

REVISTA
DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

S U M A R I O

FÉLIX GONZÁLEZ BONORINO, La Formación Millaqueo y la « Serie Porfirítica » de la Cordillera Nordpatagónica : Nota preliminar.....	145
HUGO CORBELLA, Contribución al conocimiento geológico de la Alta Sierra del Somuncura, Macizo Nordpatagónico, provincia de Río Negro, República Argentina.....	155
EVA C. ARCIDIÁCONO, Contribución al conocimiento de columbita-tantalitas <u>de las provincias de Córdoba y San Luis</u>	171
HORACIO D. DIAS Y ARMANDO C. MASSABIE, Estratigrafía y tectónica de las sedimentitas triásicas, Potrerillos, provincia de Mendoza.....	185
JUAN CARLOS MIRRE, El granito del Acay, intrusivo de edad terciaria en el ambiente de Puna.....	205
MIGUEL ULIANA Y JUAN R. ROBBIANO, Pseudopliegues de la Formación Collón Cura, en Cañadón Quiñi Huao (Puesto Vidondo) y Piedra del <u>Aguila (Cerro Bayo), provincia de Río Negro y Neuquén, Rep. Argentina</u>	213
CARLOS A. GENTILI, HÉCTOR L. ROSENMAN Y ANTONIO M. LOURENÇO, Características geológicas generales del territorio brasileño en la faja <u>adyacente al curso medio del río Uruguay</u>	223
GERARDO PARKER, Posición estratigráfica del « Famatinense » y sus <u>correlaciones</u>	231
SUSANA E. DAMBORENEA, Geología del cerro Colorado del cementerio <u>Barrreal, provincia de San Juan (República Argentina)</u>	249
COMENTARIO BIBLIOGRÁFICO.....	154

BUENOS AIRES
REPUBLICA ARGENTINA

1974

LA FORMACION MILLAQUEO Y LA "SERIE PORFIRITICA"
DE LA CORDILLERA NORDPATAGONICA: NOTA PRELIMINARPOR FÉLIX GONZÁLEZ BONORINO¹

RESUMEN

Se definen las formaciones Huemul y Millaqueo, cuyos estratos tipos están en la península de Huemul, en el lago Nahuel Huapi.

Ambas formaciones se unen provisoriamente en el Grupo Huemul, de edad probable pre-Jurásica, a juzgar por sus relaciones de campo con la Formación Piltriquitrón, que contiene fósiles jurásicos.

La Formación Huemul consiste de rocas efusivas-piroclásticas y equivale a la "Serie Porfirítica" de Quensel.

La Formación Millaqueo está constituida por wackes y lutitas con intercalaciones de rocas volcánicas.

El Grupo Huemul ha sido reconocido entre lago Correntoso (Neuquén) y Epuyén (Chubut).

El Grupo Huemul es roca de caja para los plutones tonalítico-granodioríticos y graníticos, que tan extenso desarrollo tienen en la Cordillera Nordpatagónica. Los llamados "Esquistos de Esquel" se consideran equivalentes a la Formación Millaqueo.

Se modifica una anterior opinión del autor respecto de la relación entre las formaciones Piltriquitrón y Millaqueo: la Formación Piltriquitrón es más joven y se apoya en discordancia sobre el Grupo Huemul.

ABSTRACT

This paper presents the results of cursory field investigations in the pre-Cordilleran region of southwestern Argentina.

Two formations—the Huemul and Millaqueo formations—are defined, and joined in the Huemul Group, of probable pre-Jurassic age.

The Huemul Formation consists of effusive-pyroclastic rocks and is equivalent to the "Quartz-porphyr" of Ljungner and to the "Porphyrite Series" of Larsson.

The Millaqueo Formation consists of wackes and shales, with some interbedded volcanics.

The Huemul Group is host rock for the tonalitic-granodioritic and granitic plutons, extensively developed in the Cordillera of Northern Patagonia. The lithologic unit known as "Esquel Schists" is correlated with the Millaqueo Formation.

An old opinion of the author, involving the correlation of the Piltriquitrón and Millaqueo formations, is modified: the Piltriquitrón Formation is younger, and rests unconformably on the Huemul Group.

INTRODUCCION

En 1931, Erik Ljungner publicó un estudio geológico de la región del lago Nahuel Huapi en el que describe, bajo el nombre de "Serie Millaqueo", un con-

junto de rocas sedimentarias antiguas aflorantes en el Brazo del Viento. Su descripción, en traducción libre, dice así:

"En la parte oeste —aunque no la de más al oeste— del Brazo del Viento aparece una vieja formación sedimentaria, bastante plegada, de rumbo NO-SE. El

¹ Fundación Bariloche, San Carlos de Bariloche, Río Negro.

núcleo de estos espesos afloramientos muestra poco o nada de metamorfismo de contacto.

La formación, donde no es metamórfica, consiste de lutitas y areniscas. Las primeras son negras, tienen olor arcilloso y contienen cuerpos lenticulares de 2,5 mm de largo. Las areniscas son grises y duras, y su estratificación no es visible. Consisten en granos de 1) cuarzo, 2) pasta criptocrystalina de pórfiro cuarcífero así como 3) más escasos de plagioclasa. Estas areniscas son a menudo finamente conglomerádicas; los rodados consisten principalmente en pórfiro cuarcífero (y dacita). En partes la arenisca es lechosa, por tener fragmentos angulosos de lutitas. Estos hechos, así como la alternancia de areniscas y lutitas, muestran que hubo movimientos durante la sedimentación. No se ven rodados de rocas plutónicas.

Como una variedad de las areniscas, hay una roca de aspecto cuarcítico y grano muy fino. Los granos de pasta porfírica son aquí menos abundantes que en las areniscas de granos más gruesos, donde casi igualan en proporción al cuarzo, y donde el feldespato de los granos es igual al del pórfiro cuarcífero. Las partes metamórficas de la Formación Millaqueo se encuentran sobre todo en el Brazo del Viento así como en la boca del Brazo Tristeza. Su rumbo es siempre NO-SE, con manteo empinado hasta suave. En todo el valle del Río Manso, los restos de esta formación son bastante frecuentes desde el Paso de las Nubes —donde se reconocen inclusiones de las areniscas en la diorita cuarcífera— hasta casi el lago Mascardi”.

La Formación Millaqueo está intrusada por extensos plutones graníticos (Serie Granodiorítica y Granito Tristeza, Ljungner, 1931).

Ljungner (1931, p. 239; Larsson 1940, p. 199) atribuye, a su Formación Millaqueo, edad liásica por el hecho de que ésta contiene materiales volcánicos que supone procedentes de la Forma-

ción Porfirítica o Porfírica, la que a su vez sería, según él, supratriásica. Esta última formación, que Ljungner (Larsson, 1940, p. 199) menciona como presente en la península Huemul del lago Nahuel Huapí en estrecha asociación con rocas sedimentarias similares a las de la Formación Millaqueo, sería la misma que describió Quensel (1911, 1913) en sus estudios sobre la Cordillera Patagónica al sur del paralelo 42° S, y que reconocieron después otros autores en áreas vecinas (Fuenzalida, 1946-47).

En cuanto a la “Serie Granodiorítica” y al “Granito Tristeza”, Ljungner los considera respectivamente de edades málmica y eocena, pero no aporta elementos de juicio concretos para fundamentar estas edades, fuera del hecho que cortan a la Formación Millaqueo en forma sucesiva.

Feruglio (1941) opina que la Formación Millaqueo, así como la “Serie Porfirítica” conexas, se habrían formado en el Paleozoico superior, aunque tampoco aporta sobre este problema datos precisos. A esta opinión se adhiere poco más tarde González Bonorino (1944) con relación a la Formación Millaqueo, aunque en un estudio posterior se inclina por una edad liásica (Petersen y González Bonorino, 1947). Además, este autor correlaciona en forma tentativa y basado en la descripción de Ljungner, la Formación Millaqueo con su Formación Piltriquitrón.

En el transcurso del último año hemos tenido la oportunidad de visitar los afloramientos de la Formación Millaqueo en el Brazo Blest, así como también otras localidades del área del lago Nahuel Huapí y de la vecindad del paralelo 42° S, y como consecuencia de ello hallamos necesario revisar algunas de las ideas publicadas, inclusive las propias. Estas son nuestras principales conclusiones preliminares:

- 1) La Formación Millaqueo y las rocas “porfiríticas” observadas por

Ljungner en Brazo Blest y península Huemul, constituyen en conjunto una unidad estructural que actúa como la roca encajante de los plutones tonalítico-granodioríticos y graníticos que tan extenso desarrollo tienen en la Cordillera Nordpatagónica. Junto con estos plutones, el complejo de "porfiritas" y metasedimentos conforman el basamento cristalino prejurásico de la Cordillera.

- 2) Las formaciones Millaqueo y Piltiquitrón no son correlativas. Piltiquitrón se apoya en discordancia sobre Millaqueo y las plutonitas, y su edad es muy probablemente eojurásica.

Estas conclusiones, si se confirman, serían importantes también para determinar la edad y posición estructural del complejo batolítico de esta parte de la cordillera. Este complejo ha sido interpretado en general como precámbrico entre los geólogos argentinos y cretácico ("batolito andino") entre los chilenos. Nuestra conclusión provisoria es que en su mayor parte y, en particular, del lado argentino, su edad es preliásica y probablemente correlacionable con el basamento granítico de la Cordillera de la costa chilena. El complejo batolítico comprende dos facies principales: tonalita y granito. Estas facies se encuentran estrechamente asociadas en el terreno: la tonalita ocupa preferentemente la parte marginal de los plutones, aunque el granito también entra en contacto con la roca de caja y parece ser en general intrusivo en la tonalita. Por su estrecha relación, ambas facies pertenecen probablemente al mismo ciclo magmático. Estas facies fueron ya distinguidas por Ljungner ("Serie Granodiorítica" y "Granito Tristeza") y por Fuenzalida (facies "Alfa" y "Beta"), pero estos autores les asignan edades diferentes. La presencia de cuerpos cre-

tácicos y/o terciarios, aunque posible, no ha sido todavía demostrada¹.

La presencia de las "porfiritas" Huemul exige, por otra parte, cierto cuidado para no confundirlas en el terreno con las lavas terciarias del Grupo Nahuel Huapí, si bien sus características petrográficas son bastante diferentes.

EL "GRUPO HUEMUL"

A los efectos de la presente descripción, adoptaremos los nombres de *Formación Millaqueo* para las rocas sedimentarias del Brazo Blest, y *Formación Huemul* para las rocas efusivas-piroclásticas, o sea para lo que Ljungner llamó "Quartz-porphyr" (Ljungner, 1931) o "Porphyrite Series" (Larsson, 1940). Al complejo de ambas formaciones llamaremos "Grupo Huemul" pues en la península de este nombre están bien expuestos (Larsson, 1940, p. 200). Estos términos son provisorios y pendientes de un análisis estratigráfico detallado; el hecho que las relaciones estratigráficas entre los dos miembros del "grupo" no estén aún aclaradas, es razón suficiente para no proponer, a esta altura de las investigaciones, una terminología con pretensiones de definitiva. Ljungner sostiene que la formación eruptiva está por debajo de la sedimentaria, aunque no presenta ningún perfil que lo demuestre.

Según observaciones realizadas por nosotros en península Huemul, Brazo Blest y otros lugares, hay intercalaciones de porfiritas entre las rocas sedi-

¹ Las edades radimétricas determinadas sobre estas rocas deben ser interpretadas con precaución. El INGEIS (comunicación escrita del Dr. E. Linares, 1973) dispone de dos análisis sobre muestras de roca granítica de los cerros López y Catedral, que dan valores muy poco por encima de los 10 millones de años. Ello haría al batolito del Catedral mucho más joven que el grupo Nahuel Huapí ("Serie Andesítica"), que a pocos kilómetros de distancia aparece superpuesto en discordancia al mismo granito.

This One



G43J-54Y-HSPN

mentarias, razón por la cual pensamos que se justifica unir ambas formaciones en un mismo grupo.

A continuación describiremos brevemente sus características en algunas localidades, incluyendo la del Brazo Blest (del Viento), localidad original de la Formación Millaqueo.

Península Huemul: en la costa norte de la península Huemul, sobre el Brazo Huemul, afloran wackes hornofélsicas, ubicadas entre dos masas de granito-tonalita, que ocupan respectivamente la base de la península y el extremo oeste (González Bonorino, 1973). Se trata de rocas en partes con buena estratificación, gris verdosas oscuras, muy compactas, formadas por granos de cuarzo en una matriz bien recristalizada de cuarzo y biotita. Algunas contienen algo de cordierita, poco visible. En partes se ve un bandeo de pocos centímetros, en bandas claras (cuarzosas) y oscuras (biotíticas). Las capas están dislocadas y levemente plegadas. Del lado sur de la península hay también rocas hornofélsicas, pero predominan las rocas porfíricas. El tipo litológico característico es una especie de pórfiro con abundantes fenocristales claros de plagioclasa de 1-5 mm (promedio, 2 mm), en una pasta gris verde oscura. La plagioclasa está casi totalmente albitizada. Otros componentes son cuarzo y algo de hornblenda alterada. La pasta está más o menos recristalizada; biotita y hornblenda son los productos característicos de la recristalización térmica. Algunos de los pórfiros parecen ser piroclásticos. Los pórfiros cuarzoandesíticos también se encuentran intercalados con las wackes hornofélsicas de la costa del Brazo Huemul.

Lago Correntoso: el Grupo Huemul, representado principalmente por las eruptivas de la Formación Huemul, forma, junto con rocas graníticas, el cordón de basamento que se extiende de Villa La Angostura hacia el NNW, hasta el límite internacional. Dentro de

esta faja está el lago Correntoso y la banda oriental del lago Espejo. Las rocas predominantes son andesitas de color gris verdoso oscuro, generalmente porfíricas pero menos que los pórfiros de Huemul, en partes ricas en pirita. Los fenocristales son más pequeños (usualmente no mayores de 2 mm) y menos visibles que en los pórfiros de Huemul. La pasta está bastante recristalizada y es, sobre todo en la cercanía del granito, muy rica en anfíbol, que forma una trama densa de agujas y prismas. Las andesitas aparecen en afloramientos macizos, sin mantos visibles. Cerca del contacto con el batolito muestran penetraciones venosas de cuarzo y diques irregulares de granito. También se encuentran bandas epidotizadas. Las agujas de hornblenda se ven en partes a simple vista. Las zonas de contacto son delgadas (algunas decenas de metros). El carácter macizo de las rocas eruptivas de la Formación Huemul hace muy difícil reconocer su posición estructural. En cuanto a las rocas de la Formación Millaqueo, no las hemos encontrado en la faja del lago Correntoso, pero falta aún mucho terreno no reconocido donde podría estar presente.

El Rincón: la faja de El Rincón constituye el "horst" occidental del graben del lago Nahuel Huapí, o sea la contraparte del bloque del Correntoso, y debe ser considerada como la prolongación norte de los afloramientos del Brazo Blest. Esta faja está cortada por el camino internacional por el paso Puyehue, inmediatamente al poniente del resguardo aduanero El Rincón; los cerros Dormilón y Tres Hermanas forman parte de ella. El bloque entero, que abarca hasta el límite internacional, está formado en su mayor parte de granito; solamente en su borde oriental aparece la roca de caja, una estrecha (2-3 km) faja de rocas eruptivas que representan a la Formación Huemul. Se trata de andesitas y pórfiros andesíticos alterados ("porfiritas"), piritizadas, de color gris verde oscuro. Hay tres facies

predominantes: una que posee textura no porfírica hipabisal, con tablillas de plagioclasa (0,2-0,5 mm) y relleno intersticial de cuarzo y hornblenda pálida; otra, porfírica, tiene fenocristales de plagioclasa claros de 1-3 mm en una pasta de plagioclasa y biotita oscura, de grano más fino que la anterior; y una andesita cuarzosa clara entre porfírica y microgranular, rica en piritita (en partes oxidada), compuesta de fenocristales de albita, en una pasta microgranular de cuarzo y albita, carente de la biotita y la hornblenda que dan el color a las andesitas oscuras. En general, parece que las andesitas oscuras son posteriores a las claras, y las no porfíricas a las porfíricas. Las "porfiritas" presentan señales de metamorfismo térmico, señales que disminuyen rápidamente con la distancia. En el propio contacto, o en bloques incluidos en el granito, las andesitas han sido convertidas en agregados finamente cristalinos de hornblenda, cuarzo, albita, biotita, en facies gris clara y gris oscura, dependiendo de la concentración del anfíbol. Los efectos térmicos del plutón se hacen casi imperceptibles magascópicamente a menos de 100 metros del contacto; al microscopio, se notan señales de recristalización parcial hasta unos 2 km al este. Las andesitas están cortadas por diques de granito hasta unos 2 km del contacto, aunque son poco abundantes.

Aunque con algunas diferencias faciales superficiales, encontramos aquí esencialmente los mismos tipos litológicos y relaciones que en la faja del lago Correntoso. La principal diferencia es la presencia de la andesita cuarzosa clara, que no encontramos todavía en la faja de más al este. El grado de alteración —fuera del halo metamórfico— es similar; la plagioclasa está en general albitizada y el epidoto es relativamente frecuente en las andesitas oscuras.

Cerro López: la falda norte del cerro

López está formada principalmente por rocas metamórficas que alojan al pórfiro granítico de la hoya y entran en contacto lateralmente con granito y tonalita (González Bonorino, 1973). Las rocas metamórficas son gneises, anfibolitas y granulitas bandeadas, cortadas por filones de pórfiro granítico, metaandesita y aislados cuerpos básicos. A pesar de los tipos petrográficos enumerados —que representan sólo tipos texturales— el grado de metamorfismo no es alto. Todas las rocas son de grano fino; los gneises consisten en lentes cuarcíticas de 1-2 mm separadas por bandas finas de biotita, cuarzo y feldespato potásico. Las anfibolitas aparecen en capas de varios centímetros o decímetros, constituida por hornblenda y andesina y bandas claras alternantes de aspecto granulítico, formadas por andesina y algo de hornblenda y cuarzo. Los esquistos están cortados por filones de una roca verde porfírica, con fenocristales pequeños de oligoclasa con textura de mosaico, en una pasta de hornblenda, biotita, cuarzo y plagioclasa. Esta roca es petrográficamente igual a la "porfirita" del área del lago Correntoso; su presencia como filones dentro de los esquistos es significativa. La posición estructural de los esquistos es NNW-SSE, con fuerte inclinación al poniente.

