiente ha recibido el nombre descriptivo de Precordillera Calcárea.

En el lado occidental de la Precordillera comienza a desarrollarse la *zona eugeosinclinal*, la que tiene su mayor predominio areal dentro del ambiente de la Cordillera Frontal.

Dentro del área estudiada la zona miogeosinclinal calcáreo-dolomítica se extiende al norte del río Mendoza entre el nacimiento de la cuchilla del cerro Pelado y la quebrada Corta, proyectándose hacia el naciente en dirección a la capital mendocina.

Al sur del río Mendoza, en el dominio de la Cordillera Frontal, no existe a la vista el testimonio sedimentario de la zona miogeosinclinal. Aquellas capas que se extienden en el subsuelo inmediatamente al naciente de la estructura de montaña (Rolleri y Criado Roque, 1969) representarían más bien una sedimentación en plataforma con zócalo precámbrico, razón por la cual no afloran como en el área de la Precordillera.

El eje de las quebradas del Potrero Grande-Cueva del Toro puede considerarse como el deslinde entre el campo miogeosinclinal aludido y la zona eugeosinclinal a describir. Desde el valle del río Mendoza en las cercanías de la Estación Guido, al cordón de Bonilla, los testimonios de la vacuidad eugeosinclinal tienen amplia difusión integran-

do éste importante sector de la parte austral de la sierra de Uspallata. Atravesando el valle del río Mendoza sobre la baja ladera de los cerros Buitrera y Médanos, se prolonga con rumbo submeridional en el flanco oriental de la cordillera del Plata y otros elementos orográficos de la Cordillera Frontal.

La *zona de la transfacies ortogeosinclinal* se considera emplazada inmediatamente al naciente de la anterior, integrando una faja que desde la latitud de la quebrada de la Capilla se extiende hacia el norte hasta el límite con San Juan, caracterizando a un sector de claro dominio geosinclinal intermedio dentro del área occidental de la Precordillera de Mendoza.

En resumen (Fig. 3), en el área investigada es propicia la circunstancia para estudiar los caracteres de la estructura ortogeosinclinal, con su cupla mioeugeosinclinal, y el área intermedia correspondiente a la transfacies, que muestra la interrelación sedimentaria entre ambas unidades geotectónicas de la armadura paleoídica del oeste argentino.

VI. EVOLUCION GEOSINCLINAL

El desarrollo geotectónico de la cadena paleoídica (Cámbrico a Triásico) en el área de la sierra de Uspallata presenta ocasión de diferenciar con carácter analítico el conjunto de procesos episódicos propios de la tectogénesis y oro-

PROCESOS		CICLO SEDIMENTARIO	CICLO GEOMAGMATICO	CICLO GEOTECTONICO	EDADES
CRATOGENESIS					FASES DIASTROFICAS
OROGENESIS	POSTOROGENESIS	NEOMOLASA (Fm Río Mendoza) (Fm Los Cabras)	VULCANISMO FINAL PLUTONISMO INTERCEDENTE	TECTONICA DE FONDO distensional (tafragénica) compresional	TRIASICO Discant. Anatectónica
	TARDIOROGENESIS	MOLASA SUPERIOR INFERIOR (Fm Santa Máxima) (Fm Lama de los Morteritos)	VULCANISMO SECUENTE plutonismo		TECTONICA GEOSINCLINAL
TECTOGENESIS	PREOROGENESIS	FLYSCH Ortalysch (Fm Villavicencia) Meta-hemiflysch (zona interna) Flysch negra (glistilítica)	sinoragénica	OROGENESIS EPIROGENESIS tectónica	Mov. Hercínicos (Bretánicos) CARBONICO inf. DEVONICO Discant. Subtectónica
	SUBOROGENESIS	VACUIDAD Miogeosinclinal (Caliza La Cruz) Transfacial (Fm Buitre) Eugeosinclinal (Fm Bonilla)	MAGMATISMO SIMAICO INICIAL	embriónaria SUBSIDENCIA regeneración	Mov. Preatacónicos ORDOVIGICO inf. CAMBRICO Movimientos
ANOROGENESIS					Assynéticos

Figura 4

génesis en un ambiente clásico de evolución geosinclinal.

En la Figura 4, según el ordenamiento propuesto por Borrello (1965: 1969 a) se han dispuesto los elementos discernibles en la evolución tectorogenética de una unidad geosinclinal (ortogeosinclinal). Se hace notar en el mismo cuales de ellos son susceptibles de análisis en los afloramientos del área que toma el presente estudio. Los mismos se describen sistemáticamente en lo que sigue:

VI.1. VACUIDAD

En la sierra de Uspallata, como en otros sectores de la Cordillera, no es posible estudiar las relaciones entre el zócalo protoídico y su cobertura del Paleozoico inferior por falta de elementos ciertos del basamento. De esta manera se entra directamente en el examen de los testimonios que ofrece el campo ortogeosinclinal.

VI.1.1. Vacuidad Eugeosinclinal

La vacuidad eugeosinclinal alcanza secciones de considerable desarrollo en

el área del cordón de Bonilla y mogotes Gateados. Se compone del clásico cuadro de rocas de bajo grado metamórfico conocido desde la época en que se realizaron las primeras investigaciones en esta parte de la Cordillera.

El complejo metamórfico eugeosinclinal fue llamado por Avé-Lallemant (1890, p. 152) "Formación de los Esquistos Hurónicos". Stappenbeck (1910) dio límites paleozoicos a estas rocas asignándolas al "Silúrico-Devónico", habiendo sido posteriormente consideradas por Keidel (1939) como elementos del Paleozoico inferior.

Keidel (*op. cit.*, p. 28-29) describió a la unidad pertinente bajo el nombre de "Conjunto de Farallones" y "Conjunto de Bonilla", indicando que participan en su constitución rocas de diferente grado metamórfico y considerable cantidad de rocas básicas. El citado autor reconoció en las entidades de Farallones y Bonilla características esenciales en común, sobre todo a las derivadas del magmatismo básico que las afecta. Sin embargo admitió diferencias litológicas que existen y surgen del análisis independiente de las mismas. Estas diferencias son debidas a la posición rela-

tiva de la zona de depositación en la sección transversal del campo ortogeosinclinal en estudio, las que se acentúan gradualmente a medida que hacia el este se penetra, desde el duplo formacional Farallones-Bonilla, en el campo neto del dominio transfacial.

El testimonio sedimentario de la vacuidad tipo Farallones presenta su sección distintiva fuera de la zona de estudio y en el cordón homónimo. Filitas verdosas, azuladas y plateadas, filitas y pizarras rojizas, esquistos micáceos y cuarcitas granatíferas, a las cuales se asocian cuerpos básicos y ultrabásicos en tonalidades oscuras, confieren singular aspecto a la Formación Farallones. El grado de metamorfismo impreso en estas rocas llega hasta la subfacies más alta de la facies de esquistos verdes, según fuera determinado por de Romer (1964, p. 10).

Las metamorfitas de la vacuidad tipo Bonilla evidencian respecto a las anteriores una posición inmediatamente al naciente en el cuerpo de montaña. Su sección tipo es la que expone el cordón del mismo nombre sobre la traza del camino que conduce al portezuelo de Bonilla. Dentro del área estudiada las quebradas de las Minas y de los Burros, la quebrada de los Gateados en su curso superior, y la quebrada de las Invernadas al pie occidental de los mogotes Gateados, configuran profundas entalladuras en el cuerpo de la formación en cuestión, completando valiosas secciones transversales para su estudio (ver Sección Transversal I).

Esquistos sericíticos y cloríticos, esquistos clorítico-tremolíticos, esquistos cuarzo-micáceos y filitas, con tonalidades de conjunto verde claro, castaño y gris oscuro, denotan un aumento en la granulometría del sedimento original y al mismo tiempo la permanencia del grado metamórfico, subfacie muscovita-clorita de la facies de esquistos verdes. Por igual es densa la penetración básico-ultrabásica.

Los niveles filíticos, en tonalidad gris

oscuro a negro y brillo satinado característico, tienen poco desarrollo y en general no exceden de 2-3 m de espesor. Los esquistos clorítico-tremolíticos, por el contrario, componen extensos afloramientos, siendo la roca más difundida en los mogotes Gateados. Su tonalidad es verde claro, mate, siendo notoria la presencia de grandes cristales de magnetita, hematitizada, irregularmente alojados en la roca. Hacia el sur, sobre el curso medio de la quebrada de los Colliguallles, en el borde sudoriental del cerro Invernada, afloran esquistos cuarzo-micáceos, en tonalidad gris oscuro, grano fino, macizos y tenaces. Por último debe citarse la presencia de hornfels sobre el faldeo oriental del cerro Buitrera, en la zona de influencia del contacto intrusivo de las masas graníticas del aludido cerro.

Es de interés respecto al conocimiento geológico del cordón de Bonilla la contribución de Cosentino (1968), quien describió cuerpos serpentínicos en la zona de la mina Rivadavia, en la parte norte del mencionado cordón de Bonilla. Serpentinitas, talco y actinolita y su relación con calizas cuarzosas, filitas, esquistos clorítico-dolomíticos y esquistos albíticos de la roca de caja, como asimismo la presencia de un borde dolomítico ferruginoso son analizados convenientemente por el aludido autor, quien además llega a conclusiones sobre la evolución de los cuerpos ultrabásicos. En el extremo sur del cordón Bonilla el autor del presente estudio reconoció las mismas condiciones estructurales y composición mineralógica, aunque expuestas a la observación en menor medida y con menor desarrollo de los cuerpos serpentínicos. Predomina el campo de las rocas metamórficas, y puede decirse que al sur del paralelo de la quebrada de los Burros sólo son interrumpidas en la monotonía de su paisaje por filones concordantes de rocas básicas.

Es destacable en la Formación Bonilla y en el flanco oriental del cordón

homónimo, la aparición de las primeras capas de caliza gris azulado, bien reconocibles como tales, pero configurando delgados espesores y lentes de escaso recorrido en el rumbo, alternando en concordancia con las metamorfitas aludidas. La presencia de ellas, no obstante su utilidad como indicador de mayor proximidad relativa a la estructura consolidada (plataforma Sierras Pampeanas) no constituye un argumento suficiente para anexar la Formación Bonilla al régimen de la transfacies.

No se conoce la base de la vacuidad eugeosinclinal en el área estudiada, y aún es desconocida esta relación en otros sectores de la Precordillera de Mendoza. Al pie del abrupto faldeo occidental de los mogotes Gateados, se encuentran yuxtapuestas tectónicamente las capas de la vacuidad Bonilla y aquellas pertenecientes al secuevulcanismo compuestas en lo esencial por coladas de lavas ácidas y acumulaciones de tobas. La depositación volcánica en otros sectores del mismo contacto cubre discordantemente a las capas de referencia y oculta a la observación la relación estructural a que se alude.

Hacia el extremo sur de los mogotes Gateados la sección aflorante de la euvacuidad pierde gradualmente espesor y finalmente se acuña por fracturación

contra los granitos del cerro Buitrera (ver Sección transversal II). Las observaciones realizadas en la zona del curso inferior de la quebrada del Medio (ver Fig. 5) permitieron determinar que los granitos del cerro Buitrera penetran a las metamorfitas de la vacuidad Bonilla, las que se disponen en angosta faja y son cubiertas por acarreo moderno en la margen derecha de la aludida quebrada. En la margen izquierda, los afloramientos corresponden a capas carbónicas, que son cubiertas discordantemente por vulcanitas estratificadas que componen la cuchilla de los Cinco Mogotes. La relación estructural entre las capas de la Formación Bonilla y las que corresponden al tiempo carbónico es la de una yuxtaposición por fracturamiento inverso.

Al sur del río Mendoza las rocas metamórficas continúan en similar posición espacial y estructural penetradas por el stock granítico de los cerros Médanos.

El techo de la vacuidad Bonilla (ver mapa geológico) ha sido establecido convencionalmente siguiendo en el caso el criterio de diferenciar una zona eugeosinclinal de una transfacial. Una fractura de carácter regional ha seccionado el techo de la euvacuidad. Tampoco está expuesta a la observación la faja de pasaje hacia el régimen de la

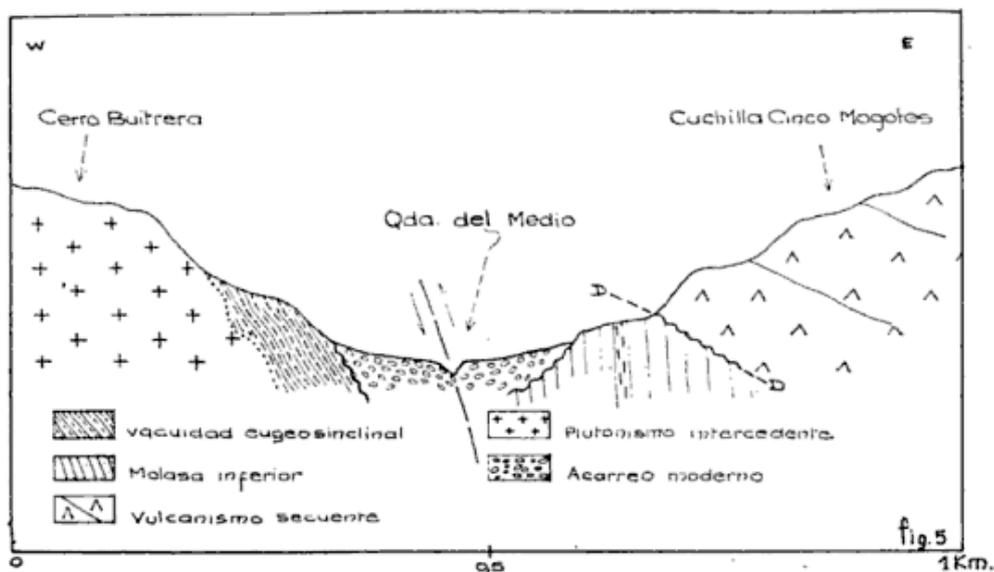


Figura 5

transfacies, ya que ambas unidades geotectónicas están yuxtapuestas por fracturamiento.

Las Formaciones Farallones y Bonilla, con las características apuntadas, pasan en dirección norte a caracterizar buena parte del relieve de montaña en la zona de la quebrada de Santa Elena. De acuerdo con las observaciones efectuadas la mayor expansión relativa de ésta unidad estratigráfica corresponde a la sierra de Uspallata propiamente dicha, de donde se prolonga hacia el sur hasta la región de Tunuyán, caracterizando el campo interno de la cadena paleoídica.

VI.1.2. *Vacuidad Transfacial*

Inmediatamente al naciente de los afloramientos de la vacuidad eugeosinclinal expuestos por los cordones de Farallones y Bonilla, se desarrollan los que corresponden a la zona de transfacies, en larga faja de rumbo dominante norte-sur.

La primer mención del desarrollo de la asociación litológica que la caracteriza fue la de Avé-Lallemant (1890, p. 153) quien expuso que filitas pizarrañas alternan con calizas de color azulajo formando enteramente un miembro de su formación de Esquistos Hurónicos.

Keidel (1939, p. 45) se refirió a las rocas esquistosas que forman esta unidad indicando la presencia de esquistos arcillosos y areno-arcillosos gris oscuro a verdosos, filitas y pizarras satinadas de tonalidades gris verdoso y rojizo y grauvacas sericíticas, señalando como hecho notable la participación de calizas con pedernal. Aludió además a cuerpos concordantes de gabro y diabasa y concluyó que metamorfitas, calizas y rocas ígneas se disponían en compleja mezcla tectónica como integrantes del que denominó "manto de Buitre". Semejante estructura tectónica fue objetada posteriormente por Braccini (1946), quien interpretó que el estilo

estructural correspondiente es de fallamiento inverso de alto ángulo, y que el supuesto "manto de Buitre" se encontraría montado sobre el bloque integrado principalmente por los "depósitos antecámbricos" del cordón de los Farallones.

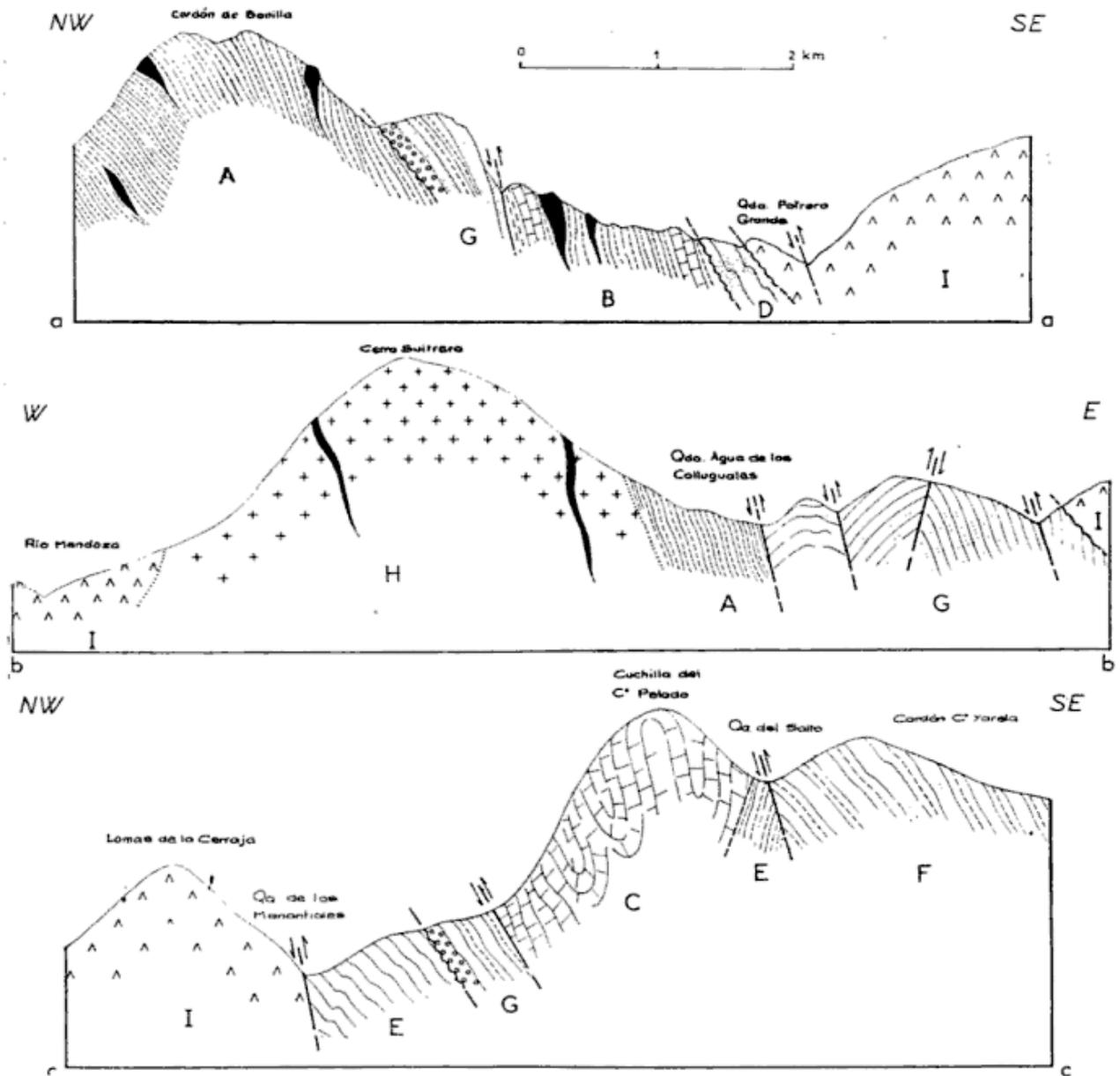
Por último debe citarse que de Romer (1964) diferenció dentro de su "Serie metamórfica", basándose en el diferente grado de metamorfismo, una sección Inferior (Farallones-Bonilla) y otra Superior ("manto de Buitre"), admitiendo dubitativamente relación discordante entre las mismas.

Los depósitos sedimentarios de la zona de transfacies, según el significado dado a este término por Lowell (1960), comprenden íntegramente al denominado por Keidel "manto de Buitre". Pero debe destacarse que ocupa la posición estructural que le corresponde dentro del cuadro geotectónico de la Precordillera, como unidad de pasaje interpuesta entre los campos eu y miogeosinclinal.

Debido a que se presenta como un volumen de roca de composición litológica definida, factible de diferenciarse como una unidad roca con categoría de formación, el autor presente propone denominarla *Formación Buitre*, utilizando la denominación dada por Keidel pero con distinto sentido estructural. La designación hace referencia al cerro Buitre y pone de manifiesto la importante participación de calcáreos en el campo de la transfacies, ya que el relieve de tal cerro es debido al predominio de calizas y calizas dolomíticas en ese lugar.

La asociación litológica que caracteriza a la zona de transfacies ha sido claramente comprobada dentro del ambiente de la sierra de Uspallata y sobre todo en las secciones estudiadas al naciente del cordón de Bonilla en el sector septentrional del área abarcada por el presente estudio.

Conforme al mapa geológico anexo, la distribución regional de los aflora-



Referencias: A, vacuidad eugeosinclinal (leptometamorfitas y cuerpos básico-ultrabásicos); B, vacuidad transfacial (leptometamorfitas, calizas y cuerpos básicos); C, vacuidad miogeosinclinal (calizas y dolomías); D, meta-hemiflysch (semiesquistos); E, flysch negro (pizarras oscuras con olistolitos calcáreos); F, ortoflysch (grauvacas y pizarras); G, molasa inferior (conglomerados, areniscas y lutitas); H, plutonismo intercedente (leucogranitos y lamprófiro); I, vulcanismo secuente (aglomerados, riolitas, andesitas y tobas).

mientos de la Formación Buitre no presentan la magnitud de los de la Formación Bonilla, situados inmediatamente al oeste. En su techo la Formación Buitre está limitada, mediando discordancia en un contacto de difícil análisis, por depósitos del Flysch.

Dos secciones areales se distinguen en el estudio de la transfacies Buitre;

la sección tipo quebrada de las Minas, y la sección tipo alta quebrada de la Capilla. En la primera de ellas encontramos filitas, esquistos cuarzo-feldespáticos, esquistos cuarzo-muscovícos y esquistos sericítico-cloríticos, en lo esencial, más las calizas ya señaladas. Se ofrecen a la observación en un complejo en el que se distinguen tres hi-

ladas alineadas de niveles predominantemente calizos, más claros por decoloración y discrepantes con las rocas de génesis propia de la euvacuidad. Las calizas son en general de tonalidad gris azulado y presentan laminación que coincide con la estructura original de la estratificación.

En la sección tipo ubicada en la alta quebrada de la Capilla se comprueba no sólo la alternancia de calizas y metamorfitas integrando a la Formación Buitre, sino también la de masas clásicas, de naturaleza cuarcítica. En el lugar las rocas leptometamórficas, de proveniencia pelítica, muy esquistosas y de tonalidad verde amarillento, alternan repetidas veces con las aludidas psamitas, gris verdosas y poco afectadas por la esquistosidad. El perfil se completa con las vulcanitas estratificadas de las lomas de la Capilla que cubren, mediando discordancia angular, a la transfacies Buitre.

Es de hacer notar que la zona de transfacies existe donde existe el campo miogeosinclinal contiguo en el área. Por esto no se ha comprobado el régimen transfacial en la Cordillera Frontal de la zona al sur del río Mendoza, por carecer la estructura de campo mio-carbonático-cuarcítico. Por otra parte, el magnífico desarrollo de un campo de transfacies en la extensa faja ocupada por la Formación Buitre en la sierra de Uspallata indica claramente el desarrollo de un campo carbonático miogeosinclinal de envergadura en posición espacial inmediata al oriente. Del mismo sólo quedan como remanente, minúsculo, las calizas y dolomías de la cuchilla del cerro Pelado y afloramientos menores aún situados al sur y este, respectivamente.

En consecuencia, sobre la base de los resultados expuestos se puede indicar que el campo de la transfacies al que corresponde la Formación Buitre, completa el campo de la vacuidad eugeosinclinal y se extiende desde el área estudiada en la parte alta de la quebrada

de la Capilla hasta aproximadamente el límite con San Juan, donde Cingolani (1970) ha puesto de manifiesto los caracteres de esta unidad en torno a la sierra de la Cortadera.

Para terminar, cabe expresar que los efectos del metamorfismo hacen coherente al campo de las formaciones expuestas, Farallones, Bonilla y Buitre, las que representan a la vacuidad profunda paleoídica expuesta en el sudoeste de la Precordillera de Mendoza. Cabe agregar que se conserva como un bloque bien definido, volcado hacia el naciente y conservando una disposición de casi verticalidad o bien con una pendiente de alto ángulo para sus estructuras, que sugiere sin hesitación las condiciones de intensa dislocación durante los procesos de la orogénesis.

VI.1.3. *Vacuidad Miogeosinclinal*

Las sedimentitas de la vacuidad miogeosinclinal aflorantes en la cuchilla del cerro Pelado se componen de calizas y dolomías. Las mismas fueron estudiadas en sus pormenores por Keidel (1939, p. 77), destacándose que la sección correspondiente está caracterizada por elementos bioestratigráficos que permiten su inclusión (Rolleri y Criado Roque, 1969) en la Formación La Cruz, del Cámbrico superior.

En la zona del cerro Pelado las calizas y dolomías se disponen en capas y bancos fuertemente plegados y deformados hasta transformados en parte en masas calcíticas por recristalización. El afloramiento carbonático es suprimido tectónicamente hacia el sur, dirección en la cual son observables jirones de reducida extensión. Cerca del valle del río Mendoza y sobre la quebrada Corta (Borrello, 1942) el último de estos afloramientos calcáreos forma la base de una secuencia en la que participan además capas del paleozoico medio y superior.

En general los depósitos calcáreo-dolomíticos presentan con las demás rocas

de campo relaciones de carácter tectónico complejo, sobre todo ligadas a las estructuras de falla cenozoicas (ver sección transversal III).

VII.1.4. *Edad Geológica de la Vacuidad en el Area Estudiada*

En el campo eugeosinclinal y transfacial no se cuenta con restos fósiles que permitan determinar la posición estratigráfica correspondiente. Pero en la zona externa, miogeosinclinal, se sabe por las últimas investigaciones paleontológicas (Borrello, 1971) que en el área del cerro Pelado la vacuidad calcárea incluye una secuencia con valvifauna donde se ha comprobado la presencia de los géneros *Rasettia*, *Hungaia*, *Parabolinella* y *Lotagnostus*, que representan a la zona de *Saukia*, la más alta dentro del sistema Cámbrico en el mundo. Estas formas fósiles particularizan el desarrollo de calizas grises azuladas, que más hacia el oeste forman parte de la transfacies Buitre.

En suma, ateniéndonos a la facies calcárea de la Precordillera y por extensión a las calizas que penetran en la Formación Buitre, se puede situar a esta última en el más alto Cámbrico regional y por lo tanto a las Formaciones Farallones y Bonilla en el más antiguo Cámbrico, iniciando en la zona interna la evolución geosinclinal. Es de considerar al respecto el efecto de la migración en el proceso de la individualización geosinclinal (Aubouin, 1965), con una polaridad dirigida desde la zona eugeosinclinal (la primera en generarse) hacia la fosa miogeosinclinal (tarde respecto a la anterior).

VI.2. FLYSCH

En el ordenamiento geotectónico seguido el flysch se distingue como la generación del proceso tectogenético que sucede al de la vacuidad y que tiene como base las calizas, ortocuarcitas, euninitas y metamorfitas ortogeosinclina-

les y como techo las masas clásticas de la molasa.

En la evolución tectogenética de la Precordillera del oeste argentino la información suministrada por Borrello (1965; 1969 a) indica que el flysch está delimitado por las discontinuidades subtectónica (Movimientos Pretacónicos) y catatectónica (Movimientos Bretónicos tardíos a Hercínicos) en su base y techo, respectivamente.

Los afloramientos en la zona considerada son extensos y continuos a lo largo del flanco oriental de la sierra de Uspallata desde la latitud del cerro del Alojamiento en las proximidades del límite con San Juan, hasta el valle del río Mendoza.

Las investigaciones pertinentes han sido esporádicas, debido a la monotonía y carencia de elementos (variedad litológica y fósiles, en lo esencial) que faciliten su estudio. A ello debe agregarse que la facies de zona interna, afectada por metamorfismo, fue en parte confundida y asimilada al conjunto de sucesiones leptometamórficas de la vacuidad eugeosinclinal.

La primer mención corresponde a Avé-Lallemant (1889, p. 360) quien indicó que "la Formación de grauwackes integra todo el alto del Manantial, la Llaretá, la sierra de San Lorenzo, etc.". El mismo autor (1890, p. 156) aludió a que "la grauwacke se halla encima de los esquistos hurónicos" y en una tercer contribución (1892, p. 10) señaló que "entre Mendoza y la costa del Pacífico, las esquistas laurencianas y hurónicas han estado primitivamente cubiertas por una capa continua de rocas silúricas". La interpretación geológica y aún paleogeográfica de Avé-Lallemant fue a nuestro criterio acertada y puede decirse que fue el primer estudio que diferenció por su particular composición a las rocas del flysch.

Las investigaciones posteriores sobre las sedimentitas del flysch están analizadas convenientemente en la contribución de Padula *et al.* (1967), ofreciendo

Cuerda y Baldis (1971) pormenores actualizados de la secuencia silúrico-devónica de la Argentina que incluyen a la desarrollada en la Precordillera del oeste argentino.

En el marco de la geotectónica Borrello (1969 *b*) expuso los caracteres salientes del flysch de la Precordillera de Mendoza. Cingolani por su parte (1970) describió las condiciones en que el manto flyschoides se dispone en catenaria facial para la zona de la Precordillera limítrofe con San Juan.

En el presente estudio se han diferenciado tres tipos de flysch, que considerados desde el interior hacia el exterior de la cadena de montaña se describen a continuación:

a) Corresponde al afloramiento ubicado en el sector central y norte del mapa geológico adjunto. Representa el extremo sur del que fuera descrito por Keidel (1939, p. 56) como "manto de Jagüelito". Braccini (1946, p. 113, reimpr.) interpretó que la relación entre las rocas del "manto de Jagüelito" y su yacente del "manto de Buitre" es de neta discordancia angular y consideró que el primero de ellos correspondería a términos altos de la "sucesión carbonífera-pérmica".

En la zona estudiada se ofrece a la observación como una delgada faja aparentemente dispuesta en concordancia sobre las capas de la Formación Buitre y cubiertas discordantemente en su techo por vulcanitas. Hacia el extremo sur el afloramiento desaparece cubierto en discordancia por las aludidas vulcanitas.

De las observaciones efectuadas es de tener en cuenta el apoyo discordante? (por lo menos mediando fuerte discontinuidad litológica) de las grauvacas de grano fino y tonalidad verde oscuro sobre las capas filítico-calcareas de la transfacies Buitre. Además es un atributo de las aludidas grauvacas el grado metamórfico (blastopsamitas = semiesquistos) y el tectonismo y penetración cuarzosa, que son reconocibles sola-

mente en las masas sedimentarias anteriores a la acción de los movimientos de la tectónica geosinclinal (Bretónicos). Por lo tanto es improbable que esta sucesión corresponda al Paleozoico superior, ya que son contrastantes la composición y condiciones de yacencia de capas de comprobada edad carbónica en las vecindades inmediatas.

Es el flysch de zona más interna expuesto a la observación en el área estudiada y como tal su génesis es la de un metaflysch hasta hemiflysch. Está integrado por delgadas capas de rumbo norte e inclinación al este, siendo fácilmente discernible su naturaleza flyschoides, e identificable en el terreno por su tonalidad y relieve formacional.