A pesar de ciertas diferencias con las rocas de la Formación Millaqueo del Brazo Blest, los esquistos del cerro López corresponden casi seguramente a la formación, tanto por encontrarse muy próximos (5 km) y en el rumbo unos de otros, como por el grado general del metamorfismo. En realidad, en la costa entre las bocas de los brazos Blest y Tristeza, afloran cuarcitas gneisoides casi idénticas a los gneises del cerro López (refugio).

Lago Gutiérrez: entre el cerro López y el lago Gutiérrez, la continuidad del basamento metamórfico está interrumpida por cuerpos de granito y tonalita.

En los flancos del cerro Catedral hay, sin embargo, áreas bastante extensas de basamento, en forma de esquistos cuarzosos con inyección de cuarzo y de granito. Estos esquistos se encuentran del lado oriental de lago Gutiérrez, donde forman la masa principal de la sierra de la Ventana. La roca predominante es también cuarcita micácea bandeada, con abundante inyección granítica y cuarzosa. Estas rocas se ven en los cortes de la ruta 258 sobre la costa del lago y más al sur, hasta el lago Mascardi. Intercaladas con las cuarcitas micáceas hay anfibolitas de grano fino (hay buenos cortes de anfibolita en la divisoria entre ambos lagos) y una roca porfírica constituida por cristales claros de plagioclasa alterada y pasta gruesa constituida por tablillas de plagioclasa albitizada, prismas de hornblenda, cuarzo intersticial y apatita. Una roca idéntica a ésta se encuentra en los cortes del camino Bariloche-Villa La Angostura, casi en el extremo del Brazo Huemul. Esta roca es al parecer una "porfirita" similar, aunque más metamórfica, a las de la Formación Huemul.

A pesar del carácter aparentemente más metamórfico de las rocas del lago Gutiérrez respecto a las del cerro López, lago Correntoso, etc., la continuidad en el terreno y la similitud litológica general permiten considerar como muy probable el que todas ellas constituyan una misma unidad. La presencia de tipos eruptivos de composición andesítica es común en casi todos los lugares. La mayor recristalización en la parte oriental del complejo metamórfico puede tener que ver con el mayor grado de inyección granítica, fácilmente comprobable a simple vista.

Lago Frías: el valle del lago Frías, situado entre Puerto Blest y cerro Tornador, está enclavado principalmente en rocas felsíticas claras que probablemente pertenecen a la formación eruptiva Huemul. Una facies muy común es la que forma paredones verticales so-

bre la costa oeste del lago ("pared del eco"); es una roca maciza, gris blanquecina, formada por pequeños fenocristales de albita y cuarzo, muy espaciados, en una pasta felsítica de cuarzo, albita y algo de feldespato potásico.

Entre el lago y el límite internacional hay también otros tipos de rocas eruptivas, principalmente "porfiritas" grises verdosas, cortadas por diques de granito, tonalita y diorita. La piritita disseminada es común en muchas de estas rocas.

Cerro Pirque, Euyén: el tercio norte del cerro Pirque está formado por rocas del grupo Huemul. Ambas formaciones —Huemul y Millaqueo— están presentes, la primera en el extremo mismo de la sierra, la segunda entre aquélla y el plutón diorítico-granítico, que a su vez forma las partes media y sur.

La Formación Huemul es un macizo de lavas porfíricas de color gris verdoso oscuro en su mayoría, con fenocristales de plagioclasa y composición andesina, fuertemente albitizadas; hay asimismo lavas de pórfiro cuarcífero. Las sedimentitas de la Formación Millaqueo consisten en lutitas hornfelsicas bandeadas, gris negro azuladas, alternando con wackes cuarzo-plagioclásicas muy consolidadas de aspecto algo similar a una cuarcita. Tanto en textura y composición como en grado de recristalización, estas rocas son muy similares a las de la península Huemul. Las rocas próximas al plutón tienen apreciable cantidad de feldespato potásico. Las capas tienen rumbo predominante N-S a NNE-SSW, e inclinación moderada (20°-30°) al este. En el contacto hay diques de rocas graníticas y venas cuarzosas, pero no hay una zona de metamorfismo fuerte o de inyección apreciable.

"Esquistos de Esquel": los afloramientos al borde del camino pavimentado y el ferrocarril, 5 km al este de la ciudad de Esquel, han sido menciona-

dos entre otros por Groeber (1942) y Feruglio (1941). Se trata de unos 500 m de espesor de psamitas y lutitas en capas delgadas de psamitas y lutitas bien consolidadas. Las capas tienen rumbo aproximado N-S e inclinan en general unos 70° al oeste, con flexuras. Las psamitas son rocas duras, gris verdosas oscuras, formadas por clastos de cuarzo y, en menor proporción, plagioclasa en una matriz abundante de grano muy fino; las lutitas son gris azuladas oscuras y se rompen en fragmentos astillosos pequeños, en partes con algo de forma modular. La estratificación fina (hay paquetes donde las psamitas y lutitas alternadas miden de 2 a 5 cm, pero en partes hacia el oeste engruesa hasta que las psamitas alcanzan 15-20 cm, y hasta lentes de 4 metros) ha movido a algunos (Borello, 1969) a designar estas rocas con el nombre de "flysch". Fuera de que este término tiene definidas connotaciones geotectónicas que no pueden ser comprobadas en el caso presente a partir de este afloramiento restringido, el análisis petrográfico de las rocas indica que faltan ciertas características usualmente asociadas al "flysch". Por ejemplo, las psamitas son wackes, pero no grauwackes. En efecto, su abundante matriz no es lutítica (arcillosa) sino probablemente tobácea; faltan los fragmentos de lutita y de chert entre los clastos mayores. Más importante aún, las capas de wacke carecen de estratificación gradada y de las estructuras sedimentarias —marcas de fondo, etc.— que son típicas del "flysch". En realidad, fuera de que su estratificación es en general más fina, las psamitas de Esquel son petrográficamente casi idénticas a las que forman la Formación Millaqueo del cerro Pirque. Consideramos muy probable que, en efecto, se trate de la misma formación.

Como lo indica Groeber (1942), los "esquistos de Esquel" están penetrados por diorita cuarcífera y granito. Este autor, que atribuye posible edad infra-

paleozoica a los "esquistos", menciona además "efusiones porfiríticas del Jurásico superior que al oeste de Esquel descansan en potente serie sobre el ambiente de rocas probablemente paleozoicas". Sería interesante estudiar la posibilidad de que estas rocas representaran a nuestra Formación Huemul.

FORMACION PILTRIQUESTRON Y SU RELACION CON LA FORMACION MILLAQUEO

La Formación Piltriquitrón (González Bonorino, 1944) es un conjunto de psamitas y pelitas, con intercalaciones de diabasa, que afloran en la falda occidental norte de la sierra Piltriquitrón y el pie occidental del cordón Serrucho-Aspero, prácticamente a lo largo del meridiano 71° 30'. Las rocas predominantes son areniscas (wackes) micáceas y lutitas más o menos fisilares y laminadas; hay además intercalaciones de capas al parecer de origen piroclástico. Los sedimentos son bien consolidados —en partes algo "cocidos" por los filones capas diabásicos— y su posición es relativamente tranquila, con inclinaciones en general menores de 20°. Los estratos se apoyan en discordancia sobre el basamento cristalino (principalmente tonalita) de la sierra. En las areniscas micáceas se encontraron restos e impresiones de equinodermos. En las lutitas hay también impresiones de plantas.

La Formación Piltriquitrón tiene bastante parecido con la Formación Millaqueo del vecino cerro Pirque, separado de aquella por el valle de El Bolsón-Hoyo de Epuyén. La similitud radica en las psamitas finas ricas en matriz (wackes), bien consolidadas y de coloración gris verdosa, en las lutitas oscuras y en las intercalaciones de tipo volcánico. Hay, sin embargo, diferencias significativas. En comparación con las rocas del Piltriquitrón, las del Pirque tienen las siguientes diferencias: 1) las

psamitas son pobres en mica detrítica; 2) las lutitas no son laminadas ni fisilares sino que tienen estructura maciza, de aspecto hornfésico; 3) los sedimentos son todos definitivamente submetamórficos o metamórficos, como lo indica la recristalización de la matriz y —en la proximidad de la diorita— neoformación mineral (hornblenda, biotita); 4) carecen de filones capas básicos, muy abundantes en la Formación Piltriquitrón; 5) si bien en esta última hay capas de aparente origen piroclástico, no hay nada en ellas comparable, en volumen y petrográficamente, a la Formación Huemul asociada con la Formación Millaqueo; 6) la deformación tectónica de las capas del cerro Pirque es visiblemente mayor. Por supuesto que la mayor y decisiva diferencia entre las capas de la sierra Piltriquitrón y las del cerro Pirque es que estas últimas están intrusadas por lo misma tonalita que, del otro lado del valle, está cubierta en discordancia por las primeras.

En el cerro Plataforma, situado a unos 30 km al sur de El Bolsón, en las cabeceras del río Turbio —tributario sur del lago Puelo— hay un pequeño graben donde quedó preservado —sobre una superficie de erosión en granito— un paquete de estratos fosilíferos de edad jurásica inferior. Las capas, subhorizontales, consisten de areniscas y wackes cuarzo-feldespáticas, muy consolidadas, alternando con lutitas fisilares, de desintegración fragmentosa astillosa, de color gris negro azulado. Hay además capas de margas, limolitas, conglomerados y areniscas conglomerádicas, además de capas fosilíferas y diques y filones capas de diabasa alterada (“porfirita”). La litología general es similar a las de las capas de la sierra Piltriquitrón —alternancia de areniscas wáckicas con lutitas oscuras fisilares o fragmentosas, consolidación pronunciada— y corresponden ambas a un ambiente de deposición parálica con fuerte aporte volcánico. También se asemejan por contener filones capas y

diques de rocas eruptivas básicas, y por su posición relativa al basamento cristalino. La fauna fósil es en la mayor parte de pelecípodos, aunque hay niveles muy ricos en equinodermos.

Si es cierto, como parece, que las capas del cerro Plataforma se correlacionan con las de Piltriquitrón, tenemos aquí una unidad estratigráfica bastante importante en la Cordillera Nordpatagónica, pero cuya extensión no se conoce, tanto por falta de estudios regionales como por el hecho de haber sido confundida a menudo con las rocas de la Formación Millaqueo. Esta confusión se traduce naturalmente en edades discrepantes atribuidas a las plutonitas de la región, las que por su relación intrusiva respecto a Millaqueo han sido a menudo datadas como post-mesozoicas. Se impone, pues, efectuar un mapeo discriminado de ambas formaciones, pues entre otras cosas ello puede contribuir a aclarar el problema de la edad de los plutones cordilleranos.

Como sugerimos más arriba, los complejos eruptivos de la Cordillera Nordpatagónica denominados “Serie Porfirítica”, “Serie Porfírica” o “Porfiroide” por Quensel, Fuenzalida y otros, son en gran parte (particularmente en Chubut y Río Negro) parte de nuestro “Grupo Huemul”. En general, estos complejos son asignados al Jurásico (Quensel), pero otros autores atribuyen parte de ellos al Paleozoico y aun al Arcaico (Fuenzalida). La edad jurásica proviene de su presunta correlación con unidades efusivo-sedimentarias fosilíferas de esa edad que se conocen sobre todo en el tramo sur de la Cordillera Patagónica (Formación Quemado). Tal correlación es evidentemente infundada. En la Cordillera Nordpatagónica se hallaron fósiles mesozoicos solamente en capas apoyadas en discordancia sobre nuestras porfiritas (y sobre granito), como en los cerros Plataforma y Piltriquitrón. En la región de los ríos Puelo y Manso, Fuenzalida (1946-47) separa las rocas porfiríticas

en dos unidades: una, levemente metamórfica, que atribuye al Arcaico, y otra que supone mesozoica. De su descripción no surgen diferencias significativas entre ambas, tanto en su composición y grado de metamorfismo como en sus relaciones estructurales, especialmente en su relación con el complejo batolítico. Sospechamos que todo este complejo pertenece al "Grupo Huemul" pre-jurásico (suprapaleozoico?), aunque no puede descartarse que en alguna parte de la región existan sedimentos similares de la Formación Piltriquitrón.

En una publicación próxima esperamos poder dar información más precisa acerca de las relaciones estratigráficas y estructurales, y la distribución geográfica del "Grupo Huemul". Mientras tanto, estas líneas pueden servir de ayuda a los especialistas interesados en la geología de esta parte de la Cordillera Patagónica.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Borrello, A. V., 1969. *Geosinclinales de la Argentina*. Anal. Dir. Nac. Geol. Min., 14, Buenos Aires.
Feruglio, E., 1941. *Nota preliminar sobre la*

hoja geológica 40 b, San Carlos de Bariloche. Bol. Inf. Petroleras, 18, 200, Buenos Aires.

Fuenzalida, V. H., 1946-47. *Informe geológico sobre la región del río Puelo*. Bol. Mus. Nac. Hist. Nat., 23, pp. 79-106, Santiago, Chile.

González Bonorino, F., 1944. *Descripción geológica y petrográfica de la hoja geológica 41 b, Río Foyel (Río Negro)*. Bol. Dir. Min. Geol. Hidrogr., 56, Buenos Aires.

— 1973. *Geología de la región de San Carlos de Bariloche, Río Negro - Neuquén*. Museo de La Plata (en prensa).

Groeber, P., 1942. *Rasgos geológicos generales de la región ubicada entre los paralelos 41° a 44° y entre los meridianos 69° y 71°*. Anal. Primer Congr. Panam. Ing. Minas Geol., 2, 368-379, Santiago, Chile.

Larsson, W., 1941. *Petrology of interglacial volcanics from the Andes of Northern Patagonia*. Bull. Geol. Inst., Uppsala, 28, pp. 191-405.

Ljungner, E., 1931. *Geologische Aufnahmen in der Patagonischen Kordillera*. Bull. Geol. Inst., Uppsala, 23, pp. 203-242.

Petersen, C. S. y González Bonorino, F., 1947. *Observaciones geológicas en el Chubut occidental*. Rev. Asoc. Geol. Argentina, 2, 177-222.

Quensel, P. D., 1911. *Geologisch-petrographische studien in der Patagonischen Kordillera*. Bull. Geol. Inst., Uppsala, 11, 1-114.

— 1913. *Die Quarzporphyr und Porphyroid Formation in Sudpatagonien und Feuerland*. Bull. Geol. Inst. Uppsala, 12, 9-40.

Recibido el 20 de noviembre de 1973.

COMENTARIO BIBLIOGRAFICO

VOLCANISM AND ORE GENESIS. Edited by Tatsuo Tatsumi. University Tokyo. Press, Tokyo, 1970.

Esta obra está dedicada al Profesor Takeo Watanabe en el 60º aniversario de su nacimiento, en reconocimiento a sus valiosos aportes al estudio de depósitos minerales. Está editada por Tatsuo Tatsumi secundado por un grupo de colegas y ex-alumnos del profesor Watanabe. Como el título lo indica, es una obra que fundamentalmente agrupa estudios efectuados en el Japón sobre la génesis de yacimientos minerales en relación con vulcanismo. El contenido está subdividido en cuatro secciones: 1) metalogénesis de depósitos minerales en relación con vulcanismo del Japón; 2) descripción de depósitos minerales del Japón; 3) discusiones mineralógicas y geoquímicas y 4) conclusiones sobre el tema del epígrafe por el mismo T. Watanabe.

Se publica un interesante trabajo, en la primera sección, que nos muestra un gran conocimiento geológico del archipiélago del Japón y los aspectos genéticos de sus yacimientos minerales. En la segunda sección nos encontramos con las descripciones de diferentes tipos de depósitos: *a)* depósitos estratiformes de "piritas cupríferas"; *b)* depósitos estratiformes de manganeso; *c)* los depósitos de Kuroko (cuatro interesantes trabajos); *d)* depósitos vetiformes; *e)* depósitos de arcilla y sílice y *f)* depósitos de azufre y limonitas.

La tercera sección comprende 8 trabajos en diferentes temas no directamente relacionados con el título de la obra, con excepción del capítulo sobre las condiciones físico-químicas de depositación de los yacimientos de Kuroko.

La cuarta sección resume generalidades sobre génesis de yacimientos relacionados a actividad volcánica reciente y de depositación de minerales de mena relacionados a vulcanismo submarino antiguo, terminado con una amplia lista de citas bibliográficas sobre el tema.

La elección del idioma inglés para su publicación, hace accesible el libro a muchos lectores.

Es una buena obra de consulta y estudio para los que se dedican a génesis de yacimientos. — *Milka K. de Brodtkorb.*

CONTRIBUCION AL CONOCIMIENTO GEOLOGICO
DE LA ALTA SIERRA DEL SOMUNCURA,
MACIZO NORDPATAGONICO, PROVINCIA DE RIO NEGRO,
REPUBLICA ARGENTINA

POR HUGO CORBELLA

RESUMEN

El autor describe las observaciones geológicas realizadas en la Alta Sierra del Somuncura, especialmente en lo referente a los cuerpos volcánicos y subvolcánicos de composición trachítica alcalina.

RESUME

L'auteur décrit les observations géologiques réalisées dans l'Alta Sierra du Somuncura, surtout quant aux corps volcaniques et sous-volcaniques à composition trachytique alcaline.

ABSTRACT

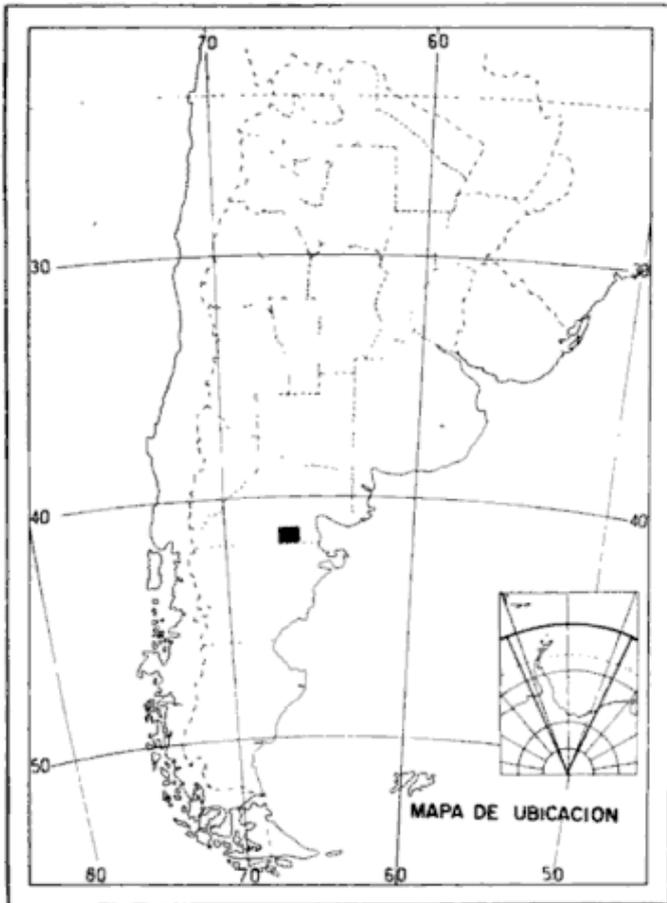
The author makes a geological survey of the Alta Sierra of Somuncura specially referring to the volcanic and sub-volcanic bodies of alkaline trachyte composition.

I. INTRODUCCION

La altiplanicie del Somuncura con sus 15.000 km² está enclavada en pleno corazón del macizo Nordpatagónico cubriendo parcialmente el límite político de las provincias de Chubut y Rio Negro. Está constituida por un enorme aparato volcánico en escudo de edad terciaria y cuartaria (?) en donde coladas basálticas muy fluidas se han derramado lentamente cubriendo vastas áreas intercalándose con finas capas cineríticas y constituyendo uno de los centros volcánicos neozoicos más extensos del macizo. La apenas ondulada superficie de la altiplanicie aumenta su elevación

desde los bordes hasta su parte central, lugar donde la monotonía y suavidad del paisaje son rotas por la aparición de volcánicos y a veces superpuestos a los "basaltos de meseta". Estas efusiones más modernas elevan sus cotas topográficas a más de 1.500 m sobre el nivel del mar.

Todas estas elevaciones han sido reunidas bajo el nombre de Alta Sierra del Somuncura y están agrupadas en una superficie aproximada de 375 km² (25 km N-S por 15 km E-W), área que es ilustrada en el bosquejo preliminar que acompaña al presente trabajo. En este mapa todos los accidentes orográficos han sido denominados según lo toponi-



mia local, en uso por lo menos desde la visita de Croce en 1954 hasta la actualidad.

Estas elevaciones o cerros presentan naturalezas petrográficas cambiantes, estructuras de emplazamiento de complejidad variable y estadios de erosión diferentes en función de la cronología de su emplazamiento.

Con el deseo de evaluar el interés metalogénico potencial de esta área, durante la tercera semana de abril de 1973 realicé una excursión a la Alta Sierra del Somuncura utilizando para ello el empinado camino de acceso empleado por Croce. Este camino que parte de la localidad de Campana Mahuida ha sido construido y mantenido por la familia Aragolaza a quien debo la atención de haberme alojado en el confortable puesto de altura construido al pie del cerro Somuncura Chico.

La que sigue es la descripción de las observaciones realizadas durante esta excursión de reconocimiento.

Los análisis químicos que permitan ubicar los parámetros normativos de estas rocas sobre diagramas seriales harán el objeto de un trabajo posterior.

II. CONOCIMIENTOS PREVIOS

Wichmann (1927) parece haber sido el primero en reconocer la naturaleza de las elevaciones orográficas de la Alta Sierra del Somuncura, determina la naturaleza traquítica de los cerros del Somun-Cura y considera a las mismas superpuestas a la meseta y sus basaltos, y por lo tanto, posteriores a ellos aunque pertenecientes al mismo ciclo de efusiones.

Groeber (1931) en una retrospectión de la obra científica realizada por Wichmann, bosqueja con admirable precisión el perfil del cerro Chara (que él erróneamente llama Corona) según las notas de campaña inéditas de Wichmann.

En 1954 Croce se aproxima nuevamente a la Alta Sierra produciendo en 1956 un informe acompañado por la determinación de tres muestras de traquitas practicadas por Teruggi, y otro en 1963 en donde avanza un bosquejo topográfico de la Alta Sierra e importantes observaciones geológicas.

En ocasión de anunciarse el Plan Valcheta, Methol (1966) describe el relieve de la meseta del Somuncura.

Finalmente Methol, en Stipanovic y Methol (1972, pág. 597) da cuenta, de acuerdo al análisis de material aerofotográfico, de la existencia en el sector central de la meseta de varias coladas, comprobando también emisiones basálticas que a su juicio han acaecido en tiempos cuartarios.

III. LOS TERRENOS AFLORANTES EN LA ALTA SIERRA DEL SOMUNCURA

En el área cartografiada se distinguen muy nítidamente dos eventos magmáticos asociados arealmente pero claramente diferenciables.

Ellos son:

- 1) erupción de coladas basálticas de "plateau".
- 2) extrusión de domos, diques y efusión de coladas y mantos volcánoclasticos de naturaleza traquítica.

III.1 EL VULCANISMO BASÁLTICO

Como ya hemos dicho antes, las coladas basálticas de "plateau" que forman la altiplanicie del Somuncura conforman una superficie muy suavemente ondulada y quebrada solamente por vías de

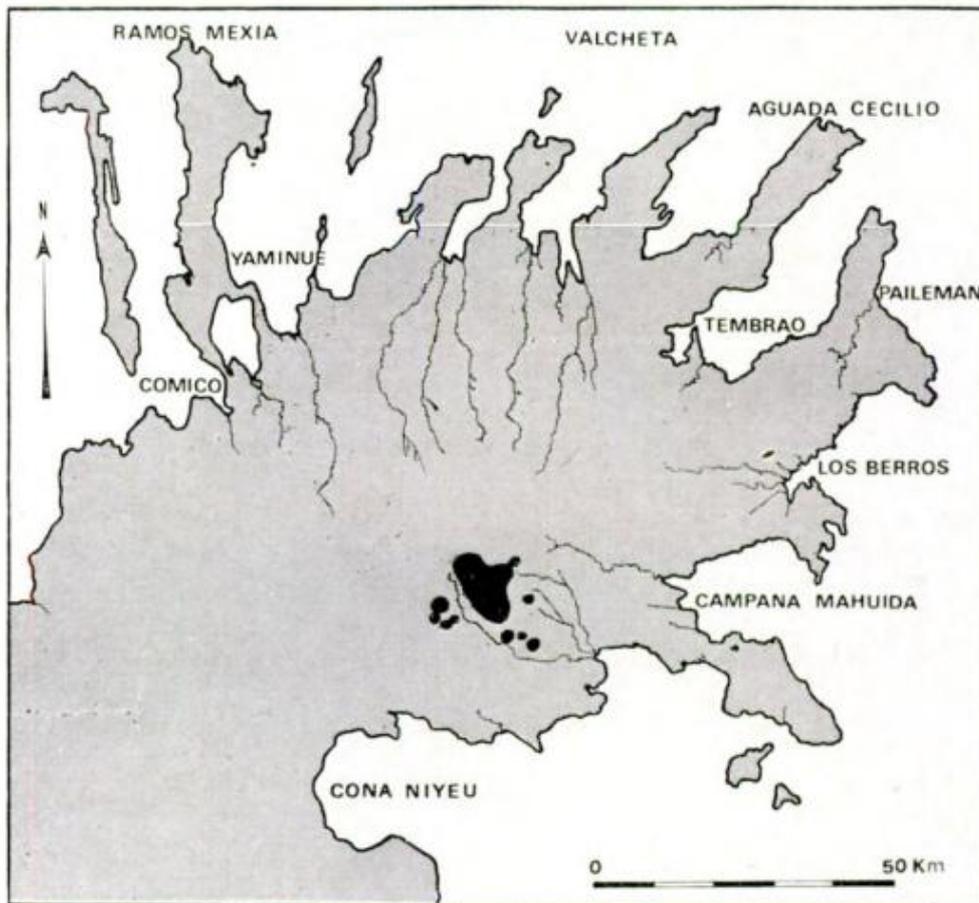
avenamiento moderadamente talladas por la erosión.

Croce (1956 y 1963) dedicó su atención en dos ocasiones a las rocas que conforman esta altiplanicie y sus estructuras basales.

Los basaltos de "plateau" intervienen en la constitución de la Alta Sierra a título de basamento ya que sobre ellos se han edificado los aparatos volcánicos que los han sucedido en el tiempo, y sólo aparecen en relieve positivo y predominante por efecto de fallamiento y elevación de bloques (faldeo sur del cerro Guanaco) o del abombamiento de este "basamento" (cerro Corona).

III.1.1 Descripción petrográfica de las rocas basálticas

En la zona visitada, las rocas basálticas presentan estructuras con diferente grado de porosidad debido al mayor o



Extensión actual de los afloramientos basálticos de la altiplanicie del Somuncura (en gris) y emplazamiento de la Alta Sierra del Somuncura (en negro)

menor contenido de vacuolas y un contenido de fenocristales de proporciones y granulometría variable.

En general se trata de rocas con una relación fenocristales/pasta que oscila entre 20/80 y 90/10. La dimensión de los fenocristales de plagioclasa, piroxeno y olivina varía entre 1 y 3 milímetros. Sus proporciones relativas son muy variables.

Los fenocristales de plagioclasa, en general lípidos, tabulares y muy poco zonales, poseen una composición vecina a An₅₀.

La olivina, en fenocristales idiomorfos, no permite detectar ópticamente la existencia de una zonación, aunque con gran frecuencia el centro de los cristales se halla reemplazado por iddingsita pardo-rojiza habiéndose preservado sintomáticamente la corona exterior. El ángulo 2V estimado de este mineral es de aproximadamente 85°.

El clinopiroxeno en todos los cortes observados es de color castaño claro amarillento, no pleocroico, con ángulo de extinción de 45°, colores de birrefringencia máximos azul y verde de 2° orden, signo óptico biáxico positivo y ángulo 2V de aproximadamente 40°. Características todas pertenecientes a la especie augita.

Cuando la relación fenocristales/pasta es elevada, la roca muestra una textura intersertal gruesa, con individuos de plagioclasa de hasta un milímetro de longitud. En estos casos se pueden hallar algunos pocos fenocristales de plagioclasa que sobrepasan dichas dimensiones alcanzando dos milímetros. Cuando por el contrario la relación fenocristales/pasta es baja, si bien los fenocristales alcanzan hasta un milímetro de desarrollo, la textura es hialopilitica.

La pasta, presenta una textura afanítica y un color negruzco debido a la existencia de un fino polvo de óxido de hierro. En aquellas rocas donde su composición es observable, está constituida principalmente por plagioclasa y piroxeno subordinado. Sólo excepcional-

mente aparecen cristales de olivina acompañando a los anteriores en la pasta.

Los minerales accesorios más importantes, ilmenita y magnetita, llegan a veces a constituir del 10 al 15 % de la roca.

Así como vemos, las características petrográficas desde el punto de vista composición mineralógica, alinearía en principio a estos basaltos con los que son comunes en los basaltos derramados en forma de "traps" en muchas partes del mundo (Wilkinson, 1967).

III.1.2 Conos basálticos

Asociados arealmente a la Alta Sierra, de naturaleza preponderantemente traquítica, aparecen varios conos de composición basáltica.

Uno de ellos, el cerro Medio, se alinea a los domos colada de los cerros Pancho y Mimbre.

El conjunto de cuatro de estos conos, denominados los Cuatro Cerros, se alza sobre la intersección del alineamiento de los cerros Pancho, Medio y Mimbre con el alineamiento de los pitones Chara, Somuncura Chico y Somuncura Grande.

Desde el punto de vista petrográfico, nada diferencia estos basaltos de los basaltos de "plateau" ya vistos anteriormente. Estos conos de lava presentan una sucesión de mantos lávicos más o menos alveolados mostrando una total escasez de proyecciones piroclásticas asociadas.

Al no existir contacto directo entre traquitas y conos basálticos, la relación cronológica relativa queda supeditada a las indicaciones que aportan los respectivos estados de desmantelamiento erosivo.

La perfecta forma tronco-cónica de estos volcanes, con pendientes generales de 30°, a pesar del desmantelamiento al cual la erosión lo ha sometido, podría hablarnos de la menor edad relativa de estos conos respecto a los relieves traquíticos. Sin embargo, la comparación puede resultar engañosa ya que la resis-

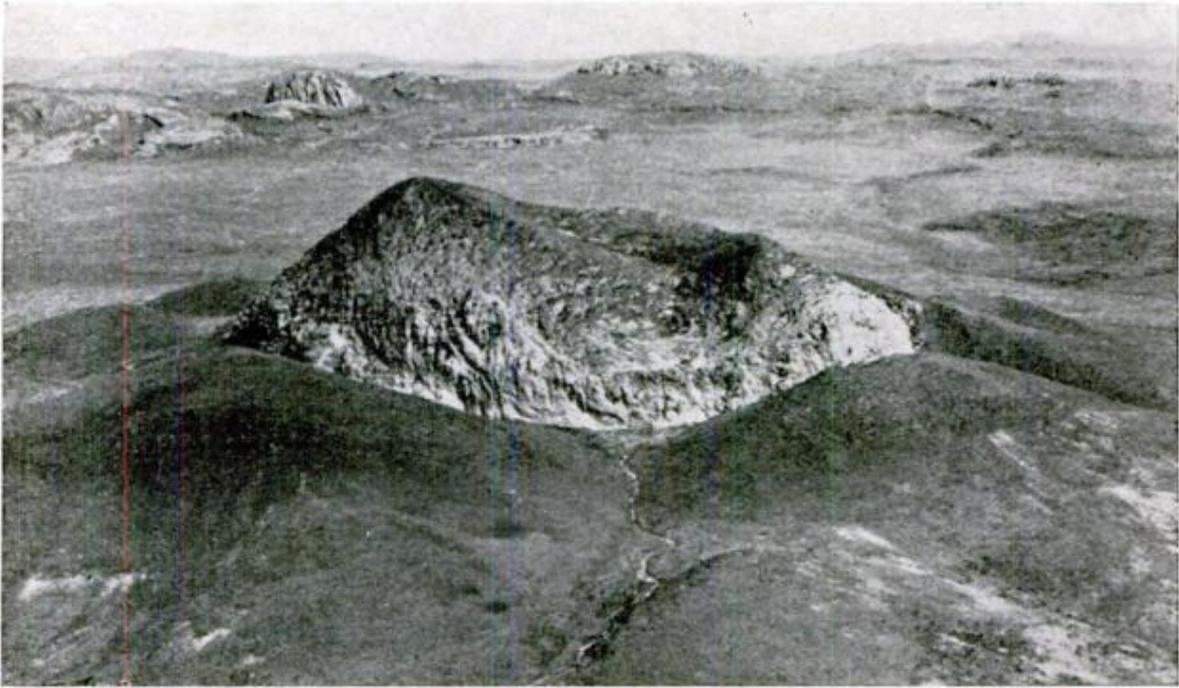


Foto 1. — Cerro Chara visto desde el este-sudeste. En la foto se observan en torno al domo-tapón una pseudo « ring-structure » formada por las capas de basaltos de « plateau » plegadas hacia arriba, a consecuencia de la intrusión forzada de las traquitas. Atrás a la izquierda, se advierte otro domo traquítico, el del cerro Somuncura Chico.



Foto 2. — Cerro Somuncura Chico visto desde el sudeste. Se observa el domo-tapón traquítico intruido entre las tobas, brechas y aglomerados traquíticos

tencia a los agentes de denudación entre las traquitas y los basaltos puede inducir a un error de apreciación.

Si se trata de los "viejos" aparatos pre o sintraquíticos por donde drenó una parte del enorme volumen de lavas basálticas que cubrieron la altiplanicie del Somuncura, o si como estimamos, se trata de conos adventicios post implantación de las traquitas, se podrá determinar con estudios más detallados y con los resultados que arrojen los análisis de edad absoluta. Pero, sea cual fuere la posición cronológica de estos conos basálticos, es de destacar la localización en estrecha vecindad de conductos de alimentación de naturaleza basáltica con los de composición traquítica dentro del área restringida de la Alta Sierra del Somuncura.

III.2 EL VULCANISMO TRAQUÍTICO

Las rocas de composición general traquítica se presentan ya como un apilamiento volcánico-piroclástico de considerable amplitud, ya como cuerpos individuales: domos y pitones alineados, o como pequeños diques y coladas en abanico.

III.2.1 Complejo volcánico-piroclástico

Este complejo se halla centrado en las proximidades del actual bajo La Plaza. En la actualidad, a partir de ese lugar divergen radialmente hacia los distintos puntos cardinales la orientación de las efusiones y la inclinación de los distintos mantos.

Si bien la erosión ha logrado entallar profundas gargantas en el área cuspidal de la sierra y el flanco centro-oeste y los alrededores de los bajos La Plaza y Hondo han quedado desprovistos de sus elementos litológicos superiores; en los flancos sur y este el edificio se halla aún relativamente bien conservado.

Así, en contacto con los basaltos basales se pueden observar en los niveles

más bajos unas traquitas oscuras con textura marcadamente alveolar.

El elevado contenido de gases en estas rocas, tal como lo insinúa la abundancia de alveolos, proporcionó la movilidad necesaria que permitió un largo y veloz desplazamiento. En efecto, las efusiones más extensas, como la que del cerro Bandurria fluye hacia el NE llegando luego de un recorrido de 6 km hasta el cerro Loco o la que se extiende hacia el W al sur del cerro Cacique o la que del Peñón de los Cóndores se destaca casi 3 km hacia el S, están siempre constituidas por estas rocas alveolares con olivina.

Por encima y en una disposición areal más amplia que la de las efusiones anteriores, se extiende un manto constituido por tobas, pómez y aglomerados en un arreglo que sugiere un origen singular. Por ejemplo, inmediatamente al E del cerro Bandurria se observa próximo a la base una capa delgada de color oscuro con textura fluidal en donde los fragmentos cineríticos se han aglutinado totalmente para producir extensos y potentes lentes de hialotraquitas. Por encima se observan aglomerados de granulometría variable y porosidad creciente con abundantes clastos de pómez de materiales alóctonos y numerosísimos cristales cavernosos de feldespatos, a veces retenidos en pómez, otros totalmente libres y fracturados. Hacia arriba la porosidad se incrementa aún y las rocas se tornan tobáceas y brechosas con clastos de hialotraquitas y abundante pómez.