En dirección al norte y en las proximidades del límite con San Juan, Cingolani (1970, p. 98) describió como flysch "tipo cordón Cortaderas" a la facies de meta-hemiflysch que descansa en aparente concordancia sobre el complejo filítico portador de serpentinitas de la vacuidad eugeosinclinal. Tal propagación septentrional de este flysch indica la importancia del desarrollo de esta facies del tectonotema II, que por la carencia de fósiles y los efectos del metamorfismo que presenta ha sido incluido cronológicamente por diversos autores en tiempos tan disímiles como precámbrico y devónico.

b) En la estructura de la cuchilla del cerro Pelado participan remanentes de un flysch pelítico, oscuro, dispuesto a uno y otro lado de la misma.

En el faldeo oriental de la aludida cuchilla y en angosta faja de rumbo nordeste-sudoeste paralela al recorrido de la quebrada del Salto, sucede a las calizas cámbricas mediando fuerte discontinuidad litológica un flysch negro integrado por delgadas láminas en tonalidades gris oscuro a negro-moradas. El espesor total a la vista no supera los 100 m, estando la sucesión truncada por falla y limitada hacia el este por el flysch tipo Villavicencio.

Hacia el norte, en el faldeo oriental del cerro Pelado, está integrado por pizarras verdosas, moradas y negruzcas, y particularizado por la presencia de olistolitos, cuerpos exóticos alojados concordantemente en su trama sedimentaria. Precedentemente Keidel (1939, p. 73) comunicó la presencia de jirones de calcáreos en el "conjunto de pizarras y grauvacas", pero los interpretó como de origen tectónico.

Sobre el faldeo noroccidental de la cuchilla del cerro Pelado, en la zona de las agujas del cerro homónimo, se exponen capas de pizarras verdosas y moradas, finamente laminadas, conteniendo numerosos olistolitos en el escalonado relieve local.

Hacia el sur y a la altura de la Estancia la Cueva del Toro reaparecen estas capas en tonalidades moradas, rojizas y verdosas, que no obstante el predominio pelítico acusan evidente ritmicidad. Estas capas están fuertemente dislocadas, en posición subvertical y rumbo N15-20E, siendo visibles hieroglifos y marcas de corriente en las superficies estratales. En el lugar la base, mediando falla en una zona de cierta complejidad tectónica, corresponde a secuevulcanitas, y el techo parece corresponder a un plano discordante sobre el que se apoyan sedimentitas neopaleozoicas. Hacia el sur el afloramiento se acuña tectónicamente, quedando al descubierto tan sólo en dos profundas entalladuras que llegan hasta las calizas de la vacuidad miogeosinclinal formando la base del bloque calizo de la cuchilla del cerro Pelado.

Hacia el norte, lo mismo que hacia el sur de la cuchilla del cerro Pelado, se continúa el desarrollo del flysch negro, siendo una característica sobresaliente la presencia de olistolitos en su trama sedimentaria. En dirección septentrional los mismos fueron reconocidos por Keidel (1939, p. 76) en la ladera izquierda del tramo alto de la quebrada de los Manantiales, donde si bien faltan las calizas y dolomías de la men-

cionada cuchilla, hay algunos jirones calizos entre pizarras oscuras. Hacia el sur, el lente calcáreo que aparece sobre la margen izquierda de la quebrada de los Gateados está alojado concordantemente en pizarras y lutitas rojizo-parduscas, lo cual indica la posibilidad de que el cuerpo calizo represente un olistolito más de este nivel de la sucesión sedimentaria del flysch.

c) El tercer tipo de flysch discernido corresponde al ortoflysch Villavicencio, con extensos afloramientos en el sector sudeste del mapa geológico adjunto.

En la composición geológica del cordón del cerro Yareta se presenta con tonalidad verde a verde oscuro y ritmos psamo-pelíticos característicos. Hacia el este y comenzando en el borde oriental de la superficie que se ha relevado, con extensión a los cordones del cerro San Lorenzo y del Pajarito, se aprecia un cambio en la composición litológica. La alternancia de grauvacas verdoso-azuladas con pizarras de iguales tonalidades es el carácter distintivo de algunas secciones del perfil. Pero junto a estas capas y en forma reiterada se interponen gruesos paquetes, en capas de hasta 1-2 m de espesor, de areniscas conglomerádicas hasta conglomerados finos, de tonalidades verde claro, que contrastan con los niveles de pizarras azul verdoso hacia los cuales pasan en su techo. El conjunto presenta disposición homoclinal, de rumbo N10-20E e inclinación de 40-50° al este. Gruesas vetas de baritina, de hábito lentiforme, se disponen concordantemente entre los conglomerados y lutitas, siendo un ejemplo ilustrativo el que se observa frente al puesto La Horqueta.

Las señaladas son interpretadas como las condiciones del agotamiento del proceso flyschoides, junto a los primeros indicios del advenimiento de la molasización que sucede a los movimientos de la tectónica geosinclinal principal. No hay evidencias que indiquen la posibilidad de que los niveles conglomerádicos estén enclavados tectónicamente

dentro del flysch, tal como lo supuso Harrington (1941, p. 15) en su obra sobre las sierras de Villavicencio y Mal País.

En síntesis, en el área examinada tienen amplio desarrollo los remanentes de una cubierta flyschoides que presenta: facies que corresponden al tipo Villavicencio, con caracteres de ortoflysch dominando el relieve en la constitución de la parte central y occidental del cordón del cerro Yareta, en lo esencial. Hacia el naciente el mismo cede lugar a la presencia de capas que denotan cierta coexistencia molásica, que se distingue de las anteriores por sus niveles conglomerádicos y vetas de baritina concordantes. Hacia el poniente, en cambio, es manifiesto el desarrollo de un flysch negro en las adyacencias de la cuchilla del cerro Pelado, que aún más hacia el oeste da lugar a la presencia de facies de metaflysch hasta hemiflysch dispuesto sobre las metamorfitas de la transfacies ortogeosinclinal.

VI.2.1. *Edad Geológica del Flysch*

En la zona del presente estudio las sucesiones sedimentarias del tectonema II carecen de fósiles que permitan una inmediata ubicación en la cronología relativa regional. Los elementos de juicio en tal sentido son:

El flysch de zona interna se apoya mediando ligera discordancia sobre la sucesión de capas de la Formación Buitre. Como fuera establecido, el techo de la nombrada formación puede situarse en el más alto Cámbrico regional, y para el mismo podría admitirse a lo sumo una edad correspondiente a los términos medios del Ordovícico. En tal situación por su posición en secuencia la facies de meta-hemiflysch correspondería a los términos basales de la sucesión del flysch paleoídico de la armadura correspondiente, que abarca estratigráficamente el lapso Ordovícico superior a Carbónico inferior? En principio cabe por lo tanto considerarlo co-

mo del tiempo Ordovícico superior-Silúrico.

El flysch negro que en la estructura de la cuchilla del cerro Pelado se continúa en concordancia a ligera discordancia sobre las calizas y dolomías de la vacuidad miogeosinclinal, y que es portador de olistolitos en diversos sectores de sus afloramientos, debe pertenecer también a la base de la secuencia flyschoides de la Precordillera. Precedentemente Borrello (1969 c, p. 553) indicó que en la región del cerro Pelado olistolitos calcáreos (hipoolistolitos) conteniendo fósiles del Cámbrico superior se intercalan en el flysch de edad caradociana y más ampliamente predevoniana. La correlación con la sucesión de la cercana localidad de San Isidro da apoyo a ésta interpretación. En esta localidad (Borrello, 1969 b, p. 81) en discordancia sobre las calizas cámbricas se desarrolla la Formación Empozada, que contiene graptolites de la asociación de *Nemagraptus* y *Dicranograptus*, del Caradociano. Por otra parte se destaca como carácter en común la presencia de cuerpos exóticos u olistolitos y que hacia su techo la Formación Empozada limita discordantemente con el flysch Villavicencio.

En la zona de la Cortadera, un flysch negro, también olistolítico, fue reconocido por Cingolani (*op. cit.*, p. 98) quien lo interpretó como un antiguo depósito preorogénico comparable con la Formación Alcaparrosa de la Sección de Hilario de la Precordillera de San Juan, y con las formaciones Cerro Viejo y Los Azules de la zona del río Huaco, todas del Ordovícico superior.

El típico ortoflysch aflorante en el cordón del cerro Yareta representa la continuación austral de la Formación Villavicencio, reconocible desde la zona limítrofe con San Juan. La misma fue estudiada por Harrington (1941) y es asignada al Devónico medio (Padula *et al.*, 1967).

El conjunto de edades probables para la secuencia del flysch, tal como se ha

descripto, coincide con las conclusiones generalizadas extraídas por Aubouin (1965, p. 139) mediante el estudio de los flysches pertenecientes a estructuras europeas. Indicó el citado investigador que la edad del flysch se hace progresivamente menor desde el interior hacia el exterior de una cadena elemental, fenómeno conocido como “migración del flysch”. Este fenómeno se relaciona con el efecto de “barrera en crecimiento” en la fosa, que impide que los sedimentos provenientes del continente pasen hacia el exterior de las “trampas de flysch” así originadas hasta que ellas estén colmadas.

Por último es destacable que la coincidencia entre las conclusiones obtenidas por Cingolani (*op. cit.*) en el estudio de la sección transversal del manto flyschoides expuesto en la Cortadera, próximo al límite con San Juan, y las que obtuviera el presente autor inmediatamente al norte del río Mendoza, otorgan validez regional a las observaciones efectuadas, ya que registran evidencias por lo menos a través de los 75-80 km que separan ambos sectores aludidos.

VI.3. MOLASA

Los depósitos molásicos, cuya génesis se vincula a los fuertes efectos de la tectónica geosinclinal principal, se ofrecen a la observación en afloramientos aislados. Presentan características en común que los hace referibles a la parte inicial del proceso sedimentario correspondiente. De tal manera son atribuibles a la molasa gris (Borrello, 1965) continental-marina, que se caracteriza por su litología psefítica a pelítica, con lechos de carbón intercalados y una tonalidad de conjunto gris verdoso.

La sección más completa es la que expone la quebrada de los Manantiales, que se proyecta hacia el nordeste hasta la zona del anfiteatro del Manzano o de los cerros Bayos. Su presencia es conocida desde la época de Bodenbender

(1896), quien describió un pequeño depósito de carbón sito en el flanco occidental del cerro Pelado e interpretó la tectónica que vincula a las capas de la sucesión sedimentaria del lugar.

Keidel (1939, p. 79) dedujo corrimientos para la estructura de la cuchilla del cerro Pelado, indicando planos de corrimiento en la base y techo de las capas neopaleozoicas. En la información suministrada por Braccacini (1946, VII) se transcriben las observaciones realizadas por Trümpy en la mina “Santa Máxima”, ubicada en la zona de los cerros Bayos, el que reconoció apoyo discordante y primario del “complejo de sedimentos pérmicos” sobre el basamento constituido por las capas del “Sistema de Villavicencio”. Por último Rolleri (1950) crea la Formación Santa Máxima con los elementos de esta sucesión sedimentaria, a la que considera de origen continental y de edad Carbónico medio a superior hasta Pérmico.

Las observaciones efectuadas con motivo del presente estudio permitieron comprobar una relación discordante (discordancia angular) de las capas molásicas sobre las del flysch, lo cual puede ser visualizado por extenso recorrido en la margen derecha de la quebrada de los Manantiales. La sección transversal más completa es la del curso medio de la aludida quebrada, sobre el paralelo del Agua de las Carditas, que se describe de base a techo en los términos que siguen (ver Fig. 6).

En relación discordante sobre las capas del flysch Villavicencio se inicia localmente la molasa con un conglomerado polimíctico de tonalidad verde grisáceo, de 20-25 m de espesor, en bancos de hasta 1 m de potencia que presentan rumbo N30-40E e inclinación de aproximadamente 50° al sudeste. Los fenoclastos, en matriz psamítica gruesa y variado tamaño se componen de cuarcitas, filitas, grauvacas, cuarzo y pizarras. Concordantemente se pasa a psamitas y pelitas también verdosas, en parte castaño claro. Le suceden psami-

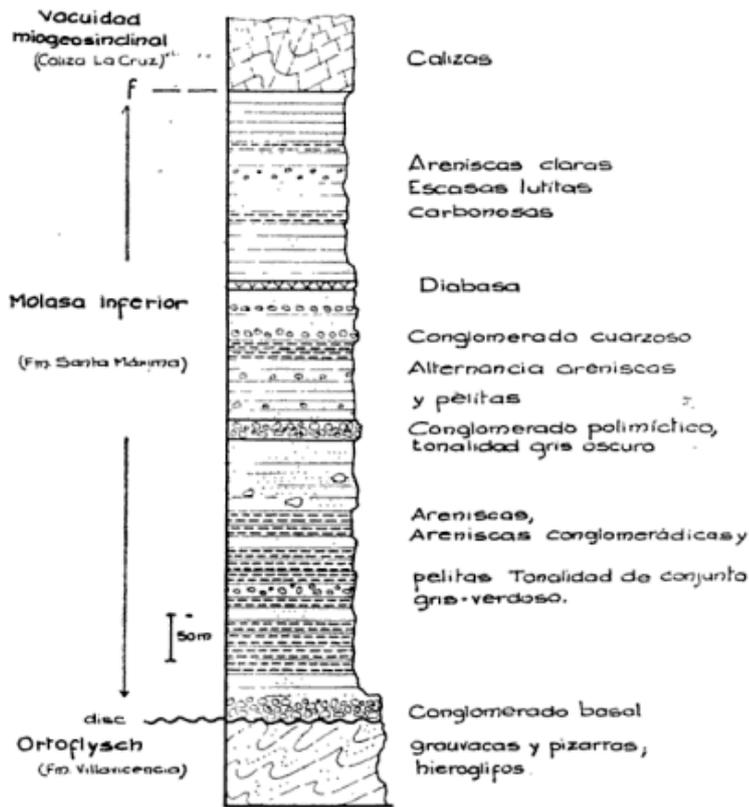


Fig. 6. — Columna estratigráfica quebrada de los Manantiales

tas de grano grueso y color gris oscuro que pasan a un conglomerado de la misma tonalidad y unos 20 m de espesor, que conforma un agrupado salto en el perfil que se describe. A continuación se repite numerosas veces una alternancia de conglomerados finos, areniscas conglomerádicas y areniscas de grano fino a limolitas, con tonalidad de conjunto verde oscuro a gris verdoso, integrando un relieve relativamente llano, en buena parte cubierto por acarreo moderno. La disposición de las capas sigue siendo N20-40E e inclinación al este de 35-40°. Hacia el este se llega a una pared en donde las capas expuestas conservan el rumbo anotado, al igual que el sentido de la inclinación, pero esta última toma valores angulares mayores y se acerca a la vertical. En la composición de esta escarpa se destacan conglomerados de cuarzo lechoso, areniscas conglomerádicas y areniscas de grano grueso, amarillentas y blanquecinas, areniscas micáceas y limolitas amari-

lento-verdosas. Se intercala un filón capa de roca básica, que se destaca por su tonalidad oscura y más hacia el este, con predominio de areniscas claras de grano grueso se llega al contacto con las calizas de la cuchilla del cerro Pelado.

Los afloramientos expuestos en las quebradas Corta, del Medio de la Angostura y de los Burros se componen también de conglomerados, areniscas cuarzosas y micáceas, con la intercalación de niveles lutíticos, presentando en conjunto tonalidades claras. El de la quebrada Corta fue descrito por Borrello (1942) como un conjunto sedimentario de unos 600-700 m de espesor, plegado en amplio sinclinal entre grauwacas y su cubierta vulcanítica. Para las capas que se exponen en las quebradas de la Angostura y de los Burros debe mencionarse que se apoyan discordantemente sobre las metamorfitas de la vacuidad Bonilla.

El asomo molásico del cerro Invernada, discordante sobre las capas de la

Formación Bonilla, conforma una estructura monoclinall sencilla de rumbo submeridional e inclinación al oeste. Su tonalidad de conjunto es verde oscuro y se observa predominio de material pelítico. En el extremo norte del mismo Aparicio (1966) cita la presencia de braquiópodos marinos del Carbónico superior.

VI.3.1. *Edad Geológica de las Molasa*

Los niveles plantíferos, muy bien representados y de excelente conservación, que fueron estudiados por Frenquelli (1944, p. 235) en la quebrada de los cerros Bayos, designada también como la zona del Anfiteatro del Manzano, refieren estas capas al Westfaliano. La fauna de braquiópodos descrita por Aparicio (*op. cit.*, p. 192) ubica a la molasa del cerro Invernada en el Carbónico superior.

La propagación de la molasa en consideración hacia el sur del río Mendoza la identifica con la Formación Loma de los Morteritos (Polanski, 1957), quien la refirió al Carbónico inferior. Caminos por su parte (1965, p. 367) estimó que la citada formación constituiría junto a la Formación El Plata variaciones laterales de una cuenca desarrollada en el Carbónico superior. Al respecto es de tenerse en cuenta que la Formación El Plata (Caminos, 1965, p. 362) comienza en discordancia sobre capas de la vacuidad eugeosinclinal con un miembro basal, de 200 m de espesor y litología similar a la de la Formación Loma de los Morteritos. Agrega el citado autor (*op. cit.*, p. 366) que "un plano neto deja por debajo al miembro inferior de la Formación El Plata y a toda la Formación Loma de los Morteritos, y por encima a los miembros medio y superior de la Formación El Plata". Por lo tanto serían correlacionables las Formaciones Santa Máxima, Loma de los Morteritos y el miembro basal de la Formación El Plata, que corresponderían al tiempo Carbónico me-

dio o parte baja del Carbónico superior. La neta discontinuidad litológica que marca el comienzo del miembro medio de la Formación El Plata indicaría el inicio del tiempo Carbónico más alto, al cual pueden referirse los depósitos del cerro Invernada.

El valor de la determinación radimétrica efectuada sobre una roca ígnea contenida en la sucesión molásica de la quebrada de los Manantiales (*cf. infra*: ciclo geomagmático) confirma en parte la interpretación efectuada sobre el desarrollo de la sucesión carbónica.

VI.4. NEOMOLASAS

Dentro del área examinada tienen poca representación los testimonios del tectonotema IV. Los mismos (ver mapa geológico) afloran en forma saltuaria sobre el eje de la quebrada del Potrero Grande y Cueva del Toro-Gateados.

Se hallan representadas, en forma incompleta, las Formaciones Río Mendoza y Las Cabras, del Triásico inferior. Configuran la proyección hacia el norte de las capas que afloran en el área tipo de Potrerillos.

Para la mejor comprensión del papel que desempeñan las neomolasa en la Precordillera del norte de Mendoza es necesario remitirse a los trabajos ofrecidos por Borrello (1965; 1969 a) y Rolleri y Criado Roque (1968).

VII. CICLO GEOMAGMÁTICO

El extremo sudoeste de la Precordillera de Mendoza está caracterizado por elementos del ciclo magmático que lo indican como zona de transición entre el campo pliomagmático (interno) al miomagmático (externo). Los mismos pueden analizarse como sigue:

VII.1. MAGMATISMO SIMAICO INICIAL

Rocas básicas y ultrabásicas son constituyentes conspicuos del cordón de Bo-

nilla y sector adyacente de su faldeo oriental. Las mismas están alojadas en las metamorfitas de las formaciones Bonilla y Buitre.

Las primeras referencias provienen de la labor de Avé-Lallemant (1889, p. 358). Zardini (1962) indicó que las rocas ultrabásicas son serpentinitas puras y las estimó de edad precámbrica. Por su parte Borrello (1969 a, p. 103) estimó que el complejo intrusivo básico-ultrabásico es eopaleozoico y se desarrolló en la estructura durante la vacuidad eugeosinclinal.

En el presente estudio se incluye la parte sur del cordón de Bonilla. En el lugar, con dimensiones que no exceden de 30-50 m en el rumbo, aparecen cuerpos ultrabásicos de contornos subelípticos concordantemente alojados en las metamorfitas de la vacuidad Bonilla. Hacia el sur, en el relieve de los mogotes Gateados, son numerosos los filones anfibólicos concordantemente dispuestos entre las metamorfitas de la aludida formación.

En la zona de transfacies debe citarse la presencia de gabros, diabasas y anfibolitas, principalmente. Como hecho notable debe agregarse que sobre el lecho seco de la quebrada de los Burros fue indentificado un cuerpo intrusivo de características sumamente interesantes. Su aspecto es el de un filón

capa, de rumbo andino y dispuesto en concordancia entre las metamorfitas de la Formación Buitre. Sus dimensiones son de aproximadamente 150-200 m de largo por 30-50 m de ancho y la roca que campone el asomo magmático es una sienita alcalina. Su tonalidad es gris verdoso a pardo rojizo y en la composición mineralógica predomina ortoclase perítica y un anfíbol alcalino determinado como barqueviquita. La roca presenta buen estado de conservación en la zona central del cuerpo que integra, estando afectada en la periferia del afloramiento por aplastamiento y granulación. Asimismo en las márgenes es de tonalidad verde oscuro y en partes toma el aspecto de una mena magmática por el elevado contenido en minerales opacos. Otra característica de ésta "cáscara" es el metamorfismo, que afecta principalmente a los anfíboles, parcialmente cloritizados. La mención de sienitas en el borde occidental de la Precordillera de San Juan (Quartino y Zardini, 1964), como rodados del conglomerado carbónico de la Formación Ansilta, es la única información que permite suponer la yacencia de este tipo de rocas en otros sectores de la armadura paleoídica que comprende a la zona estudiada.

El estudio geocronológico de la sienita en cuestión, por el método Potasio-Argón, arrojó los siguientes resultados:

INGEIS N°	Mineral	% K	Ar ⁴⁰ rad. × 10 ⁻¹⁰ mol/g	Ar ⁴⁰ atm. %	Edad (m. a.)
AK-0096..	feldespato potásico	11,45	85,19	7,3	378 ± 20
AK-0097..	anfíbol	0,285	2,03	78,9	362 ± 20

Análisis efectuados en el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS).

La edad que corresponde a la determinación sobre feldespato potásico es de 378 m.a., y ligeramente superior a la que se obtuvo del anfíbol de la misma roca. La primera edad ofrecida pa-

rece ser la más acertada, ya que a un mayor contenido de potasio y bajo grado de contaminación por argón atmosférico en el análisis isotópico del aludido gas, corresponde mayor grado de

probabilidad en el resultado obtenido. De cualquier manera los resultados son concordantes si se considera el error analítico de las determinaciones, y el emplazamiento de la sienita se produjo por lo menos en el Devónico inferior. Al respecto es de tener en cuenta que la pérdida de considerables porcentajes de argón ha sido comprobada en minerales de rocas presentes en ambientes metamórficos, y para los feldespatos se ha evidenciado poca retención de argón aún en rocas totalmente exentas de efectos metamórficos y/o diastróficos. Por lo tanto no debe descartarse la posibilidad de que la edad obtenida corresponda a un "rejuvenecimiento" causado quizá en buena medida por la acción de los movimientos de la tectónica geosinclinal ó principal. Cabe recordar que las edades obtenidas por el método Potasio-Argón sobre metamorfitas de la vacuidad eugeosinclinal (Dessanti *et al.*, 1967; Cucchi, 1971) son también sensiblemente más jóvenes que las que les corresponden por su posición en la columna estratigráfica regional.

En suma, si consideramos: a) la forma de yacencia del cuerpo ígneo en consideración, de lo cual es de hacer notar el carácter concordante con las metamorfitas de la Formación Buitre; b) su aplastamiento, metamorfismo en la zona marginal y deformación en el rumbo del afloramiento; c) su fecha mínima de emplazamiento en el Devónico inferior; debemos considerar en principio que esta magmita está vinculada con la primer fase del magmatismo. Se opone a esta consideración la naturaleza litológica de la misma. En efecto, según Aubouin (1965; p. 155) en el séquito ofiolítico participan rocas de amplio rango composicional, que va desde peridotitas a dioritas en su extremo más ácido y eventualmente cuarzodioritas (tonalitas). Por lo tanto, el alto grado de acidez del representante ígneo que se trata hace un tanto dubitativa su

pertenencia a esta fase magmática, aunque por cierto son más dispares las condiciones de yacencia, composición litológica y momento de emplazamiento de las rocas esencialmente graníticas del plutonismo.

En cuanto a la fecha de emplazamiento de las ofiolitas, de comprobado carácter básico-ultrabásico en el área del cordón de Bonilla, debe recordarse que del análisis comparado del desarrollo del ortogeosinclinal paleoídico surgieron los elementos necesarios para ubicar la base de las formaciones Farallones y Bonilla en el más antiguo Cámbrico. Por lo tanto las rocas del magmatismo simaico inicial, dado su carácter intrusivo con respecto a las de la vacuidad eugeosinclinal, son tenidas por el suscripto como del Paleozoico inferior. El límite superior de su momento de emplazamiento lo constituyen los movimientos de la tectónica embrionaria (Pretacónicos).

Caba destacar que un nuevo elemento, el geomagmático, permite confirmar caracteres precedentemente analizados y concernientes a la organización geosinclinal de esta parte de la armadura paleoídica en estudio. En efecto, en la fosa interna y más profunda del par que compone al ortogeosinclinal (suborogénesis) es donde se produce la intrusión y derrame de las ofiolitas. Pero las mismas (Aubouin, 1965, p. 69) no aparecen en la zona axial del eugeosinclinal, sino en sus flancos, extendiéndose sobre la dorsal contigua. La faja serpentínica de Mendoza (Zardini, 1962) se dispone con rumbo casi norte-sur en posición que corresponde al flanco oriental de la fosa eugeosinclinal, y las rocas ofiolíticas se proyectan hacia el naciente hasta alcanzar la zona de transfacies. De esta manera es coherente la interpretación y asignación de las unidades discernidas al régimen eugeosinclinal, a la zona de transfacies y al campo externo miogeosinclinal.

VII.2. SECUEVULCANISMO

Este proceso magmático es el de mayor envergadura que registra la armadura paleoídica que se considera. Su importancia es conocida desde los trabajos de Stappenbeck (1910, p. 91) quien indicó que para las porfiritas de la sierra del Mal País y las del cerro Bayo de los Potrerillos puede fácilmente establecerse su edad en el Paleozoico superior o el Triásico. El mismo autor (1917) analizó con mayor detalle la distribución y pormenores relacionados con las porfiritas y pórfidos cuarcíferos de la falda oriental de la cordillera del Plata. Posteriormente Groeber (1952) asignó estas rocas al Choiyolitense y estimó para ellas una edad dentro del Triásico superior (Carniano); Polanski (1957) mencionó la existencia de dos asociaciones volcánicas, una intercarbónica y la otra tardiocarbónica; Caminos (1965) reconoció a una sola Asociación Volcánica Variscica, que ubicó en el Pérmico medio; y por último Rolleri y Criado Roque (1968; 1969) consideraron que el vulcanismo fue controlado por fracturamiento y que el proceso tomó el lapso entre el Pérmico inferior (parte alta) y el Triásico inferior.

En el área del presente estudio la Formación Choiyoi ocupa dos fajas bien definidas según puede apreciarse en el mapa geológico adjunto. El más oriental de ellos constituye íntegramente la cuchilla de los Cinco Mogotes, extendiéndose hacia el norte por las lomas de la Capilla y de la Cerraja para proyectarse hasta la Pampa de Canota, donde alcanza 1.000 m de espesor según la información suministrada por Rolleri y Criado Roque (1969, p. 20). La base de las vulcanitas está expuesta a la observación en la margen izquierda de la quebrada del Medio, en las proximidades de la Estación Guido (ver Fig. 5). En el lugar, sobre capas del carbónico se disponen mediando discordancia angular aglomerados volcánicos (brechas)

de tonalidad violácea. La posición estructural de las vulcanitas es sencilla, en capas sin mayor deformación e inclinadas con moderado ángulo al naciente. Además del aglomerado de base se distinguen gruesos niveles de pórfidos de tonalidades moradas y pardo-rojizas, que predominan junto a riolitas rojizas de marcada estructura fluidal. Filones concordantes de andesitas verdosas y moradas están presentes en menor proporción. Tobas y otros elementos piroclásticos tienen escasa representación.

El borde oriental de este afloramiento está afectado por la acción de los fuertes movimientos que determinaron la actual estructura de la cuchilla de cerro Pelado. Al sur de la mina "Los Mantos Preciosos" es evidente la trituración en el contacto entre sedimentitas del flysch y riolitas del secuevulcanismo.

El segundo de los afloramientos con capas de la Formación Choiyoi es el más occidental del mapa geológico adjunto. En la zona inmediatamente al norte del cerro Negro gruesos filones de pórfido cuarcífero componen el encajonado valle del río Mendoza. No obstante, predominan más al norte los elementos piroclásticos, con diversas y llamativas tonalidades. En su margen oriental las vulcanitas Choiyoi se apoyan discordantemente sobre las metamorfitas Bonilla, y algo más al sur sobre las molasas carbónicas.

Para rocas de esta línea de afloramientos y sobre la quebrada de Santa Elena, Rocha Campos *et al.* (1971) determinaron edades absolutas por el método Potasio-Argón que caben en el Pérmico superior.

VII.3. PLUTONISMO

En el área del presente estudio son conocidos cuerpos graníticos desde los estudios de Stappenbeck (1910, p. 86), el que señaló que un granito claro más joven que las grauvacas está cortado

por el río Mendoza en la quebrada de los Colliguayes, y que lo cruzan oscuras vetas de "lamprofir". El mismo autor (1917, p. 33) destacó la importancia que tienen los granitos en la cordillera del Plata y agregó que el mismo pasa a la orilla izquierda del río Mendoza para formar parte de la cordillera de las Invernadas. Lo interpretó como una enorme masa de intrusión que ha penetrado los pórfidos cuarcíferos, porfiritas y sedimentos paleozoicos de la cordillera del Plata.

Con posterioridad Polanski (1957) refirió estos granitos al Carbónico superior, Caminos (1965) al Pérmico superior a Triásico inferior y Dessanti y Caminos (1967) mediante el análisis radimétrico de sus rocas establecieron que las tonalitas del stock de la quebrada de Guevara se emplazaron en el Pérmico superior (231 m.a.) y los granitos del stock de la cuchilla de las Minas (204 m.a.) en el Triásico medio.

Las masas graníticas presentes en la zona que toma ésta investigación constituyen una proyección en ambiente de la Precordillera del plutonismo del área pliomagmática de la Cordillera Frontal. Integran el cerro Buitrera y los granitos son de grano mediano a grueso, de tonalidades rosadas y en partes gris claro, que corresponden a leucogranitos por su escasez de mafitos, comúnmente

biotita. Diques de lamprófiro cortan el granito.

Los granitos del cerro Buitrera penetran en su borde oriental a las capas de la Formación Bonilla. En su margen occidental la relación que presenta el granito es discordante e intrusiva respecto a las molasas carbónicas y secuevulcanitas Choiyoi, tenidas estas últimas como permo-triásicas. Si a ello agregamos que las mediciones radimétricas de los granitos directamente al sur del río Mendoza lo sitúan en el Triásico medio, es evidente su naturaleza intercedente, y dentro de este plutonismo postectónico su pertenencia a uno de los últimos eventos discernibles.

VII.4. VULCANISMO FINAL

En el área examinada son de poca extensión los afloramientos basálticos del finivulcanismo, pero el estudio de los mismos aporta nuevos elementos de juicio que son expuestos a continuación.