Este yacimiento por sus características petrográficas y por la variación decreciente del grado de compactación en el sentido vertical que presentan los materiales piroclásticos, (Locardi y Mittempergher, 1967), parecería haberse emplazado como ignimbritas.

Coronando esta sucesión piroclástica y cubriéndola parcialmente aparece un paquete estratiforme de rocas muy macizas sin vacuolas ni elementos piroclásticos reconocibles, formando siempre farrellones de erosión vertical, de altura

formidable y que ha dado lugar, bu- zando hacia el sur, a las elevaciones del cerro Peñón de los Cóndores (Foto 4) y cerro La Gotera, y la del cerro Banderria en donde el paquete buza hacia el norte.

III.2.2 Domos y cuerpos subvolcánicos

Individualizados de los afloramientos centrales se destacan en el área dos lineamientos, el uno constituido por dos domos de efusión y el otro por tres domos interpretados aquí como domos-tapón.

El primer alineamiento de dirección NW (al cual se asocia un bello cono basáltico) lo constituyen los domos de efusión Pancho y Mimbres, en el extremo sur del mapa. En estos casos los materiales traquíticos han constituido formidables domos surcados por profundas grietas circulares y concéntricas debidas en parte a la contracción de los materiales traquíticos provocada por el enfriamiento y en parte por el empuje recibido desde abajo. En torno a ambos cuerpos se han desarrollado coladas adventicias surgidas de las fisuras de los mismos domos, las cuales, también surcadas por profundas grietas de perfecta disposición radial, han otorgado a los cuerpos una forma digitada.

Otro domo de efusión lo constituye el cerro Media Luna. Al norte de este cerro sobre las laderas del cerro Corona (Foto 3) se advierten dos espléndidas coladas con un marcado relieve superficial consistente en crestas y senos dispuestos rítmicamente en dirección perpendicular al movimiento de las lavas con convexidad en el sentido del avance.

En el cerro Corona así como en el cerro La Tuerta afloran también pequeños cuerpos hipoabiales.

El segundo alineamiento dómico de dirección W-NW atraviesa la Alta Sierra por su parte media y está constituido por los cerros Chara, Somuncura Grande y Somuncura Chico. Se trata de tres

domos: Chara y Somuncura Grande de un diámetro de aproximadamente 1.000 m (éste último de planta elíptica), Somuncura Chico de aproximadamente 400 m de diámetro, intruídos los dos primeros en los basaltos de "plateau" y el último alojado entre las rocas del apilamiento volcano-piroclástico antes mencionado.

El domo del cerro Chara (erróneamente llamado cerro Corona por Groeber, 1931, a pesar de que su aspecto así lo sugiere) es el más hermoso de todos los domos-tapón traquíticos que afloran en el área (Foto 1). Este domo-tapón, de proporciones generosas, con una base de planta circular de 1.000 m de diámetro, eleva su elegante perfil ojival resultante del desmantelamiento del primitivo cuerpo de forma cilíndrica; lo cual denota la entrada en acción de un período de erosión de regular eficacia y la existencia de un sistema de diaclasas en disposición de cáscara de cebolla particularmente marcada. Este cuerpo se ha intruído de manera forzada en los basaltos de "plateau", habiendo plegado hacia arriba las capas atravesadas formando un pseudo "ring structure" en su contorno. En el contacto mismo, tanto en este caso como en el Somuncura Chico, se observa un material vítreo color anaranjado totalmente afanítico y quebrantado.

El plegamiento de los basaltos acompañado de un cierto abombamiento está localizado alrededor del domo. Esto indica que la masa traquítica no se ensancha en profundidad como sería el caso de un lacolito, sino que estas extrusiones se han forzado un paso lineal a través de los basaltos.

En el caso del cerro Somuncura Grande, a la descripción anterior debe agregarse la existencia de un juego de diaclasas radiales de fuerte buzamiento (45°) y el hallazgo de xenolitos de regulares dimensiones (1 dm^3) de estructura granuda holocristalina dentro de la masa de roca traquítica.

El cerro Somuncura Chico (Foto 2), el de menor diámetro de todos estos pitones, está, a diferencia de los anteriores, alojado entre las rocas traquíticas de la sucesión volcano-piroclástica antes descripta. Debe consignarse la existencia de un brecha en el contacto de este pitón y las rocas circundantes.

III.2.3 Cráteres de explosión

Bajo el topónimo de Bajo Hondo y La Plaza se conocen en el área visitada dos estructuras provocadas por cráteres de explosión.

Ellas se manifiestan por sendas planicies deprimidas topográficamente cuyo contorno es el resultado de dos circunferencias contiguas de aproximadamente 1 km de diámetro adosadas por una secante. Cabe destacar que este diámetro concuerda con la dimensión promedio de la gran mayoría de los cráteres de explosión estudiados en el mundo (Simpson, 1967).

Dentro de estas depresiones, la superficie es casi horizontal, lo cual sugiere el relleno de ambos cráteres por sedimentos probablemente de ambiente lagunar. En la actualidad, estas superficies están casi totalmente tapizadas por derrubios aluvionales recientes. Estos cráteres compuestos se hallan ambos emplazados dentro del área de afloramiento de las rocas piroclásticas y llama la atención la carencia en sus alrededores de términos más elevados del apilamiento volcano-piroclástico.

Otras tres depresiones de naturaleza y dimensiones distintas a las anteriores se alinean al norte del cerro Corona con rumbo N-S.

Estas tres depresiones, de alrededor de 300 m de diámetro (la más boreal se denomina localmente Laguna Blanca) presentan un contorno más o menos circular con paredes verticales de 30 o más metros en donde quedan expuestas diferentes capas de los basaltos de "plateau".

Estos tres bajos topográficos podrían haberse producido como diatremas, o sea, como cráteres ocasionados por la explosión de aguas subterráneas vaporizadas a lo largo de una posible fractura de rumbo N-S. Pero la carencia absoluta del depósito periférico de proyecciones y sedimentos que en tal caso hubiese sido de esperar, no nos autoriza a asegurar tal origen.

IV. LAS ROCAS TRAQUITICAS DE LA ALTA SIERRA DEL SOMUNCURA

Para su descripción, las rocas traquíticas pueden ser agrupadas de la siguiente manera:

- 1) traquitas alcalinas con olivina.
- 2) tobas, pómez y brechas traquíticas alcalinas y hialotraquitas.
- 3) traquitas alcalinas macizas con biotita.
- 4) traquitas alcalinas de los domos-tapón.

IV.1 TRAQUITAS ALCALINAS CON OLIVINA

Megascópicamente estas rocas presentan un color gris oscuro. Contrastando con su rugosa y áspera superficie se advierten los grandes cristales de anortoclasa; circunstancia que permite diferenciarlas fácilmente de los basaltos sobre los cuales se apoyan.

En general estas rocas se observan macro y microvesiculadas, teniendo un grado de porosidad variable debido al mayor o menor contenido de vacuolas. Estas no depasan en general, un centímetro, pero la dimensión más frecuente de las observables megascópicamente es de 1 a 2 mm de diámetro mayor. Todas estas rocas poseen una textura porfírica con una relación fenocristales/pasta de alrededor de 40/70.

Existen dos generaciones de fenocristales.



Foto 3. — Cerro Corona visto desde el este-sudeste. El cuerpo principal de esta elevación está constituido por basaltos, los cuales son coronados cuspidalmente por traquitas. En el primer plano se observa una colada de naturaleza traquítica con su característica superficie en crestas y depresiones alternantes dispuestas perpendicularmente al sentido del desplazamiento de las lavas.



Foto 4. — En primer término se observa el domo-tapón del cerro Somuncura Grande visto desde el norte. Al fondo a la izquierda, la cumbre del cerro Peñón de los Cóndores. Hacia la derecha descende un derrame de traquitas alcalinas con biotita responsable de los farellones verticales que se observan, y por debajo, soportando a las anteriores, se distingue un manto de tobas, aglomerados y brechas traquíticas.

Las especies que forman la primera generación son: anortoclasa, piroxeno, olivina y hornblenda. Los porcentajes relativos, promedio estimado, en los cuales están representadas las tres primeras especies de estos fenocristales son: 65/15/15. Con menor frecuencia aparecen fenocristales de biotita.

La anortoclasa se presenta en cristales hipidiomorfos de hasta 12 mm y más de desarrollo, frecuentemente fracturados. Este mineral es normalmente algo zonal, posee a veces su micromaclado característico y ángulo 2V estimado de aproximadamente 50°.

Es frecuente la existencia de cavidades o golfos internos (aspecto goteado) a veces rellenos con un vidrio color amarillo, $n > n$ balsamo y de numerosas inclusiones de olivina, clinopiroxeno, apatita y magnetita.

Es característico en este mineral un borde de 0,1 a 0,2 mm con múltiples inclusiones de reducido tamaño sin cavidades, raramente micromaclado, muy límpido (semeja sanidina), con resultado negativo a los ensayos de tinción con nitrito de cobalto y sodio.

El clinopiroxeno está representado por individuos de hasta 2 mm de desarrollo, de color castaño muy claro, frecuentemente maclado (100). El mineral no es pleocroico. Se midió un ángulo máximo de extinción de 41°. Se observó un signo óptico biáxico positivo con un ángulo 2V estimado de aproximadamente 45°; todo lo cual coincide con las características de la augita.

La olivina, en fenocristales idiomorfos, menos frecuentemente hipidiomorfos de 0,5 a 0,7 mm de desarrollo, aunque a veces se observan muy frescos, casi siempre están alterados en grado variable en iddingsita de color pardo-rojiza. De signo biáxico negativo, se les estimó un ángulo 2V muy grande, vecino a 85°, por lo que deducimos su contenido de fayalita debe ser bajo.

La hornblenda, a veces idiomorfa, alcanza a desarrollar fenocristales de 1 a 2 mm de diámetro. Este mineral de fuer-

te pleocroísmo N_p amarillo claro, N_{gm} pardo oscuro, se encuentra fuertemente resorbido en su periferia, no pudiéndose observar muchas veces nada más que cristales fantasmas representados por pequeños cristales de magnetita emplazados según su forma primitiva. La apatita, siempre muy abundante (hasta 3 y 5 % de los fenocristales) se presente en prismas cortos de hasta 0,7 mm de longitud, razón por la cual ha sido considerada dentro de los fenocristales.

Esta abundancia de apatita es común para todas las rocas traquíticas observadas y da cuenta del elevado contenido de fósforo que ellas contienen.

Aparte de ello, estas apatitas, así como las de las otras traquitas, presentan dos características interesantes: en primer lugar, a la luz natural poseen un color azul violáceo muy particular y en segundo lugar contienen numerosísimas inclusiones fluídas de aspecto capilar alojadas paralelamente al eje c.

La segunda generación de fenocristales, menos importante volumétricamente que la primera, alcanza un desarrollo de 0,5 a 1 mm, estando representada por albita, anortoclasa y augita.

La albita predomina a veces ligeramente sobre la anortoclasa y se reconoce fácilmente de esta última por su extinción zonada rítmicamente, y su mayor idiomorfismo.

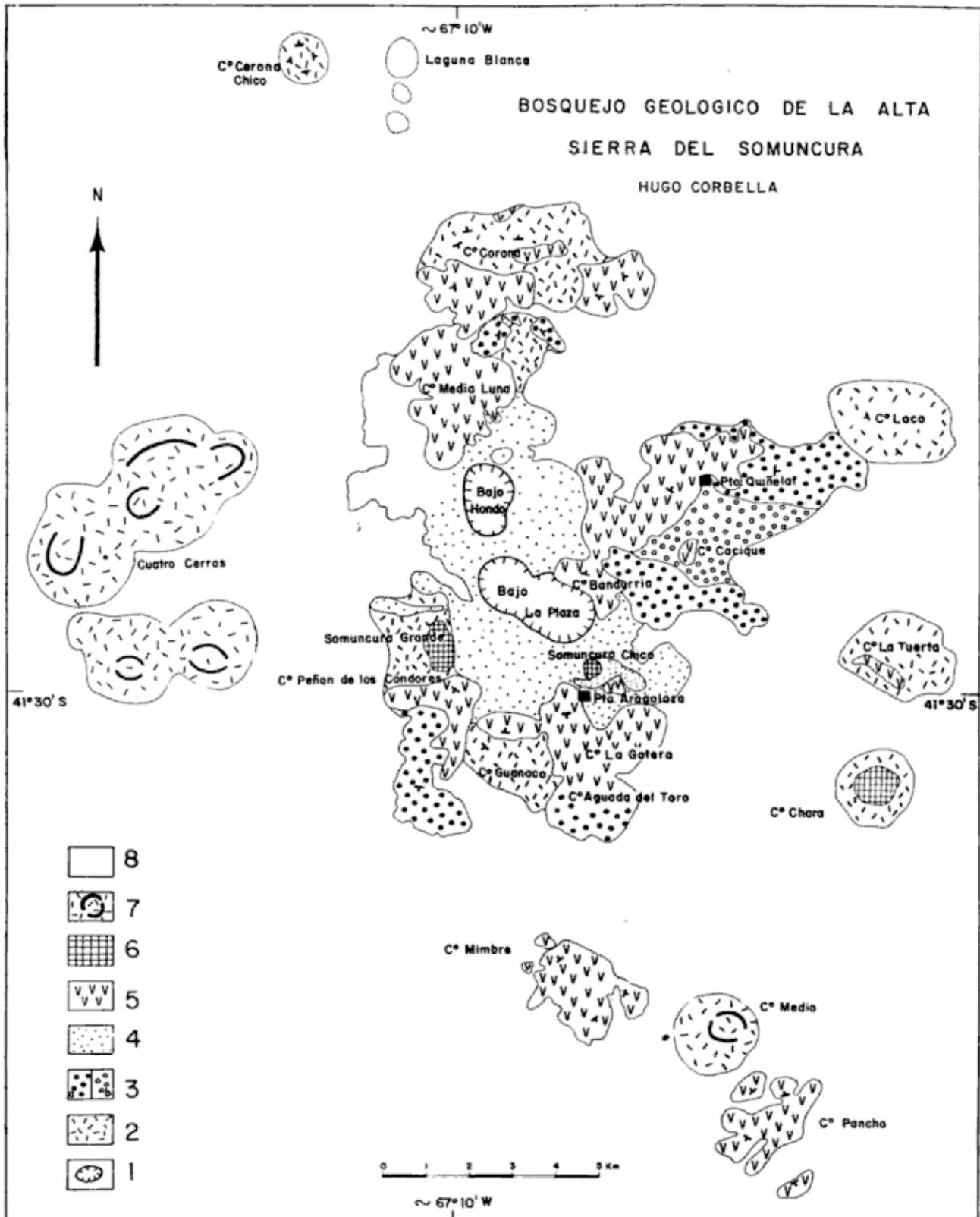
La pasta, la mayor parte de las veces de textura traquítica, está constituida por microlitos de 0,1 a 0,3 mm de feldespatos que guardan una relación de 70/30 respecto a los ferromagnésicos.

Los microlitos de feldespato pertenecen a las especies anortoclasa ($n > n$ balsamo) y albita ($n < n$ balsamo), predominando de manera general la albita.

Los ferromagnesianos están representados por un clinopiroxeno de hasta 0,1 mm de color castaño muy pálido.

Como accesorios más frecuentes se observan cristalitos de apatita y cristales abundantes de magnetita.

Estas rocas, de acuerdo al contenido mineralógico observado y según la no-



- 1, cráteres de explosión ; 2, basaltos ; 3 a, traquitas alcalinas con olivina ; 3 b, traquitas alcalinas con olivina, ligeramente cubiertas , 4, tobas, pómez y brechas traquíticas alcalinas y hialotraquitas ; 5, traquitas macizas alcalinas con biotita ; 6, traquitas alcalinas con biotita de los domos-tapón ; 7, conos basálticos ; 8, terrenos principalmente basálticos ligeramente cubiertos.

menclatura de Teruggi, 1950, cabría ubicarlas dentro de la clasificación de traquitas alcalinas por la predominancia de los feldespatos alcalinos y subsaturadas por la abundancia de olivina.

En espera de los resultados que arrojen la análisis químicos para otorgar un mejor nombre a las rocas aquí descritas, las hemos denominado traquitas alcalinas con olivina.

IV.2 TOBAS, PÓMEZ Y BRECHAS TRAQUÍ- TICAS ALCALINAS Y HIALOTRAQUITAS

Bajo esta denominación general se trata de abarcar todas las rocas aflorantes dentro de un área relativamente extensa producto del depósito de materiales volcánicos piroclásticos de muy diversos tamaños y grados de consolidación, cementación, desvitrificación y/o recristalización.

Las rocas más frecuentes son las tobas traquíticas, rocas de color gris claro en el afloramiento, a veces algo amarillentas por alteración meteórica, muy livianas dada su elevada porosidad. Junto con estas rocas afloran aglomerados y brechas con abundantes clastos de pómez y/o clastos de hialotraquitas de color pardo muy oscuro. Todas estas rocas tienen en común, además de su composición traquítica, la abundancia de grandes fenocristales o fenoclastos de anortoclasa.

La observación microscópica de estas rocas de macroestructuras tan variables está supeditada a la fracción de la roca que se elija para su observación. Cuando, como con frecuencia, las mesostasis son hialinas, puede presentarse un vidrio castaño muy claro, casi incoloro de $n = 1,517$, con texturas perlíticas frescas o incipientemente recristalizadas, o con una textura pumícea en donde alternan zonas de mayor y menor expansión de las ampollas gaseosas en un arreglo turbulento y conteniendo o no microclastos de pómez anteriores. Cuando el vidrio posee color pardo o rojizo, $n = 1,520$,

la textura es francamente compacta y fluidal, aunque una aureola pumícea puede recubrir los grandes fenocristales.

Los índices de refracción de estos vidrios: 1,517 y 1,520 corresponden, según los valores de Mathews (1950), a contenidos de sílice del 67 y 66 % respectivamente. Es de observar que tales contenidos de sílice son superiores en 6 % a los porcentajes que presentan los análisis de traquitas alcalinas indicadas por Nockolds (1954).

Por recristalización del vidrio se observan rocas en donde la mesostasis pierde casi completamente su primitivo carácter hialino. En un primer estadio, agrupados en torno a centros de desvitrificación más o menos vecinos aparecen numerosos microlitos de feldespato de muy pequeña dimensión. Al acentuarse la desvitrificación estos centros se van extendiendo hasta llegar a una disposición en donde los microlitos se arreglan en textura que va de microgranuda a traquítica.

Con respecto a los fenocristales presentes, estos pertenecen a las especies anortoclasa, biotita, augita y hornblenda basáltica, esta última hallada sólo en dos muestras.

Dependiendo del grado de desvitrificación de la roca hemos observado las siguientes características para esos fenocristales:

a) Cuando la mesostasis se halla parcial o totalmente desvitrificada, la anortoclasa se presenta en fenocristales o fenoclastos de 10 o más milímetros de diámetro rodeada por un borde de crecimiento secundario de 0,1 mm de espesor.

Los fenocristales o fenoclastos de biotita pardo-rojiza y hornblenda basáltica se encuentran intensamente resorbidos, ocupando su espacio pequeños cristales de magnetita. La augita verde claro aparece en prismas ipidiomorfos sin evidencias de ataque o resorción (magnética, deutérica o meteórica).

b) Cuando la mesostasis es hialina se observa que la anortoclasa no presenta borde de crecimiento secundario alguno. La biotita pardo-rojiza aparece totalmente fresca sin vestigios de resorción ni halo de magnetita.

A raíz de esta observación, podría pensarse en la existencia de un fenómeno generalizado de transformación secundaria (deuterismo?), del cual sólo habrían escapado aquellos cristales encerrados y preservados en el interior de un envoltorio impermeable de vidrio que ocasionalmente resistiera tal transformación.

IV.3 TRAQUITAS ALCALINAS MACIZAS CON BIOTITA

Se trata de rocas de color gris de tonalidad variable aunque casi siempre clara. En todas ellas son observables a simple vista los grandes fenocristales de anortoclasa que alcanzan más de 15 mm de desarrollo y una cantidad apreciable de fenocristales de piroxeno y biotita de hasta 2 mm.

Esta rocas, carentes totalmente de vesiculación o microvesiculación, presentan una relación promedio fenocristales/pasta de 40/60.

Los porcentajes relativos promedio en los cuales están representados los fenocristales: anortoclasa, clinopiroxeno, biotita, son estimativamente 60/20/7.

Los cristales de anortoclasa, tal como en las traquitas con olivina, se presentan en grandes cristales hipidiomorfos con abundantes inclusiones y rodeados por un manto periférico de 0,1 mm de feldespato límpido. En estas rocas con mayor frecuencia que en las anteriores se encuentran agregados de cristales de anortoclasa de hasta 20 mm en donde los distintos cristales se hallan interpenetrados mostrando bordes suturados y a veces pseudo estructuras en mortero. En estos casos, el manto periférico de feldespato límpido engloba el conjunto de los cristales pero conservando una cierta continuidad de orientación ópti-

ca respecto al cristal individual que le sirve de asiento.

El clinopiroxeno es una augita de color verde claro zonado, siendo de color más intenso en el centro que en la periferia. Los cristales desarrollan individuos de hasta 1,5 mm, muestran colores de birrefringencia hasta la mitad del 2º orden, tienen un signo óptico biáxico positivo con un ángulo $2V$ estimado en aproximadamente 45° y se han observado ángulos de extinción máximos de 43° para la periferia y de 39° para el centro de los cristales.

La biotita, a veces abundante, desarrolla cristales de sección exagonal de hasta 2 mm de diámetro. La especie es fuertemente pleocroica, Ngm castaño habano, Np amarillo pálido. Muy frecuentemente se halla parcial o totalmente resorbida en un agregado de cristales de magnetita en inequívoca disposición de biotita.

La apatita, de color violácea y conteniendo abundancia semejante de inclusiones que la de las traquitas con olivina ha desarrollado fenocristales de hasta 1 mm de longitud. Este mineral representa entre el 3 y el 5 % del volumen de los fenocristales.

En estas rocas, la segunda generación de fenocristales está poco desarrollada. Ella está constituida por fenocristales de no más de 0,6 mm de diámetro principalmente de anortoclasa y clinopiroxeno.

En la mayor parte de los cortes observados, la textura de la pasta es traquítica con microlitos que oscilan entre 0,2 y 0,3 mm de desarrollo; pero en algunas muestras la textura es microgranuda. La pasta presenta una relación feldespatos/ferromagnésicos de 70/30.

Los feldespatos están representados por microlitos de anortoclasa y albita, siendo casi siempre más abundante la albita.

Pequeños prismas de clinopiroxeno color verde pálido representan a los minerales ferromagnesianos.

Como minerales accesorios se observa siempre magnetita, que en ocasiones puede representar hasta el 10 % del volumen de la pasta, y algunos raros cristales de rutilo.

Estas rocas, por el amplio dominio de los feldespatos alcalinos pueden ser denominadas, conforme a la nomenclatura de Teruggi (1950), traquitas alcalinas con biotita.

IV.4 TRAQUITAS ALCALINAS DE LOS DOMOS-TAPÓN

Se trata de rocas de color claro ceniza, a veces con tonalidades anaranjadas producidas por alteración de los minerales ferromagnésicos, en especial en las cúpulas de los domo-tapón en donde la meteorización se ha visto facilitada por los fenómenos de escamación esferoidal que caracteriza a estos afloramientos.

En todas estas rocas son observables a simple vista los grandes cristales de anortoclasa que alcanzan más de 15 mm de desarrollo y una cantidad apreciable de cristales de biotita y piroxeno de hasta 2 mm.

La presencia y abundancia de los grandes fenocristales de feldespatos más o menos cavernosos es uno de los rasgos que más asemejan a estas rocas con aquéllas pertenecientes al apilamiento efusivo.

Al microscopio estas rocas se asemejan a las descritas en IV.3, existiendo dos generaciones de fenocristales bien diferenciadas.

La relación promedio fenocristales/pasta es variable entre 30/70 y 40/60.

Las especies que forman fenocristales en estas rocas son: anortoclasa, biotita, clinopiroxeno, hornblenda basáltica. Los porcentajes relativos promedio en los cuales están representados las tres primeras especies de estos fenocristales son: 70/15/7.

La primera generación está integrada por los grandes fenocristales de anortoclasa de hasta 10 mm, casi siempre inte-

grados por más de un cristal formando conjuntos interpenetrados. Al igual que en las traquitas efusivas, estos fenocristales están rodeados de un borde de feldespato más límpido, de aproximadamente 0,1 mm, que ha crecido en cierta continuidad óptica con el fenocristal englobando numerosas pequeñas inclusiones.

Fenocristales de biotita, en cristales pseudoexagonales de hasta 2 mm de diámetro, son frecuentes. Estos fenocristales de fuerte pleocroismo se hallan casi siempre fuertemente resorbidos y rodeados, o totalmente reemplazados, por cristales de magnetita.

El piroxeno es una augita de color verde botella claro ligeramente zonado, con cristales de hasta 1,5 mm de desarrollo.

Sólo en una muestra (del cerro Chara) se logró individualizar un anfíbol, fuertemente resorbido, intensamente pleocroico, de color castaño rojizo en los bordes, amarillo fuerte hacia el centro, con un ángulo de extinción vecino a 0° ; características todas que lo señalan como hornblenda basáltica. Este anfíbol, al igual que la biotita, se halla fuertemente resorbido y rodeado y/o reemplazado por una multitud de cristales de magnetita frecuentemente acompañados por prismas de apatita.

La transformación sufrida por los minerales ferromagnésicos: biotita y anfíbol, contrasta con el aspecto límpido y estable del clinopiroxeno verde.

Como en casi todas las rocas traquíticas ya descritas, en estas rocas son frecuentes también prismas de apatita violácea de hasta 1,5 mm de longitud con sus numerosas inclusiones paralelas al eje c.

En algunas muestras (provenientes del Somuncura Grande) se ha observado el desarrollo de una segunda generación de fenocristales, bien desarrollada, de especies semejantes a la primera, pero con dimensiones entre 0,5 y 1 mm.

La tercera generación la constituyen los cristales de la pasta que se disponen en

una textura holocristalina francamente leucocrática de arreglo traquítico. En general los microlitos que integran la pasta pertenecen en orden de abundancia a las siguientes especies: albita, anortoclasa y como mineral ferromagnésico pequeños prismas de clinopiroxeno.

Como minerales accesorios se observan, magnetita casi siempre abundante, apatita y escaso rutilo.

IV.5 ENCLAVES ENALÓGENOS

En cuanto a los xenolitos mencionados en III.1.2 que fueron hallados dentro de las rocas del cerro Somuncura Grande, se trata de una roca granuda holocristalina de color amarillo pardusco con una granulometría promedio de 2 a 3 mm.

Su composición es francamente leucocrática, distinguiéndose como elementos oscuros escasos cristales de biotita. La mayor parte de la roca está compuesta por ortosa y cuarzo en una proporción de 2 a 1.

Invariablemente en todos los contactos feldespato cuarzo se ha desarrollado un espeso borde (0,5 a 1 mm) de naturaleza micrográfica, pero donde, los lugares que debiera ocupar el cuarzo se hallan vacíos. Los grandes cristales de cuarzo se hallan redondeados y corroídos evidenciando su desequilibrio con las condiciones impuestas en el seno de la lavas traquíticas. Este enclave parecería corresponder a una roca de composición granítica proveniente del basamento.

Quizás aquí sea oportuno recordar, que en una muestra de traquita alcalina con olivina proveniente del flanco sur del cerro de los Cóndores se observaron xenocristales de ortosa en todo semejantes a los cristales de igual especie mencionados en el xenolito que se acaba de describir. Por tal razón se ha interpretado a estos xenocristales como los

productos remanentes de la digestión de enclaves graníticos.

V. CONCLUSIONES

1) La Alta Sierra del Somuncura está formada por rocas intrusivas (domostapón y diques) y extrusivas (efusiones y coladas) de naturaleza traquítica y por conos aislados de lavas basálticas.

El basamento de estas rocas lo constituyen los "basaltos de plateau" de la meseta del Somuncura.

2) Durante el curso de la efusión de las lavas traquíticas se produjo, presumiblemente por diferenciación, una modificación de la naturaleza petrográfica de las lavas traquíticas.

Los representantes petrográficos extremos corresponden, aparentemente, a los productos emitidos al comienzo y la finalización de las erupciones.

Las primeras traquitas en ser derramadas parecen haber sido las traquitas alcalinas con olivina.

Las últimas efusiones están marcadas por el depósito de las traquitas alcalinas macizas y la extrusión de los domostapón de traquitas alcalinas con abundante biotita y augita subordinada.

3) Los caminos de acceso a la superficie de las rocas traquíticas y de los conos basálticos guardan una manifiesta relación de vecindad.

Queda por aclarar si la asociación de ambas lavas, de edad y emplazamiento no muy distante, son productos de la diferenciación, hibridación o transformación de un primitivo y común reservorio de magma basáltico, o fue provocado por la emisión en estrecha vecindad de dos magmas de distintos orígenes.

El autor agradece a R. Caminos, J. E. Methol y N. Pezzutti las críticas y sugerencias realizadas sobre el original de este trabajo.

LISTA DE TRABAJOS
CITADOS EN EL TEXTO

- Croce, R., 1956. *Formaciones características en las estructuras basales de la altiplanicie de Somuncura en Río Negro*. Rev. Asoc. Geol. Arg., T. XI, Nº 3, 158-200.
- 1963. *El sistema del Somuncura. Las Altas Sierras del Somuncura y sus alrededores*. Rev. del Museo Arg. de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Ciencias Geológicas, T. VI, Nº 7, 303-321.
- Groeber, P., 1931. *El Doctor Richard Wichmann y su obra científica*, Physis, T. X, 267-273.
- Locardi, E. y Mittempergher, M., 1967. *Of the genesis of ignimbrites. How ignimbrites and other pyroclastic products originate from flowing melt*. Bull. Volc., T. XXXI, 131-152.
- Mathews, W. H., 1950. *A useful method for determining approximate composition of fine grained igneous rocks*. The American Mineralogist, T. 36, 92-101.
- Methol, E. J., 1966. *Plan Valcheta de prospección minera*. Revista I.N.G.M., Año II, Nº 3, 5-11.
- Nockolds, S. R., 1954. *Average chemical composition of some igneous rocks*. Bull. Geol. Soc. America, Vol. 66, 1007-1032.
- Simpson, J. F., 1967. *The frequency distribution of volcanic crater diameters*. Bull. Volc. T. XXX, 335-336.
- Stipanovic, P. N. y Methol, J. E., 1972. *Macizo del Somuncura. Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 581-599.
- Teruggi, M. E., 1950. *Las rocas eruptivas al microscopio, su sistemática y su nomenclatura*. Museo Arg. de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia. Publicaciones de Extensión Cultural y Didáctica Nº 5.
- Wichmann, R., 1927. *Resultado de un viaje de estudios geológicos en los territorios de Río Negro y Chubut efectuado durante los meses de enero hasta junio del año 1923*. Direc. Gral. Min. Geol. e Hidrogeol., Publicación Nº 33, Bs. As.
- Wilkinson, J. F. G., 1967. *The petrography of basaltic rocks. Basalts. The Poldevaart treatise on rocks of basaltic composition*. Vol. I. Interscience Publishers, New York. 163-214.

Recibido el 20 de noviembre de 1973.

CONTRIBUCION AL CONOCIMIENTO DE COLUMBITA-TANTALITAS DE LAS PROVINCIAS DE CORDOBA Y SAN LUIS

Por EVA C. ARCIDIACONO

RESUMEN

Se estudian columbita-tantalitas pertenecientes a los cuerpos pegmatíticos de Cerro Blanco y Cerro Cantera de Cuarzo, localizados en las provincias de Córdoba y San Luis, respectivamente.

El estudio de laboratorio comprendió tanto observaciones de secciones pulidas como la realización de análisis por difracción de rayos X, espectrometría de rayos X, tests químicos, análisis químicos cuantitativos, mediciones de densidad, mediciones de radioactividad expresadas en por ciento de U_3O_8 equivalente, y realización de autoradiografías.

En Cerro Blanco se determinó la presencia de columbita en tanto que en Cerro Cantera de Cuarzo la de tantalita.

Se comprobó la presencia de radioactividad para los minerales estudiados, determinándose su posible origen.

Son consideradas las sustituciones de uranio, titanio y estaño en la estructura de los minerales.

También se exponen algunas consideraciones sobre un mineral de uranio no identificado.

Se describe tapiolita y se dan los datos y las consideraciones realizadas que llevaron a su determinación. Dicho mineral fue hallado asociado a la tantalita de Cerro Cantera de Cuarzo.

ABSTRACT

This paper is a progress report of niobium and tantalum minerals, belonging to the pegmatites of Cerro Blanco and Cerro Cantera de Cuarzo. These deposits are located in the provinces of Córdoba and San Luis respectively.

The laboratory works included several techniques for identification, x-ray spectrometry, chemical analysis, density determinations, radioactive measurements and autoradiographs.

Columbite was determined in the Cerro Blanco deposit and tantalite in the Cerro Cantera de Cuarzo one.

Radioactivity was found in both minerals and its possible origin was established.

The substitutions of uranium, titanium and tin in the structure of the minerals are taken into account.

It is also commented some characteristics of an uranium mineral.

There is a description of tapiolite, found associated with the tantalite of Cerro Cantera de Cuarzo, and are furnished the data obtained in laboratory work as well as the assumptions made for its determination.

INTRODUCCION

Es objeto primordial de este trabajo aportar datos de interés mineralógico al conocimiento sobre miembros de la

serie mineral columbita-tantalita, dado que existen en nuestro país escasos trabajos que se refieran específicamente a este tema.

Esta contribución forma parte de un

estudio más amplio sobre manifestaciones argentinas de columbita-tantalita, que se efectuará en la Cátedra de Mineralogía de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de U.B.A. por iniciativa del Dr. C. Latorre.

Los minerales de la serie columbita-tantalita reconocen como principal fuente de ocurrencia las pegmatitas con silicatos y fosfatos de litio; de aquí que los cuerpos pegmatíticos mineralizados que se hallan ampliamente distribuidos en las sierras de Córdoba y San Luis, muchos de ellos explotados económicamente, ofrecen por lo general buenas posibilidades de poseer mineralización de niobio-tantalatos.

Teniendo presente lo arriba expresado, se seleccionaron para iniciar este trabajo las pegmatitas de Cerro Blanco en la provincia de Córdoba y la Cerro Cantera de Cuarzo en San Luis.

Durante el trabajo de campo se efectuó el muestreo y se obtuvo información sobre los aspectos generales de los cuerpos pegmatíticos.

Vale destacar que las características de la mineralización de la serie en estudio dificulta la obtención de muestras. Esto es debido a que el mineral se halla concentrado en "bochones" de tamaño variable localizados en áreas no conectadas y de ubicación errática dentro de las zonas intermedias y/o central de pegmatitas.

Esta dificultad que proviene del tipo de mineralización, como recién se destacó, se ve agravada por el alto valor económico que posee este tipo de minerales, lo cual hace que una vez localizados sean extraídos totalmente durante los trabajos de explotación.

Se presentan sólo las características principales que ofrecen los cuerpos pegmatíticos y esto como una iniciación al estudio de los niobiotantalatos, tema principal de este trabajo.

El estudio de los minerales de la serie columbita-tantalita requirió para su determinación el análisis concurrente de técnicas de difracción de rayos X y aná-

lisis químicos. Otros métodos tales como determinaciones de densidad y estudios de secciones pulidas permitieron realizar una aproximación en la determinación de los minerales de esta serie, pero no su exacta caracterización. A las técnicas recién mencionadas se sumaron análisis con espectrometría de rayos X, realización de autorradiografías y mediciones de radioactividad.

En lo que respecta a los estudios de secciones pulidas, cabe destacar que éstos cobran su mayor valor en aquellos casos en que el mineral se halla en cristalizaciones finas asociado a otros niobio-tantalatos que no sean fácilmente diferenciados.

Se describe la presencia de un mineral de uranio no identificado, y se discute brevemente su posible origen.