Como fuera oportunamente mencionado, en el tercio superior de la sucesión molásica de la quebrada de los Manantiales un filón capa de diabasa se dispone entre areniscas gruesas de tonalidades claras. El espesor es de aproximadamente 9 m, y la roca una diabasa olivínica, que fue analizada por el método Potasio-Argón con el siguiente resultado:

INGEIS N°	Mineral	% K	Ar ³⁹ rad. × 10 ⁻¹⁰ mol/g	Ar ³⁹ atm. %	Edad (m. a.)
AK-0099..	roca total	1,21	7,395	18,8	315 ± 15

Análisis efectuado en el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS).

La edad absoluta encuadra la manifestación básica en el tiempo carbónico, y más precisamente en el Westfaliano-Estefaniano. La misma tiene cabida en el proceso ígneo basáltico que afecta a las molasas y en especial a las neomo-

lasas del correspondiente ordenamiento sedimentario.

Debe agregarse que el fechado del emplazamiento de la diabasa de referencia puede relacionarse con la ubicación estratigráfica de las sedimentitas

de la molasa inferior (Formaciones Santa Máxima y Loma de los Morteritos). Las mismas fueron atribuidas al Westfaliano, por la flórmula que contiene y por servir de base, según criterio del presente autor, a las capas del Carbónico superior en el cordón del Plata. La edad obtenida para la diabasa limita en su parte alta y con una antigüedad de 315 ± 15 m.a. (Westfaliano a Westfaliano-Estefaniano) el tiempo de deposición de la hipomolasa. Por otro lado es aceptado que el proceso del flysch insumió totalmente el tiempo devónico. Por lo tanto se aprecia que queda restringida la edad de las rocas de referencia al tiempo carbónico inferior a medio, incluido el Westfaliano si se tiene en cuenta el margen de error del valor absoluto ofrecido.

VII.5. MANIFESTACIONES ÍGNEAS TERCIARIAS ?

Se atribuye con dudas al Terciario la cubierta de pórfidos andesíticos presente en el faldeo occidental del cordón del cerro Yareta.

VIII. CICLO GEOTECTÓNICO

La *rehabilitación geosinclinal* con la cual cesó el estado anorogénico se considera del tipo indicado como regeneración cratónica primaria (Borrello, 1962), postassintica e inmediata, ya que la documentación bioestratigráfica comprende entre las sedimentitas de naturaleza geosinclinal a elementos del Cámbrico inferior.

La *tectónica embriogénica* (Borrello, 1969 a), de carácter tensional, a través de movimientos verticales o radiales instala elementos geanticlinales y crea un relieve sinusoidal. En la zona estudiada la *discontinuidad subtectónica* producto de la tectónica en consideración se evidencia en la documentación estructural-sedimentaria. En efecto, tanto en la zona inmediatamente al po-

niente de la quebrada del Potrero Grande como en la estructura de la cuchilla del cerro Pelado, la sucesión filítico-calcárea y calcáreo-dolomítica, respectivamente, se interrumpe bruscamente para dar lugar al desarrollo de las sedimentitas flyschoides.

La *discontinuidad catatectónica* vinculada a los movimientos de la *tectónica principal* es manifiesta como discordancia angular entre las masas sedimentarias deformadas y metamorizadas de la vacuidad más flysch y la cobertura molásica que le sucede. Tal relación se ha comprobado en las quebradas de los Manantiales, Agua de los Colluguales y de los Burros, con gruesos conglomerados basales en el inicio del tiempo carbónico medio.

La correspondiente *tectónica de fondo* ofrece evidencias de carácter compresional en el hecho de que las molasas (carbónicas) se exponen plegadas y en posición subvertical soportan en algunos lugares a las secuevulcanitas estratificadas permotriásicas, dispuestas subhorizontalmente. Los pormenores de su fase distensiva (tafrogénica) se reflejan en la *discontinuidad anatectónica* marcada por la depositación caótica del fanglomerado Río Mendoza.

IX. CONCLUSIONES

Del presente estudio geológico pueden extraerse las siguientes conclusiones:

- a) El examen de las secciones transversales expuestas en la parte sur de la Sierra de Uspallata permitió confirmar la *organización geosinclinal*, ortogeosinclinal, del orógeno paleoídico del oeste argentino. Al efecto se puso en evidencia que a una zona externa (miogeosinclinal) carbonática, se asocia la correspondiente zona interna (eugeosinclinal) filítica.

El estudio del área intermedia estableció el excelente desarrollo de una *zona de transfacies*, por vez primera desligada estratigráfica y geo-

tectónicamente del testimonio de la vacuidad profunda al cual pertenece la Formación Bonilla. Se propone la denominación de *Formación Buitre* para esta unidad geológica, que tiene los caracteres faciales que la distinguen por estar integrada por calcáreos, rocas clásticas cuarzosas y leptometamorfitas, en alternancia y constituyendo el engranaje entre el campo mio y eugeosinclinal.

- b) El análisis de los aspectos concernientes a la *evolución geosinclinal* comprendió el estudio de los cuatro tectonotemas del ciclo geosedimentario. Del mismo surgieron elementos que permitieron: b_1) ubicar el desarrollo de la vacuidad en el lapso Cámbrico-Ordovícico inferior a medio; b_2) diferenciar tres tipos flyschoides, que en espacio y tiempo comprenden desde la zona interna (Ordovícico superior-Silúrico) a la zona externa (Devónico-Carbónico inferior?); b_3) establecer que el hemiclo orogénico comprendió en éste sector el desarrollo de un proceso molásico y neomolásico.
- c) El estudio del magmatismo conexo incluyó las fases del magmatismo inicial, plutonismo, secue y finivulcanismo. Para la primera de ellas el *cortejo ofiolítico* expuesto a la observación y de tipo básico-ultrabásico, ofrece la posibilidad de incluir un diferenciado ácido de composición sienítica. La determinación radimétrica, método Potasio-Argón, indicó que la sienita en cuestión tuvo su emplazamiento por lo menos en el Devónico inferior (378 ± 20 m.a.), estimando el suscripto que el análisis isotópico Rubidio-Estroncio puede arrojar una mayor edad absoluta. No obstante el vínculo con la primer fase magmática es sostenida por el presente autor.

Aspectos de la asociación plutonismo intercedente-secuevulcanismo son tratados en el área de esta contribución. Por último, el examen del magmatismo basáltico, mediante el

análisis radimétrico de sus rocas, sirvió para comprobar que el mismo se inicia en el Carbónico superior. La diabasa de la quebrada de los Manantiales fue datada con una antigüedad de 315 ± 15 m.a., y ello permite además limitar, en su techo, el tiempo de deposición de la sedimentación molásica en la cual se aloja.

- d) Los resultados obtenidos fueron volcados a un mapa geológico en escala 1 : 50.000 y el mismo se ofrece como ilustración, que se complementa con secciones transversales esquemáticas.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aubouin, J., 1965. *Geosynclines*. Elsevier, Londres.
- Aparicio, E. P., 1966. Sobre el hallazgo del yacimiento fosilífero de Agua de las Cortaderas y su posición estratigráfica. *Uspallata-Mendoza. Rev. Asoc. Geol. Arg.*, XXI, 3, p. 190-193. Bs. Aires.
- Avé-Lallemant, G. D., 1889. Apuntes orográficos sobre la Cordillera de Mendoza. *Bol. Inst. Geogr. Arg.*, X, cuad. XII, p. 351-367. Buenos Aires.
- 1890. Estudios mineros en la provincia de Mendoza. La parte septentrional de la Sierra de Uspallata. *Bol. Acad. Nac. Cienc. Cba.*, XII, p. 131-176. Bs. Aires.
- 1892. Observaciones sobre el mapa del Departamento de Las Heras. *An. Mus. La Plata, 1ª ser. geol.*, I, p. 5-20. La Plata.
- Barrionuevo, L. A., 1966. Informe final N° 4. Área de Reserva II. Mina Mantos Preciosos. Inf. inéd. Plan Cordillerano. Gobierno Argentino. Fondo Especial Naciones Unidas. Bs. Aires.
- Bodenbender, G., 1896. El suelo y las vertientes de la ciudad de Mendoza y sus alrededores. *Bol. Acad. Nac. Cienc. Cba.*, XV, p. 425-486. Buenos Aires.
- Borrello, A. V., 1942. Estratigrafía y tectónica del Triásico-Retiense en los alrededores de Potrerillos (Prov. de Mendoza). Tesis inéd. MLP. La Plata.
- 1963. Tipos de regeneración tectónica en el proceso geosinclinal. *Not. CIC*, I, 7. La Plata.
- 1965. Sistemática estructural sedimentaria en los procesos de la orogénesis. *An. CIC*, VI, p. 65-93. La Plata.
- 1969 a. Los geosinclinales de la Argentina. *An. Dir. Nac. Geol. Min.*, XIV. Buenos Aires.

- 1969 b. El flysch paleoídico de Mendoza. *Act. IVas. Jorn. Geol. Arg.*, I, p. 75-89. Buenos Aires.
- 1969 c. Les Olistolithes du flysch paléozoïque de l'Argentine. *Bull. Soc. Geol. France.* (7), XI, p. 552-555. Francia.
- 1971. The Cambrian of South America. in *I. Cambrian of the New World.* C. H. Holland ed. Wiley-intersc. Londres.
- Bracaccini, O., 1946. Contribución al conocimiento geológico de la Precordillera sanjuanina mendocina. *Bol. Inf. Petr.*, 258 y 260-265. Buenos Aires.
- Caminos, R., 1965. Geología de la vertiente oriental del Cordón del Plata, Cordillera Frontal de Mendoza. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, XX, 3. Buenos Aires.
- Cingolani, C. A., 1970. Estudio geológico de la zona de La Cortadera y alrededores, Nordeste de Uspallata, Provincia de Mendoza. Tesis inéd. MLP. La Plata.
- Cosentino, J. M., 1968. Contribución al conocimiento geológico del cordón de Bonilla (Uspallata-Mendoza). *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, XXIII 1, Bs. Aires.
- Cucchi, R. J., 1971. Edades radimétricas y correlación de metamorfitas de la Precordillera. San Juan-Mendoza. República Argentina. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, XXVI, 4, p. 503-515. Buenos Aires.
- Cuerda, A. J. y Baldis, B., 1971. Silúrico-Devónico de la Argentina. *Ameghiniana*, VIII, 2. Buenos Aires.
- de Romer, H. S., 1964. Sobre la geología de la zona de El Choique, entre el cordón de los Farallones y el de Bonilla, Quebrada de Santa Elena, Uspallata (Provincia de Mendoza). *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, XIX, 1, p. 9-18. Buenos Aires.
- Dessanti, R. N. y Caminos, R., 1961. Edades Potasio-Argón y posición estratigráfica de algunas rocas ígneas y metamórficas de la Precordillera, Cordillera Frontal y Sierras de San Rafael, provincia de Mendoza. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, XXII, 2, p. 135-162. Buenos Aires.
- Frenquelli, J., 1944. Apuntes acerca del Paleozoico superior del Noroeste argentino. *Rev. MLP.*, II, *geol.* 15, p. 213-265. La Plata.
- Groeber, P., 1952. Mesozoico. Geografía de la República Argentina. *GAEA*, II. Buenos Aires.
- Harrington, H. J., 1941. Investigaciones geológicas en las Sierras de Villavicencio y Mal País. Provincia de Mendoza. *Dir. Min. y Geol.*, Bol. 49. Buenos Aires.
- Keidel, J., 1939. Las estructuras de corrimientos paleozoicos de la Sierra de Uspallata. *Physis*, XIV, 46, p. 3-96. Buenos Aires.
- Lowell, J. D., 1960. Ordovician miogeosynclinal margin in Central Nevada. *XXI Congr. Geol. Int.*, VII.
- Padula, E., Roller, E. O., Mingramm, A., Criado, P., Flores, M. A. y Baldis, B., 1967. Devonian of Argentina. *Symp. on the Dev. System*, II, Calgary, Canadá.
- Polanski, J., 1957. El bloque variscico de la Cordillera Frontal de Mendoza. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, XII, 3. Buenos Aires.
- Quartino, B. y Zardini, R. A., 1964. Significado geológico del conglomerado Carbónico del Rincón de la Aguadita (zona Norte del cordón del Naranjo) San Juan. *Bol. Inf. Petr.*, 365, p. 21-27. Buenos Aires.
- Rocha Campos, A. A., Amaral, G. y Aparicio, E. P., 1971. Algunas edades K-Ar de la "Serie Porfirítica" en la Precordillera y Cordillera Frontal de Mendoza, República Argentina. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, XXVI, 3, p. 311-316. Buenos Aires.
- Roller, E. O., 1950. Relevamiento geológico de la Hoja 23 c. Mendoza. YPF. Gerencia de Exploración. Inf. inéd. Buenos Aires.
- Roller, E. O. y Criado Roque, P., 1968. La cuenca Triásica del Norte de Mendoza. *Act. IIIas. Jorn. Geol. Arg.*, (1966), I, p. 1-76. Buenos Aires.
- 1969. Geología de la Provincia de Mendoza. *Act. IVas. Jorn. Geol. Arg.*, II, p. 1-46. Buenos Aires.
- Stappenbeck, R., 1910. La Precordillera de San Juan y Mendoza. *An. Min. Agric., secc. geol.*, IV, 3, p. 1-187. Buenos Aires.
- 1917. Geología de la falda oriental de la Cordillera del Plata (Provincia de Mendoza). *An. Min. Agric., secc. geol.*, XII, 1, p. 1-49. Buenos Aires.
- Trümpy, E., 1944. Sobre Mina "Santa Máxima". YPF. Inf. inéd. Buenos Aires.
- Zardini, R. A., 1962. Significado geológico de las serpentinitas de Mendoza. *An. Ias. Jorn. Geol. Arg.* (1960), II, p. 437-442. Bs. Aires.

Recibido el 13 de abril de 1973.

KIMMERIDGIANO vs. "KIMERIDGIANO"

Por A. C. RICCARDI¹ y R. C. WHATLEY²

RESUMEN

Se determina que las argumentaciones en favor del uso del término Kimeridgiano con una sola "m" se reducen a: 1) la posible confusión entre "Plegamiento Cimmérico" y "Piso Kimmeridgiano", especialmente al leer textos en alemán, donde el primero es expresado como "Kimmerische Faltung"; 2) que hasta 1892 el término fue usado con *una sola m*; 3) que destacados especialistas lo han usado con *una sola m*.

Al respecto se señala: 1) que el término ya ha sido escrito con diferentes ortografías, por lo cual la posible confusión al leer textos en idioma alemán, así como en cualquier otro, sólo se evita mediante un conocimiento adecuado de la lengua en cuestión; 2) que el término Kimmeridge fue usado en geología ya en el año 1816 y posteriormente, con anterioridad a 1892, *con dos m*; 3) que el término ha sido utilizado *con dos m* por el Servicio Geológico de Gran Bretaña y en la mayor parte de las obras de geología y paleontología más importantes de las últimas décadas.

ABSTRACT

In a recent paper, Stipanovic (1972), following Arkell (1933) has outlined reasons for writing the Stage name Kimmeridgian with a single "m" in place of the more commonly used spelling with two "m"'s. The basis of his arguments are: 1) that the use of two "m"'s in Kimmeridgian can lead to a confusion between the Kimmeridgian Stage and the Cimmerian earth movements, specially in the German language where the latter are rendered as *Kimmerische Faltung*; 2) that until 1892, the term Kimmeridgian was always spelt with a single "m"; and 3) that various specialists, such as Arkell, have previously written the word with a single "m".

The authors present evidence to the effect that: 1) given the fact that the term has already been used with different spellings, the possible confusion in the German language can only be avoided by foreigners with a fair knowledge of that language; 2) the first geological usage of Kimmeridge was by Webster in 1816 in which the spelling was with two "m"'s, and that different authors also spelt the word with two "m"'s before 1892. Also presented, is an outline of the history of the spelling of Kimmeridge since 1086, and a discussion of the possible origins of the name; 3) in the papers published by the Geological Survey of Great Britain and in the majority of important geological and paleontological works of the last decades, the spelling of Kimmeridgian has always been with two "m"'s.

¹ Miembro de la Carrera del Investigador Científico del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Museo de Ciencias Naturales, La Plata, Argentina.

² Profesor invitado, Universidad Nacional de La Plata, Buenos Aires, Argentina, y Department of Geology, University College of Wales, Aberystwyth, Inglaterra.

Recientemente Stipanovic (1972) ha efectuado algunas apreciaciones sobre la correcta ortografía de los términos *Kimmeridgiano* y *Cimmérico*. Si bien el tema puede parecer a primera vista intrascendente, dicho autor ha destacado la necesidad de “depurar al máximo —o bien por lo menos intentar hacerlo—, todo tipo de nomenclatura geológica que por diversos motivos no sea correcta o bien pueda provocar confusiones” (p. 249).

Tomando en consideración, lo expuesto por Stipanovic (*op. cit.*) y el hecho de que lo propuesto por dicho autor, con respecto a la utilización del término *Kimmeridgiano* con *una sola m* en lugar de *dos*, difiere de las conclusiones a las que han arribado los autores, es que se ha planteado la necesidad de efectuar la presente publicación.

Es de señalar no obstante que estas líneas, más que una crítica a un trabajo anterior, constituyen un complemento a lo ya tratado en éste, de manera tal que todos aquellos que se encuentren interesados en el tema, puedan, sobre la base de todos los elementos de juicio presentados en ambos trabajos, extraer sus propias conclusiones.

Según Stipanovic (*op. cit.*, p. 250) ya “Arkell (1933, p. 441) con su proverbial claridad había señalado las razones que aconsejaban escribir *Kimmeridgiano* (Piso) con *una sola m*”, no obstante lo cual “en las Actas del Coloquio del Jurásico que se realizó en 1962 en Luxemburgo (Colloque, 1964, págs. 79, 82, 85), convocado por la Comisión de Estratigrafía del Congreso Geológico Internacional, se siguió usando la ortografía de *dos m* para el Piso *Kimmeridgiano*”.

Continúa Stipanovic (*op. cit.*) puntualizando que “autores de elevado prestigio mundial, como Gregory (1939, pág. 21) y otros, incurrieron en evidente error al consultar textos escritos en alemán, y confundir la forma adjetivada de este idioma ‘*Kimmerische Faltung*’ (plegamiento *cimmérico*) con el piso ‘*Kimmeridgiano*’, así escrito con *dos*

m, del Jurásico superior (Arkell, 1956, pág. 636)”.

Menciona Stipanovic (*op. cit.*) que “el término ‘*Kimeridge*’, para referirse a las ‘*Kimeridge Clay*’, escrito con *una sola m*, corresponde a una ortografía que usaron Woodward, Damon y otras autoridades del Jurásico inglés (Arkell, 1933, pág. 441; 1956, pág. 20), mientras que el neologismo ‘*Kimmeridge*’, con *dos m*, no era conocido hasta fines del siglo pasado, cuando en 1892 lo introdujeron Webster y Buckland (*op. cit.*). Concretamente, anota Arkell que de acuerdo con Hutchins (*History of Dorset*, 2ª edic., 1774, pág. 193), el término figuró como ‘*Kymerisch*’, en el año 1293 y bajo la forma de ‘*Cameric*’ en el *Domesday Book* del año 1085. Bajo tal grafía, es decir con *una sola m*, se lo usó hasta 1892 (Arkell, 1933, pág. 441)”.

Así, prosigue Stipanovic (*op. cit.*) “puede observarse que numerosos autores, de gran prestigio internacional y que se caracterizan justamente por la prolija y ajustada presentación de sus escritos, han usado el término de *Kimmeridgiano* (para Piso), con *una sola m* (Haug, 1911, vol. II, pág. 1045 y sig.; Termier et Termier, 1952, pág. 483 y sig.; etc.)”.

De acuerdo con todo lo expuesto los argumentos de Stipanovic (*op. cit.*) — en parte siguiendo a Arkell (1933) — en favor del uso de *Kimmeridgiano* con *una sola m*, se pueden resumir en tres puntos: 1) la utilización de *dos m* en *Kimmeridgiano*, conjuntamente con la de la expresión *Movimientos Kimméricos* (o *Kimmerische Faltung* en alemán) con “K”, para referirse al ciclo diastrófico ocurrido entre la base del Jurásico y el Cretácico medio, puede llevar a una ortografía idéntica en ambos términos que dé lugar a confusiones, las que al parecer, según el ejemplo dado, serían más factibles en el idioma alemán; 2) hasta 1892 el término *Kimmeridgiano* no se usó con *una sola m*; 3) destacados especialistas han usado el término con *una sola m*.

Con respecto a estos argumentos caben los siguientes comentarios:

1) La confusión en el idioma alemán en el significado de *Kimmeridgian* y *Kimmerische Faltung* es un problema que aparentemente no se produce entre los científicos alemanes, la mayor parte de los cuales no tiene dificultad para seguir usando estos términos con la ortografía expuesta. De allí que parece más lógico suponer que la posible confusión de los mismos por parte de autores no alemanes, más que debida a la existencia de *una o dos m* y de *una K o una C*, parece tener su origen en una escasa familiaridad con la lengua alemana. En lo que respecta al idioma castellano, no es evidente que pueda haber lugar a confusión entre “Movimientos Kimméricos” y “Piso Kimmeridgiano”. Pero aún si la hubiera, la modificación de los términos propuesta por Stipanovic (*op. cit.*), de adoptarse en nuestro país, en nada contribuiría a solucionar el problema que se presentaría al leer textos en alemán, siendo de destacar que tampoco tal modificación resultaría efectiva de aceptarse en dicho idioma. Aquí es de señalar que también algunos autores alemanes (cf. Hölder, 1964, p. 136) han utilizado el término Kimeridgiano con *una sola m*, lo que al parecer se basa en uno de los argumentos utilizados por Arkell (*op. cit.*) que será discutido más adelante, y según el cual el nombre de la localidad se conoció primero como Kimeridge con *una sola m*. No obstante lo cual se debe puntualizar que en ningún momento se menciona como argumento una posible confusión entre los términos Kimeridge (o Kimmeridgium) y “Kimmerische Faltung” o “Kimmerische Tektonik”. Por otra parte es de tener en cuenta que los autores alemanes siguen utilizando la “K” en “Kimmerische” (cf. Hölder, 1964, pág. 467, 485, 506, 589) y que en la literatura geológica muchos de estos autores han usado y siguen usando el término Kimmeridgian con *dos m*, mien-

tras que otros lo han hecho y lo hacen *con una*. Si se toma esto en consideración y se reconoce que sería imposible cambiar lo ya escrito y uniformar criterios al respecto a la brevedad, se hace difícil suponer que la probable confusión señalada por Arkell (*op. cit.*) y Stipanovic (*op. cit.*) puede ser solucionada de otra manera que no sea por medio de un conocimiento adecuado, de la lengua, del tema y del contexto en el cual es utilizado el término.

Es obvio por otra parte, que en traducciones pueden surgir confusiones de distinto tipo, y que en la misma o en diferentes lenguas existen palabras con la misma ortografía y distinto significado. Este es un problema cuya solución ideal sería un idioma universal desprovisto de homónimos, pero cuya solución real sólo se halla en el conocimiento adecuado que se debe poseer para hacer uso de textos en idiomas diferentes al propio.

De lo expuesto es evidente que el argumento carece de fundamentos, y que sería más adecuado tratar de resolver, con otros elementos de juicio, cuál es la ortografía que corresponde utilizar para la palabra en discusión.

2) Con respecto al hecho de que hasta el año 1892 el término Kimmeridgiano se habría utilizado con *una sola m*, cabe destacar que esto no es exacto.

Este vocablo ya fue utilizado *con dos m*, en un contexto geológico por Webster en 1816, al señalar (p. 187) que “*After passing Worth barrow bay ... a line of cliffs appeared... This is called Gad cliff. On the top is the series of thin Purbeck limestone strata, which in the west end are level with the sea; but they suddenly rise to the east, exposing more and more of the oolite below; and at the east end they are cut off entirely by the slope of the hill, and are not seen again along this shore. The oolite also rises to the east, and is cut off in the same manner, other strata from below it, and entirely different, making their appearance; and*

forming a low, but vertical, cliff, of which the strata are horizontal.

This is the place called Kimmeridge, well known as producing a singular species of coal... (It)... is found in the face of the cliff, where it forms a bed two or three feet thick. Compressed shells of the *cornua ammonis*, converted into pyrites, are not unfrequent in it.

The whole of the Kimmeridge strata, consisting of a series, of argillaceous and calcareous layers, are situated below the Portland oolite; by which I mean, that their geognostic place is lower, for the oolite is no longer seen here... In this extent are the bays of Kimmeridge and Encombe."

Como se puede apreciar el término Kimmeridge se halla escrito con dos m, y con la misma ortografía fue utilizado, con anterioridad al año 1892, por Fitton (1836) al describir la composición de estos estratos, así como por d'Orbigny (1842) y Blake (1875).

En lo que respecta a la evolución del término, parcialmente mencionada por Arkell (1933, 1956) y citada por Stipanovic (1972), puede señalarse que según Fägersten (1933) las sucesivas ortografías serían las siguientes (se agrega también el año de utilización y la referencia bibliográfica correspondiente):

1. Cameric, 1086, *Domesday Book*, ed. A. Farley and H. Ellis. 4 vols. London. 1783-1816.
2. Cvneliz, 1086, *idem*.
3. Kimerich, 1212, *The book of fees commonly called Testa de Nevill* 1198-1293. London 1920-31.
4. Kemerich, 1230, *The great roll of the pipe*. The Pipe Roll Society. London 1884.
5. Cumerig(g), Cumerygg(e), 1285, *Feudal Aids 1284-1431*. London 1889-1920.
6. Kymerych, Kymerich, 1291, *Taxatio ecclesiastica Angliae et Walliae circa A. D. 1291*. London 1802.

1303-1431, *Feudal Aids 1284-1431*. London 1889-1920.

1333, *Subsidy rolls for 1327 and 1333*.

7. Kymerigh, 1303, *Feudal aids 1284-1431*. London 1889-1920.
8. Kymershe, 1373, *Calendarium inquisitionum post mortem*. London 1806-28.
9. Cumerigh (Cumerich), 1303, *Feudal Aids 1284-1431*. London 1889-1920.
10. Cumerych, 1340, *Nonarum inquisitiones temp. regis Edwardi III*. London 1807.

Cabe agregar que según Hutchins (1774) la localidad también fue conocida en un tiempo como BOTTERIDGE.

En lo que respecta al origen del nombre, según Fägersten (1933) resulta imposible dar una interpretación plausible del mismo (p. 134), aunque considera que quizás sea de origen celta (p. XV nota 4 al pie). Esto sería confirmado por la existencia en idioma celta antiguo de la palabra CYMMRE que significa "a place of hills and hollows" (*Evening Echo Book of Local Names*). No obstante lo apuntado, según el profesor Geraint Gruffydd, del Departamento de Galés del University College of Wales (*in litt.* 9.2.73), una de las principales autoridades en lenguajes célticos, se debería aceptar la opinión de Smith (1956) quien señala que Kimmeridge deriva de los vocablos del inglés CYME y RIC, que significan "lovely, splendid" y "a narrow strip" respectivamente. Esto concuerda, en parte, con lo expresado por Ekwall (1960) quien indica que el significado de RIC y CYME es "a stream" y "convenient" respectivamente.

Conviene destacar que, como se verá inmediatamente, todo lo expresado con respecto a la evolución en la ortografía de este término, así como el hecho de que el mismo haya sido utilizado con una sola m, al igual que en "The Ordnance map of 1811 (Sheet 16, Old Se-

ries)” (cf. Arkell, 1947, p. 68 al pie), sólo tiene significación histórica.

En la actualidad, y tal como se lee en Fägersten (1933, p. 134), se utiliza la ortografía *con dos m*. A partir de 1892 el Servicio Geológico de Gran Bretaña lo ha utilizado *con dos m* (cf. Arkell, 1947, p. 68 al pie) y así lo utilizó Arkell (1947) en la Memoria del Servicio Geológico de Gran Bretaña donde describe “The Geology of the Country around Weymouth, Swanage, Corfe and Lulworth”. Con idéntica ortografía se lo encuentra en el “*Ten Mile Geological Map of Great Britain*” y en la Hoja Geológica de Weymouth (Sheet 342) editadas por el Servicio Geológico de Gran Bretaña. Tal ortografía, que corresponde a la de la localidad homónima (fig. 1) es actualmente aceptada y utilizada en todos los trabajos geológicos que se efectúan en Gran Bretaña, y en obras de importancia internacional tales como “*The Phanerozoic Time Scale*” (Harland *et al.*, 1964), “*The Fossil Record*” (Harland *et al.*, 1967) editados por la Geological Society of London y la Palaeontological Associa-

tion y el “*Treatise on Invertebrate Paleontology*” (Moore, 1953 - ...).

En cuanto a la aplicación de una presunta regla de prioridad, implícita en la afirmación de que con anterioridad a 1892 el término Kimmeridgiano se escribía con *una sola m*, cabe señalar, que en lo que a geología se refiere en la primera mención conocida por los autores (Webster, 1816) la ortografía usada es *con dos m*. Mientras que si se considera en cambio, al margen del problema geológico, la ortografía más antigua, el uso de Kimeridgiano con *una sola m* no se justificaría más que el de cualquiera de las otras ortografías indicadas por Fägersten (1933, ver más arriba), con excepción de CAMERIC, que de seguirse tal regla debería ser adoptada por ser la más antigua conocida.

Esta última posibilidad debe sin embargo ser descartada por razones prácticas. La localidad es conocida por *Kimmeridge* y así se acepta el término en todo el mundo. Pretender volver a ortografías antiguas implicaría negar la evolución existente en un idioma e in-



Fig. 1. — Señal caminera correspondiente a la localidad de Kimmeridge, Dorsetshire, Inglaterra

producir confusión donde no la hay. Por otra parte, si sobre la base de tal regla de prioridad se aceptase una modificación de esta naturaleza, también se deberían cambiar las ortografías de los nombres de otros Pisos estratigráficos basados en localidades inglesas.

Es evidente pues, que el término *Kimmeridge* fue usado en geología ya en el año 1816, y posteriormente, *con dos m*; que a fines del pasado y en el curso del presente siglo ha sido utilizado en Gran Bretaña *con dos m*, con la excepción parcial de Arkell (1956, *non* 1947); que de seguirse una presunta regla de prioridad, en geología este nombre habría sido usado por primera vez *con dos m*, mientras que al margen de la geología correspondería adoptar CAMERIC.