De acuerdo con los resultados de los análisis realizados se determinó que el mineral de Cerro Blanco corresponde a una columbita, en tanto que el de Cerro Cantera de Cuarzo es tantalita.

A fin de establecer una comparación, entre los cuerpos pegmatíticos estudiados, se puede decir que las pegmatitas reconocidas en Córdoba se hallan en un ambiente de rocas graníticas, en tanto que las de San Luis están emplazadas en esquistos micáceos. A estas diferencias de emplazamiento se suman algunas diferencias mineralógicas, así las pegmatitas nombradas en primer término se caracterizan por la presencia de fosfatos y minerales de uranio; en tanto que las segundas son principalmente litíferas y no poseen minerales de uranio.

En relación a la presencia de minerales de uranio, se determinó que las columbitas de Cerro Blanco poseen radioactividad notoriamente mayor que las tantalitas de Cerro Cantera de Cuarzo.

Dejo constancia de mi reconocimiento al Dr. J. Rodríguez del Instituto Nacional de Tecnología Industrial, quien autorizó la realización de los análisis

químicos y al Dr. R. Staugaitis quien fuera responsable de los mismos.

Agradezco al Lic. P. Spikermann, de la Comisión Nacional de Energía Atómica, quien hizo posible la medición de la radioactividad expresada en por ciento de U_3O_8 equivalente, y al Sr. M. Martínez a quien se lo consultó sobre registros de minerales radioactivos.

UBICACION GEOGRAFICA

Próxima a la ruta nacional n° 20, a unos 8 km al oeste de Tanti, en el Departamento de Punilla, se encuentran las manifestaciones pegmatíticas conocidas como Cerro Blanco, de donde se obtuvieron parte de las muestras de mineral que son motivo de este estudio (Fig. 1).

La segunda de las pegmatitas reconocidas se halla en la provincia de San Luis a unos 20 km al este-nordeste de la localidad de Naschel y al oeste de la sierra Estanzuela. El acceso a este yacimiento se realiza a través de un camino de tierra en muy mal estado de conservación.

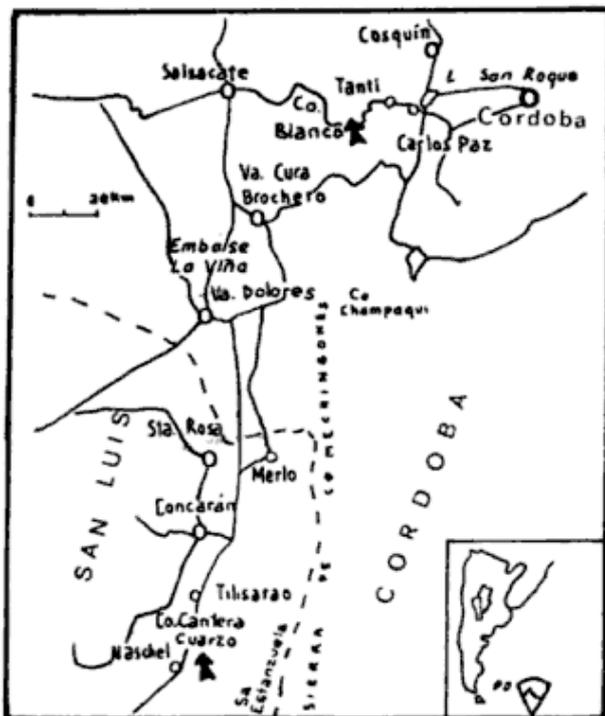


Fig. 1. — Plano de ubicación

Esta pegmatita conocida con el nombre de Cerro Cantera de Cuarzo se conecta hacia el sur con las manifestaciones pegmatíticas Chonchaco, Piedras Moras y La Viquita, todas propiedad de los hermanos Pedernera.

CERRO BLANCO

Las manifestaciones pegmatíticas de Cerro Blanco se encuentran alojadas en el batolito de las Sierras Grandes de Córdoba.

Se han realizado numerosos estudios sobre estas manifestaciones, donde se describen los grupos de afloramientos pegmatíticos que lo componen y principalmente la variada asociación mineral que presentan.

Entre dichos trabajos pueden mencionarse los de Stelzner (1873), Kittl, E. (1954 y 1958); Granero Hernández (1958); Gallagher, Jutoran y Lobos (1965), este último comprende un estudio geológico general sobre los cuerpos pegmatíticos del Distrito Tanti. A estos trabajos se suman los realizados por Hurlbut y Aristarain (1968), Gay (1968) y Schalamuk (1970), que tratan principalmente sobre los fosfatos que se encuentran en estas pegmatitas.

En la zona de Cerro Blanco se ubican las manifestaciones conocidas como El Gaucho y El Criollo. En la última de ellas han sido obtenidas las muestras del mineral estudiado.

Es esta una pegmatita de estructura zonal. Una caracterización geológica y estructural completa como así también la descripción mineral de cada una de las zonas de la misma escapa a la finalidad que se dio a este trabajo; por otra parte, dichos temas ya han sido tratados con diferente extensión en la bibliografía citada.

De lo dicho anteriormente sólo vale destacar que han sido diferenciadas para este cuerpo, a) una zona de borde constituida principalmente por plagioclasa y cuarzo, con muscovita y mi-

croclino en menor cantidad; *b*) zonas intermedias muy potentes en la que predominan desde el punto de vista mineralógico cuarzo y microclino, y en menor cantidad plagioclasa y muscovita; *c*) zona central con cuarzo principal y minerales accesorios (Schalamuk, 1970).

Las labores realizadas en estas pegmatitas, a los fines de su explotación, son reflejo de la compleja mineralización que ellas presentan. Han sido hallados notable número de minerales accesorios, entre los cuales mencionaremos además de columbita, berilo, uraninita, granate, apatita y triplita.

La presencia de fosfatos, comprende un amplio número de minerales pertenecientes a este grupo entre los cuales se mencionan metaestregita, bermanita (hallada por Hurbult y Aristarain op. cit.), dufrenita (determinada por Gay op. cit.), en tanto que Schalamuk reconoció hureaulita, turquesa, libethenita y heterosita.

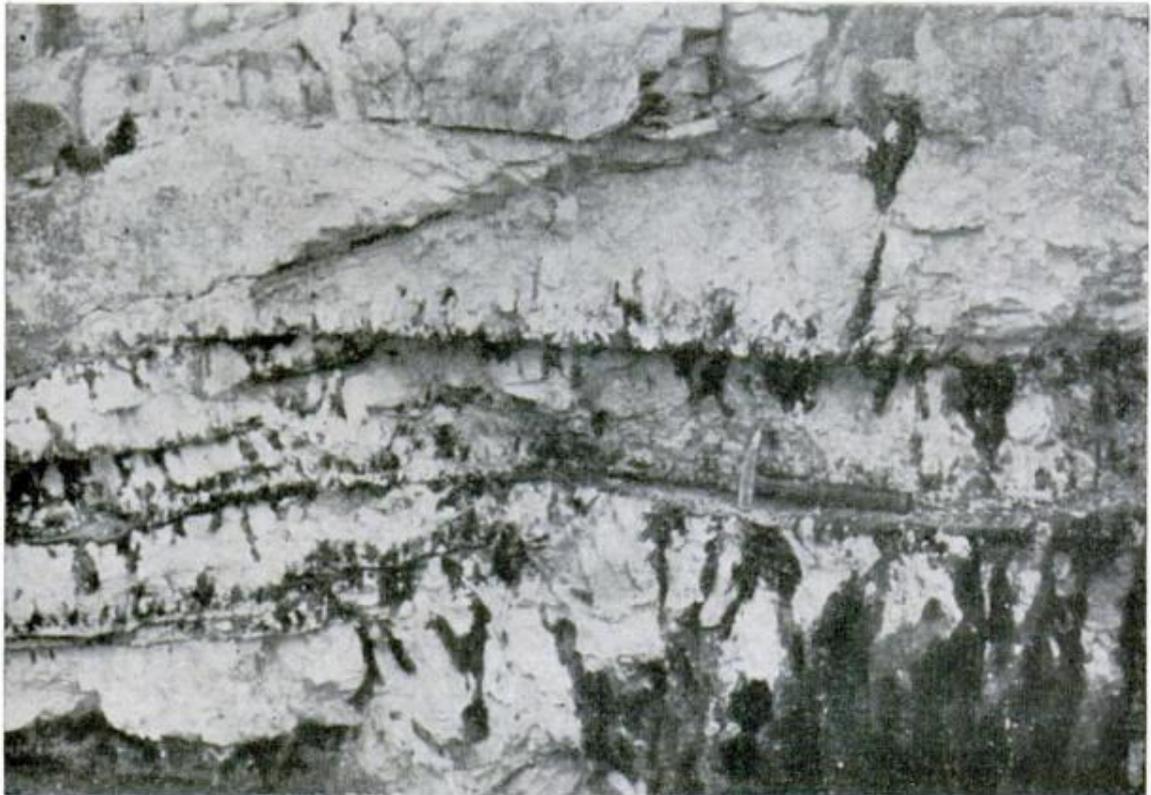
Las columbitas aquí estudiadas fueron halladas en la zona intermedia y central del cuerpo pegmatítico.

El mineral hallado en la zona intermedia se presenta asociado a cristales de cuarzo, feldespato alcalino perítico de color blanco con tinte grisáceo y muscovita en masas laminares compactas grandes destacándose la perpendicularidad, o sólo la variación en 20° - 30° de esta posición en los "paquetes" de láminas de mica (Fotog. 1).

Los cristales de columbita hallados en esta zona oscilan entre 2,5 y 0,5 cm promedio, en tanto que los hallados en la zona con predominio de cuarzo son de mayor tamaño, con cristales maclados de hasta 10 cm de longitud.

Es frecuente la presencia de columbita recubierta por un mineral de uranio pulverulento de color amarillo con tinte verdoso.

La presencia de uranio en dicho mineral, fue determinada tanto por tests químicos como por fluorescencia de



Fotografía 1. — Sector de la pegmatita donde se halló columbita recubierta por mineral de uranio. Se observan «paquetes» de láminas de muscovita en posición aproximadamente perpendicular

rayos X. Por este último método se comprobó también la existencia de torio, itrio, cobre, hierro, manganeso, ¿plomo? y ¿cinc?

Se verificó la ausencia de fluorescencia como así también se descartó, por ensayos químicos, la posibilidad de que este mineral se encontrase entre el grupo de los vanadatos de uranio.

El mineral uranífero hallado no pudo ser identificado mediante diagramas de difracción de rayos X, aún cuando dichos diagramas se complementaron mediante la determinación cualitativa de algunos cationes.

Las dificultades encontradas en el estudio de este mineral provienen, en principio, tanto de su forma de presentarse como por su relativa poca abundancia.

Dicho mineral se halla en delgadas capas cuyo espesor no supera los 0.5 mm, y en ocasiones se encuentran en el interior de los cristales de columbita "nódulos" y venillas del mismo mineral.

Los "nódulos" mencionados pueden tener hasta 3 mm de diámetro y fueron encontrados principalmente en la columbita presente en la zona intermedia, la cual se halla en cristales de menor desarrollo y en su mayoría totalmente recubiertos por el mineral uranífero.

Por lo dicho se contempla la posibilidad de que se trate de un nuevo mineral de origen secundario, razón por la cual se encararán estudios de mayor detalle, cuyos resultados serán dados a conocer oportunamente.

CERRO CANTERA DE CUARZO

Esta pegmatita pertenece al grupo de cuerpos pegmatíticos localizados en la zona nordeste de la provincia de San Luis y se halla emplazada en esquistos micáceos.

Dicha roca de caja es de coloración gris verdoso y composición mineralógi-

ca simple, que se caracteriza por la orientación de las láminas de biotita y un mal definido alargamiento en los cristales de cuarzo (mineral principal). Se observa cierta foliación, aunque no netamente determinada dada la leve alternancia entre biotita y el mineral leucocrático, como accesorio se presentan cristales idiomorfos de apatita. Es decir que desde el punto de vista mineralógico estas rocas no ofrecen rasgos sobresalientes en su composición, de aquellos que presentan en general los esquistos que forman parte del basamento metamórfico de las Sierras Pampeanas.

Cerro Canteras de Cuarzo es una pegmatita que tiene una extensión próxima a los 600 metros y cuya mineralización se halla representada principalmente por espodumeno, berilo, ambli-
gonita y en menor cantidad columbita-tantalita.

Se han abierto una labor principal y labores más pequeñas e irregulares. En la labor principal donde se reconocieron las distintas especies minerales mencionadas, pudo observarse también que la pegmatita ha sufrido pequeñas fallas locales que originaron espejos de fricción y zonas de trituración. Estructuralmente se establece para esta pegmatita una zonalidad difusa diferenciada principalmente por sus asociaciones minerales.

La presencia de espodumeno, ambli-
gonita y apatita, aunque estas últimas en cantidad marcadamente más reducida, permite dar a este cuerpo el carácter de pegmatita litífera.

El espodumeno se presenta en individuos de buen desarrollo, de hábito tabular que pueden superar el metro de longitud. Es de color verde claro con tonalidades grises y en las partes expuestas fácilmente alterado.

La ambli-
gonita de color blanco con tonalidades amarillentas y azuladas suaves presenta, en secciones delgadas, frecuentes maclas polisintéticas. Se la ha observado en concentraciones de dimen-

siones variable de hasta 20 cm de longitud, asociada principalmente con espodumeno y cuarzo.

El berilo se presenta con mayor desarrollo de sus cristales en niveles superiores a aquel en que se halla la asociación de minerales de litio con tantalita, cuarzo y plagioclasa. En esta última zona se halla berilo en cristalización mediana a fina y de color blanco con tonalidades castaña a verdosa, diseminado entre los minerales nombrados.

La tantalita, asociada principalmente a muscovita, cuarzo y espodumeno y en menor proporción a ambligonita y berilo se encuentra en cristales pequeños algo tabulares con crecimiento en general perpendicular a la elongación de los cristales de espodumeno y dispuesto preferentemente en el contacto entre éste y el cuarzo o berilo (ver figura 2).

Cristales mayores de tantalita se presentan en forma esporádica dentro de una masa de mica verde amarillenta, constituyendo núcleos negruzcos de hasta 2 cm promedio de diámetro que ofrecen superficies alteradas con coloración azulada y donde es frecuente la presencia de cuarzo. Esta mica (muscovita) que arrojó un valor de 0.009 % de U_3O_8 equivalente, presenta cristales de hasta 5 centímetros.

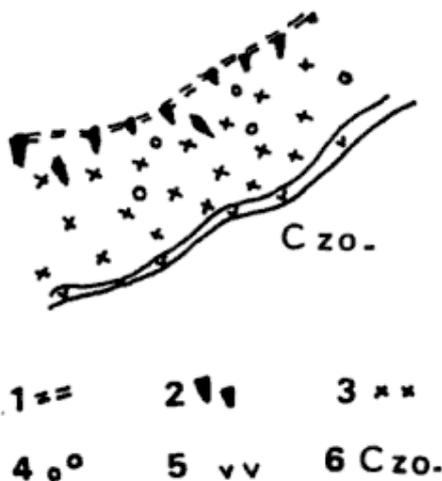


Fig. 2. — Distribución frecuente de tantalita en Cerro Cantera de Cuarzo: 1, espodumeno; 2, tantalita; 3, plagioclasa; 4, berilo; 5, muscovita (poca); 6, cuarzo.

Tantalita también fue hallada asociada a berilo de color verde claro.

Aún cuando la presencia de masas mayores de tantalita se encuentran en forma discontinua y en cantidad reducida dentro del cuerpo pegmatítico, parece haber una mayor concentración de este mineral en la zona de berilo respecto de aquéllas en que predominan la asociación de minerales de litio. Asimismo la asociación mineral acompañante de tantalita, indicaría que ésta se halla ubicada en las zonas intermedias respecto de la estructura del cuerpo pegmatítico.

Puede agregarse que en los numerosos cuerpos pegmatíticos existentes en la región, las columbita-tantalitas son explotadas económicamente en relación de dependencia con la explotación principalmente de espodumeno, berilo y en menor importancia de mica, ambligonita, apatita y eventualmente cuarzo y feldespato. Esto debido a que las características propias de su ocurrencia (antes mencionadas) hacen que su explotación como mineral principal no sea económica.

CARACTERIZACION DE LAS COLUMBITAS-TANTALITAS

a) Generalidades y estudios ópticos.

El estudio de los miembros de esta serie de solución sólida, requiere el análisis concurrente de distintas determinaciones.

Macroscópicamente los cristales de columbita-tantalitas hallados en los yacimientos aquí reconocidos se caracterizan por su color oscuro, brillo metálico y en ocasiones hábito prismático, estando frecuentemente maclados. Sobre algunas caras cristalinas es común distinguir estriaciones, más abundante en el material obtenido en la zona de Cerro Blanco.

En Cerro Cantera de Cuarzo, las características de la mineralización y el

tamaño menor en que se halló el mineral, no permitieron determinar macroscópicamente la presencia de cristales maclados, pero sí se observó que algunas de sus caras presentan estriaciones características. Ofrece asimismo, superficies más alteradas y un tinte pardo-azulado en su coloración, en relación con el material obtenido del cuerpo pegmatítico de Cerro Blanco.

Si bien las concentraciones de niobio-tantalatos son en general reducidas, han sido mencionados "bochones" que contenían 12 kg de mineral, para las labores de Cerro Cantera de Cuarzo y otros de hasta 70 kg registrados para las labores de Cerro Blanco.

Se encaró el estudio de secciones pulidas, esencialmente muestras monominerales, determinándose la presencia de un débil pleocroismo gris-blanco, frecuentemente sólo observable en el contacto entre granos y con objetivo de inmersión. La anisotropía, también débil, está en muchos casos enmascarada por la presencia de reflejos internos. Estos reflejos de color rojo a pardo-amarillento se presentan en todas las muestras estudiadas con distinta intensidad y frecuencia.

Cabe destacar que para miembros de esta serie, se ha establecido que la presencia de reflejos internos rojos es más notable cuanto mayor es la participación del contenido de tantalio y manganeso sobre el de niobio.