3) Finalmente, el hecho de que Arkell y otros especialistas hayan usado el término Kimeridgian con *una sola m* carece de significación en esta argumentación, dado que el mismo Arkell y otros autores igualmente importantes como los ya mencionados, así como organismos oficiales de Gran Bretaña lo han usado y lo usan con dos.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece al profesor R. Geraint Gruffydd del Departamento de Galés y al Dr. Desmond Slay del Departamento de Inglés, ambos del University College of Wales, Aberystwyth, por sus valiosas opiniones y comentarios sobre el origen del nombre *Kimmeridge*, así como al Dr. J. Whittaker del Departamento de Paleontología, British Museum of Natural History, y a Mr. T. Williams, de Bournemouth, Inglaterra, por haber facilitado bibliografía inexistente en la República Argentina. También se agradece a los doctores A. Amos y E. ROLLER de la Universidad Nacional de La Plata, Argentina, y R. VICENCIO del Royal Ontario Museum, Canadá, por ha-

ber leído críticamente el manuscrito original.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Arkell, W. J., 1933. *The Jurassic System in Great Britain*. v-xii, 1-681, pl. I-XLI, text-figs. 1-95. Oxford and The Clarendon Press, London.
- 1947. *The Geology of the Country around Weymouth, Swanage, Corfe and Lulworth*. *Mem. Geol. Surv.* i-xv, 1-386, text-figs. 1-84, plates I-XIX. London.
- 1956. *Jurassic Geology of the World*. xv + 757 pp., pl. 1-46, text-figs. 1-102. Oliver and Boyd Ltd, London.
- Blake, J. F., 1875. On the Kimmeridge Clay of England. *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, XXXI (2), 196-233, pl. XII.
- Colloque du Jurassique, 1964. *Colloque du Jurassique*, Luxembourg, 1962. *Compt. Rend. et Mém., Inst. Grand Ducal, Sect. Phys. et Mathém.* 948 pp. Luxembourg.
- Ekwall, E., 1960. *The Concise Oxford Dictionary of English Place Names*. 4^a ed. Oxford Univ. Press.
- Evening Echo Book of Local Names, 1961. *What's in a Name?* pp. 1-170. Southern News Paper Ltd.
- Fägersten, A., 1933. *The Place Names of Dorset*. 335 pp. A-B. Lundequistska Bokhandeln Uppsala.
- Fitton, W. H., 1836. Observations on some of the Strata between the Chalk and the Oxford Oolite, in the South East of England. *Trans. Geol. Soc. London*, 2^a Ser. IV (2): 103-388.
- Gregory, J. W., 1939. *The Structure of Asia*. London.
- Geological Survey of Great Britain, 1949. *Weymouth*, Sheet 342.
- 1957. *Geological Survey "Ten-Mile" Map of Great Britain*. Sheets 1 & 2.
- Harland, W. B. et al (Eds.), 1964. The Phanerozoic Time Scale, A Symposium. *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, Suppl. 120S, VIII + 458.
- 1967. *The Fossil Record*. XII + 828 pp. Geological Society of London.
- Haug, E., 1911. *Traité de Géologie*, II: 539-1396, fig. 196-404, pl. LXXII-CXIX.
- Hölder, H., 1964. Jura. In Lotze, Fr. (Ed.), *Hanbuch der Stratigraphischen Geologie*, Bd. IV: xv + 603 pp., 158 figs., 43 tab. Stuttgart.
- Hutchins, J., 1774. *The History and Antiquities of the County of Dorset*, vol. I: xxix + 618 pp.; vol. II: 528 pp. London.
- Moore, R. C. (Ed.), 1953.... *Treatise on Invertebrate Paleontology*. Pts. A-X. Geological Soc. America & Univ. Kansas Press.

- Orbigny, A. d', 1842. *Paléontologie Française. Terrains Oolitiques ou Jurassiques*. T. I, pp. 1-642.
- Smith, A. H., 1956. *English Place Name Elements*. Cambridge.
- Stipanovic, P. N., 1972. Kimeridgiano (Piso) vs. Cimmérico (Diastrofismo). *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, XXVII, 2, 249-253.
- Termier, H. y Termier, G., 1952. *Histoire Géologique de la Biosphère*. 1.721 pp., 117 figs., lám. I-VIII, 35 cartas. Masson et Cie. Ed. Paris.
- Webster, T., 1816. *Additional Observations, chiefly Geological, on the Isle of Wight and adjacent Coast of Dorsetshire: in a series of letters to Sir H. Englefield. Letter IX. Dorsetshire*. In: Englefield H. C., *A description of the principal picturesque beauties, antiquities and geological phenomena of the Isle of Wight*. xxvii + 238 pp., 50 lám., Payne & Foss, London.

Recibido el 29 de junio de 1973.

ESTUDIO SOBRE BLENDAS ARGENTINAS

Por V. ANGELELLI *, M. K. DE BRODTKORB,**, H. B. NICOLLI **
E I. B. A. SCHALAMUK **¹

RESUMEN

En este trabajo se presenta una investigación geoquímica y mineralógica de blendas pertenecientes a 18 yacimientos argentinos de distinta posición genética. En cada muestra se determinaron sus características físicas (densidad, microdureza, parámetro α_0 , textura, etc.) como también su composición química. Del estudio de la distribución de los elementos acompañantes del cinc (Fe, Mn, Cd, Co, In, Ga y Ge) se esboza, en líneas generales, una cierta ley de concentración de los mismos conforme con las condiciones de depositación (temperatura y presión) de las blendas.

ABSTRACT

Sphalerites from 18 argentine ore deposits of different genetic position are studied under a geochemical and mineralogical point of view. Their physical characteristics (density, microhardness, parameter α_0 , texture, etc.) and their chemical composition, are determined. The distribution of zinc associated elements (Fe, Mn, Cd, Co, In, Ga and Ge) suggest contents-law depending on deposition temperature and pressure of sphalerites.

INTRODUCCION

La realización de este trabajo ha constituido una larga aspiración de parte de algunos de sus autores, por determinar la geoquímica de los elementos contenidos en nuestras blendas y acorde con los resultados que se obtuviesen, sacar conclusiones —parangonándolos con los registrados en estudios ya efectuados— respecto de sus características físicas y contenido en elementos menores y elementos trazas, en vinculación con las condiciones de depositación de dicho sulfuro.

* Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de la Plata.

** Investigador del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

¹ Con la colaboración de I. N. Cohen y N. D. Rudelli en el análisis por activación neutrónica y de F. Azcoaga y D. A. Batistoni en el análisis espectrográfico.

Representa un gran esfuerzo particularmente en su aspecto analítico, a cuyo efecto se recurrió a análisis espectrográficos y químicos y a la técnica de la activación neutrónica, aplicada a minerales por primera vez en el país.

1. CONSIDERACIONES GENERALES ACERCA DE LA BLENDA

La blenda o esfalerita, uno de los sulfuros más comunes, está presente prácticamente en todas las concentraciones de sulfuros hipogénicos, tanto en aquéllos relacionados con procesos de reemplazo pirometasomático cuanto en los correspondientes a depositaciones de carácter epitermal.

Se caracteriza por ser portadora de elementos tales como Fe, Mn y Cd en proporciones variables, generalmente

menores del 1 % para los dos últimos, llegando hasta más del 10 % para el caso de Fe. Deer, Howie y Zussman (1962) mencionan contenidos extremos del 26% para Fe y hasta 4.5 % para Cd y Mn. Los oligoelementos más característicos son: In, Ge, Ga, Co y Tl.

Se trata de uno de los minerales más estudiados debido al contenido de los elementos citados precedentemente. Al respecto, Fleischer (1955) se refiere a la existencia de más de 100 títulos; presenta dos extensas tablas en las que indica el contenido de elementos menores y trazas, indicando además las condiciones de máxima concentración de los mismos.

Desde hace casi 20 años se vienen realizando estudios experimentales de subsólidos en sistemas de fases ZnS-FeS, ZnS-FeS-FeS₂; diagramas de equilibrio de Fe-Zn-S, etc., con sugerencias de aplicación de la blenda como elemento geotermométrico e incluso geobarométrico.

Las blendas, acorde con las condiciones de depositación, presentan desmezclas (exsoluciones) de calcopirita, pirrotina e incluso de estannita.

La estructura cristalina teórica de la blenda, puede presentar imperfecciones por sustituciones de cinc y también del azufre, por Se y O en el caso de las blendas sintéticas; por defectos de estructura, dislocaciones, inclusiones, etc.

El estudio de blendas por difracción de rayos X (Smith, 1955) ha demostrado la existencia de varios tipos posibles de empaquetamiento cúbico y hexagonal. Dicho autor manifiesta que las blendas ópticamente isotrópicas son raras, aproximándose a tal condición las de yacimientos de alta temperatura; en tanto que las originadas a baja temperatura muestran mezclas politípicas sustancialmente con empaquetamiento hexagonal (como el de la wurzita). Es motivo de investigaciones actuales la relación entre los tipos de empaquetamiento, composición, temperatura y otras condiciones de cristalización.

Respecto de la dimensión de la celda unitaria (Skinner, 1961), como re-

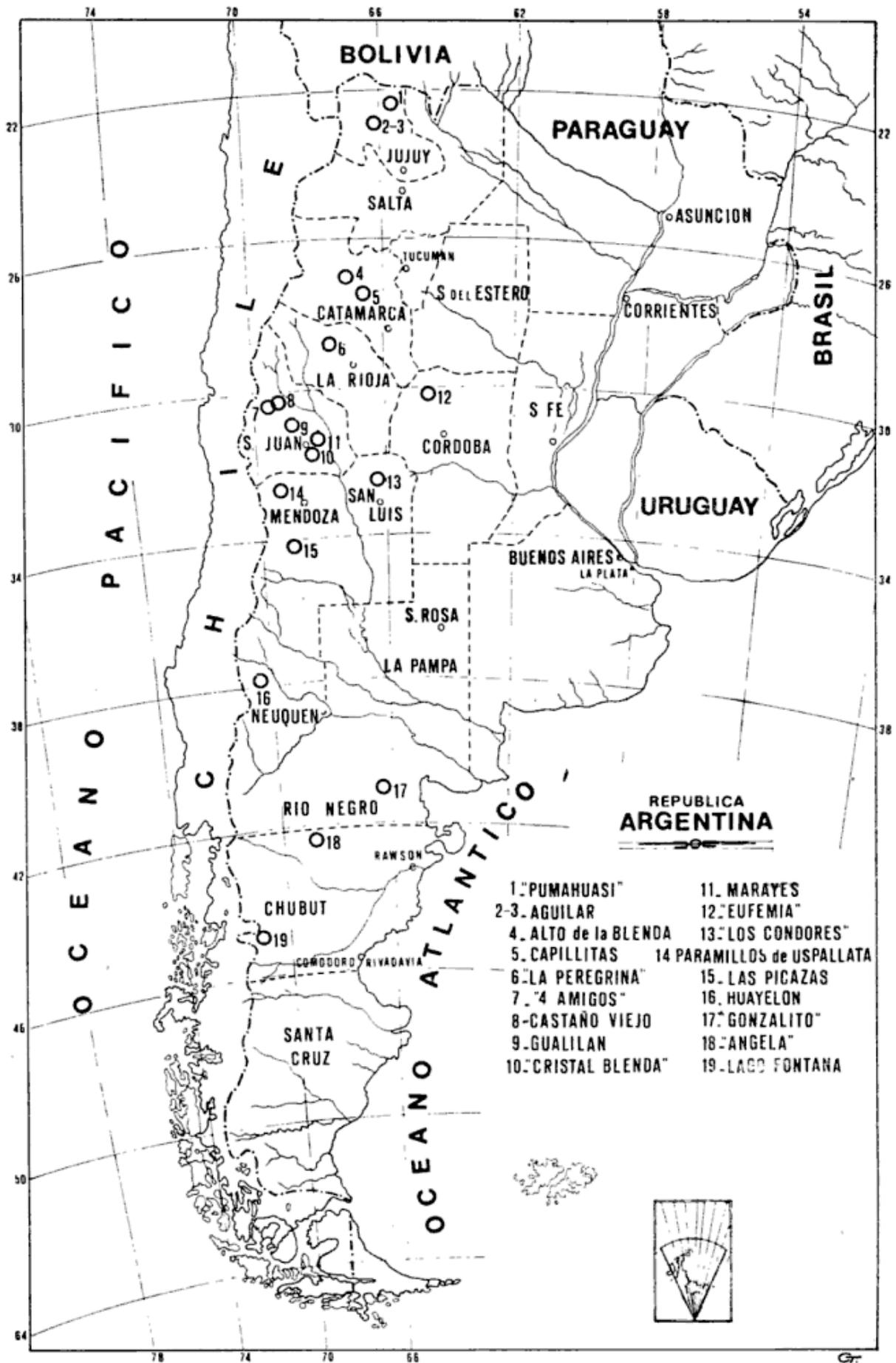
sultado de un extenso estudio de fases en relación al sistema ZnS, FeS y MnS, ésta podría ser expresada en término de su composición por la siguiente ecuación:

$$a_0 = 5,4093 + 0,00045X + 0,00424Y + 0,00202Z, \text{ donde } X, Y \text{ y } Z \text{ representan contenidos, en moles por ciento de } FeS, CdS \text{ y } MnS, \text{ en } (\text{\AA}) \text{ angstrom. La dimensión de la celda a } 25^\circ \text{ sería de } 5,4093 \pm 0,002 \text{ \AA}.$$

Las esfaleritas han sido asimismo investigadas desde el punto de vista de sus propiedades respecto de la relación que guardarían sus contenidos; esencialmente en Fe, con su reflectividad, microdureza, densidad y luminiscencia.

Kullerud, 1953 (citado por Scott y Barnes, 1971) realiza el estudio del sistema binario ZnS-FeS y sugiere el uso de la blenda como geotermómetro. Más adelante, Barton y Kullerud (1957 y 1958) señalan que el conjunto blenda-pirita puede ser empleado como termómetro geológico si se conoce la presión parcial del vapor de azufre. Las investigaciones realizadas por Barton y Toulmin (1966) concluyen que las condiciones de equilibrio del sistema Fe, Zn, S se mantienen entre 580° y 850° C, siendo de interés geológico el conjunto de blenda + pirita + pirrotina, pero desafortunadamente estos diagramas de equilibrio no pueden ser extrapolados a temperaturas inferiores, siendo por ello no aplicables a depósitos originados a baja temperatura.

Scott y Barnes (*op. cit.*), continuando esta apasionante investigación con miras a definir, como otros autores, la factibilidad de utilizar la blenda como geotermómetro, demuestran que el FeS contenido en la blenda aún en equilibrio con la pirrotina, no es aconsejable —sin la información de la fugacidad del azufre— como elemento geotermométrico. Más interés geológico ofrecería la triple fase blenda - pirita - pirrotina. Cálculos apoyados en experimentos hidrotermales respecto de la composición de la blenda en equilibrio con pirita y pirrotina hexagonal, podrían ser de apli-



Plano de ubicación de los yacimientos considerados

cación como geobarómetro ya que hay pocas herramientas geológicas al respecto.

1. SELECCIÓN DE LAS MUESTRAS

Las blendas motivo del presente estudio corresponden a yacimientos de muy distinta formación genética y proceden, en su mayor parte, de muestras de colecciones existentes en la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata y del Servicio Nacional Minero-Geológico (ex-Dirección Nacional de Geología y Minería).

Se procuró que dichas esfaleritas co-

rrespondieran a depósitos hidrotermales, de variadas condiciones de temperatura, dentro de la zonación hidrotermal, incluyendo algunas relacionadas con procesos pirometasomáticos. En el conjunto predominan las que pertenecerían a la zona mesotermal, ya que en ella están comprendidos la mayoría de nuestros yacimientos plumbo-cincíferos.

En el cuadro I se señala la procedencia de las muestras, la asociación mineralógica predominante, los elementos característicos y el tipo de yacimiento a que pertenece la blenda en cada caso, acorde con el conocimiento que se tiene sobre el particular (Angelelli, *et al.*, 1970). (Ver plano de ubicación).

CUADRO I

Blendas de yacimientos argentinos

Muestra	Procedencia	Asociación mineralógica	Elementos	Tipo de yacimiento
1....	«Pumahuasi»-Jujuy	Galena, blenda, pirita, baritina, anquerita	Pb, Zn	Epitermal
2....	Sierra de Aguilar, Jujuy (blenda oscura)	Galena, blenda, pirita, pirrotina, calcopirita, silicatos (rodonita, bustamita, wollastonita, etc.), cuarzo	Pb, Zn, Ag	Pirometasomático, Hipotermal (?)
3.....	Sierra de Aguilar, Jujuy (blenda clara)	Galena, blenda, pirita, pirrotina, calcopirita, silicatos (rodonita, bustamita, wollastonita, etc.), cuarzo	Pb, Zn, Ag	Pirometasomático, Hipotermal (?)
4.....	Alto de la Blenda, Agua de Dionisio, Catamarca	Blenda, minerales de manganeso, cuarzo	Au, Mn	Epitermal
5.....	Capillitas, Catamarca	Enargita, calcopirita, bornita, cuarzo, galena, blenda, rodocrosita	Cu, Pb, Zn, Au, Ag	Mesotermal-Epitermal
6.....	«La Peregrina», Famatina, La Rioja	Argentita, proustita, blenda, galena en siderita	Ag	Mesotermal

CUADRO I (Cont.)

Muestra	Procedencia	Asociación mineralógica	Elementos	Tipo de yacimiento
7.....	« Cuatro Amigos », Castaño Viejo, San Juan	Galena, blenda, pirita, cal- copirita, cuarzo	Pb, Zn, Cu	Mesothermal
8.....	Castaño Viejo (Veta Compañía), San Juan	Galena, blenda, pirita, cal- copirita, cuarzo	Pb, Zn, Cu	Mesothermal
9.....	Gualilán, San Juan	Pirita, blenda, hedenber- gita, cuarzo	Au, Zn	Hipotermal (reem- plazo)-mesothermal
10.....	« Cristal Blenda », San Juan	Blenda, cuarzo	Zn	Mesothermal
11.....	Veta Blanca, Mara- yes, San Juan	Blenda, pirita, arsenopiri- ta, cuarzo	Zn	Mesothermal
12.....	« Eufemia », Córdo- ba	Galena, blenda, pirita, cal- copirita, cuarzo	Pb, Zn, Ag	Mesothermal
13.....	« Los Cóndores », San Luis	Wolframita, scheelita, pi- rita, calcopirita, blenda, cuarzo, muscovita	W, Cu	Hipotermal
14.....	Paramillos de Us- pallata, Mendoza	Tetraedrita, blenda, gale- na, pirita, calcopirita, en siderita y cuarzo	Ag, Pb, Zn	Mesothermal-Epiter- mal
15.....	Las Picazas, Men- doza	Galena, blenda, pirita, cal- copirita, arsenopirita, cuarzo	Pb, Zn, Ag As	Mesothermal
16.....	« Victoria », Hua- yelón, Neuquén	Galena, blenda, calcita	Pb, Zn, Ag	Epitermal
17.....	« Gonzalito », Río Negro	Galena, blenda, pirita, cal- copirita	Pb, Zn	Mesothermal
18.....	« Angela », Los Ma- nantiales, Chubut	Galena, blenda, pirita, cal- copirita, cuarzo	Pb, Zn, Cu Au, Ag	Mesothermal
19.....	Lago Fontana, Chubut	Galena, blenda, pirita, cal- copirita, cuarzo	Pb, Zn	Epitermal

En la realización de este estudio no ha sido posible tener en consideración, salvo el caso de Aguilar, los distintos tipos de blendas presentes en los yacimientos seleccionados. Así, por ejemplo, se sabe de la existencia de dos generaciones de blenda en la mena de Paramillos de Uspallata; en el mineral de "La Peregrina", cuya formación ha de obedecer, obviamente, a distintas condiciones de temperatura.

A los efectos de su estudio roentgenográfico y químico se recurrió a la selección rigurosa del material bajo el binocular, a fin de lograr muestras de la mayor pureza posible.

2. PROPIEDADES FÍSICAS

Color. Megascópicamente las blendas estudiadas se presentan con colores que varían de pardo oscuro a claro matizados con tonos amarillentos; de la misma manera el color de sus rayas oscila entre pardo rojizo y blanco amarillento. Las muestras pertenecientes a Las Picazas, "Los Cóndores", Gualilán y Aguilar (2), aparecen con colores pardo-oscuros a negros, opacas, y con rayas rojizas o pardo-rojizas; las de Marayes, Huayelón, "Cristal Blenda", "Eufemia", "4 Amigos", Capillitas, Castaño Viejo, Lago Fontana y Alto de La Blenda, se presentan con tonos pardo-claros y con ra-

CUADRO II

Densidad de las muestras estudiadas

Muestra N°	Densidad	Muestra N°	Densidad
1.....	3,982	11.....	4,004
3.....	3,957	12.....	4,018
4.....	4,010	16.....	4,040
6.....	4,040	17.....	4,020
7.....	3,992	19.....	4,010
10.....	3,946		

yas pardo - amarillentas y fundamentalmente las procedentes de "La Peregrina", "Gonzalito", "Angela", "Pumahua-si" y Aguilar (3) ostentan tonos pardo-amarillentos (ambarinos) y sus rayas suelen ser blanco amarillentas.

Densidad. Mediante el método del picnómetro y utilizando tolueno, se estableció la densidad de las muestras que no presentaban desmezclas o que las contenían en muy pequeñas proporciones. A tal efecto se seleccionaron 12 muestras que reunían tales condiciones.

Los valores obtenidos (promedios de cuatro determinaciones) oscilan entre 3,946 y 4,04. Dicha variación, como se verá más adelante, está relacionada con el contenido en hierro de cada muestra.

CUADRO III

Valores de microdurezas de blendas

Muestras	DV · 50 g	DV · 100 g	Muestras	DV · 50 g	DV · 100 g
1.....	259	241	11.....	258	216
2.....	270	246	12.....	286	244
3.....	254	238	13.....	276	226
4.....	248	216	14.....	248	234
5.....	253	213	15.....	266	213
6.....	215	197	16.....	242	206
7.....	248	234	17.....	228	198
8.....	255	229	18.....	246	206
9.....	264	214	19.....	253	223
10.....	266	222			

Microdureza. En su determinación se utilizó el microesclerómetro Durimet Leitz con diamante Vickers perteneciente al actual Servicio Nacional Minero-Geológico. Se emplearon en el estudio, cargas de 50 y 100 g, practicándose dos determinaciones en cada caso y en diferentes direcciones.

Los valores promedios obtenidos, que se indican en el cuadro III serán interpretados más adelante con relación a los respectivos contenidos en hierro de cada muestra.

3. OBSERVACIONES CALCOGRÁFICAS

Las blendas por lo general se presentan en forma de granos redondeados hasta poligonales. El tamaño de los individuos varía, en un mismo yacimiento, entre 1 mm y décimas de micrón.

Las maclas son muy comunes y las tablillas polisintéticas se desarrollan con frecuencia en distintas direcciones. En general, son visibles por corrosión, pero en el caso de la blenda clara de Aguilar, se han observado maclas a simple vista.

Como ya se señaló, la blenda presenta frecuentemente desmezclas de variados minerales, en tamaños que oscilan desde submicroscópicos hasta pocos micrones. De las observaciones efectuadas en las 19 muestras consideradas, surgió que las blendas de Marayes, Castaño Viejo, "Angela" y "Peregrina" poseen sólo desmezclas de calcopirita. La blenda oscura de Aguilar (microfotografía 1) presenta desmezclas de pirrotina (excepcionalmente grandes, de 20 a 100 micrones), en tanto que las de Gualilán (microfotografía 2), "Cristal Blenda", "Los Cóndores" y Las Picazas acusan desmezclas de calcopirita y, en menor proporción, de pirrotina. La muestra de "4 Amigos" posee estannita y la de Capillitas, tetrahedrita.

La participación de estas especies como desmezclas es en algunos casos menor que 1 %, oscilando en otros entre 1 y 5 % para llegar en Las Picazas a

más de 10 %, como se puede apreciar en el cuadro IV. La distribución de estas desmezclas puede ser regular o irregular dentro de la masa de la blenda, ordenándose en el primer caso según direcciones cristalográficas.

En las blendas de "Pumahuasi", Aguilar (variedad clara), "Victoria", Lago Fontana y Paramillos de Uspallata no se observaron desmezclas, siendo éstas muy escasas en las de "Eufemia", "Gonzalito", "Cristal Blenda" y Alto de La Blenda.

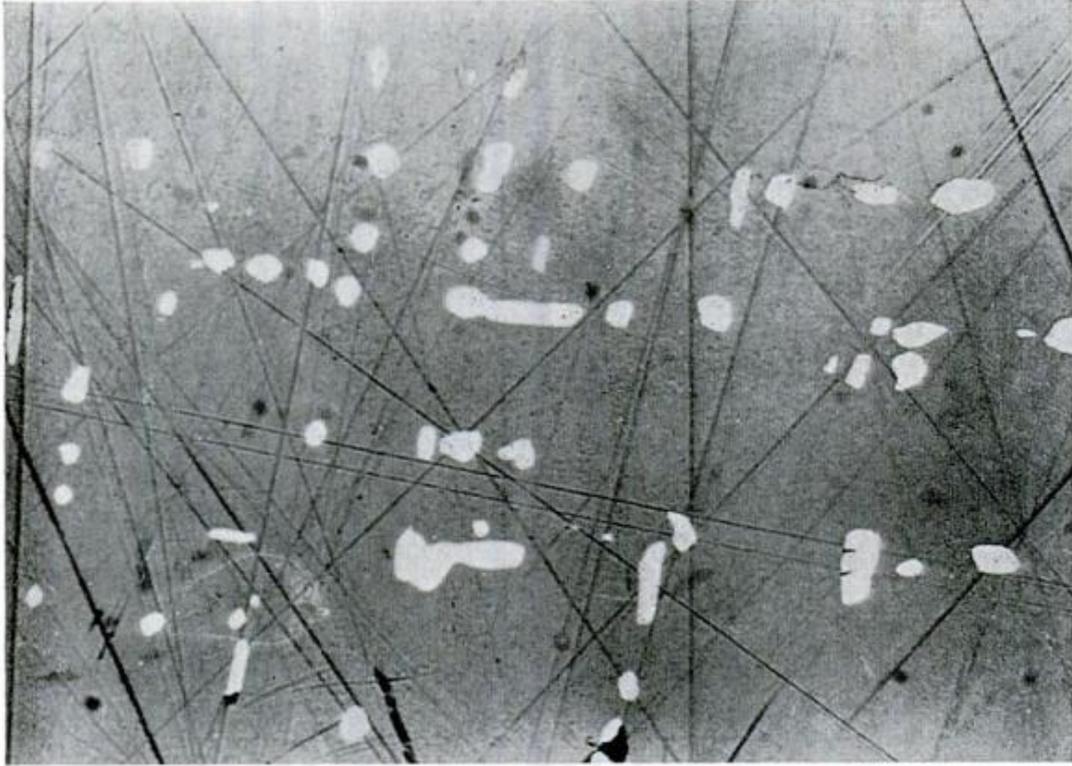
Cabe mencionar que en el mineral de Las Picazas la blenda se presenta también como desmezcla en forma de estrellas en la calcopirita, la que fue selectivamente reemplazada por pirita (microfotografía 3).

En el estudio microscópico de las muestras se ha comprobado la existencia de inclusiones líquidas y gaseosas en la muestra procedentes de Alto de La Blenda (microfotografía 4); inclusiones líquidas en la de "Gonzalito". Probablemente la variedad clara de Aguilar contenga inclusiones sólidas.

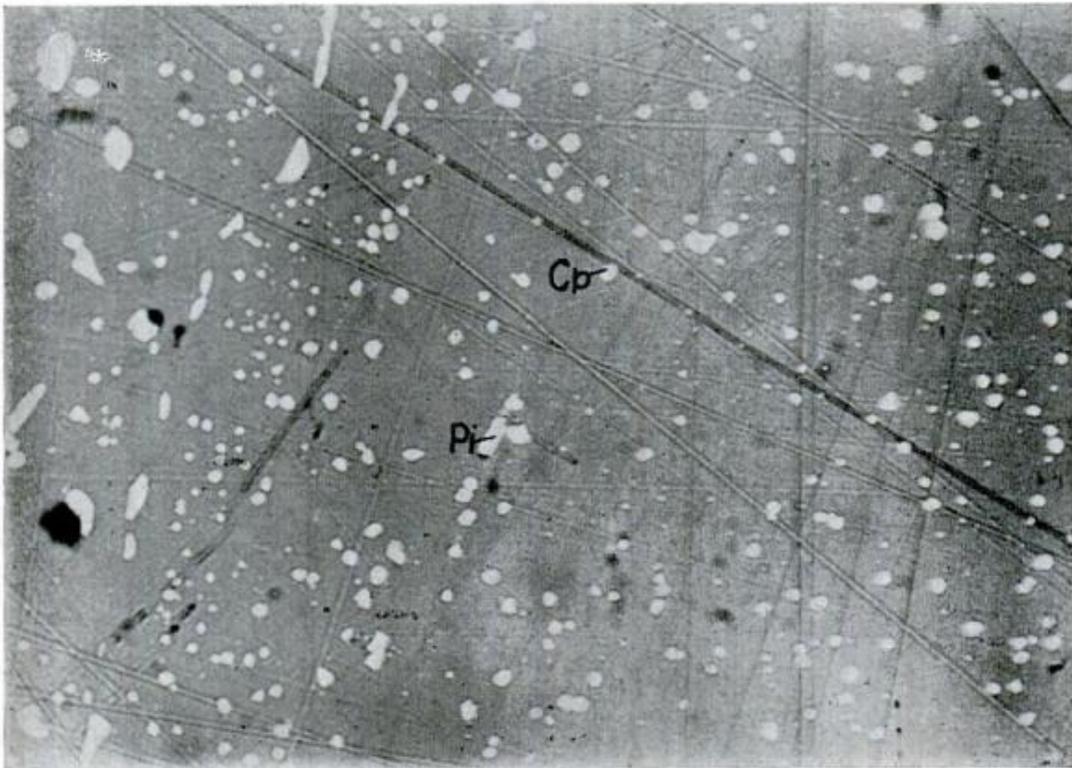
4. COMPOSICIÓN DE LAS BLENDA

4.1. *Análisis espectrográfico.* Con la finalidad de orientar la aplicación de otros métodos analíticos, se investigaron un total de 27 elementos en cada muestra empleando una técnica semicuantitativa (Spex. Industries Inc., 1962). Se utilizó el espectrógrafo Jarrel Ash (red: 15.000 líneas por pulgada, dispersión aproximada 5 Å mm, ranura 20 μ) de la División Estudios Especiales de la Gerencia de Materias Primas de la CNEA.

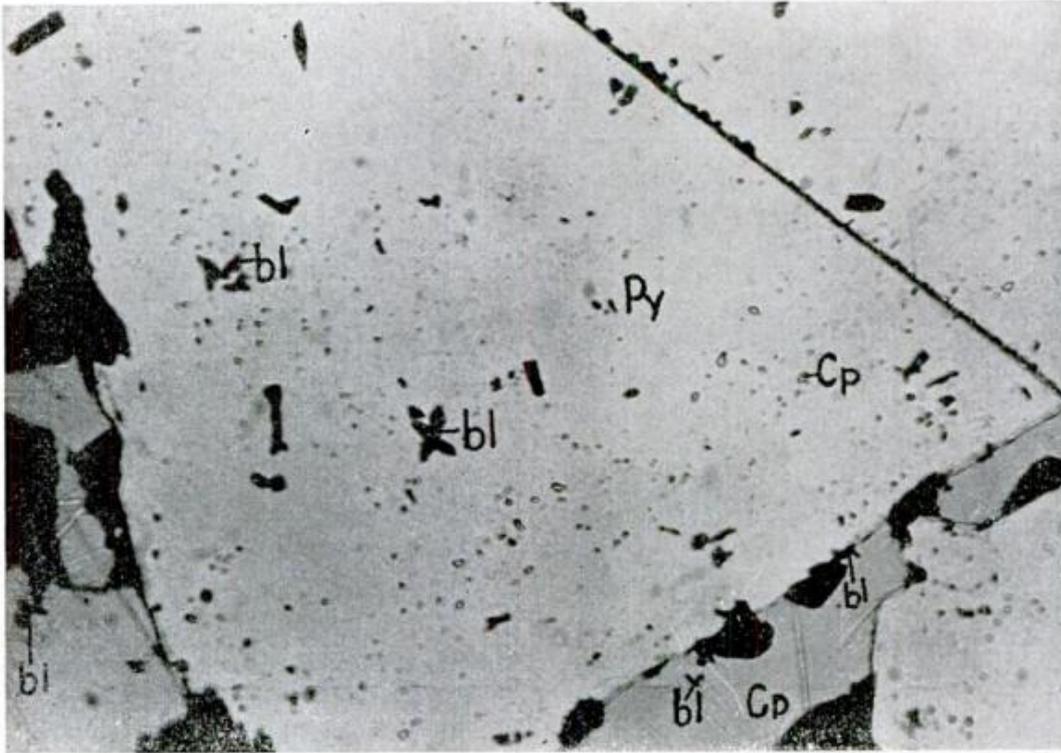
De los datos de interés registrados, excluyendo los elementos determinados por otros métodos, se mencionan: Hg, Sb, Bi, Sn, Ag, Cu, Pb y Ge, no detectables en algunos casos y presentes en otros en proporciones expresadas en decenas y centenas de ppm, con valores extremos altos para Cu y Pb de 0,1 - 0,3 y hasta 1 %.



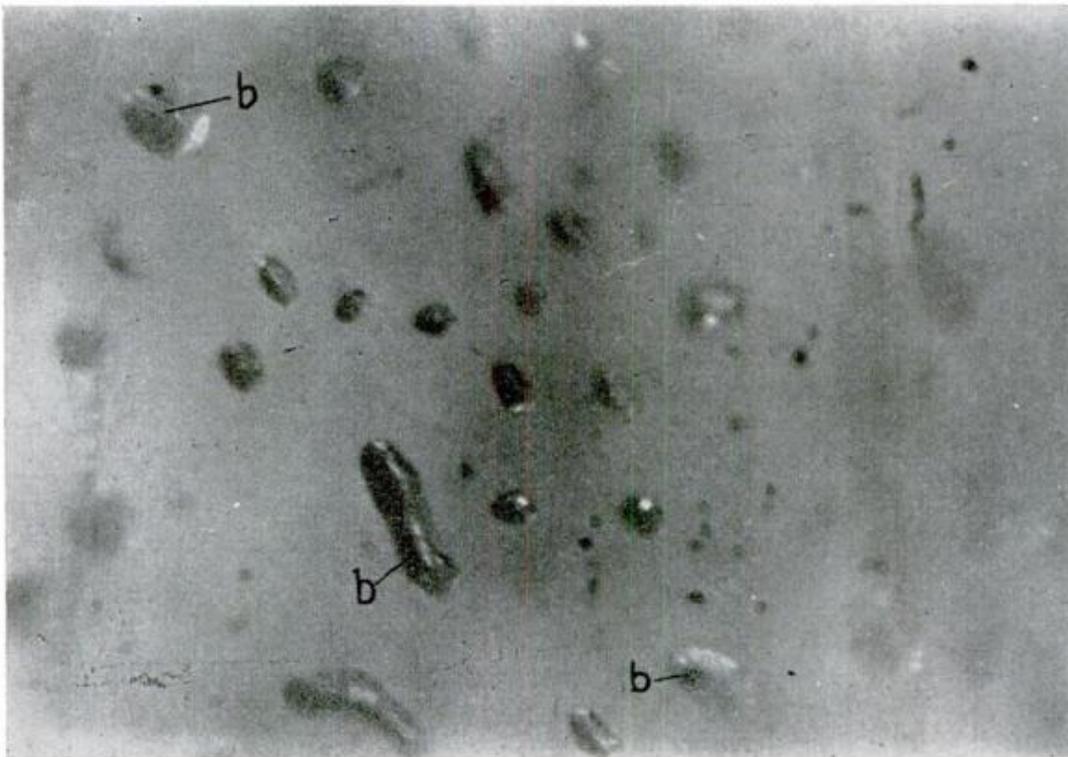
Microfotografía 1. — Sección pulida. $\times 150$. Inmersión en aceite. Desmezclas grandes de pirrotinas orientadas dentro de la blenda oscura de Aguilar



Microfotografía 2. — Sección pulida. $\times 150$. Inmersión en aceite. Desmezclas de calcopirita y pirrotina irregularmente distribuidas dentro de la blenda de Gualilán



Microfotografía 3. — Sección pulida. $\times 150$. Inmersión en aceite. Desmezclas de blenda (bl) en forma de estrella, originariamente dentro de la calcopirita, la que fué reemplazada selectivamente por pirita, Muestra perteneciente a Las Picazas.



Microfotografía 4. — Sección pulida. $\times 150$. Inmersión en aceite. Inclusiones líquidas y gaseosas (b = burbuja) en la esfalerita de Alto de la Blenda

CUADRO IV
Características de las blendas investigadas

Muestra	Reflejos internos color, intensidad	Desmezclas minerales, cp, pi, st	Minerales asociados ; inclusiones y acompañantes
1. Pumahuasi	pardo-rojizos y blan- quecinos 3	sin	gal, tetra, cp
2. Aguilar (oscura).	rojizos 1	5 % pi (20-100 μ) distribu- ción irregular	gal, pi, ma, py
3. Aguilar (clara) . .	pardo-amarillentas 3	sin	gal, tetra, ss, pr, ma
4. Alto de la blenda	pardo-amarillentas 3	cp, muy escasas	cp, py, gal, tetra, cv (inclusiones líquidas y gaseosas)
5. Capillitas	rojizo-amarillentos 2	< 1 % tetra	cp, cc, py, tetra, gal, en, ss, cv
6. « La Peregrina » .	amarillentas, blan- quecinas 2	< 1 % cp (< 5 μ) y submier. distr. irreg.	gal, ss, tetra, cp, ra, ni, ag
7. « 4 Amigos »	pardos y amarillen- tos 2	1-5 % cp y escaso st, distr. reg, e irreg.	py, gal
8. Castaño Viejo . . .	pardos e incoloros 2	1-3 % cp (> 5 μ) distr. reg. e irreg.	cp, py, tetra
9. Gualilán	rojizos 1	5 % cp, pi variados tama- ños, distr. reg. e irreg.	py, pi, gal, cp, hem

1. Reflejos internos visibles únicamente en clivajes o líneas de debilidad.
2. Reflejos internos visibles medianamente abundantes.
3. Reflejos internos visibles en toda la superficie de la blenda, a nicoles cruzados.

cp, calcopirita ; pi, pirrotina ; st, estannita ; gal, galena ; tetra, tetraedrita s. l. (sin diferenciar tennantita) ; p, pirita ; hem, hematita ; ss, sulfosales de Pb, Cu, Bi ; ma, marcasita ; pr, pirargirita ; as, arsenopirita ; ra, rammelsbergita ; ni, niquelina ; en, enargita ; cc, calcosina ; cv, covellina ; au, oro ; ag, plata.

CUADRO IV (Cont.)

Muestra	Reflejos internos color, intensidad	Desmezclas minerales, ep, pi, st	Minerales asociados ; inclusiones y acompañantes
10. « Cristal Blenda »	rojizos 1	muy escasas, cp, pi	gal, py, pi, cp, as
11. Veta Blanca Ma- rayes	pardo-rojizos 1	1-3 % cp (> 5 μ) hasta sub- micr., distr. irreg.	cp, tetra, gal, py, hem
12. « Eufemia »	pardo-rojizos 1	cp, muy escasas	cp, gal, py, tetra
13. « Los Cóndores ».	rojizos 1	< 1 % cp, escasas pi	pi, py, cp, ma
14. Paramillos de Us- pallata	rojizos, amarillentos 2	sin	gal, tetra, pr, py, cp, ma
15. Las Picazas	rojo-amarillentos 1	> 10 % cp, algo de pi	gal, pi, cp, py, ma, ss, as
16. « Victoria » - Hua- yelón	rojizos y amarillen- 2 tos	sin	gal
17. « Gonzalito »	pardo-amarillentas 2	cp, escasas, distr. irreg.	py, cp, gal (inclusiones líquidas)
18. « Angela »	pardo-amarillentas e 2 incoloras	1-2 % cp (> 5 μ), distr. irreg.	gal, cp, py, ss, au
19. Lago Fontana	pardo-rojizas 2	sin	gal, py, cp

4.2. *Análisis por activación neutrónica.* Indio, Galio y Cobalto fueron determinados mediante la técnica de análisis por activación neutrónica y espectrometría gamma. Las irradiaciones se efectuaron en el reactor atómico RA-3

(CNEA) a un flujo aproximado de 10^{13} n/cm².seg.¹

¹ Más detalles experimentales sobre la técnica empleada se describe en el trabajo a publicar (Cohen y Rudelli, 1973).

4.3. *Análisis químico.* Los análisis cuantitativos de Zn, Cd, Fe, Mn y S se lograron mediante la aplicación de las siguientes técnicas: complexometría de Pribil (1954) para el Zn y Cd; Schwarzenbach y Willi (1951) para el Fe, espectrofotometría Nydal (1949) para el Mn y Williard y Furman (1947) para el S, previa oxidación de la muestra.

En el cuadro V se indican los valores registrados correspondientes a las blendas investigadas y en el VI, la composición estequiométrica resultante de los mismos.

5. MEDICIÓN DE LA CELDA UNITARIA

Los valores determinados han sido obtenidos por difracción de rayos X, recurriéndose al método Debye-Scherrer.

Para corregir los errores experimentales introducidos por la aplicación de esta técnica fotográfica, se utilizó como patrón interno de referencia el parámetro a_0 de la celda unitaria del cloruro de sodio, a cuyo efecto las muestras fueron mezcladas y homogeneizadas con un 20 % de NaCl crist. p.a.

CUADRO V

Composición química de las blendas, en %

Muestra	Fe	Mn	Cd	Zn	S	Total
1.....	3,91	0,11	0,24	62,6	33,1	99,96
2.....	9,15	1,13	0,21	56,0	33,5	100,02
3.....	7,05	0,57	0,17	58,9	33,3	99,99
4.....	3,53	0,52	0,27	62,6	33,1	100,02
5.....	4,44	0,04	n. d.	62,4 ¹	33,2	100,08
6.....	0,64	0,09	0,61	65,8	32,9	100,04
7.....	2,45	0,06	0,38	64,1	33,0	99,99
8.....	1,72	0,09	0,32	64,9	33,0	100,03
9.....	9,04	0,68	0,19	56,7	33,4	100,01
10.....	5,33	0,04	0,15	61,3	33,2	100,02
11.....	3,77	0,38	0,37	62,4	33,1	100,02
12.....	0,91	0,01	0,38	65,8	32,9	100,00
13.....	8,51	0,4	0,25	57,4	33,4	99,96
14.....	7,79	0,35	0,21	58,3	33,4	100,05
15.....	7,75	0,29	0,42	58,2	33,3	99,96
16.....	1,12	0,08	0,47	65,4	32,9	99,97
17.....	0,44	0,23	0,08	66,3	32,9	99,95
18.....	2,59	0,09	0,44	63,9	33,0	100,02
19.....	2,66	0,1	0,42	63,8	33,0	99,98
20 ²	—	—	—	67,09	32,91	100,00

¹ Incluye cadmio.

² Composición teórica ZnS.

CUADRO VI

Composición estequiométrica de las blendas consideradas

1. « Punahuasi »	(Zn _{0,923} , Fe _{0,068} , Mn _{0,002} , Cd _{0,002}) S
2. Aguilar (oscura).....	(Zn _{0,821} , Fe _{0,157} , Mn _{0,020} , Cd _{0,002}) S
3. Aguilar (clara).....	(Zn _{0,867} , Fe _{0,121} , Mn _{0,010} , Cd _{0,002}) S
4. Alto de la Blenda	(Zn _{0,928} , Fe _{0,061} , Mn _{0,009} , Cd _{0,002}) S
5. Capillitas.....	(Zn, Cd) _{0,922} , Fe _{0,077} , Mn _{0,001}) S
6. « La Peregrina »	(Zn _{0,982} , Fe _{0,011} , Mn _{0,002} , Cd _{0,005}) S
7. « 4 Amigos ».....	(Zn _{0,953} , Fe _{0,043} , Mn _{0,001} , Cd _{0,003}) S
8. Castaño Viejo.....	(Zn _{0,950} , Fe _{0,045} , Mn _{0,002} , Cd _{0,003}) S
9. Gualilán.....	(Zn _{0,831} , Fe _{0,155} , Mn _{0,012} , Cd _{0,002}) S
10. « Cristal Blenda ».....	(Zn _{0,906} , Fe _{0,092} , Mn _{0,001} , Cd _{0,001}) S
11. Marayes.....	(Zn _{0,924} , Fe _{0,066} , Mn _{0,007} , Cd _{0,003}) S
12. « Eufemia ».....	(Zn _{0,981} , Fe _{0,016} , Mn _{0,000} , Cd _{0,003}) S
13. « Los Cóndores »	(Zn _{0,845} , Fe _{0,146} , Mn _{0,007} , Cd _{0,002}) S
14. Paramillos de Uspallata.....	(Zn _{0,857} , Fe _{0,134} , Mn _{0,007} , Cd _{0,002}) S
15. Las Picazas.....	(Zn _{0,857} , Fe _{0,134} , Mn _{0,005} , Cd _{0,004}) S
16. « Victoria », Huayelón	(Zn _{0,975} , Fe _{0,020} , Mn _{0,001} , Cd _{0,004}) S
17. « Gonzalito »	(Zn _{0,967} , Fe _{0,008} , Mn _{0,004} , Cd _{0,001}) S
18. « Angela ».....	(Zn _{0,949} , Fe _{0,045} , Mn _{0,002} , Cd _{0,004}) S
19. Lago Fontana	(Zn _{0,947} , Fe _{0,047} , Mn _{0,002} , Cd _{0,004}) S

CUADRO VII

Valores de celdas unitarias de blendas

Muestra	a ₀	Muestra	a ₀
1.....	5,4121 Å	10.....	5,4155 Å
2.....	5,4211 »	11.....	5,4167 »
3.....	5,4178 »	12.....	5,4126 »
4.....	5,4186 »	13.....	5,4225 »
5.....	5,4140 »	14.....	5,4142 »
6.....	5,4102 »	15.....	5,4198 »
7.....	5,4151 »	16.....	5,4133 »
8.....	5,4149 »	17.....	5,4105 »
9.....	5,4194 »	18.....	5,4133 »

Las determinaciones se efectuaron utilizando un equipo Philips y las condiciones analíticas empleadas fueron:

radiación $k\alpha$ de Cu (40 Kw \times 20 mA), filtro de Ni y cámara de 114,6 mm de diámetro.

A partir del valor de dos medidas en los espaciados reticulares correspondientes a los planos cristalográficos (400), (111), (220), (331) y (422) se calcularon los respectivos valores de a₀ de las distintas blendas que se consignan en el cuadro VII.

6. INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS

Los valores registrados en la determinación de las propiedades físicas de las blendas, a saber: color y raya; densidad; microdureza; reflectividad; celda elemental y desmezclas, por una parte, y la composición química en cuanto a sus elementos menores (Fe, Mn y Cd) y de algunos trazas (In, Co, Ga,

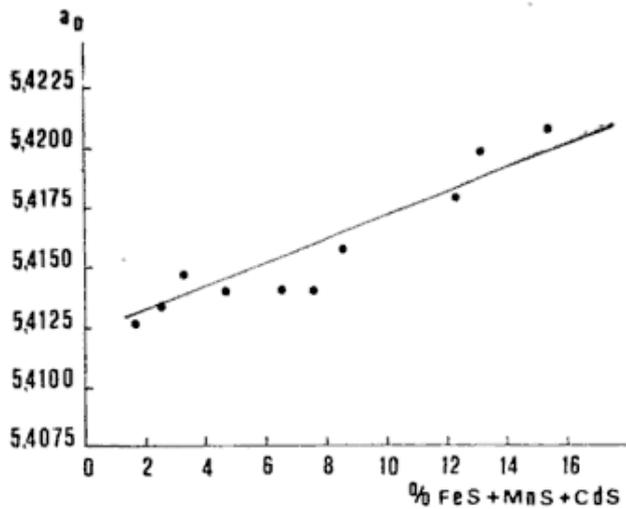


Gráfico 1. — Relación a_0 conteniendo FeS + MnS + CdS

Ge) por la otra, nos permiten evaluar las siguientes relaciones¹.

6.1. *Tamaño de la celda en relación con su contenido en Fe, Mn y Cd.* Las mediciones de a_0 demuestran, si bien no de manera absoluta, una tendencia a un ligero incremento acorde, esencialmente, con un mayor contenido en Fe. Véase el cuadro VIII, donde las muestras se han ordenado conforme al porcentaje creciente de la suma de FeS, MnS y CdS (gráfico 1).

En dicho cuadro se señala, además, el valor de a_0 calculado de acuerdo a la fórmula propuesta por Skinner (1961). Por lo general, las determinaciones a_0 efectuadas mediante difracción registran, en nuestro caso, valores algo superiores a los calculados.

6.2. *Relación microdureza con el contenido en Fe, Mn y Cd.* En el gráfico 2 se han volcado los valores registrados en DV_{100g} con relación al contenido en Fe. Se comprueba un incremen-

¹ Sobre el particular, se deja constancia que en la investigación de las blendas elegidas, se lamenta no estar en condiciones de aportar información respecto de sus contenidos en talio, ya que todos los esfuerzos realizados sobre el particular resultaron infructuosos. En lo que se refiere al germanio, sólo nos fue posible la obtención de datos espectrográficos semicuantitativos.

CUADRO VIII

Valor a_0 en relación con el contenido en (FeS + MnS + CdS) en la blenda

Muestra	a_0 (1)	a_0 (2)	Contenido en (FeS + MnS + CdS) %
12.....	5.4104	5.4126	1,92
16.....	5.4107	5.4133	2,49
8.....	5.4119	5.4149	3,25
14.....	5.4129	5.4142	4,87
1.....	5.4131	5.4141	6,62
5.....	5.4127	5.4140	7,62
10.....	5.4137	5.4155	8,62
3.....	5.4186	5.4178	12,19
15.....	5.4179	5.4198	13,17
2.....	5.4235	5.4211	15,47

(1) Parámetro calculado en base a la fórmula de Skinner.

(2) Determinado por difracción de rayos X.

to de la microdureza de las blendas acorde con los tenores en el citado elemento.

6.3. *Relación densidad con el contenido en Fe.* El gráfico 3 muestra una sensible disminución de la densidad de las blendas a un mayor porcentaje en Fe, lo que concuerda con el mayor volumen de sus celdas por un incremento de a_0 .

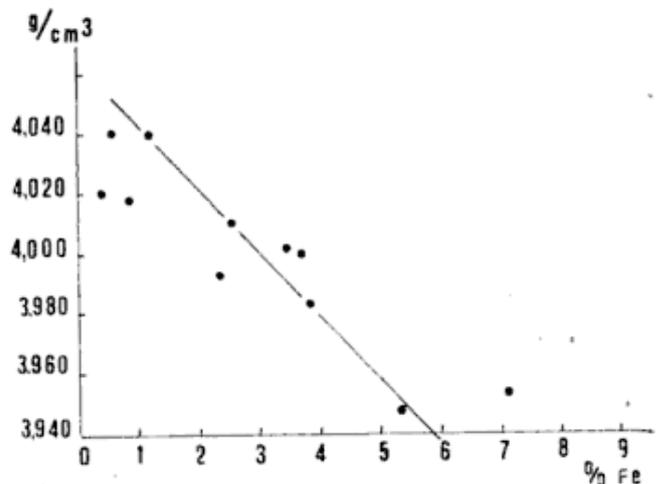


Gráfico 2. — Relación densidad-contenido en Fe

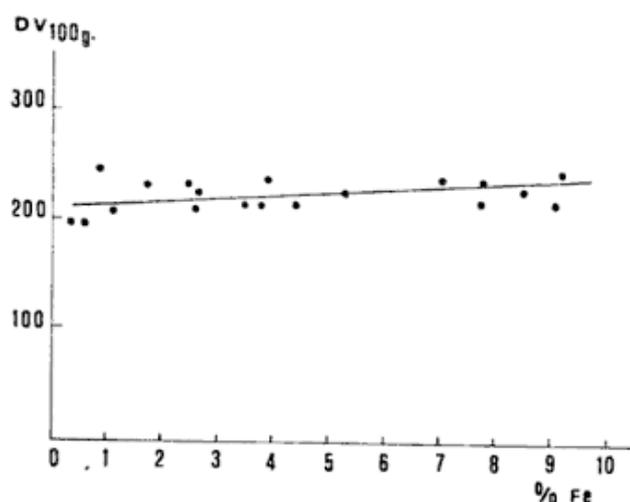


Gráfico 3. — Relación microdureza (DV_{100g}) contenido en Fe

6.4. *Reflectividad en relación con su contenido en Fe.* Sobre el particular se llevaron a cabo diversas observaciones de blendas de distinto contenido en Fe, entre otras, Aguilar, "Los Cóndores", Las Picazas y "La Peregrina", utilizando el fotómetro Leitz de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de Buenos Aires.

Sin llegar a una determinación de valores, se observó un mayor grado de reflectividad en las blendas que acusan tenores más elevados en hierro (Grafenauer *et al.*, 1969).

6.5. *Isotropía - Anisotropía.* En las observaciones de astillas delgadas al microscopio de luz transmitida, se ha determinado que algunas de las blendas como ser "La Peregrina", "4 Amigos", "Gonzalito", Marayes y "Eufemia", presentan anisotropía. Este hecho verificaría lo manifestado por Smith (1955), en el sentido de que las blendas presentan cierto grado de anisotropía como consecuencia de que en su estructura intervienen empaquetamientos cúbico y hexagonal.

6.6. *Posición geoquímica de los elementos.* Respecto del contenido de las blendas en elementos minoritarios o trazas (Co, Ga, In, Ge, Tl) no existe una información concluyente sobre el particular, aunque sí algunas definiciones de

carácter general, como evaluación de resultados analíticos obtenidos de las distintas investigaciones efectuadas en relación con las condiciones de deposición de las blendas. Así Fleischer (1955), que como se dijo, resumió una muy amplia información, manifiesta lo siguiente: Co, está presente casi siempre en las esfaleritas, aunque puede estarlo también en la calcopirita. Según Oftedal (1939) y Gabrielson (1945) mencionados por Fleischer, la blanda de alta temperatura, pirometasomática, acusa por lo general más cobalto que aquéllas de otro tipo de yacimiento; Ga, se opina que, por lo común, su tenor es más elevado en las blendas de baja temperatura que en las de carácter meso a hipotermal; In, sobre este elemento existiría un consenso general en que tiende a concentrarse en las esfaleritas de temperatura intermedia a alta; Ge, se registraría un mayor tenor de dicho metal en las especies de baja temperatura, y en lo concerniente a Tl, notables concentraciones se manifiestan en las "Schalenblende".

En cuanto al contenido en Fe, Mn y Cd, cabe señalar una mayor proporción en Fe e incluso en Mn, en las blendas de temperatura intermedia y alta que en las de baja, en tanto que el tenor en cadmio parecería ser independiente de las condiciones de formación de dicho sulfuro.

Mc Intire (1963), sostiene que la introducción de los elementos citados en la estructura de las esfaleritas dependería más bien de las condiciones de presión y temperatura imperantes en la deposición del sulfuro de zinc, que de su grado de concentración en las soluciones mineralizantes.

Teniendo en consideración los valores analíticos registrados por vía química en Fe, Mn y Cd, como así también los determinados por activación neutrónica (Co, Ga, In) y espectrográficos, expuestos todos ellos en el cuadro IX, se llegaría en cuanto a las condiciones de deposición del conjunto de esfaleritas investigadas, a lo siguiente:

CUADRO IX

	Fe ‰	Mn ‰	Cd ‰	Ga (1)	In (1)	Co (1)	Ge (2)
I. Blendas consideradas de baja temperatura :							
1. « Pamahuasi »...	3,91	0,11	0,24	18,5	0,6	91,4	660-2000
5. Capillitas.....	4,44	0,04	n. d.	139,0	135,8	0,7	<200
6. « La Peregrina ».	0,64	0,09	0,61	14,3	5,6	24,2	20 70
16. « Victoria » - Hua- yelón.....	1,12	0,08	0,47	368,0	0,8	144,3	70-200
17. « Gonzalito »....	0,44	0,23	0,08	1,5	0,15	2,5	7-20
19. Lago Fontana...	2,66	0,10	0,42	8,0	4,3	25,0	70-200
II. Blendas consideradas de temperatura intermedia :							
4. Alto de la Blenda	3,53	0,52	0,27	1,6	0,4	2,3	<7
7. « 4 Amigos »....	2,45	0,06	0,38	30,0	0,4	10,0	<70
8. Castaño Viejo...	1,72	0,09	0,32	1,7	16,5	25,7	<7
10. « Cristal Blenda »	5,33	0,04	0,15	18,6	21,8	4,7	~20
11. Veta Blanca - Ma- yres.....	3,77	0,38	0,37	12,6	5,7	4,2	<7
12. « Eufemia »....	0,91	0,01	0,38	11,4	224,0	6,8	<7
14. Paramillos de Us- pallata.....	7,79	0,35	0,21	25,5	11,6	21,0	<70
15. Las Picazas....	7,75	0,29	0,42	5,6	169,8	2,3	<7
18. « Angela ».....	2,59	0,09	0,44	49,7	183,0	1,0	<7
III. Blendas consideradas de alta temperatura :							
2. Aguilar (oscura)..	9,15	1,13	0,21	12,4	2,7	43,5	~20
3. Aguilar (clara)...	7,05	0,57	0,17	1,6	0,14	26,4	<70
9. Gualilán.....	9,04	0,68	0,19	2,9	5,4	1,1	~20
13. « Los Cóndores ».	8,51	0,40	0,25	9,8	37,0	16,8	<7

(1) En ppm (activación neutrónica).

(2) En ppm (espectrometría semicuantitativa).

Mayor contenido en Fe en las blendas particularmente de alta temperatura. Registros de 3,77, 5,33 y 7,75 ‰ en las esfarelitas de temperatura intermedia de Marayes (Veta Blanca), "Cristal Blenda" y Las Picazas, y de 8,51, 9,04 y 9,15 ‰ para las de alta temperatura de

"Los Cóndores", Gualilán y Aguilar (oscura) respectivamente. La ley en Mn guarda cierta relación con la de Fe, acusando los valores más altos en las blendas de alta temperatura, con un máximo de 1,13 ‰ para la variedad oscura de Aguilar.

En cuanto al Cd, su contenido es más bajo en las esfaleritas de alta temperatura. Sus cifras máximas de 0,61 y 0,47 por ciento corresponden a "La Peregrina", "Victoria" (Huayelón), respectivamente.

El registro en Co es fluctuante; los contenidos ppm máximos pertenecen a las blendas de "Pumahuasi" y "Victoria" (Huayelón) con 91,4 y 144,3 y los de Aguilar (43,6 y 26,4 ppm).

Los valores establecidos para el galio son bajos en las esfaleritas de alta temperatura comparadas con las pertenecientes a las de temperaturas intermedias a bajas, con un máximo de 368 y 139 ppm para la blenda de "Victoria" (Huayelón) y de Capillitas.

El In alcanza valores toques de 169,8; 183 y 224 ppm en las blendas de Las Picazas, "Angela" y "Eufemia", respectivamente, todas ellas pertenecientes a yacimientos mesotermales.

En lo concerniente al germanio, las evaluaciones espectrográficas semicuantitativas revelan un contenido más elevado, con un máximo de 660-2000 ppm, en las blendas de baja temperatura que en las correspondientes a yacimientos meso e hipotermales.

CONCLUSIONES

La realización del presente estudio nos ha permitido definir las características físicas y composición de las blendas de 18 yacimientos argentinos, de muy distintas condiciones de formación. Los resultados obtenidos concuerdan en lo que se refiere a sus propiedades físicas con los registrados en otras investigaciones similares. En lo concerniente a los elementos acompañantes del zinc, su contenido particularmente en Fe y Mn, guarda relación con las condiciones de temperatura. Para los otros elementos a saber: Co, Ga, In y Ge se perfila una cierta tendencia en cuanto al rango de temperatura, que futuros estudios sobre el particular deberían precisar, en cuyo caso se reco-

mienda, para una mejor interpretación, tener presente las blendas de las distintas generaciones que pudieran participar en cada yacimiento y asimismo centrar la investigación a determinados distritos o provincias metalogenéticas.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Angelelli, V., Fernández Lima, J. C., Herrera, A. y Aristarain, L. 1970. *Descripción del mapa metalogenético de la República Argentina. Minerales metalíferos*. Dir. Nac. Geol. y Min. An. XV. Bs. As.
- Barton, P. B. and Toulmin, P., 1966. *Phase relations involving sphalerite in the system Fe-Zn-S*. Econ. Geol. V. 61, pp. 815-849.
- Cohen, I. N. y Rudelli, N. D., 1973. *Análisis por activación neutrónica de elementos menores y vestigios en blenda*, (a publicar). C.N.E.A.
- Deer, W., Howie, R. and Zussman, D., 1962. *Rock forming minerals*. Longmans, pp. 166-179.
- Fleischer, M., 1955. *Minor elements in some sulfides Minerals*. Econ. Geol. Fiftieth Anniversary Volumen. 1905-1955.
- Grafenauer, S., Gorenc, B. Marinkovic and Strmole, D., 1969. *Physical properties and chemical compositions of sphalerites from Yugoslavia*. Min. Dep., 4, pp. 275-282.
- Mc. Intire, W. L., 1963. *Trace element partition coefficients, a review of the ore and applications to geology*. Geochim. et Cosmochim. not. 27.
- Nydahl, F., 1949. *The determination of manganese by the peroxodisulphate method*. Analytica Chim. Acta 3, 144-157.
- Přibil, R., 1954. *Komplexometrie*. Chemapol, Prague.
- Scott, S. and Barnes, H., 1971. *Sphalerite geothermometry and geobarometry*. Econ. Geol., V. 66, N° 4.
- Schwarzenbach, G. and Willi, A., 1951. *Metal ion indicators. III. Complex formation of pyrocatechol-3,5-disulfonic acid (Tiron) with the iron (III)-ion*. Helv. Chim. Acta 34, 528-539. (C. A. 45, 5060 a).
- Skinner, B. J., 1961. *Unit cell edges of natural and synthetic sphalerites*. Am. Min. 46, pp. 1399-1411.
- Smith, F. G., 1955. *Structure of zinc minerals*. Am. Min., V. 40, pp. 658-675.
- Spex Industries, Inc., 1962. *Spex Methods for Semi-Quantitative Spectrochemical Analysis*. The Spex speaker 7 (4), 1-7.
- Willard, H. H. and Furman, N. H., 1947. *Elementary Quantitative Analysis*. D. van Nostrand, New York.

Recibido el 29 de mayo de 1973.

COMENTARIO BIBLIOGRAFICO

KING, CUCHLAINE A. M., *Techniques in Geomorphology*, 1ª edición 1966, 2ª reimpresión 1971, E. Arnold Ltd., Londres, I-X, 342 págs.

Este es un libro de gran utilidad y valor para quienes están interesados y trabajan en el campo de la Geomorfología y sus aplicaciones. En primer lugar porque se presentan por primera vez de una manera orgánica métodos de estudio dispersos en una amplia bibliografía y además porque se ofrecen al lector los recientes enfoques del análisis geomorfológico.

Casi la mitad del libro está dedicado a las técnicas de campo: observación de las formas y carácter del relieve, es decir de los aspectos estáticos de los procesos geomorfológicos, y observación de la acción de dichos procesos o sea aquellos temas que contemplan la faz dinámica de la Geomorfología y el cambio de las formas con el tiempo. En estos dos capítulos se presentan variados aspectos del siguiente temario: relevamiento geomorfológico, forma de pendientes, relieve costero, el carácter de los sedimentos y sus técnicas de muestreo a los que siguen los diversos procesos exógenos del modelado terrestre: fluvial, glacial, periglacial, eólico y marino, complementado, por último, con los procesos endógenos.