Las propiedades ópticas no permitieron diferenciar variaciones mayores entre las muestras de Cerro Blanco y las provenientes de Cerro Cantera de Cuarzo. Aún cuando en las muestras nombradas en último término los reflejos internos rojos, son en general más habituales.

b) Difracción de rayos X

Si bien columbita-tantalitas constituyen una serie de solución sólida se realizaron diagramas de difracción de rayos X, teniendo presente las variacio-

nes en los valores de difracción que presentan algunos minerales que forman grupos isomorfos (p. e. criptomelano, hollandita y coronadita) y el hecho que el isomorfismo no es necesario ni suficiente para formar soluciones sólidas.

Estos diagramas se efectuaron en distintas muestras de cada una de las pegmatitas reconocidas, a fin de detectar si se producían leves variaciones en el espaciado de las líneas de difracción o en sus intensidades. Las muestras se seleccionaron considerando que dichas variaciones podrían verificarse con mayor probabilidad en los miembros extremos de la serie. No obstante, los datos obtenidos de dichos diagramas son prácticamente iguales entre sí, y no se apartan significativamente de los datos conocidos, salvo pequeñas variaciones registradas en sus valores de intensidad.

De los diagramas efectuados se han seleccionado dos que se presentan en el Cuadro I, comparándolos con los datos dados por el ASTM.

c) Análisis químicos.

Como estudios previos a la realización de los análisis químicos se efectuaron determinaciones por medio de espectrometría de rayos X, con el objeto de detectar cationes extraños en las columbita-tantalitas, entre los cuales se determinó la presencia de estaño, uranio y titanio.

Asimismo y con la finalidad de seleccionar las muestras a analizar se hicieron mediciones de densidad, ya que como es sabido la misma aumenta con el contenido de óxido de tantalio y por otra parte es modificada por la relación hierro-manganeso.

No está de más destacar que la presencia de intercrecimientos y/o reemplazos pueden falsear fácilmente los valores obtenidos, razón por la cual se tuvieron en cuenta estudios ópticos que permitieron seleccionar la pureza del material como también fijar distinta abundancia de reflejos internos.

CUADRO I

Columbita Cerro Blanco		Tantalita Cerro Cantera de Cuarzo		Columbita-Tantalita ASTM (7-64)	
I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)
				10	7,11
80	3,65	80	3,66	90	3,66
				10	3,57
100	2,97	100	2,97	100	2,97
10	2,86	10	2,87	30	2,86
60	2,55	20	2,56	30	2,54
60	2,49	30	2,50	70	2,49
30	2,36	20	2,38	50	2,38
10	2,24	10	2,23	20	2,21
30	2,20	20	2,10	30	2,09
20	2,08			10	2,04
30	1,90	20	1,90	30	1,90
30	1,85	20	1,83	30	1,83
				10	1,79
70	1,77	30	1,78	70	1,77
70	1,73	70	1,74	70	1,74
70	1,71	90	1,72	90	1,73
60	1,54	20	1,54	50	1,54
10	1,48	10	1,49	20	1,48
80	1,46	90	1,46	70	1,46

Se hizo necesaria una cuidadosa selección de las muestras, dada la imposibilidad de realizar gran número de análisis químicos, los cuales son de gran valor en la determinación de los miembros de la serie de niobiotantalatos a través de la relación niobio-tantalio.

De los resultados se desprende que el material obtenido en Cerro Cantera de Cuarzo se acerca más al término tantalita con un valor de la relación Nb/Ta de 0.76; en tanto que el obtenido en Cerro Blanco lo hace hacia la columbita con un valor de dicha relación de 52,23 y 62,50.

Estas relaciones permiten clasificar al material de Cerro Blanco como una columbita próxima al término extremo de la serie, dado su bajo contenido de

tantalio. A su vez el mineral de Cerro Cantera de Cuarzo se clasifica como tantalita, pero destacando que se encuentra próximo a un término medio de la serie de columbita-tantalitas, tal como lo indica el valor cercano a la unidad para la relación entre niobio y tantalio.

De acuerdo con lo dicho, en las especies provenientes de Cerro Blanco hay un mayor contenido de niobio respecto de tantalio, en tanto que para las de Cerro Cantera de Cuarzo sucede lo contrario. El contenido de hierro es mayor en las muestras nombradas primero, a su vez el de manganeso es prácticamente constante para ambos minerales. Estas determinaciones coinciden con la mayor frecuencia de reflejos internos

CUADRO II

Muestra	TaO ₅ %	Nb ₂ O ₅ %	FeO %	MnO %	SnO ₂ %	TiO ₂ %	Nb : Ta	Fe : Mn	U ₂ O ₈ equiv.
Columbita..... C. Blanco	1,10	57,46	8,39	5,37	0,19	1,00	52,23	1,65	0,36
Tantalita..... C. C. Cuarzo	41,25	31,70	4,97	5,39	2,87	0,50	0,76	0,92	0,08
Columbita..... C. Blanco	1,00	62,50	9,96	5,55	0,13	1,08	62,50	1,79	0,83

rojos observados en las muestras de Cerro Cantera de Cuarzo y la presunción de que los mismos corresponden con un mayor contenido de tantalio y manganeso, aunque la presencia de este último elemento no es determinativa para estas muestras, aún cuando se observa una variación si se considera la relación hierro-manganeso.

La presencia de dióxido de estaño ha sido determinada, aunque con distinto porcentaje en todas las muestras analizadas. Esta podría deberse al intercrecimiento de casiterita con el mineral estudiado, pero estudios de cortes pulidos no corroboraron esta presunción razón por la cual se interpreta como probable que el dióxido de estaño se halle en solución sólida dentro del mineral. Al respecto cabe destacar que algunos autores dan valores de 0.05 % de SnO₂ en solución sólida para columbitas (Chadwick, 1951), y el 3,0 % y 3.5 % para tantalita (Hutchinson, 1955).

En el cuadro II puede verse que para la muestra de Cerro Cantera de Cuarzo se alcanza un valor de 2,87 % de SnO₂ que es sensiblemente mayor que el alcanzado por las columbitas de Cerro Blanco. Esto está en acuerdo con la posibilidad de la existencia de una serie continua de solución sólida entre tantalita y casiterita, como ya fuera establecido por Edwards (1960).

De la misma manera la presencia de dióxido de titanio, en este caso hallado con mayor porcentaje en las columbitas, se interpreta como debida al reemplazo de niobio o tantalio por titanio, ya que estudios ópticos no permitieron detectar la presencia de rutilo o ilmenita intercrecida con los niobiotantalatos.

d) Tapiolita.

La presencia de tapiolita sólo pudo detectarse por medios ópticos, ya que se presenta en pequeños granos asociado a los otros niobiotantalatos, en las especies provenientes de Cerro Cantera de Cuarzo. Esta determinación fue confirmada por medio de análisis con difracción de rayos X.

La autora no halló mencionada la presencia de tapiolita en las publicaciones consultadas sobre yacimientos de nuestro país, pese a ser éste un mineral que puede frecuentemente hallarse asociado a columbita-tantalitas.

Recientemente, también fue encontrada por M. C. Vistalli (comunicación personal) en la pegmatita Pancho en el Dpto. Junín, provincia de San Luis.

Este mineral constituye el término extremo de la serie tetragonal mossita-tapiolita, la cual es dimorfa de la serie rómbica de los niobio-tantalatos aquí estudiados.

Vale destacar que este mineral se clasificó como perteneciente al término tapiolita, a pesar de la dificultad de separar los miembros de esta serie tetragonal por medio de sus diagramas de difracción de rayos X, tanto por sus características ópticas como por su ocurrencia geológica por cuanto es sabido que tapiolita se presenta comúnmente asociada a tantalita. Esto teniendo presente que se la halló en asociación con el mineral de Cerro Cantera de Cuarzo, el que presenta para la relación niobio-tantalio valores marcadamente menores que los que se determinaron para el mineral de Cerro Blanco.

En segundo término se tuvo en cuenta el hecho que se ha cuestionado la existencia de la serie tetragonal completa mossita - tapiolita (Hutchinson, 1955), tomando como base la no existencia de mossita, ya que los pocos minerales descriptos como tal han sido erróneamente determinados, a la vez que la asociación columbita-mossita, no ha sido mencionada pese a que tendría que ser más frecuente que la de tantalita-tapiolita, por la mayor abundancia en la naturaleza de niobio respecto de tantalio.

Tapiolita se presenta en cristales alargados con orientación subparalela y presencia frecuente de maclas (Fotografía

2). En inmersión presenta pleocroismo gris-amarillo, grisáceo y anisotropía definida amarillo - grisáceo - gris - azulado. Estas tres características la diferencian bien de la tantalita, ya que en ella tanto el pleocroismo como la anisotropía son débilmente perceptibles aún en inmersión con aceite.

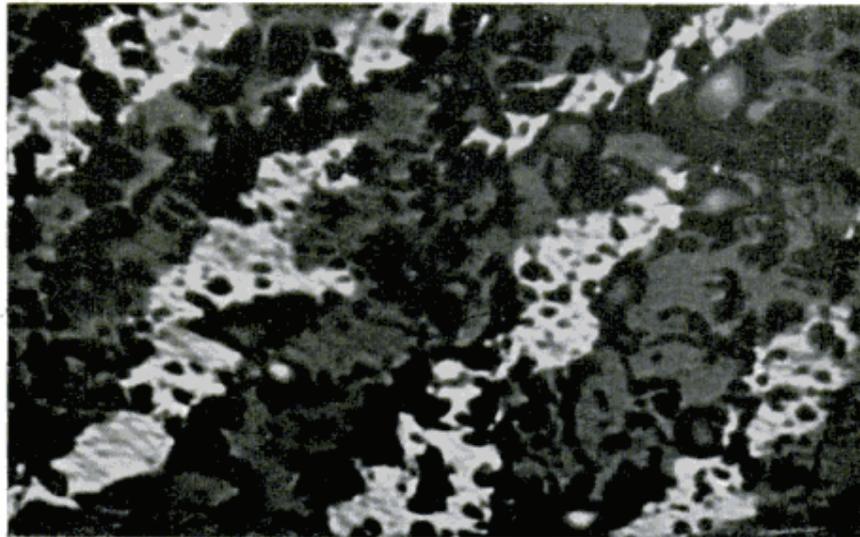
Tapiolita posee también reflejos internos rojos, pero menos frecuentes que en la tantalita. Sin nicols cruzados presenta características muy similares a este último mineral, tal que puede diferenciarse sólo por su pleocroismo.

La tapiolita se interpreta como un intercrecimiento orientado en tantalita y posiblemente originada a través de un enriquecimiento relativo de tantalio.

e) Radioactividad.

Se comprobó la presencia de radioactividad, manifiesta en diferente grado para los miembros de la serie estudiada. En la bibliografía consultada se hallaron diversos estudios sobre columbitas radioactivas, entre los cuales pueden mencionarse Heinrich y Giardini (1956), Hutton (1959) y Heinrich (1962).

La presencia de radioactividad podría indicar la posibilidad de que estos minerales fuesen metamórficos a la vez que,



Fotografía 2. — Crecimiento orientado de tapiolita, marcadamente anisótropa (gris claro) en tantalita (gris oscuro). Nicols cruzados (60 X)

el grado de isotropismo que ofrecen las muestras estudiadas con luz reflejada también podría orientar hacia la existencia de dicho estado metamórfico.

A pesar de lo expuesto, los diagramas de rayos X permitieron descartar dicha suposición ya que ofrecían buenas líneas de difracción que son indicadoras de la conservación de la estructura cristalina.

La presencia de uranio fue comprobada tanto por medio de tests químicos como por espectrometría de rayos X, también se efectuaron mediciones de radioactividad expresadas en porcentaje de U_3O_8 equivalente.

Se realizaron autoradiografías, por cuanto ellas podrían aportar elementos de juicio que contribuyeran a la interpretación de la radioactividad detectada al establecer relaciones texturales de interés mineralógico.

Dichas autoradiografías se hicieron empleando película para rayos X y secciones pulidas de columbita-tantalitas, las que fueron previamente estudiadas mediante luz reflejada, el tiempo de exposición fue entre 8 y 40 días.

El grado de velado en la película en relación con el grado de radioactividad de la muestra, o sector de la misma, permitió comparar las relaciones texturales entre los miembros radioactivos y los no radioactivos.

De esta forma fue posible diferenciar distintas características para la radioactividad detectada, rasgos que pueden agruparse en cuatro tipos generales. La descripción de éstos y su interpretación son dados a continuación:

a) La radioactividad se debe a la presencia de venillas de mineral radioactivo (identificable ópticamente) que atraviesan la columbita o bien se disponen en planos de maclas o contacto entre granos. Este material radioactivo pulverulento de color amarillo-verdoso en el cual se determinó la presencia de uranio se halla en algunos casos recubriendo fragmentos o cristales del niobiotantalato.

Si bien en estas muestras (Cerro

Blanco) la radioactividad proviene principalmente del revestimiento y relleno de fracturas por dicho mineral de uranio, las autoradiografías obtenidas presentan sobre toda la superficie un oscurecimiento uniforme, sobre el cual se destacan las venillas de mayor radioactividad como puede inferirse por el mayor velado en la placa (Figura 3, a y b).

b) La radioactividad no es homogénea, como se aprecia en muestras en las que contrastan zonas de radioactividad intensa (fuerte oscurecimiento sobre la placa de rayos X al cabo de 8 días de exposición) con áreas de radioactividad prácticamente nula, aún cuando estas áreas se encuentran atravesadas por venillas de mayor radioactividad (Figura 3, c).

Ópticamente no ha sido posible diferenciar inhomogeneidades de forma tal que, cuanto menos a escala microscópica, el mineral es homogéneo.

c) Radioactividad también no homogénea, pero a diferencia de las anteriores algunas especies muestran una radioactividad general débil y poco uniformes, en las cuales se pueden distinguir netamente zonas de radioactividad marcadamente mayor (Figura 3, d y e).

En algunos casos pudo comprobarse ópticamente que dichas zonas corresponden a áreas de mayor reflectividad. Asimismo los estudios ópticos permitieron comprobar que aquellas áreas donde se halla el mineral tapiolita, no han sufrido velado de la placa fotográfica. A su vez las áreas donde el velado ha sido muy intenso corresponden a la presencia de tantalita que posee mayor pureza a escala óptica y grano más uniforme.

d) Radioactividad débil y uniforme que da muy tenue velado de la placa producida al cabo de 40 días de exposición. Estas muestras son homogéneas en sección pulida presentando, en inmersión con aceite, pocos reflejos internos de color rojo amarillento.

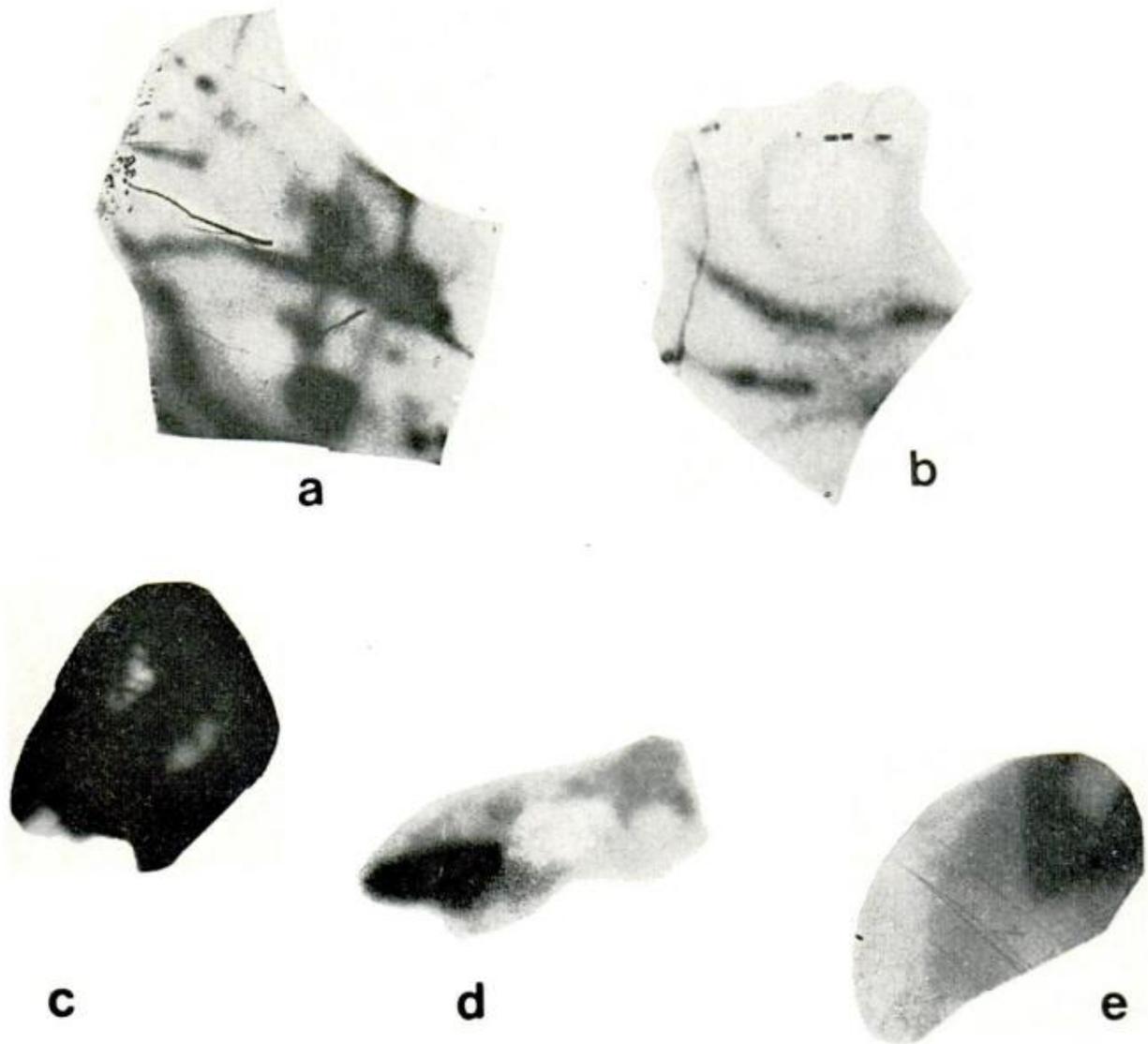


Fig. 3. — Autoradiografías de columbita-tantalitas: *a* y *b*. Fragmentos de columbitas de Cerro Blanco. Tiempo de exposición 15 y 40 días respectivamente. Se observa sobre toda la superficie de la muestra un oscurecimiento uniforme débil, sobre la que se destaca la presencia de delgadas venillas que ofrecen mayor grado de velado de la película en acuerdo con su mayor grado de radioactividad; *c*, Fragmento de columbita de Cerro Blanco. Tiempo de exposición 18 días. Sobre toda la superficie con alto grado de radioactividad, se destacan áreas con menor radioactividad dentro de las cuales se observan finas venillas con mayor oscurecimiento; *d* y *e*, Fragmentos de tantalita de Cerro Cantera de Cuarzo. Tiempo de exposición 40 días. Se destacan sobre un fondo de radioactividad débil, áreas con fuerte oscurecimiento (corresponden a sectores donde se presenta tantalita más homogénea y de mayor reflectividad) y sectores que no presentan velado de la película, correspondientes a tapiolita.