En los restantes capítulos se tratan los modelos a escala, campo éste cuya aplicación a problemas prácticos, en especial fluviales, costeros (acción de olas) y transporte de sedimentos son cada vez más utilizados en nuestro país, en particular en laboratorios de hidráulica aplicada.

Otra tema de interés es el del análisis cartográfico y morfométrico de la superficie del relieve, que se trata en el capítulo 5; a continuación se procede al análisis del tamaño y forma de los sedimentos y su interpretación y aplicación en el campo de la Geomorfología a lo que se agrega análisis químico y métodos de datación. El capítulo 7 de este excelente texto, está destinado al tratamiento estadístico de datos geomórficos mientras que en el último se resumen los avances y los diversos enfoques metodológicos empleados en el amplio espectro de la investigación geomorfológica.— R. J. Cucchi.

Recibido el 1 de octubre de 1973.

SIERRAS PAMPEANAS UNA NUEVA INTERPRETACION DE SU ESTRUCTURA

Por ALFREDO J. CUERDA¹

RESUMEN

En base a la relación entre las rocas del basamento precámbrico y de la cubierta sedimentaria, se demuestra que las fallas longitudinales principales que delimitan algunos de los bloques de las Sierras Pampeanas (Argentina Central), presentan un máximo desplazamiento vertical en los tramos centrales y mínimo en sus extremos. La estructura tectónica resultante puede identificarse con la estructura de pilares-puentes (Belousov, 1962, 1968). Tentativamente se ofrecen tres interpretaciones para explicar la estructura: 1) ascenso por arqueamiento por flexión; 2) ascenso por fallas transversales con arqueamiento aparente del basamento y 3) rejuvenecimiento de estructuras antiguas.

ABSTRACT

On the basis of relationships between rocks of the Precambrian basement and their sedimentary cover, it is demonstrated that the principal longitudinal faults which delimit some of the blocks of the Sierras Pampeanas (Central Argentina), present a maximum vertical displacement in their central part, and a minimum in their extremities. The resultant tectonic structure may be equated with bridge-type horsts of Belousov (1962, 1968). Three tentative interpretations are offered to account for these structures: 1) uplifting in the form of arches due to flexion; 2) uplifting due to transverse faulting and apparent arching from the basement and 3) rejuvenation of older structures.

I. INTRODUCCION

Los geólogos que en nuestro país abordaron el estudio de las Sierras Pampeanas, concuerdan en interpretar a este sistema de montañas como a una típica estructura tectónica de bloques fallados. En efecto, distribuidas en grupos o en unidades aisladas, pero siempre con sus ejes longitudinales orientados en dirección meridiana, los bloques que lo integran se levantan abruptamente sobre el nivel de la llanura circundante. Los diferentes bloques deben su estructura a un sistema de fallas principal, al que

se vinculan fallas subsidiarias que, en algunos casos, han desmembrado a los bloques principales en unidades menores.

No obstante la concordancia de opiniones mencionada, los autores discrepan cuando abordan la interpretación del mecanismo de ascenso y tipo de fallas que generó la estructura de bloques conocida. Una síntesis parcial de las ideas sustentadas por los diversos investigadores que trataron el tema fue vertida por Turner (1969) y más recientemente por Caminos (1972). Cabe reiterarlas y completarlas con otras fuentes atento a los fines que se persiguen en este trabajo.

¹ División Geología de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata.

Bodenbender (1905) fue el primer

geólogo en destacar la importancia del fallamiento en el delineamiento actual de la Sierra de Córdoba, cuya génesis relacionó con los movimientos andinos de ascenso. En su trabajo de 1912, interpretó la estructura tectónica de las Sierras Pampeanas como un sistema de pilares, y a las llanuras circundantes como zonas de hundimiento, considerando a las fallas conexas como de tipo directo.

Rasmuss (1916) reconoció la estructura de bloques fallados en la sierra del Aconquija, que vinculó con un sistema de fallas de dirección meridiana. Indicó que la estructura tectónica correspondiente se caracteriza por bloques oblicuos ladeados al este (*tilted blocks*), coincidiendo sus crestas con los lados occidentales, limitados por fallas.

Penck (1920) admitió una estructura caracterizada por anticlinales y sinclinales gigantescos vinculados con el arqueamiento de las rocas del basamento, acompañado de una fracturación de tipo inverso.

Groeber (1940) para la región de la Provincia de La Rioja, supuso una gigantesca bóveda con posterior fracturación interpuesta entre las sierras de Córdoba y el pie de la Cordillera. Agregó este autor que los bloques individuales aparecen combados longitudinalmente, semejando braquianticlinales angostos y alargados.

González Bonorino (1950 a, p. 85), expresó que "la fracturación del basamento que dio lugar a la aparición de las Sierras Pampeanas ha sido, sin duda, el reflejo de los movimientos que provocaron corrimientos en el borde oriental de la Puna, ya mencionada, y en la Precordillera. La conclusión obvia es que la fracturación tuvo también carácter compresional, y que las fallas deben ser inversas". Al referirse al mecanismo de ascenso de los bloques agregó que éste se efectuó por a) vuelco o b) ascenso vertical. En el primer caso, los bloques están ligados por fallas paralelas, y en el segundo por fallas

antitéticas, es decir que inclinan en sentidos opuestos.

Fidalgo (1963) al referirse a la estructura de las sierras de Sañogasta-Vilgo en el ámbito centro-austral de La Rioja, la relacionó con fallas directas, cuyos planos yacen en posición casi vertical pero admitiendo la posibilidad de un encorvamiento en profundidad para permitir el vuelco de los bloques. Este autor agregó (1963, p. 152) que "han quedado a la vista rasgos típicos de una tectónica producto de fuerzas tensionales, por haber sido, si los hubo en esta zona, los efectos compresionales de carácter profundo. En ese último caso podemos suponer que las fallas se originaron por un alivio de compresión, lo que permitió el desarrollo de una tectónica tensional..."

Turner (1969) considera que las fallas han sido de desplazamiento de rumbo en una fase previa, seguida por otra en la que el movimiento fue de desplazamiento de inclinación. Las fallas son indicadas como de tipo inverso de alto ángulo.

El presente trabajo tiene por finalidad ofrecer una nueva interpretación de la estructura tectónica de las Sierras Pampeanas no indicada hasta el presente en nuestro medio. Admitiendo la estructura de bloques fallados, nos proponemos demostrar lo siguiente:

1. Que las fallas longitudinales que delimitan algunos bloques, presentan un mayor rechazo vertical en correspondencia con los tramos centrales de los bloques.
2. Que hacia los extremos de los bloques, la magnitud del rechazo vertical disminuye progresivamente hasta alcanzar un punto neutro donde el valor correspondiente es cero.
3. Que la estructura tectónica de los bloques según este tipo de fallamiento puede identificarse con los denominados pilares-puentes (*bridge shaped horst* o *bridge ty-*

pe horst) indicados por Belousov 1962, 1968).

No se excluyen en el esquema que se propone, fallas transversales (perpendiculares u oblicuas) al sentido longitudinal de los bloques.

En consecuencia, el trabajo se compone de dos partes: una descriptiva, basada sobre las observaciones extraídas de la literatura geológica nacional y datos personales, y otra, especulativa, en la que se ofrecen tentativamente interpretaciones de la estructura propuesta.

II. PARTE DESCRIPTIVA

Dos aspectos deben considerarse en este punto, a saber: 1) morfología de los bloques y 2) relación cubierta sedimentaria-rocas del basamento.

1. *Morfología de los bloques*

Un rasgo geomórfico común a la gran mayoría de los bloques es el desarrollo de su perfil longitudinal. Por lo general emergen de la cubierta de acarreo cuartárica o de rocas más antiguas en forma de espolones angostos y de baja altura. Después de un corto trecho los espolones se ensanchan y ascienden gradualmente hasta alcanzar una altura máxima. Desde allí en adelante y a lo largo de un tramo que depende de la longitud de la sierra, las cotas oscilan dentro de valores estrechos, para declinar luego y por reducción progresiva en el ancho del bloque hay pasaje al espolón opuesto, que a su vez se hunde debajo de las acumulaciones cuartáricas o más antiguas. El perfil resultante semeja a una gigantesca combadura longitudinal en forma de un braquianticlinal, como ya fuera señalado por Groeber (1940). Este es el perfil clásico que se observa en algunas de las sierras, tales como las de Velasco, de Los Llanos, Valle Fértil-Chavez-de-La Huerta, Pie de Palo, etc.

El perfil indicado no debe ser interpretado como la resultante de una acción erosiva diferencial en el bloque, que habría actuado con mayor celeridad en sus extremos, favorecidos por el ancho menor relativo que presenta en estos sectores. Como veremos seguidamente, la combadura longitudinal es la expresión morfológica de una estructura delimitada por fallas cuyo mayor desplazamiento vertical está localizado en los tramos centrales de la misma. Para demostrarlo recurrimos a la

2. *Relación cubierta sedimentaria-rocas del basamento*

Los remanentes de la cobertura sedimentaria se han conservado en los siguientes sectores: *a)* parte alta de las sierras; *b)* al pie de sus flancos y *c)* en sus extremos.

a) Parte alta de las sierras. Los remanentes sedimentarios pueden presentarse en:

- i) afloramientos aislados que cubren superficies más o menos amplias de la antigua peneplanicie precarbónica (sierras de Sañogasta-Vilgo-Paganzo, La Rioja).
- ii) Formando parte del techo de bloques inclinados, vinculados con fracturas subsidiarias al fallamiento principal (sección de la sierra de Aconquija entre Santa María, Catamarca y Tafí del Valle, Tucumán).

En ambos casos, la posición de los estratos es horizontal o subhorizontal y no muestran signos de mayor deformación por la relación solidaria con las rocas del basamento.

b) Al pie de sus flancos. No siempre es factible observar las superficies del fallamiento principal que, como fuera apuntado por Turner (1969) y Caminos (1972) aparecen cubiertos por depósitos de pie de monte o fueron suprimidos por la acción erosiva. Cabe señalar que los afloramientos de rocas de la

cubierta sedimentaria son escasos o no aparecen en los tramos centrales de las sierras, pero aumentan hacia sus extremos donde correlativamente es mayor el espesor de las secciones expuestas. En aquellos sectores de los tramos centrales, donde la erosión ha removido o recortado el manto de acarreo cuartárico dejando al descubierto a las sedimentitas de la cubierta, se advierte que en las proximidades de las rocas cristalinas los estratos yacen en posición vertical o subvertical. A distancias mayores perpendiculares al eje del bloque, los estratos pierden gradualmente los valores de inclinación y tienden a horizontalizarse adoptando en conjunto una estructura de tipo homoclinal.

c) *En sus extremos.* Los mejores afloramientos de la cobertura sedimentaria se localizan en estos sectores, donde los bloques presentan un ancho menor relativo.

En todos los casos observados se comprueba:

- i) La relación entre las rocas sedimentarias y su base cristalina es la originaria, disponiéndose las primeras en discordancia primaria sobre las rocas del basamento.
- ii) Los estratos de la cubierta envuelven a las rocas cristalinas, integrando en conjunto una estructura periclinal.

Estas relaciones y la estructura periclinal conexas se observan en las siguientes sierras:

- extremo austral de la Sierra Brava (Turner, 1969).
- extremo austral de las sierras de Sañogasta-Paganzo-Vilgo y Velasco (Heim, 1947; Gareca, 1948; Fidalgo, 1963, 1966), figuras 1 y 2.

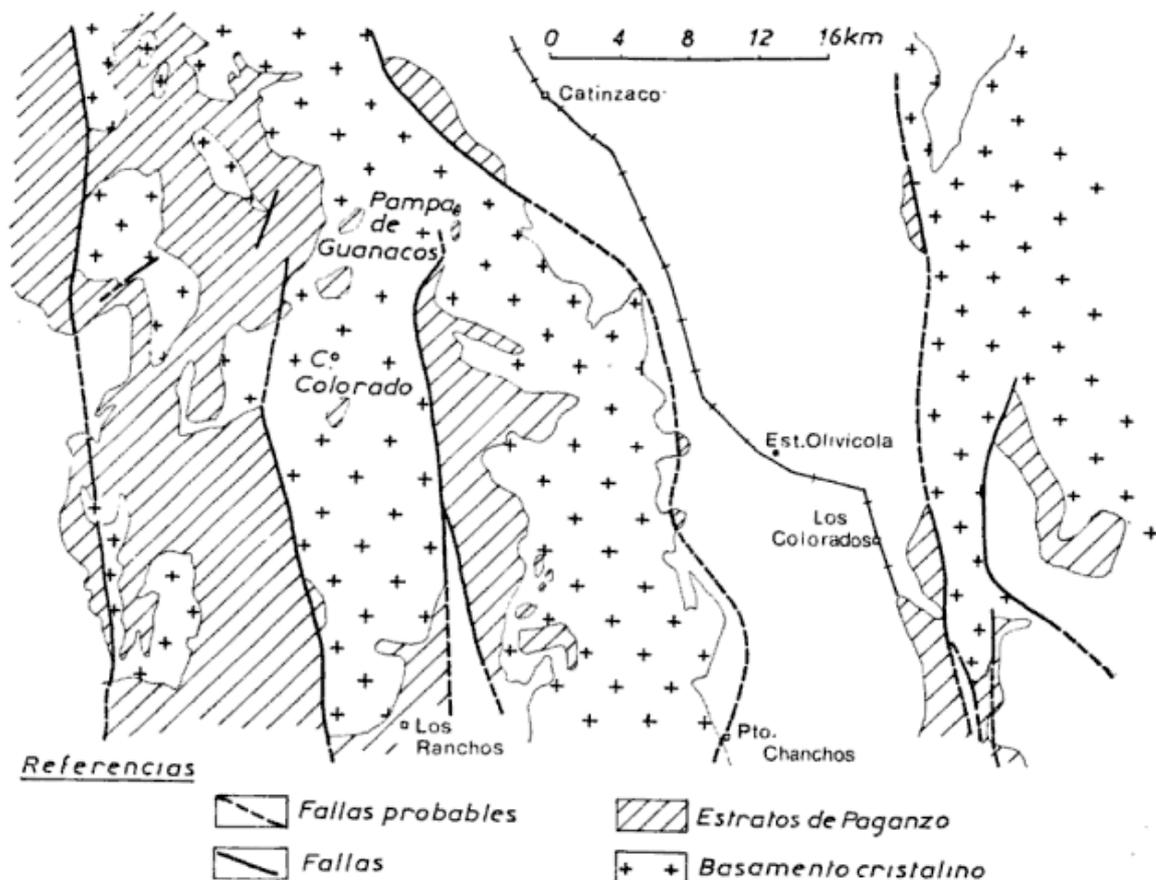


Fig. 1. — Bosquejo geológico de las sierras Sañogasta, Vilgo y Velasco (Fidalgo, 1966)

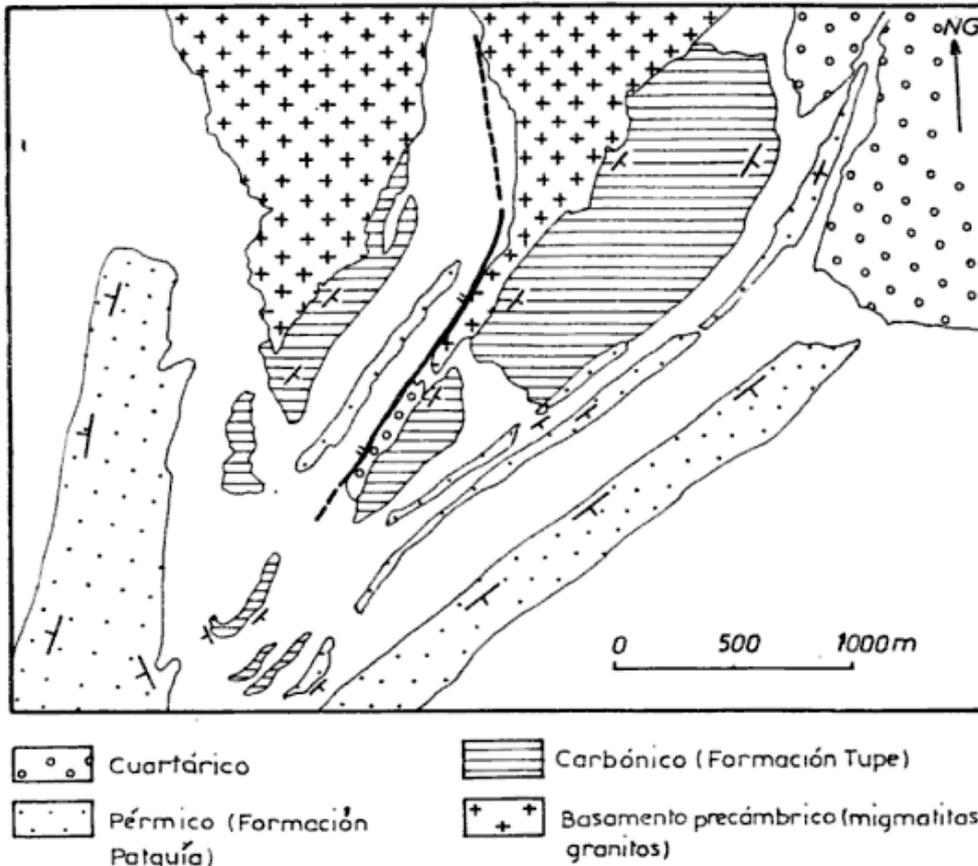


Fig. 2. — Bosquejo geológico del extremo austral de la Sierra de Paganzo, según P. G. Gareca (1945)
Se observa la estructura periclinal de las rocas de la cubierta sedimentaria

- extremo septentrional de la sierra de Sañogasta - Miranda (de Alba, 1960).
- extremo septentrional y austral del sistema integrado por las sierras de Valle Fértil, Chavez y de La Huerta (Tea, 1960), figura 3.
- extremo austral de la sierra de Maz (de Alba, 1953).
- Extremo austral de la sierra de Hualfin (González Bonorino, 1950 b).

En los casos mencionados, las rocas de la cubierta sedimentaria están compuestas por sedimentitas carbónicas, triásicas y terciarias.

Cabe destacar que la disposición periclinal citada se observa también en algunos bloques de la Precordillera que ocupan una posición más oriental dentro de esta provincia geológica. Es el

caso de la sierra de Villicúm, San Juan, en cuyos extremos norte y sur, los espaldones de la Caliza San Juan, desaparecen o son recubiertos en discordancia primaria por sedimentitas de los Estratos Calchaqueños.

El paso siguiente es calcular la magnitud del desplazamiento vertical entre los depósitos que coronan las sierras y sus sincrónicos que yacen al pie de los flancos. Se ofrece oportunidad de calcular estos valores en las sierras de Sañogasta - Vilgo - Paganzo, caracterizadas dentro de las Sierras Pampeanas por la amplia distribución que presentan los remanentes de la cubierta en sus partes encumbradas. Estos remanentes, integrados principalmente por sedimentitas carbónicas (Paganzo II - Formación Patquia), se distribuyen esporádicamente sobre el eje de la sierra. Para esta comarca disponemos de las obser-

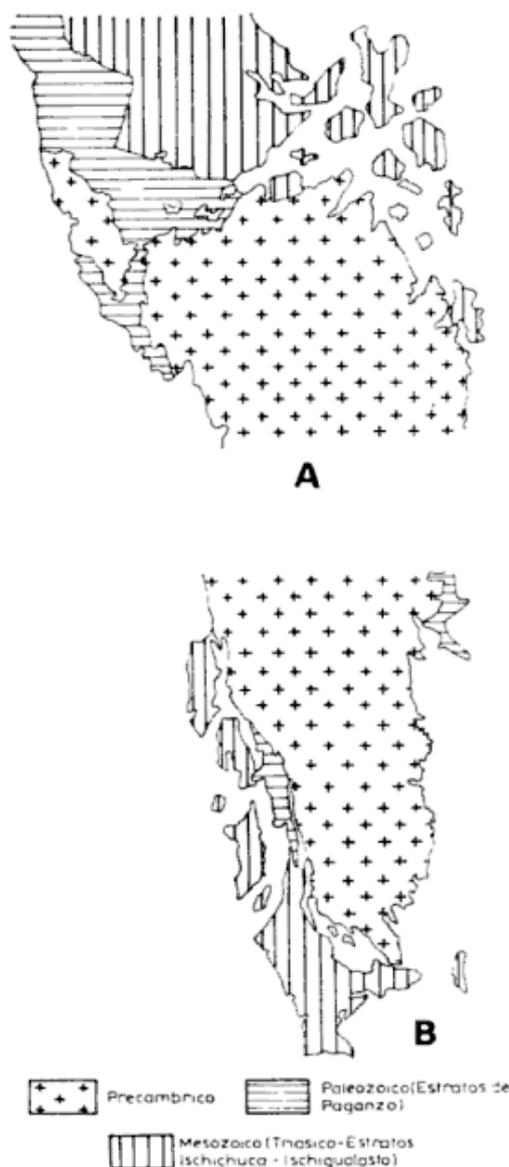


Fig. 3. — Bosquejo geológico de las sierras de Valle Fértil-Chavez y de La Huerta, San Juan, según TEA (1960). Se observa el hundimiento del basamento A (extremo septentrional) y B (extremo austral).

vaciones de Fidalgo y de de Alba, relacionadas con el levantamiento de las Hojas 17 d y 16 d (1966, 1960). El más septentrional de los afloramientos de la Hoja 17 d (Sañogasta - Vilgo) se encuentra ubicado en las proximidades de Pampa de Guanacos, entre las cotas de 2700-2800 m s.n.m. (fig. 1). Depósitos sincrónicos y sobre el mismo perfil transversal de la sierra yacen al pie del flanco oriental, unos cinco kilómetros al

sudoeste de la estación Catinzaco y con una altura de 1000 m s.n.m. La magnitud del desplazamiento vertical está dado por la diferencia de nivel entre ambos afloramientos, siendo de unos 1700-1800 m el valor correspondiente.

Relación similar se puede establecer a lo largo de un perfil cuya traza corre unos 11 km al sur del anterior, obteniéndose en el caso un valor de 1200 m de rechazo vertical entre los afloramientos del cerro Colorado (2500 m s.n.m.) y los ubicados directamente al oeste de la estación Los Colorados (1300 metros s.n.m.). Un tercer perfil distante unos 18 km al sur del anterior, arroja un desplazamiento vertical de 300 m entre los afloramientos del cerro Vilgo con 900 m s.n.m. y los expuestos en las proximidades de Puesto Chanchos con 600 m s.n.m. Finalmente, y en el extremo sur de la sierra de Paganzo (fig. 2) los depósitos del Paganzo I y II (Formaciones Tupe y Patquía) cubren en discordancia y con disposición periclinal a las rocas del basamento precámbrico, que se hunden en este sector.

Para la parte septentrional de la sierra de Sañogasta contamos con las observaciones de de Alba (1960). En este sector y coronando la sierra yacen remanentes aislados de la Formación Patquía, cuyas sedimentitas yacen en posición horizontal o subhorizontal. La magnitud del desplazamiento vertical entre estos afloramientos y los que emergen al pie de la sierra, al oeste de Vichigasta, es de 1300 m. Al norte de esta sección, hacia el valle transversal del río Miranda, los depósitos de la citada formación declinan progresivamente en altura acompañando al hundimiento del eje de la sierra. En el área surcada por el río Miranda, aparecen directamente placados a las rocas graníticas del basamento bancos de la Formación Patquía, con rumbo este-oeste que inclinan al norte con 40-60 grados.

De las observaciones anteriores se desprende lo siguiente:

- i) Que la base de los remanentes de la cubierta sedimentaria neopaleozoica, coincide con una superficie cuya altura disminuye desde el centro de la sierra hacia sus extremos norte y sur.
- ii) Que la magnitud del desplazamiento vertical de la falla que delimita el flanco oriental de la sierra de Sañogasta disminuye desde su tramo central hacia sus extremos¹.
- iii) Que la falla en el extremo sur de la sierra, no afecta a las rocas de la cubierta sedimentaria, cuyos estratos se disponen con arreglo a una estructura periclinal que envuelve y recubre a las rocas del basamento precámbrico. No se observan evidencias geomórficas de fallamiento en las llanuras contiguas que se extienden inmediatamente al sur de la sierra.
- iv) Que inmediatamente al norte de la estructura periclinal mencionada y sobre el flanco oriental de la sierra, debe ubicarse un punto neutro donde el valor del rechazo vertical es cero.
- v) Que no se excluye la continuación de la superficie de fractura, sin desplazamiento, debajo de la cubierta cuartárica que compone las llanuras al sur de la sierra.
- vi) Que el perfil longitudinal en forma de amplia combadura en toda la extensión de la sierra, está determinado por el ascenso diferencial de sus partes.

La estructura tectónica señalada para la sierra de Sañogasta puede ser identificada con los denominados pilares-puentes (*bridge shaped horst* o *bridge type horst*) indicados por Belousov (1962, 1968). Este investigador consi-

¹ Este tipo de rechazo fue indicado por González Bonorino (1950 b) en el sistema de fallas ubicado frente al cerro Durazno, Hoja 12-d. Capillitas, Catamarca.

dera a la mencionada estructura como una de las formas que pueden presentarse en pilares o fosas (*horst* o *graben*) cuando la magnitud del desplazamiento vertical en el rumbo de la superficie de falla se hace cero.

Aunque la información geológica disponible es limitada como para intentar una generalización de la estructura observada en la sierra de Sañogasta a todo el ámbito de las Sierras Pampeanas, consideramos que la misma puede ser reconocida en algunos de los bloques que integran esta provincia geológica. Como ejemplo podríamos citar los siguientes:

- Sierra de Velasco,
- Sierras de los Llanos, Chepes y Ulapes.
- Sierra Brava,
- Sierras del Valle Fértil, Chavez y de la Huerta,
- Extremo austral de la sierra de Maz,
- Extremo austral de la sierra de Hualfín,
- Sierra de San Luis.

III. INTERPRETACION DE LA ESTRUCTURA

Tentativamente se ofrecen tres interpretaciones para explicar la estructura de pilares-puentes propuesta en este trabajo. Ellas son: 1ª) Ascenso por arqueamiento por flexión; 2ª) Ascenso por fallas transversales con arqueamiento aparente del basamento y 3ª) Rejuvenecimiento de estructuras antiguas. Serán tratadas en el orden dado.

1. *Ascenso por arqueamiento por flexión.*

Es difícil concebir la deformación plástica de las rocas del basamento, de sobra conocido por su alta resistencia a los esfuerzos de compresión. Pero si admitimos la posibilidad de una deformación plástica en escala regional, esta interpretación se tornaría viable. So-

metidos los bloques a flexión longitudinal, se generan en sus partes exteriores esfuerzos traccionales cuya dirección es coincidente con el eje mayor de aquéllos. Deben esperarse entonces, tanto en las rocas del basamento como en las de la cobertura sistemas de diaclasas de cizalla que guarden relación geométrica con la dirección de los esfuerzos traccionales mencionados.

De acuerdo con los aspectos teóricos de la mecánica de la deformación de las rocas, los planos máximos de cizalla se sitúan a 45° respecto de los ejes de esfuerzo máximo, mientras que los planos de fractura lo hacen experimentalmente a unos 30° . Las observaciones de campo muestran que las orientaciones de los sistemas de diaclasas concuerdan bastante bien con las consideraciones teóricas mencionadas, aunque deben admitirse esfuerzos traccionales perpendiculares al eje longitudinal de los bloques, resultando así que los sistemas de diaclasas observados responderían a una combinación de los esfuerzos.

Caben citar los siguientes ejemplos:

- i) Sierra de Ulapes, La Rioja. Turner y de Alba (1968) reconocieron en las rocas precámbricas que componen esta sierra, cuyo eje está orientado en dirección norte-sur, dos sistemas de diaclasas de rumbo $N40^\circ E$ y $N50^\circ W$.
- ii) Sierra de Malanzán, La Rioja. Según datos de Furque (1968) los sistemas de diaclasas en las rocas del basamento, se agrupan en dos direcciones principales con valores acimutales comprendidos entre $25-50^\circ$ y $270-290^\circ$. Promediando estas cifras para cada juego de diaclasas se observa que ellas se ubican a 42 y 74° con respecto al eje de la sierra, cuyo rumbo es $N5^\circ W$.
- iii) Sierra de Maz, La Rioja. En las rocas de la cubierta sedimentaria

y en los bancos basales de la Formación Guandacol, el autor reconoció dos sistemas de diaclasas de rumbos $N55^\circ E$ y $N58^\circ W$, siendo norte-sur la dirección del eje de la sierra.

2. *Ascenso por fallas transversales con arqueamiento aparente del basamento*

Caben admitir juegos de fallas transversales que dividen a los bloques en unidades menores. Quedaría así determinada una estructura de pilares alineados en el sentido longitudinal de los bloques. Si las alturas relativas de las unidades menores aumentan progresivamente desde uno de los extremos del bloque en dirección a sus tramos centrales para disminuir luego en sentido opuesto, tendríamos como resultado un aparente arqueamiento de las rocas del basamento y cubierta sedimentaria. Estructuras de este tipo, aunque vinculadas con fallas longitudinales, han sido indicadas para la comarca de Morván, Francia (Barré, 1903) y Solling, Alemania (Belousov, 1962), y por donde largos trechos se han conservado intactas las rocas de la cubierta sedimentaria.

No es posible reconocer en el ambiente de las Sierras Pampeanas el tipo de estructura indicado, porque la erosión ha suprimido gran parte la cubierta sedimentaria y afectado a las rocas del basamento.

Sin embargo, la participación de las fallas transversales en el delineamiento estructural de esta provincia geológica es tan importante como el de las fallas longitudinales, según se desprende de los trabajos de Pastore y Ruiz Huidobro (1952), Pastore y Methol (1953) y Methol (1958). Para el bloque de la sierra de San Luis, los dos primeros investigadores han indicado numerosas líneas tectónicas de rumbo E-W y NW-SE, atribuyendo a las mismas el truncamiento austral de la mencionada se-

3. Rejuvenecimiento de estructuras antiguas.

La estructura tectónica de pilares puentes puede interpretarse finalmente como estructuras positivas anteriores a la deposición de los Estratos de Paganzo y reactivadas por los movimientos del Terciario superior. Habla en favor de un relieve preexistente, la distribución irregular que en las Sierras Pampeanas presentan las sedimentitas de los Pisos I y II. Como se desprende de los levantamientos geológicos regionales, las sedimentitas del Piso I (Formaciones Guandacol y Tupe) presentan un desarrollo limitado frente a la amplia distribución del Paganzo II (Formación Patquía). Por lo general, las primeras aparecen en las partes bajas de las sierras y rara vez en los sectores encumbrados donde yacen los depósitos del Piso II. De lo expuesto se infiere que la sedimentación del Piso I tuvo lugar en depresiones o bajos interpuestos entre áreas positivas. La posterior sedimentación del Piso II, después de colmar las partes bajas avanzó sobre las áreas emergentes cubriéndolas, ahogando el relieve antiguo. Pormenores de relieves preexistentes a la sedimentación de los Pisos I y II, fue indicado por el autor en la parte austral de la sierra de Maz, La Rioja (Cuerda, 1965).

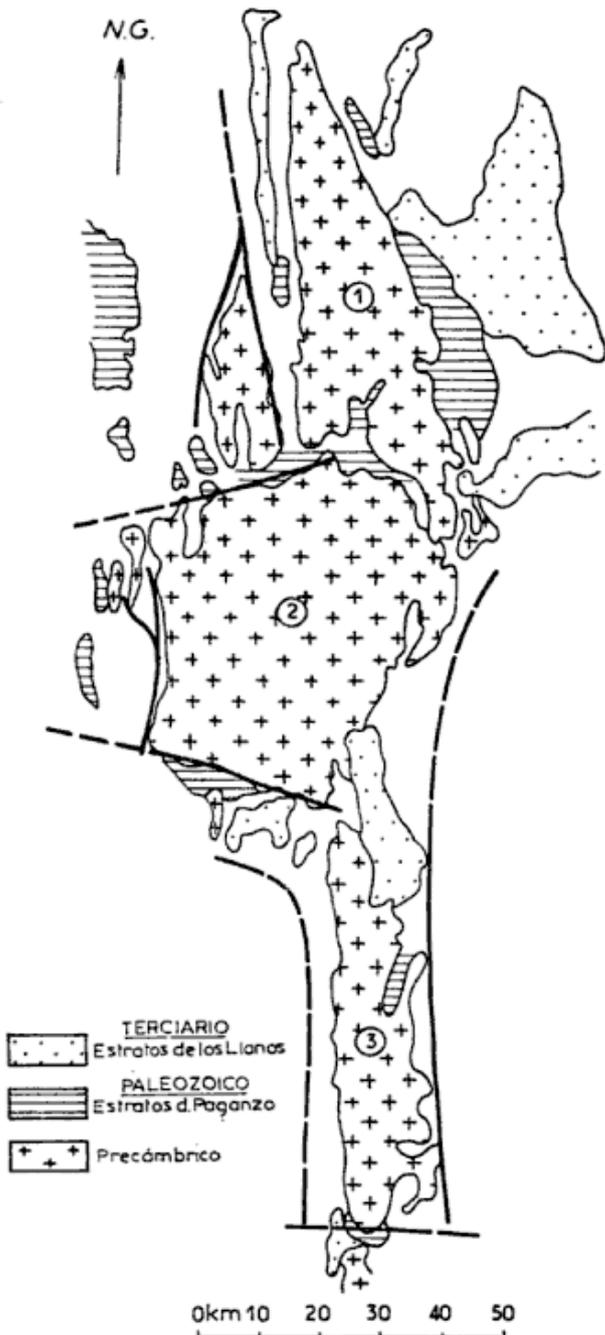


Fig. 4. — Bosquejo geológico de las sierras de Los Llanos 1, Chepes 2, y de Ulapes 3 (Turner y de Alba; 1968, Caminos, comunicación verbal).

rranía y hundimiento del basamento. Estas consideraciones pueden extenderse a la sierra de Chepes, La Rioja, cuyos bordes, norte y sur, aparecen truncados por fallas transversales (Caminos, comunicación verbal) y al extremo sur de la sierra de Ulapes (Caminos, 1968) (fig. 4).

IV. CONCLUSIONES

Las ideas expuestas en las páginas anteriores cabe sintetizarlas en los siguientes términos:

1. Los bloques ascendieron diferencialmente, coincidiendo el máximo ascenso con los tramos centrales y el mínimo en los extremos. El rechazo de las fallas muere hacia los extremos del bloque. Ello equivale a expresar que tanto las rocas de la cubierta sedimentaria como el basamento precámbrico fueron arqueadas longitudinalmente (ar-

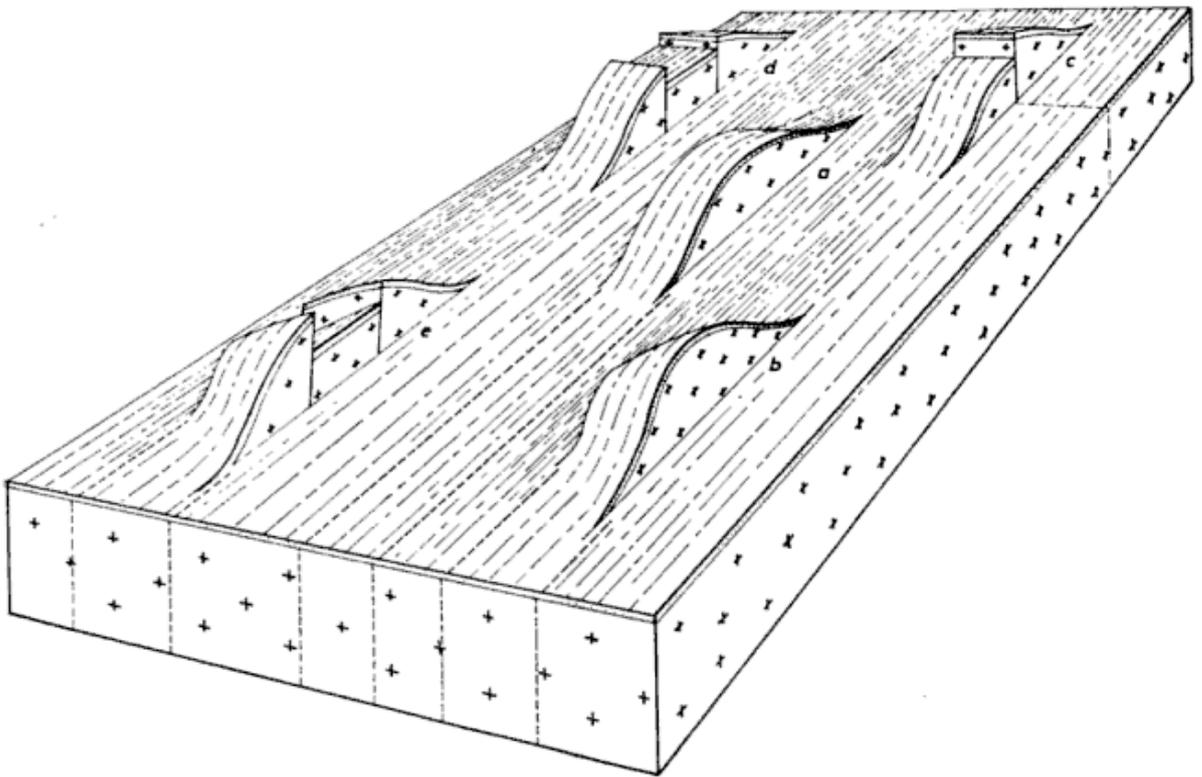


Fig. 5. — En el bosquejo se indican rocas del basamento cubiertas por una lámina sedimentaria con fallamiento longitudinal y paralelo. Diversos tipos estructurales derivados de pilar- puente (véase texto).

queamiento real o aparente) de acuerdo con los distintos mecanismos arriba propuestos. Caben admitir componentes del movimiento diferencial en direcciones perpendiculares al eje de la estructura (bloques inclinados).

2. El tipo de estructura tectónica resultante puede identificarse con los denominados pilares - puentes (*bridge shaped horst* o *bridge type horst*) indicado anteriormente por Belousov (1962, 1968). De la combinación de los dos movimientos diferenciales indicados en 1 pueden generarse del simple pilar- puente (fig. 5 a) diversos tipos estructurales, entre los que podemos señalar los siguientes:

a) pilar- puente con ladeamiento (fig. 5 b). (Ej.: Sierra Brava, La Rioja, pilar- puente con ladeamiento al este);

b) pilar- puente con una o más fallas transversales, con o sin ladeamiento (fig. 5 c, d, e). (Ej.: Sierra de San Luis, pilar- puente con múltiple fallamiento transversal y ladeamiento al este, Pastore y Ruiz Huidobro, 1952).

3. No se disponen de observaciones geológicas que permitan indicar si las fallas longitudinales son directas o inversas, y con ello entramos en una faz especulativa del problema. Pero si adherimos a las ideas expuestas por González Bonorino (1950 a), que vincula la estructura integral de las Sierras Pampeanas con esfuerzos compresivos que actuaron desde el oeste (Precordillera y Puna), entonces debemos admitir que las fallas longitudinales son inversas. En cambio, las fallas transversales serían directas y

como una respuesta a esfuerzos traccionales generados en los bloques y perpendiculares a los esfuerzos compresivos. Con respecto a los esfuerzos que generaron el arqueamiento regional y en sentido longitudinal de las sierras (real o aparente) estarían relacionados con componentes verticales.

V. AGRADECIMIENTOS

Dejo constancia de mi agradecimiento al Prof. Dr. R. Caminos, por las ideas sugeridas durante la elaboración del trabajo, relacionadas con el fallamiento de las sierras de Los Llanos, Chepes y Ulapes, y análisis de los esfuerzos en las rocas del basamento y cubierta sedimentaria. Hago extensivo mi agradecimiento al Prof. Dr. M. E. Teruggi, por la lectura y crítica del manuscrito.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Barré, O. 1903. *L'architecture du sol de la France*. pp. 381, París.

Belousov, V. V. 1962. *Basic problems in geotectonics*. pp. 777, Mc Graw Hill, Nueva York.

— 1968. *Structural Geology*. pp. 176, Mir Publishers, Moscú.

Bodenbender, G. 1905. *La Sierra de Córdoba. Constitución geológica y productos minerales de aplicación*. An. Min. Agric., Sec. Geol. Miner. y Min., I (II), pp. 146.

Caminos, R. 1968. *Descripción geológica de las Hojas 21f y 21g, Sierra de Ulapes y Ulapes, Provincia de La Rioja*. (Inf. inéd. SNMG).

— 1972. *Sierras Pampeanas de Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan*. in: Geología Regional Argentina, pp. 41-79.

Cuerda, A. J. 1965. *Estratigrafía de los depósitos neopaleozoicos de la Sierra de Maz (Provincia de La Rioja)*. Ac. Seg. Jorn. Geol. Arg., III, pp. 79-93.

de Alba, E. 1953. *Descripción geológica de la Hoja 16c, Villa Unión, La Rioja*. Dir. Nac. Geol. Min., Bol. 82, pp. 81.

— 1960. *Descripción geológica de la Hoja 16d, Chilecito, Provincia de La Rioja*. (Inf. inéd. SNMG).

Fidalgo, F. 1963. *Algunos rasgos tectónicos y geomorfológicos de la sierra de Sañogasta-Vilgo (Provincia de La Rioja)*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XVIII (3-4), pp. 139-152.

— 1966. *Descripción geológica de la Hoja 17d, Catinzaco, Provincia de La Rioja*. (Inf. inéd. SNMG).

Furque, G. 1968. *Bosquejo geológico de la sierra de Malanzán, La Rioja*. Ac. Terc. Jorn. Geol. Arg., I, pp. 111-120.

Gareca, P. G. 1948. *Contribución al conocimiento geológico de los yacimientos con carbón de la Provincia de La Rioja*. Tes. Inéd. Mus. La Plata.

González Bonorino, F. 1950 a. *Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas*. Rev. Asoc. Geol. Arg., V (3), pp. 81-170.

— 1950 b. *Geología y petrografía de las Hojas 12d (Capillitas) y 13d (Andalgalú), Provincia de Catamarca*. Dir. Gen. Ind. Min., Bol. 70, pp. 99.

Groeber, P. 1940. *Descripción geológica de la Provincia de La Rioja*. in: Ag. Min. Rep. Ar., Com. Nac. Clim. Ag. Min., pp. 17-30.

Heim, A. 1947. *Bosquejo tectónico de la Sierra de Paganzo, Provincia de La Rioja*. Rev. Asoc. Geol. Arg., II (2), pp. 122-126.

Methol, E. J. 1958. *Descripción geológica de la Hoja 18i, Deán Funes, Tulumba (Córdoba)*. Dir. Nac. Geol. Min., Bol. 88, pp. 67.

Pastore, F. y Methol, E. J. 1953. *Descripción geológica de la Hoja 19i, Capilla del Monte (Córdoba)*. Dir. Nac. Min., Bol. 79, pp. 70.

Pastore, F. y Ruiz Huidobro, O. J. 1952. *Descripción geológica de la Hoja 24g, Saladillo (San Luis)*. Dir. Nac. Min., Bol. 78, pp. 62.

Penck, W. 1920. *Der Südrand der Puna de Atacama (NW Argentiniens)*. Abh. Math. Phys. Klass. der Sächs. Akad. der Wiss., XXXVIII, pp. 413. Leipzig.

Rasmuss, J. 1916. *Rasgos geológicos generales de las Sierras Pampeanas*. Dir. Gen. Min. Geol. e Hidr., Bol. 13, pp. 18.

TEA, 1968. *Geología de las Sierras Pampeanas de San Juan. Su prospección y área con posibilidades mineras*. Compañía Minera TEA. Departamento de Minería, San Juan. Inédito.

Turner, J. C. M. 1969. *Esbozo geológico de la Sierra Brava (Provincia de La Rioja)*. Ac. Cuart. Jorn. Geol. Arg., I, pp. 525-541.

Turner, J. C. M. y de Alba, E. 1968. *Rasgos geológicos de las Sierras de Chepes y Ulapes (Provincia de La Rioja)*. Ac. Terc. Jorn. Geol. Arg., I, pp. 173-193.

Recibido el 13 de junio de 1973.

ACTUALISMO Y UNIFORMITARISMO

Por HORACIO J. HARRINGTON

RESUMEN

Actualismo y Uniformitarianismo, aunque a menudo considerados equivalentes, son dos conceptos distintos. El primero es, en última instancia, el *postulado* de que las leyes de la naturaleza son eternas e inmutables. El segundo, es la *suposición* de que los procesos geológicos que actuaron en el pasado son los mismos que actúan en la actualidad y que siempre operaron a la misma escala y con la misma intensidad.

Hoy se tiende a desechar el Uniformitarianismo, concepto demasiado extremo sin probabilidad apriorística, y se vuelve al Actualismo (a menudo confundiéndolo con el Uniformitarianismo), pero cabe señalar que el Actualismo no es un *principio científico* sino una *suposición*, una *presunción*, un *postulado* no necesariamente válido, sobre el cual se ha edificado el "cuerpo de doctrina" de la geología, y que éste no es más válido que el postulado sobre el cual se funda.

ABSTRACT

Actualism and Uniformitarianism, though often considered equivalent, are two different concepts. In the last instance, the first is the *postulate* that the laws of Nature are eternal and immutable, whereas the second is the *supposition* that the geological processes that operated in the past are the same as those operating at present and that they always operated at the same scale and with the same intensity.

Today there is a tendency to lay aside Uniformitarianism—a too extreme a concept without aprioristic probability—and to return to Actualism (often confusing it with Uniformitarianism), but it may be pointed out that Actualism is not a *scientific principle* but a *supposition*, a *presumption*, a *postulate* not necessarily valid, on which the "theory of geology" has been built and that this is no more valid than the postulate on which it is based.

Aunque los conceptos de Actualismo y de Uniformitarianismo son bien distintos, muy a menudo se los confunde y se los considera sinónimos. Amstutz, en 1971, los estima equivalentes y los define como la "teoría que afirma que todos los acontecimientos geológicos ocurridos en el pasado pueden ser aún explicados por fenómenos y procesos activos en el presente", mientras que más recientemente aún, el Glossary of Geology publicado en 1972 por el American Geological Institute, considera Actualismo como sinónimo de Uniformitarianismo. La definición de Amstutz, no muy feliz por cierto, cuadra al

concepto de Actualismo que, en primera instancia, es el postulado de que los procesos geológicos del pasado son los mismos procesos que operan en la actualidad. El Uniformitarianismo es una posición extrema: no sólo los procesos geológicos del pasado son los mismos procesos que operan en la actualidad, sino que siempre han actuado aproximadamente a la misma escala y con la misma intensidad.

Aunque estos conceptos están ligados a los nombres de James Hutton y de Charles Lyell respectivamente, ideas en esencia idénticas habían sido ya formuladas en la última mitad del siglo XVIII,

especialmente por Toulmin (1783). Su nombre ha sido prácticamente olvidado, pese a que pocas dudas pueden haber acerca de que Hutton conocía las ideas de Toulmin antes de publicar su "Teoría de la Tierra" en 1788, como surge de un cotejo de las obras de ambos autores. Caso similar al de Alfred Russel Wallace frente a Charles Darwin. Antes de dar a imprenta su "Origen de las Especies", Darwin había publicado, en el Journal de la Linnean Society de 1858, un trabajo en colaboración con Wallace en el cual se adelantan las ideas que poco después le harían famoso. No son muchos los que recuerdan hoy a Wallace.

Pero poco interesa que Cuvier se adelantara a William Smith y que Lamarck se adelantara a Darwin. No se habían dado aún las condiciones para aceptar nuevas ideas. Fue el impacto que la "Teoría de la Tierra" y los "Principios de Geología" causaron en el mundo culto lo que determinó que las ideas actualistas y uniformitarias quedaran por siempre ligadas a los nombres de Hutton y Lyell. Claro que, como bien dijera Simpson (1963), estas ideas nacieron al cerrarse el siglo XVIII y al comenzar el XIX y su significación original puede entenderse solamente en ese contexto: fueron una simple reacción contra la escuela catastrofista que en tonces prevalecía.

El Actualismo de Hutton, apoyado en el arrogante determinismo que dominó la ciencia por más de tres siglos hasta bien entrado el nuestro, está manifiesto en estas frases que no hacen más que afirmar que las leyes naturales son inmutables: "Si la piedra que cayó hoy se elevara mañana habría llegado el fin de la filosofía natural; nuestros principios fracasarían y ya no podríamos investigar las reglas de la naturaleza a partir de nuestras observaciones" y "debemos leer los fenómenos del tiempo pasado en el estado presente de los cuerpos naturales, y para esta lectura sólo podemos acudir a las leyes de la naturaleza, establecidas en la ciencia

del hombre por su razonamiento inductivo".

Pero en Hutton se encuentra ya el germen de las ideas uniformitarias, pero expresadas con cautela como suposiciones o presunciones: "basándonos en la suposición de que las operaciones de la naturaleza son uniformes y continuas ("equable and steady") en el original inglés..." y "hemos estado representando el sistema de esta Tierra como operando con cierta regularidad, que quizá no exista en la naturaleza pero que es necesaria para nuestra clara comprensión del sistema de la naturaleza". Lo cual no deja de ser un razonamiento un tanto extraño.

A manos de Lyell, ya en 1830, el Actualismo de Hutton se convirtió en el Uniformitarianismo: concepto demasiado extremo y dogmático que aún perdura en la mente de muchos geólogos. Véase sino la definición de Farrand, que data de 1962: "El Uniformitarianismo es el concepto de que los procesos que actuaron en la Tierra en el pasado, son los mismos procesos que operan en la actualidad, a la misma escala y aproximadamente con la misma intensidad".

Pero siempre hubo voces en contra de esta idea. Sedgwick, ya en 1831, expresó: "Todos aceptamos que las leyes primarias de la naturaleza son inmutables... Pero suponer que las combinaciones secundarias que se originan de las leyes primarias de la materia han sido las mismas en todos los períodos de la Tierra es una hipótesis injustificable, sin probabilidad *a priori*". Murchison, en 1839, fue más allá al decir: "Mientras me complazco en lo que llamaría el 'método Leylliano' de poner a prueba los fenómenos geológicos por medio de analogías modernas, no creo en la doctrina de que las dislocaciones de hoy en día son producidas por causas del mismo grado de *intensidad* de aquéllas sobre las cuales la geología nos suministra pruebas". Whewell, años más tarde, expresó por su parte (1858): "Pienso que la afirmación de una pretensión *a priori*

de probabilidad y espíritu filosófico en favor de la doctrina de uniformidad, es completamente insostenible”.

Hoy ha pasado el concepto de que los procesos geológicos que operaron en el pasado son los mismos que operan hoy día y que siempre lo hicieron con la misma *intensidad* y con el mismo *ritmo*. Hoy se vuelve a Hutton y se olvida a Lyell, aunque confundiendo a veces Actualismo con Uniformitarianismo. Hoy se prefiere decir (Moore, 1958) que “las leyes de la naturaleza son inmutables” o (Simpson, 1963) que el Uniformitarianismo es “el postulado de que las características inmanentes del universo material no han cambiado con el correr del tiempo” (frase, esta última, donde se confunde el concepto de Uniformitarianismo con el de Actualismo). Pero el Actualismo (o el Uniformitarianismo en el sentido de Simpson) no es un *principio científico*, sino una *suposición* o *postulado* indemostrable. Y en ese sentido, como Sollas lo señalara ya en 1875, es simplemente un *dogma*.

La *suposición* es que las leyes naturales son inmutables y eternas, pero este es un *postulado a priori* porque nada hay intrínseco e inmanente en las “leyes” que proclamen tales caracteres. Curiosamente, como dijera Scriven (1961): “El hecho más interesante acerca de las leyes de la naturaleza es que se sabe que virtualmente todas son erróneas. Y las pocas excepciones... parecen destinadas a convertirse en víctimas a corto plazo”.

Poincaré, en 1913, expresó: “Lo que creemos saber acerca del pasado de nuestro globo lo deducimos de su estado presente. ¿Y cómo se hace esta deducción? Por medio de leyes supuestamente conocidas... De tal manera que si las leyes de la naturaleza no eran las mismas en la edad carbónica que las de la época actual, nunca podremos saberlo dado que no podemos saber nada de aquella edad si no es en base de lo que deducimos de esas leyes”. Con lo cual cerramos el círculo vicioso de nuestro razonamiento.

Feigl, en 1943, fue aun más allá al decir: “Si todo conocimiento *a priori* es analítico, entonces no podemos deducir una aseveración sintética, como el principio de la uniformidad en la naturaleza, de una premisa *a priori*. Y si intentamos validar una inducción sobre la base de su éxito ciertamente eminente en el pasado, estamos simplemente haciendo una inducción sobre otra inducción y, por lo tanto, presuponemos el principio mismo que nos propusimos demostrar”.

La ley de la Gravitación Universal, las Leyes de la Termodinámica: ¿son “eternas” y su validez es inmutable? La duplicación de experimentos no es prueba en tal sentido, ya que los últimos siglos no son más que un instante en la edad del Universo.

Los resultados de las mediciones paleomagnéticas se basan sobre la suposición de que el campo geomagnético ha sido siempre un campo dipolar. Pero no podemos probar tal suposición. El campo geomagnético actual es bastante débil: unos 0,3 gauss cerca del ecuador y 0,7 gauss en las regiones polares. La intensidad del campo magnético solar es algo mayor: unos pocos gauss. ¿Podemos aplicar al Sol la “teoría del dínamo”? ¿La teoría es válida para la Tierra misma o no es más que una elegante, pero no del todo satisfactoria, explicación de su campo magnético *actual*? ¿Estamos apilando hipótesis sobre hipótesis, suposiciones sobre suposiciones?

Si la deriva continental es cierta, si comenzó en el Mesozoico y si aceptamos la explicación de Runcorn (1962) de que se inició debido al tamaño adecuado que adquirieron las corrientes convectivas del Manto por crecimiento del núcleo líquido de la Tierra: ¿Dónde queda el Actualismo? Los procesos que *hoy* actúan y que actuaron desde el Mesozoico, *no* actuaron en épocas pre-mesozoicas.

De atenernos a la “Teoría de Láminas”: ¿dónde están los “complejos ofiolíticos”, las “mélanges”, las “zonas de subducción” pre-mesozoicas? ¿Dónde

está el Actualismo? ¿O en ninguna parte del mundo hubo movimientos sárdicos, caledónicos, hercínicos?

Si la Tierra nació de una nebulosa gaseosa o si siempre fue sólida: ¿porqué los continentes, Pangaea original o no, están todavía agrupados en un hemisferio? ¿Dónde está el Uniformitarianismo, que llevó a tan flagrante falta de uniformidad?

¿Se forman hoy charnokitas y granulitas? ¿Sabemos cómo se formaron en el pasado? ¿Se forman hoy "nappes de charriage"? ¿Sabemos cómo se formaron las alpinas? Todo es conjetura, su posición, hipótesis.

Podríamos multiplicar los ejemplos, las hipótesis dispares, los choques irreconciliables de explicaciones *ad-hoc* de fenómenos vagamente entendido, de hechos observacionales que aún no tienen explicación... ¿No será que estamos hipnotizados por el Actualismo y el Uniformitarianismo?

La Tierra, el Sistema Planetario Solar, nuestra Galaxia, el Universo todo, no son entes estáticos sino evolutivos. ¿No será posible que las "leyes de la naturaleza" que hoy "gobiernan el concierto del Universo" y que suponemos inmutables y eternas sean también evolutivas?

El hombre ha creado una serie de "generalizaciones" para explicarse el mundo exterior... tal como lo concibe hoy en día: una "teoría del mundo exterior" que es válida hoy, pero cuya validez hace 3.000 m.a. no podemos probar, simplemente porque estas "generalizaciones", estas llamadas "leyes naturales" sobre las que se basa, son extra-temporales y no están restringidas o limitadas por el concepto de tiempo. *Suponer* su validez eterna es una *presunción* sin fundamento que ha terminado por convertirse en *dogma*.

Recordemos que Rutten expresó, en 1957: "Hubo, desde luego, en un tiempo un período pre-actualista en la historia de la Tierra" y que Raguin (1951) afirmó: "El principio de Actualismo es insuficiente para la reconstrucción de la historia precámbrica". Mac Gregor

(1951) expresó una idea muy similar al decir: "Al tratar con rocas formadas cuando el mundo tenía menos de la mitad de su edad actual, una estricta adherencia a la doctrina uniformitarianista es injustificada".

Parecería que, al adentrarnos en el Precámbrico, el Actualismo se va haciendo más impreciso y borroso, hasta que llega el momento en que le decimos "adiós". No por nada las cosmogonías no tenían cabida en la geología de Lyell: el "principio" de Uniformitarianismo no podía aplicarse a ninguna de las hipótesis cosmogónicas entonces en boga, ni a ninguna de las formuladas en tiempos modernos. Pero la cosmogonía es parte vital de la geología, porque la Tierra actual es el producto de la evolución de nuestro planeta ancestral.

No es mi intención refutar el Actualismo, cosa tan imposible como demostrarlo. Lo que deseo es poner énfasis en el hecho de que es sólo una *presunción* una *suposición*, un *postulado* no necesariamente válido, sobre el cual hemos construido la "teoría de la geología" o, mejor dicho aún, el "cuerpo de doctrina" de nuestra ciencia. Y debe tenerse presente que aquel "cuerpo de doctrina" no es más válido que el postulado sobre el cual se funda.

Hemos estado demasiado tiempo, casi dos siglos, sujetos al yugo de los conceptos puramente hipotéticos de Actualismo y Uniformitarianismo, que heredamos de nuestros "gigantes padres" como postulados irrefutables. Están tan adentrados en nuestra mente que sin ellos casi no podemos pensar como geólogos y alguna razón le asiste a Kitts al decir (1963): "En términos de como opera un geólogo, no hay pasado hasta que se ha formulado la presunción de uniformidad". En los albores del siglo XIX estos conceptos tuvieron su razón de ser, pero no se ve muy claro porqué en la actualidad han de permanecer vigentes. Quizá, olvidándolos y pensando con imaginación controlada pero dentro de límites más amplios, lleguemos algún día a formular una verdadera "Teoría de la

Tierra", la cual, por lo que se entreve ya, no ha de ser ni Uniformitarianista ni Actualista sino Evolucionista. Claro que para ello no es suficiente ser geólogo o geofísico. Hay un requisito mucho más importante: es necesario ser genio y, lamentablemente, pocos son los genios que la Humanidad ha producido.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

- Amstutz, G. A., 1961. *Glossary of Mining Geology*. Ferdinand Enke Verlag, pp. 196, Stuttgart.
- Farrand, W. R., 1962. *Frozen mammoths*. Science, v. 137, p. 450-452, Washington.
- Feigl, H., 1943. *Logical empiricism*, p. 373-416, en D. D. Runes et al.: "Twentieth Century Philosophy", Philosophical Library, pp. 571, New York.
- Glossary of Geology, 1972. American Geological Institute, pp. 805, New York.
- Hutton, J., 1788. *Theory of the Earth*. Roy. Soc. Edinburgh, Trans., v. 1, p. 209-304, Edinburgh.
- Kitts, D. B., 1963. *The Theory of Geology*, p. 49-68, en C. C. Albriton, ed.: "The Fabric of Geology", Freeman, Cooper and Co., pp. 374, Stanford.
- Lyell, C., 1830. *Principles of Geology*, v. 1, John Murray, pp. 511, London.
- Moore, R. C., 1958. *Introduction to historical geology*. 2nd. ed., Mc Graw Hill, pp. 656, New York.
- Murchison, R. I., 1839. *The Silurian System*, pt. 1, John Murray, pp. 576, London.
- Poincaré, H., 1913. *The foundations of science* (Translated by George Bruce Halsted), en J. McKeen Cattell, ed.: "Science and Education", v. 1, Science Press, pp. 553, New York.
- Raguin, E., 1951. *Méthodes d'études des formations géologiques anciennes*, en "Sciences de la terre", XXI Congr. Inter. Phil. Sci., Paris, 1949. Hermann, pp. 17-28, Paris.
- Runcorn, S. K. (ed.), 1962. *Continental Drift*. Academic Press, New York and London.
- Rutten, M. G., 1957. *Origin of life on earth, its evolution and actualism*. Evolution, v. 11, p. 5-59, Amsterdam.
- Scriven, M., 1961. *The key property of physical laws - inaccuracy*, p. 91-101, en H. Feigl and C. Maxwell, eds.: "Current issues in the philosophy of science", Holt, Rinehart and Winston, pp. 484, New York.
- Sedgwick, A., 1831. *Address to the Geological Society*. Geol. Soc. London, Proc. 1826-1833, p. 281-316, London.
- Simpson, G. G., 1963. *Historical Science*, p. 24-48, en C. C. Albriton, ed.: "The Fabric of Geology", Freeman, Cooper and Co., pp. 374, Stanford.
- Sollas, W. J., 1875. *The Age of the Earth*. John Murray, pp. 375, London.
- Toulmin, G. H., 1783. *The antiquity of the world*. 2nd. ed., T. Cadell, pp. 208, London.
- Whewell, W., 1858. *History of scientific ideas*. 3rd. ed., John S. Parker, pp. 324, London.

Recibido el 7 de agosto de 1973.

NOTAS BREVES

SOBRE LA PRESENCIA DE TRILOBITES EN LAS CUARCITAS DEL GRUPO MESON, EN POTRERILLOS, PROVINCIA DE SALTA

POR FLORENCIO GILBERTO ACEÑOLAZA¹

Recientemente mientras efectuábamos trabajos de reconocimiento geológico en las unidades eopaleozoicas que afloran en el borde oriental de la Puna saltojujeña, tuvimos la oportunidad de coleccionar los primeros restos de trilobites que hasta el presente hayan sido encontrados en las cuarcitas cámbricas del Grupo Mesón.

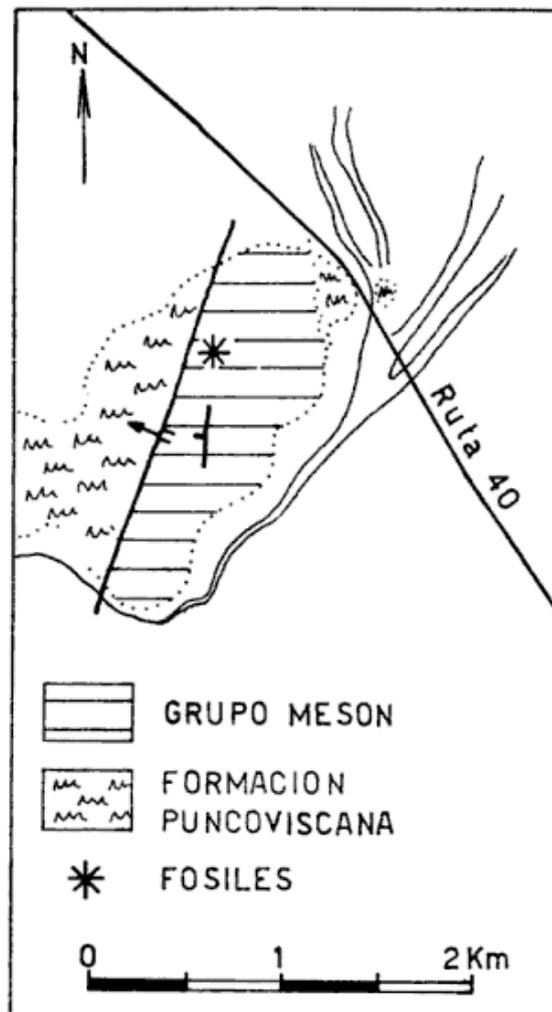
El hallazgo se realizó en los afloramientos ubicados al NW de la localidad de Potrerillos, a la vera de la ruta que une San Antonio de los Cobres con Susques. Estos sedimentos fueron ligeramente descritos por Turner (1972), quien destacó su identidad con el Grupo Mesón basándose en criterios estratigráficos y mencionados como cámbricos por Méndez *at al.* (1972).

En dicha localidad afloran las cuarcitas con un espesor estimado en 200 metros, apoyándose en discordancia sobre pizarras equiparables con las de la Formación Puncoviscana. El paquete sedimentario tiene rumbo N-S y buza al oeste unos 24°-30°, siendo bisecado por una falla de rumbo N20° E, de carácter inverso, que eleva a las pizarras ya mencionadas.

La sección se inicia con una serie de estratos cuarcíticos de color blanquecino con intercalaciones conglomerádicas de matriz verdosa. La porción basal se caracteriza por la abundancia de es-

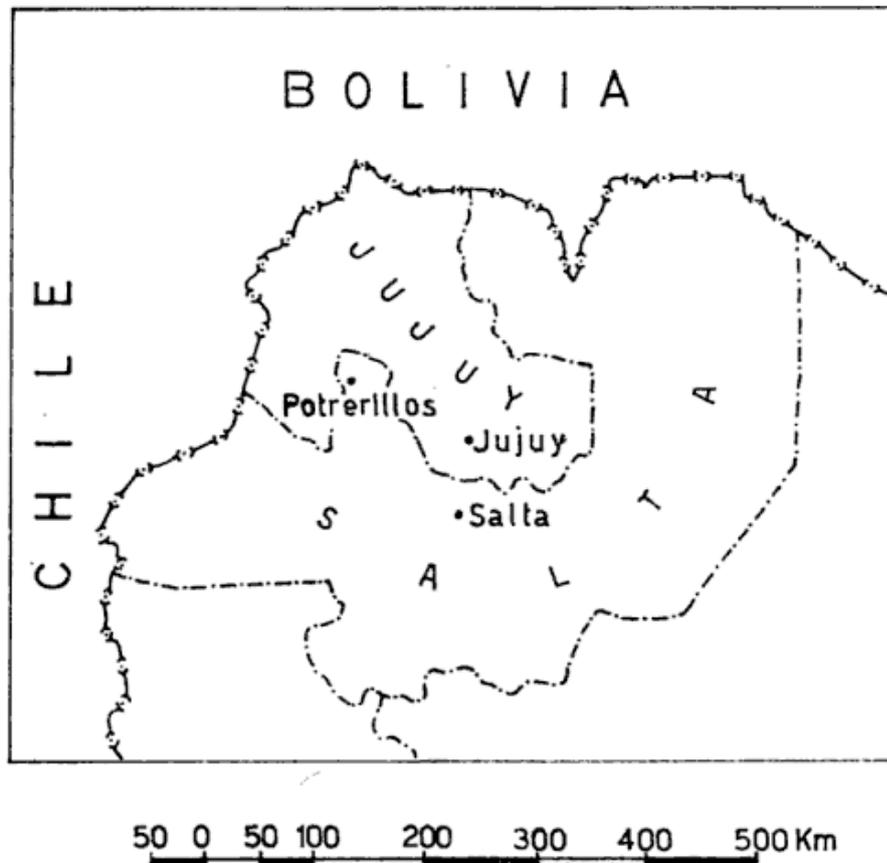
estructuras diagonales en los bancos cuarcíticos.

Hacia la sección media y superior de la columna expuesta disminuye el carácter arriba mencionado, destacándose una mayor regularidad en la estratificación de los bancos, a quienes se les adicionan niveles portadores de pseudo-



¹Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, Tucumán.

CROQUIS DE UBICACION



morfos de piritita. El color del conjunto es pardo rojizo por alteración epigénica, mientras que la roca fresca es generalmente de color verdoso o gris verdoso. La granulometría oscila entre arena media a gruesa.

La parte superior de la sección está constituida por una serie de bancos cuarcíticos, gris blanquecinos, a quienes se les intercalan areniscas gris verdosas.

El material coleccionado proviene del tercio superior de la sección, pudiéndose reconocer en él pigidios de por lo menos tres especies distintas, un craniidio, *Cruziana sp.*, y algunas valvas de braquiópodos. El estado de conservación es regular, pero se estima que de su estudio será posible obtener algunas conclusiones sobre la edad del Grupo Mesón.

Hasta el presente se conocía como fósil casi exclusivo de estas rocas al problemático *Scolithus*, cuyo valor estratigráfico es insignificante. De allí que

en la mayoría de los trabajos que mencionaban a esta sucesión solo especificaban una edad cámbrica *s.l.*; creándose como lógica consecuencia ciertos problemas interpretativos, especialmente en lo referido a su discordancia de base. Recordemos entre los autores modernos a Borrello (1969) o a Turner (1972), quienes justifican una edad precámbrica a las pizarras que subyacen al G. Mesón basándose en la suposición de que la discordancia basal representaría a los movimientos assynticos (eocámbricos), dando lugar a que se interprete a la secuencia cuarcítica *s.str.* De allí es que deseamos remarcar la importancia de este hallazgo ya que si con ellos es factible definir la edad del Grupo Mesón podremos, o no, afirmar los datos cronológicos que nos están aportando, la radiometría del basamento cristalino y los recientes hallazgos de *Oldhamia sp.* (Aceñolaza, 1973) en la Formación Puncoviscana.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

Aceñolaza, F. G. 1973. *Nota sobre la presencia de "Oldhamia" sp. en la formación Puncoviscana de Cuesta Muñano, provincia de Salta, República Argentina.* Rev. Asoc. Geolog. Arg. XXVIII: 1, 56-60.

Borrello, A. 1969. *Los Geosinclinales de la Argentina.* An. Dir. Nac. Mi. Geolog. XIV.
Mendez, V., Navarini, A., Plaza, D. y Viera, V. 1972. *Faja eruptiva de la Puna Oriental.* Actas V Congr. Geol. Arg. (en prensa).
Turner, J. 1972. *La puna in Leanza, A.* 1972. *Geología Regional Argentina.* Publ. Acad. Nac. Ciencias. 91-116.

CONSIDERACIONES SOBRE LA GENESIS
SEDIMENTARIA - SINGENETICA DE LA MINERALIZACION DE Pb-Zn
Y BARITINA DEL YACIMIENTO "LA HELVECIA" Y AREAS VECINAS,
PROVINCIA DE LA RIOJA

POR MILKA K. DE BRODTKORB Y ALEJO BRODTKORB *

El objeto de esta comunicación es dar a conocer la nueva interpretación genética que proponen los autores para el distrito minero localizado al oeste de Guandacol, prov. de La Rioja, donde se ubican varios depósitos y manifestaciones de galena, blenda y baritina en sedimentos calcáreos.

El más importante hasta el presente es el yacimiento "La Helvecia" que se ubica a 30 km al oeste de Guandacol y a 2.900 m s.n.m.; otras manifestaciones son El Llanito, El Hoyo, El Ingenio, Las Picadas, Los Sapitos, etc., que se encuentran en un radio de 15 km.

La mineralización que nos ocupa está relacionada con las conocidas calizas precordilleranas de la Formación San Juan (Ordovícico). Sobre éstas, en pseudoconcordancia, se encuentran areniscas continentales de edad carbónica. Todo el conjunto se halla atravesado por diques presumiblemente relacionados al stock monzodiorítico del cerro Urcuschun de posible edad triásica.

En la zona en estudio la mineralización de Pb-Zn y baritina está constitui-

da por cuerpos lenticulares, con alguna continuidad entre sí, constituyendo un conjunto mantiforme, estrato-ligado (strata-bound). Se encuentran prácticamente en la culminación de la deposición de la Formación San Juan, en una brecha de talud. Se pueden diferenciar tres tipos de mineralizaciones, a saber:

- 1) Mineralización primaria: con textura sedimentarias singenéticas poco disturbadas por los procesos diagenéticos.
- 2) Mineralización removilizada: migrada desde su emplazamiento primitivo.
- 3) Mineralización secundaria: la más explotada en el yacimiento y que no tiene mayor trascendencia en la consideración genética.

La mineralización primaria está dispuesta concordantemente en los estratos en los cuales está alojada, lo que denominamos mineralización estrato-ligada. Esta mineralización muestra una relativamente bien conservada textura sedimentaria, que se puede encontrar por ejemplo en el socavón "La Solitaria" en la progresiva 285 m a 335 m. Está caracterizada macroscópicamente por una

* Servicio Nacional Minero Geológico. Trabajo publicado con la anuencia de sus autoridades.

brecha de tipo talud en cuya matriz se concentra una fina mineralización de galena y blenda, y en menor cantidad pirita.

En macrosecciones pulidas se reconocen nítidamente dichos minerales de mena en texturas sedimentarias, conformando delgadas capas rítmicas — algunas veces rotas por movimientos subácuos—, otras veces los fragmentos muestran muy poco transporte, y fueron redepositados y cementados por material carbonático. Se distinguen pequeños cristallitos de galena dispuestos con capitas coincidentes con la rítmica deposición de las blendas. También se destacan las texturas geopetales y en especial calcos de carga (*load cast*). En secciones pulidas se identificaron al microscopio, en las mencionadas ritmitas de minerales de mena, blendas coloidales y relictos de wurzitas.

Mucho más abundante es la mineralización removilizada de galena, la que se diferencia de la anterior principalmente por el tamaño de los cristales. Por el efecto de presiones diagenéticas la galena migra plásticamente reuniéndose en el camino con numerosos microcristallitos, los que con el emplazamiento final recrystalizan en cristales medianos a grandes, e inclusive son observables texturas de presión (*Bleischweif*). En el contacto de la brecha calcárea con la arenisca blanquecina suprayacente mencionada anteriormente, la galena aparece por lo general acompañada por baritina.

La mineralización secundaria está representada principalmente por smithsonita, hermimorfita, cerusita, anglesita, goslarita, malaquita, azurita, melanterita y natrojarosita.

En relación a las teorías genéticas cabe consignar que en las dos últimas décadas se ha estudiado la génesis de los yacimientos de Pb-Zn de las calizas triásicas alpinas (Amstutz 1964 parte A y Brown 1967, parte II), encontrándose numerosas características que no concuerdan con un metasomatismo de ori-

gen apomagmático hidrotermal como se los consideró por mucho tiempo. En un proceso de revisión similar están los denominados "yacimientos del tipo Mississippi Valley de los Estados Unidos de Norteamérica (Brown 1961, parte I) a los que se consideró en forma general como metasomáticos.

En los yacimientos sedimentarios sin-genéticos los minerales metalíferos son minerales primarios de la roca que los aloja, o sea que su emplazamiento fue simultáneo con todos los minerales que componen la sedimentita; siendo ello así se descartan los complicados mecanismos de las concepciones epigenetistas, según las cuales las mineralizaciones de sulfuros provienen de alguna profunda y desconocida cámara magmática, recorriendo grandes distancias a través de rocas diferentes, por conductos o canales verticales hasta horizontales no identificables, y sin producir reacciones químicas en su camino.

Se supone que la mineralización proviene de un hidrotermalismo que se explayó en el mar depositándose conjuntamente con los carbonatos, aunque algunos autores sustentan la idea de una erosión continental, una concentración de los iones metálicos en el mar y su depositación conjunta con los sedimentos marinos.

Al comienzo se mencionaron algunas manifestaciones de Pb-Zn y baritina próximos al yacimiento "La Helvecia", sin embargo se tiene información de otros afloramientos más alejados, no dimensionados, en una extensión de aproximadamente 70 km, desde el comienzo de las calizas de la Formación San Juan en el norte hasta la altura de la localidad de Huaco en el sur.

Si bien en los alrededores de "La Helvecia" no se hallaron aún elementos relacionados con vulcanismo ordovícico, éste aparece más al sur, en la zona occidental de la Precordillera, Calingasta y Rodeo, donde el magmatismo ordovícico está relacionado exclusivamente con efusiones submarinas, de rocas básicas,

en forma de "lavas almohadonadas" (Furque 1972).

Los rasgos característicos que apoyan la tesis de un origen sedimentario sin-genético para el yacimiento "La Helvecia", son en resumen, los siguientes:

Posición: la mineralización de estrato-ligada, dispuesta concordantemente en los estratos calcáreos alojantes, de edad ordovícica.

Cambio sedimentario: las uniformes calizas ordovícicas sufren un súbito cambio de sedimentación evidenciado por la presencia de brechas y mineralización metálica que estaría en relación con un cambio de posición de la cuenca y simultáneo vulcanismo.

Vulcanismo: algo más al sur, en Calingasta.-Rodeo, lavas almohadonadas aseguran una actividad magmática submarina ordovícica.

Extensión: las manifestaciones de mineralizaciones aparecen en una extensión de unos 70 km a lo largo de las calizas de la Formación San Juan.

Paragénesis: la mineralización primaria — típicamente bimetálica — está constituida por blenda-galena y baritina; es uniforme en las manifestaciones de la Formación San Juan, variando las relaciones entre dichos minerales.

Fábricas: la conservación y hallazgo de texturas sedimentarias primarias de la mineralización.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Amstutz, G. C., Editor, 1964. *Sedimentology and ore genesis*. Developments in sedimentology. Vol. 2. Elsevier Publishing Co.
- Brown, J. S., Editor, 1967. *Genesis of stratiform lead-zinc-barite-fluorite deposits in carbonate rocks (the so-called Mississippi Valley type deposits)*. A symposium. Monograph 3 Economic Geology.
- Furque, G., 1972. *Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza*. En Geología Regional Argentina. Editor A. Leanza. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba, Rep. Arg.

Recibido el 7 de setiembre de 1973.

COMENTARIOS

LA LAGUNA CARRI LAFQUEN GRANDE Y EL ORIGEN DE LOS BAJOS PATAGONICOS

POR F. GONZALEZ BONORINO Y J. RABASSA¹

En su nota publicada en el volumen XXVII, 4, p. 410-12 y ampliada en el vol. XXVIII, 1, p. 13-36, de esta Revista, Wolfgang Volkheimer sostiene que los bajos sin salida de la Patagonia extraandina norte se formaron a consecuencia de hundimientos por fallas gravitativas. Volkheimer elabora su hipótesis principalmente a partir de la laguna Carri Lafquén Grande, situada al nordeste de Ingeniero Jacobacci. La nota de Volkheimer provocó críticas por parte de Fidalgo, de Zambrano y de Methol, mientras que fue apoyada por Dessanti (R.A.G.A., vol. XXVIII, 1). Tales comentarios fueron escritos antes de la publicación del trabajo ampliatorio de Volkheimer; ahora existe la posibilidad de evaluar mejor la evidencia presentada por este autor sobre el origen de las depresiones y analizar sus conclusiones con más elementos de juicio.

El mapa presentado por Volkheimer en su trabajo sobre el área de Ingeniero Jacobacci muestra un conjunto bastante complejo de fallas, entre ellas las que bordean su "depresión estructural de Carri Lafquén Grande", y serían las responsables de la formación de este bajo. Llama la atención que prácticamente todas las líneas de fractura corten los afloramientos de las distintas formaciones sin desplazar sus límites. Dicho de otro modo, no hay en los contactos mapeados y en la distribución de

las formaciones nada que justifique el trazado de tales fallas —a pesar que algunas de las fallas, según Volkheimer, serían fallas de desplazamiento de rumbo (falla lateral). El texto (Volkheimer, 1973, p. 33-34) tampoco explica qué criterios utilizó el autor para ubicar las fallas donde lo hizo. Llamen en particular la atención las llamadas fallas periféricas concéntricas que limitan al este la depresión de Carri Lafquén Grande; por el texto nos enteramos que la más importante de estas fallas —que serían de edad cuaternaria pues afectarían los sedimentos de la laguna— se manifiesta por un "resalto de alrededor de 25 metros", a lo largo de la ruta 242, que habría sido construida justamente sobre el borde elevado de la presunta falla (Volkheimer, 1973, mapa p. 34).

Las peculiaridades tectónicas de la región y su relación con el discutido origen de los bajos patagónicos, y en particular la posibilidad de observar un ejemplo de neotectónica tan peculiar como el representado por las presuntas fallas periféricas de Carri Lafquén, movió a los autores de esta nota a visitar —en compañía del Lcdo. Eduardo Domínguez, también de la Fundación Bariloche— el lugar y estudiar algunos afloramientos críticos. Desde ya, diremos que de la observación previa de los estereogramas aéreos (INTA, 1967) surgió en nosotros la sospecha de que las supuestas escarpas de falla en los depósitos cuaternarios de Carri Lafquén

¹ Fundación Bariloche, C.C. 138, San Carlos de Bariloche, RN.

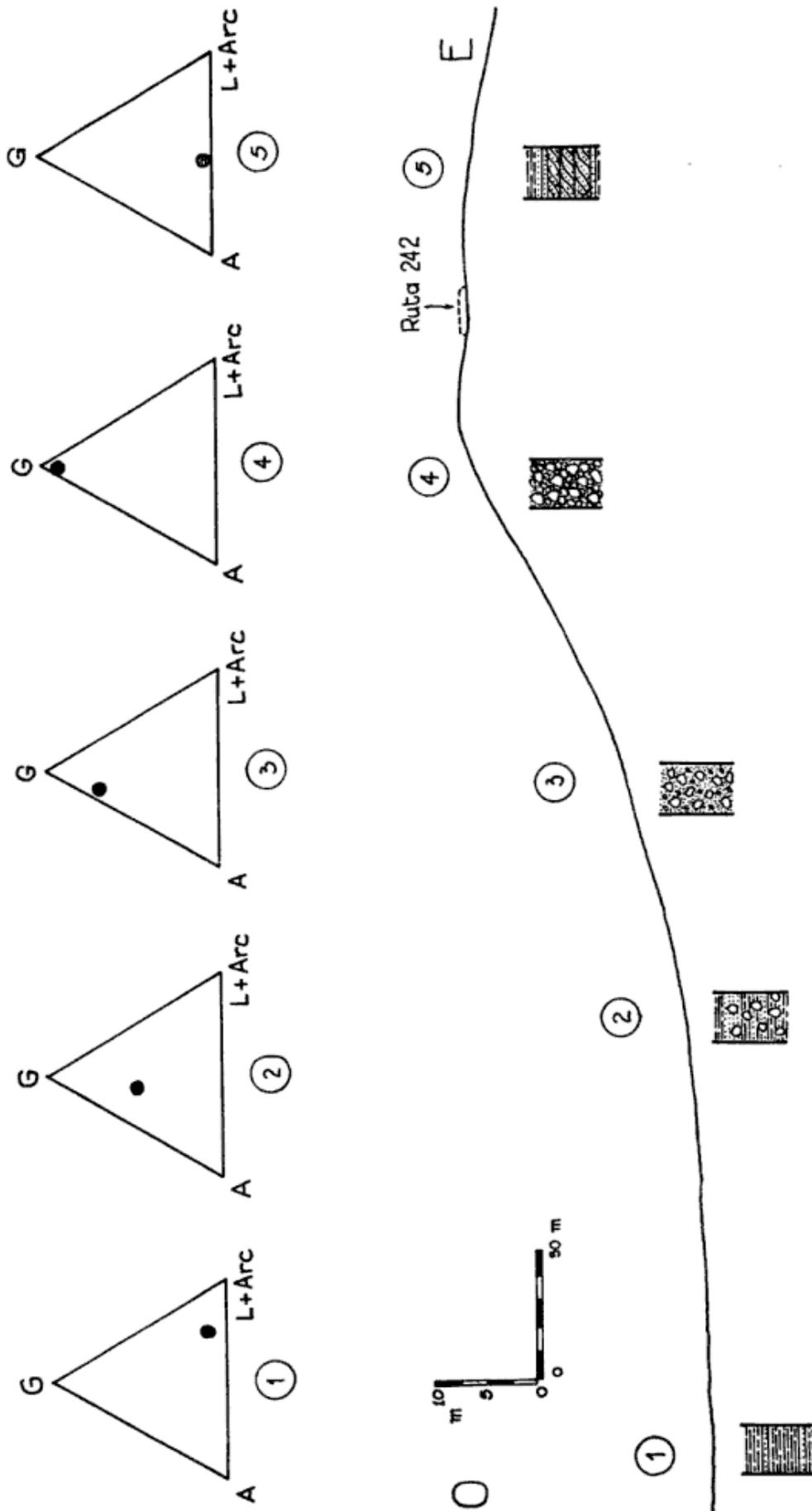


Fig. 1. — Corte transversal de la terraza o albardón oriental de la depresión de Carrí Lafquén Grande, al nordeste de Ingeniero Jacobacci, Río Negro. Los triángulos indican la granometría de los sedimentos. G, grava; A, arena; L + Arc, limo y arcilla

fueran en realidad antiguas líneas de costa de la laguna, tan sugestivas son su posición, su regularidad y su paralelismo. Los resultados de nuestras observaciones son los siguientes:

1. La supuesta escarpa de falla cuaternaria principal, casi coincidente con la ruta 242 al este de la depresión de Carri Lafquén, es un terraplén de unos 100 m de ancho, con un talud de unos 20 metros que mira al lago, y uno mucho menos pronunciado del lado opuesto (fig. 1). Un muestreo en dirección transversal, reveló por debajo, de 20-30 cm de suelo reciente los siguientes sedimentos, del interior de la cuenca hacia afuera:

Muestra 1, limo arcilloso con 10 % de grava y 20 % de arena; muestra 2, grava arenosa con 20 % de limo-arcilla; muestra 3, grava (70 %), con 25 % de arena y 5 % de limo-arcilla; muestra 4, grava (93 %), con 5 % de arena y 2 % de limo-arcilla; y muestra 5, arena limosa, con 3 % de grava. La gradación granométrica con aumento de grava desde el fondo de la depresión hasta el tope de la terraza, es característica de los perfiles de costa. La muestra 4, de la parte superior de la terraza, es una gravilla fina bien seleccionada y moderadamente redondeada (moda, 4-8 mm). La fracción grava de las muestras situadas más abajo en el talud es en general más grande que ésta, lo cual coincide también con los perfiles de playa. En efecto, la gravilla 4 sería el material de acarreo con que el oleaje construye su espaldón, mientras que la grava de 3 y 2 es la grava residual más gruesa que tiende a quedar rezagado en el acarreo hacia el espaldón. En cuanto a la muestra 5, sus características son precisamente las que debiera tener si procediera de un médano costero. (La estratificación entrecruzada de la Fig. 1 es hipotética, pues no hay cortes que permitan comprobarla).

Tanto la morfología como la naturaleza de los sedimentos son característicos de un perfil de costa. Cuando se sigue el tramo diagonal de la ruta 242, hacia el NNE, al norte de la Laguna Seca, se cruza una rápida sucesión de bordos pa-

ralelos con todas las características de los cordones litorales, fácilmente visibles en las fotografías aéreas. Entre los albardones hay, en partes, lagunas que ponen de relieve su alineamiento. Creemos que puede haber pocas dudas de que se trata de sucesivas líneas de costa formadas por la laguna Carri Lafquén Grande durante su retroceso a partir de su máxima expansión. La terraza de 20-25 metros adyacente a la ruta 242, representa seguramente el estadio estacionario más importante de ese retroceso.

2. Las líneas de falla que según Volkheimer delimitarían el bajo de Carri Lafquén al nordeste y sur, y según su mapa correrían al pie de las bardas de F. Collón Cura coronadas de basalto, son en nuestra opinión puramente especulativas y no justificadas ni aún por su propio relevamiento. En efecto, las formaciones que constituyen el basamento de las bardas aparecen a la misma altura fuera y dentro de la supuesta depresión tectónica. Una falla puede darse como comprobada sólo cuando hay evidencias de desplazamiento relativo; la presencia de indicios tales como fisuras o brechas no debe ser considerado suficiente, pues es sabido que éstas pueden producirse sin desplazamientos significativos. Aún así, tratamos de encontrar en un par de lugares señales de ese tipo, que pudieran al menos en parte justificar las líneas tectónicas postuladas por Volkheimer. Estos lugares están inmediatamente al norte y este del Pto. Melivilo (Melivito en el mapa). Por estos afloramientos pasaría una de las supuestas fallas laterales de Volkheimer, que limitaría la depresión al sur; además, el afloramiento oriental estaría afectado por la "falla cuaternaria" de la ruta 242. El resultado de esta búsqueda fue totalmente negativo, a pesar que el área de afloramientos es muy reducida. El afloramiento de Complejo Porfírico al este del Pto. Melivilo es particularmente ilustrativo, pues se trata de una superficie de erosión en pórfiros que no muestra señales de desplazamiento por

ninguna de las dos fallas indicadas en el mapa.

Confesamos que no nos resultan claros, de la lectura de su trabajo, los criterios utilizados por Volkheimer para postular estas fallas, como así tampoco las otras fallas de localidades observables a lo largo de las rutas 23 y 242. Sería útil una aclaración del autor sobre este punto. Digamos que tampoco pudimos hallar en las fotografías aéreas evidencias de éstas y otras de las fallas indicadas en el mapa.

El bajo de Carri Lafquén no puede ser, en nuestra opinión, y a base de la información existente, interpretado necesariamente como una depresión tectónica. Nosotros no vemos ninguna dificultad en aceptar un origen erosivo —principalmente deflación— tal como han propuesto varios autores respecto a otras cuencas cerradas de la Patagonia extraandina. Parecería, sin embargo, que algunos geólogos que apoyan la hipótesis eólica encuentran cierta dificultad en aplicarla a áreas de mesetas basálticas, donde les parece necesario recurrir al factor tectónico (cf. Zambrano, 1973, p. 93). Fuera del hecho evidente que las coladas basálticas pueden retardar la erosión y limitar la formación de los bajos en comparación con regiones no basálticas, no vemos diferencia sustancial entre uno y otro caso. Los bajos deflacionarios se forman cuando durante el proceso degradativo queda al descubierto una capa, miembro o formación sedimentaria más friable, por lo menos con relación al desgaste eólico, que las rocas circundantes. Esto puede ocurrir dentro de un mismo nivel estratigráfico, como consecuencia de cambios faciales. Donde hay mesetas basálticas, el basalto es eliminado por erosión principalmente fluvial, en la medida que la cuenca tenga salida —como ocurre con el bajo de Carri Lafquén, donde la cuenca cerrada se formó *después* de la eliminación de los mantos por erosión fluvial. La denudación de grandes extensiones de la cubierta basáltica por acción de los ríos es uno

de los fenómenos más corrientes de la Patagonia. La explicación puede ser más difícil donde las depresiones están *totalmente* rodeadas de basalto —que, repetimos, no es el caso de Carri Lafquén— pues ésta posee salida en varias direcciones para un primitivo drenaje. En esas depresiones parecería no haber otra explicación que el hundimiento del basalto, sea tectónico o por causa del sublavado. Aún en estos casos, el presunto origen tectónico debería estar confirmado por la presencia de fallas periféricas —no simples deslizamientos— objetivamente demostrables, pues hay en realidad otros mecanismos de origen posibles. Por ejemplo, puede suceder que una colada de basalto deje una especie de inselberg sin cubrir que después, por un proceso de inversión del relieve, se convierta por deflación en un bajo sin salida.

Como apoyo a la interpretación de Volkheimer, Dessanti (1973, p. 95-96) afirma haber encontrado, en Gastre (Chubut) y en el lago Nahuel Huapí, cuatro sistemas de fallas que coincidirían con las postuladas por Volkheimer. Con respecto al Nahuel Huapí, Dessanti repite ideas expuestas en un trabajo anterior (Dessanti, 1972, p. 683-4), según las cuales habría en la cuenca del lago varios juegos de fallas, algunos de tipo directo, otros con desplazamiento de rumbo. Uno de nosotros (F.G.B.) ha estado investigando esta región en los últimos años y sus resultados están en desacuerdo con la interpretación de Dessanti. El análisis de esta discrepancia no cabe en esta nota, pero será expuesto en un artículo pronto a ser publicado. La cuestión de la estructura del Nahuel Huapí no viene demasiado al caso del problema del origen de los bajos extraandinos. Sin embargo, deseamos aprovechar esta ocasión para destacar el beneficio que significaría para el progreso de la geología argentina el que los autores se refrenaran de hacer afirmaciones desprovistas de una fundamentación adecuada. Al leer muchos trabajos, uno se ve con demasiada

frecuencia requerido por el autor a admitir, sin discusión, afirmaciones que éste tal vez considere demasiado evidentes pero que —siendo la geología en tan gran medida una ciencia interpretativa— un sentido elemental de respeto al lector y al criterio científico obliga a demostrar con observaciones y argumentos objetivos. Las notas que comentamos aquí son ejemplos característicos de aquello a que nos estamos refiriendo.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

Dessanti, R. N., 1973. *Sobre el control estructural de algunos rasgos geomorfológicos*

del noroeste de la Patagonia. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXVIII, 1, 95-96.

Fidalgo, F., 1973. *Sobre los bajos sin salida en Patagonia.* Rev. Asoc. Geol. Arg., XXVIII, 1, 91-92.

Methol, E. J., 1973. *Comentarios sobre los pequeños bajos sin salida de la Patagonia.* Rev. Asoc. Geol. Arg., XXVIII, 1, 94-95.

Volkheimer, W., 1972. *Sobre el origen de los bajos sin salida en la Patagonia extraandina septentrional.* Rev. Asoc. Geol. Arg., XXVII, 4, 410-412.

— 1973. *Observaciones geológicas en el área de Ingeniero Jacobacci y adyacencias (Provincia de Río Negro).* Rev. Asoc. Geol. Arg., XXVIII, 1, 13-36.

Zambrano, J. J., 1973. *Influencia de la deflación en la formación de los bajos sin salida de la Patagonia extraandina.* Rev. Asoc. Geol. Arg., XXVIII, 1, 92-94.

Recibido el 3 de setiembre de 1973.

**ESTE NUMERO
SE TERMINÓ DE IMPRIMIR EL 27 DE DICIEMBRE DE 1973
EN LA IMPRENTA CONI, S. A. C. I. F. I., PERÚ 684
BUENOS AIRES. REPÚBLICA ARGENTINA**

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

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

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

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

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

INSTRUCCIONES Y NORMAS A LOS AUTORES PARA LA PRESENTACION DE ORIGINALES

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

(Continúa en la retiración de la contratapa)

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

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

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

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

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

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

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

LIBRART S. R. L.

DISTRIBUIDORES EXCLUSIVOS DE LAS PUBLICACIONES
DE INSTITUCIONES Y SOCIEDADES CIENTIFICAS ARGENTINAS

Comisión de Investigación Científica de la Provincia de Buenos Aires

INDICE BIBLIOGRAFICO DE ESTRATIGRAFIA ARGENTINA

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

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

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

Se compone del temario siguiente:

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

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

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

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

VENTA EXCLUSIVA:

LIBRART S. R. L.

CORRIENTES 127

(EDIFICIO BOLSA DE CEREALES)

BUENOS AIRES

T. E. 31 - 4368

Dirección Postal:

Casilla de Correo 5047

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