Resumiendo lo dicho, vemos que se presentan: *a*) venillas de mineral de uranio, *b*) radioactividad no homogénea en muestras que presentan homogeneidad óptica, *c*) radioactividad no homogénea en muestras que presentan inhomogeneidad óptica, *d*) radioactivi-

dad débil y uniforme en muestras ópticamente homogéneas.

La observación de los cortes pulidos conjuntamente con las autoradiografías, diagramas de rayos X e información química, permitió inferir las posibles causas responsables de la radioactivi-

dad detectada en algunas de las muestras estudiadas.

Entre estas causas puede mencionarse la presencia de uranio en la estructura de las columbita-tantalitas, el que se encuentra asociado a titanio y estaño (Cuadro II). Esto induce a suponer como probable un reemplazo por dichos elementos en la estructura de los minerales estudiados.

El factor regulador del posible reemplazo tuvo que ser el tamaño similar de los radios iónicos entre Fe^{+2} (0.74 Å), Nb^{+5} (0.69 Å), Ta^{+6} (0.68 Å), respecto de los radios iónicos de U^{+4} (0.97 Å), Sn^{+4} (0.71 Å), y Ti^{+4} (0.68 Å), y la conservación de la neutralidad electrostática mediante la sustitución de $\text{Fe}^{+2} + \text{Nb}^{+5} + \text{Ta}^{+6}$ por $\text{U}^{+4} + \text{Ti}^{+4} + \text{Sn}^{+4}$.

Sustituciones isomorfas de hierro bivalente por uranio y/o torio en la estructura de columbitas, como responsables de la radioactividad en estos minerales, han sido determinadas por Heinrich (1962) en muestras provenientes de diversas pegmatitas.

Si bien el reemplazo entre cationes parece ser la interpretación más satisfactoria, ya que explica la presencia de los elementos hallados, también podría suponerse que ha habido una incorporación de iones uranio en los intersticios del retículo de dichos minerales. Esta última interpretación explicaría de mejor forma la falta de radioactividad observada para la tapiolita asociada a tantalita (Figura 3, *d* y *e*) si se tiene presente que la mayor densidad de la tapiolita, respecto de la tantalita de Cerro Cantera de Cuarzo, indicaría una estructura más cerrada y por consiguiente una menor capacidad para captar iones extraños en los intersticios del retículo.

La posibilidad de sustitución por uranio en la estructura de los minerales disminuiría con sus temperaturas de formación, asimismo como ya fuera puntualizado por Heinrich es sabido que el contenido en niobio de las columbitas-

tantalitas, disminuye con dicha temperatura de formación. De aquí podría interpretarse como posible una mayor temperatura de formación para los niobiotantalatos de Cerro Blanco respecto del mineral de Cerro Cantera de Cuarzo, si bieu tal vez un estudio paragenético completo no arroje mayores diferencias en la temperatura de formación de ambos cuerpos pegmatíticos.

Es así que se interpretan los mayores valores obtenidos para los porcentajes de U_3O_8 (equivalente) en las columbitas respecto de las tantalitas de Cerro Cantera de Cuarzo. Esto sin dejar de considerar que se han hallado minerales de uranio en la pegmatita de Cerro Blanco.

Otra causa responsable de la radioactividad es la presencia, en las muestras de Cerro Blanco, del mineral pulverulento de uranio que recubre a los cristales de columbita, rellena fracturas, planos de macla y contactos entre granos.

Este mineral se interpretó como de origen secundario y producido posiblemente a partir del uranio contenido en las columbitas, donde la radioactividad medida varía entre 0.83 y 0.36 % expresado en forma de U_3O_8 equivalente. Esta sería una de las causas por la cual dicho mineral de uranio se encuentra solamente asociado a la columbita, sin que se lo haya observado recubriendo a otros minerales o bien como mineral aislado.

En las muestras provenientes de Cerro Cantera de Cuarzo no se halló dicho mineral, en tanto que la radioactividad medida es de 0.08 % de U_3O_8 , o sea marcadamente inferior respecto de la anterior.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Chadwick, L. C., 1951. *Chemical composition of Nigerian columbite Colonial*. Geol. Min. Res. London.

- Edwards, A. B., 1960. *Textures of the ore minerals*. The Austral Inst. of Mining and Metall. (3^a ed.).
- Gallagher, M.; Jutoran J.; Lobos, F., 1965. *Geología y contenido de berilo en las pegmatitas del Distrito Tanti, Córdoba*. Inst. Nac. Geol. y Min. Inédito, Carpeta 1.023.
- Gay, H. D., 1968. *Fosfatos de las pegmatitas del Cerro Blanco*. Rev. Asoc. Geol. Arg. T. XXIII, n^o 4.
- Granero Hernández, J., 1958. *Informe sobre las posibilidades uraníferas de la mina El Criollo*. Inf. Inédito, Comisión Nac. Energ. Atom.
- Heinrich, E. W.; Giardini, A. A., 1956. *Radioactive columbite-tantalite*. Bull. Geol. Soc. Am., 67.
- Heinrich, E. W., 1962. *Radioactive columbites*. Am. Mineral. Vol. 47.
- Hurbult, C. S.; Aristarain, L. F., 1968. *Bermanite and its occurrence in Córdoba, Argentina*. Americ. Mineral. 54.
- Hutchinson, R. W., 1955. *Preliminary report on Investigations of minerals of columbium and tantalum and of certain associated minerals*. Am. Min., 40.
- Hutton, C. O., 1959. *Manganomossite restudied*. Amer. Mineral, 44.
- Kittl, E., 1954. *Los fosfatos de las pegmatitas de Cerro Blanco cercana de Tanti, Córdoba*. Rev. Min. Soc. Arg. de Min. y Geol. T. XXI, n^o 2.
- 1958. *Los fosfatos secundarios del Cerro Blanco, cerca de Tanti, Córdoba*. Bol. Acad. Nac. de Ciencias Córdoba, T. 40.
- Schalamuk, I. B., 1970. *Contribución al conocimiento de los fosfatos de las pegmatitas de Cerro Blanco Tanti, prov. de Córdoba*. Rev. Asoc. Geol. Arg., T. XXV.
- Stelzner, A., 1873. *Mineralogische Beobachtungen in Gebiete der Argentinischen Republik*. *Tschermak's Min. Nitt.*

Recibido el 26 de noviembre de 1973.

ESTRATIGRAFIA Y TECTONICA DE LAS SEDIMENTITAS TRIASICAS, POTRERILLOS, PROVINCIA DE MENDOZA

POR HORACIO D. DIAS * Y ARMANDO C. MASSABIE **

RESUMEN

Se realiza un estudio estratigráfico de detalle de la secuencia triásica de los alrededores de Potrerillos, Prov. de Mendoza, dedicándose mayor atención a las unidades conocidas en la literatura geológica, como "Formación Fanglomerado Río Mendoza" y "Formación Las Cabras"; sugiriéndose incluir para esta comarca, la "Formación Fanglomerado Río Mendoza", en la Formación Las Cabras tal como aquí se define, dividida en dos miembros: inferior y superior.

El "manto básico" o "basalto amigdaloido" atribuido previamente al "Grupo de Las Cabras", es un filón capa de afinidades alcalinas, clasificado como *dolerita oligoclásica analcímica* de edad cretácica (105 ± 10 m. a.), intruido en la Formación Potrerillos.

Se esquematiza el estilo estructural de la comarca estudiada, en forma de bloques diferencialmente movidos de persistente hundimiento al sur, epílogo de una deformación periclinal, ocurrida a consecuencia de la orogenia Andica, alrededor de un núcleo rígido de rocas pretriásicas.

ABSTRACT

A stratigraphic detailed study on the Triassic sequence of the surroundings of Potrerillos, Mendoza Province, with special attention to the known unities of the geological literature such as "Fanglomerado Río Mendoza Formation" and "Las Cabras Formation" has been carried out. It is suggested to include the "Fanglomerado Río Mendoza Formation" in Las Cabras Formation, as here defined, divided into lower and upper members.

Petrographical as well as structurally, the so called "basic mantle" or "amygdaloid basalt", intruded in Potrerillos Formation, is a sill with alkaline affinity, classified as *oligoclasic analcimic dolerite*, considered before as part of "Las Cabras Group", is of Cretaceous age (105 ± 10 m. y.).

The structural style is made up of differentially moved blocks of persistent downfalls towards the south, as an epilogue of a periclinal deformity which has come about as a result of the Andean orogeny, around a rigid nucleus of pre-Triassic rocks.

INTRODUCCION

Los resultados surgidos de estudios realizados separadamente por los autores, en terrenos triásicos de los alrededores de Potrerillos, provincia de Mendoza, que llamativamente difieren de lo tradicionalmente conocido y aceptado en la literatura especializada sobre secuencias bien expuestas, accesibles y

completas del Triásico mendocino, nos movieron a intentar una integración de dichos estudios, con el objeto de aportar nuestras observaciones y conclusiones al conocimiento litoestratigráfico de las sedimentitas triásicas allí aflorantes, con especial énfasis en las unidades conocidas en la literatura geológica como "Formación Río Mendoza" y "Formación Las Cabras". sus respectivas disposiciones tectónicas, y las relaciones geológicas y caracterización petrográfica de las rocas eruptivas a ellas asociadas.

* Servicio Nacional Minero Geológico.

** Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires.

Se utiliza aquí un concepto de Formación Las Cabras, que difiere del esquema dado por Rolleri y Criado Roqué (1968) para la cuenca triásica del norte de Mendoza. Ello se hace teniendo en cuenta las variaciones laterales de facies dentro de la misma en esta comarca, lo cual nos lleva a incluir en dicha formación, con la categoría de Miembro inferior, a la "Formación Fanglomerado Río Mendoza" (Borrello, 1962) o "Formación Río Mendoza" (Rolleri y Criado Roqué, 1968); y a las calizas, tobas, areniscas y pelitas de marcado acuñaamiento hacia el este, que llegan prácticamente a desaparecer, como Miembro superior, planteándose así un interrogante a la fundamentación del Grupo Rincón Blanco (Rolleri y Criado Roqué, *op. cit.*) en la zona.

El trabajo de campo consistió en el levantamiento topográfico geológico del sector estudiado con plancheta a escala 1:5.000, perfiles también levantados con plancheta a escala 1:1.000 y 1:2.000 y muestreo sistemático de las unidades aflorantes. En el gabinete se analizaron los datos obtenidos y se confeccionaron mapas, perfiles y cuadros. La clasificación de las areniscas y calizas se realizó según Dott (1964) y Marchese y Fernández Garrasino (1967), respectivamente.

UBICACION GEOGRAFICA Y LOCALIZACION GEOLOGICA

La comarca estudiada, se encuentra en los contrafuertes orientales de la Precordillera, en la provincia de Mendoza, sobre el curso superior del río homónimo. El área abarcada, que es de aproximadamente 15 km², está limitada por el río Mendoza al norte, la localidad de Potrerillos y el río Blanco al este y las estribaciones del cerro Las Cabras al oeste; extendiéndose unos 2,5 km en dirección norte-sur. Atraviesan la comarca por el norte la ruta nacional N° 7 y los rieles del ferrocarril trasandino.

La secuencia triásica aflorante, es la más completa de la provincia de Mendoza y sus asomos configuran los cerros Bayo y Cocodrilo correspondientes a la provincia geológica Precordillera. Se apoya discordantemente sobre vulcanitas y tobas pérmicas hasta triásicas y está sobrepuesta por sedimentos terciarios y cuaternarios.

ANTECEDENTES

En 1937 Trumpy y Lhez dan a conocer los resultados del estudio efectuado en la región comprendida entre Luján de Cuyo, Potrerillos y Tupungato; describen los Estratos de Paganzo (Stappenbeck, 1917) que más tarde serían considerados por Borrello (1942) bajo la denominación de Fanglomerado Río Mendoza y Grupo de Las Cabras. En el trabajo se indica una transición paulatina entre los "Estratos de Paganzo" y el "Rético", para el sector de Potrerillos; el "Rético" que comprendía a los Estratos de Potrerillos y Estratos de Cacheuta, con abundante flora desde la base al techo, se sobrepone en discordancia neta o localmente en pseudoconcordancia a rocas magmáticas, Estratos de Paganzo o Paleozoico. Sobre los Estratos de Cacheuta se asienta en pseudoconcordancia o discordancia local la "Formación Cretácea", cuya edad consideran dudosa debido a la falta de fósiles y al desconocimiento de la importancia del hiato Cretácito-Rético. Los espesores medidos son 200 m, variable para los Estratos de Potrerillos; 80 a 150 m corresponden a los Estratos de Cacheuta y 330 m para la Formación Cretácea, Trumpy y Lhez (*op. cit.*).

Borrello (1942) da a conocer la división estratigráfica para la cuenca triásica de Potrerillos, la cual se resume a continuación. En la base Fanglomerado Río Mendoza, con un espesor de 600 m o más, en pseudoconcordancia sigue el Grupo de Potrerillos, cuyo es-

pesor es de 700 m como máximo; sobre el anterior, separado por una discordancia local, se apoya el Grupo de Cacheuta con 210 m de espesor. El Grupo Río Blanco se sobrepone al anterior en ligera discordancia; su espesor es de 500 metros.

Al "Retiense", corresponde el Grupo de Potrerillos y el Grupo de Cacheuta; al Cretáceo de Stappenbeck (1917), el Grupo Río Blanco, Borrello (*op. cit.*).

Con respecto al Grupo de Las Cabras, Borrello (1942), manifiesta dudas sobre su ubicación estratigráfica, ya que, según este autor, esta secuencia sedimentaria, aflora únicamente en el sector occidental de la cuenca triásica de Potrerillos, al oeste de la falla de rumbo general norte-sur, que divide a la cuenca en dos regiones de estilo tectónico diferente. Borrello (*op. cit.*), considera sin embargo, al Grupo de Las Cabras, más antiguo que el "Retiense", e indica un espesor de 600 m para el mismo.

Bracaccini, en 1945, menciona los movimientos intertriásicos para Mendoza norte; en la zona estudiada por el autor (Lunlunta-Barracas-Carrizal), los Estratos de Potrerillos, están separados de los Estratos de Carrizal, equivalentes al Grupo de Las Cabras, por un período de erosión o no deposición; la duración de estos movimientos, se hallaría representada litoestratigráficamente, en el margen de Precordillera, por los Estratos de Potrerillos.

Frenguelli, en 1948, da a conocer el perfil del cerro Las Cabras, al oeste de Potrerillos, de Du Toit (1927). Este último autor, asigna al llamado Rético en ese entonces un espesor de 700 m, en un sector que por estar muy afectado tectónicamente, es difícil que proporcione espesores reales. Frenguelli (*op. cit.*), da una división estratigráfica de los terrenos aflorantes en la región de Potrerillos, basada sobre la efectuada por Borrello años antes (Borrello, 1942). Los espesores medidos por el último autor mencionado, se mantienen,

exceptuando el correspondiente al Grupo Río Blanco, que para Frenguelli (*op. cit.*), puede llegar hasta los 1.000 m; este autor no admite la existencia de discordancias entre las distintas formaciones triásicas e indica, que las discordancias locales, pueden deberse a movimientos posteriores y a irregularidades durante la sedimentación; por otra parte, describe además, una abundante flora de *Dicroidium*.

En 1953, Groeber y Stipanovic realizan una puesta al día de los conocimientos, que hasta ese entonces, se tenían sobre el Triásico argentino. Sobre la base de correlaciones con el Triásico marino de Chile, se asigna una edad carnense para el Choiyolitense de Groeber; norense, para los Estratos de Las Cabras, Estratos de Potrerillos y Estratos de Cacheuta, y retiense con dudas, para los Estratos de Río Blanco, Groeber y Stipanovic (*op. cit.*). Los autores mencionados agrupan Estratos de Las Cabras s. l., Estratos de Potrerillos, Estratos de Cacheuta y Estratos de Río Blanco, bajo la denominación de Serie de Cacheuta. Los Estratos de Las Cabras s. l., comprenden al Fanglomerado Rojo o Flangomerado Río Mendoza y al Grupo de Las Cabras de Borrello (1942), con los equivalentes conocidos en ese momento (para mayor información sobre el tema, se refiere a los interesados al trabajo de Rolleri y Criado Roqué, 1968).

Borrello, en 1962, define la Formación Fanglomerado Río Mendoza, para la cual indica un espesor de 300 m a 350 m, mientras que en 1942, a la misma le correspondía 600 m o más. Le asigna edad triásica, probablemente Triásico medio ("Carniano", *op. cit.* pág. 7); las relaciones estratigráficas son de discordancia: se apoya sobre las vulcanitas pérmicas y está sobrepuesta en pseudoconcordancia, por los Estratos o Grupo de Potrerillos, o bien por los Estratos o Grupo de Las Cabras (Borrello, *op. cit.*).

En 1964, Bracaccini, refiriéndose a

la Serie Porfírica, aconseja dejar de lado la opinión de Groeber, quien asimilándola al Choiyoliteense, la coloca en el Triásico superior vinculándola estrechamente a las capas portadoras de la flora noreense de Cacheuta y Potrerillos. Estas vulcanitas, se relacionan con la comarca de acumulación del Carbónico fosilífero, representando el epílogo de la evolución del geosinclinal carbónico, de este modo, la Serie Porfírica, es esencialmente pérmica, llegando quizá al Triásico, Braccini (*op. cit.*).

Bonaparte, en 1966, sobre la base del hallazgo de tetrápodos, da una edad anisiana para la Formación Cacheuta y parte de la Formación Potrerillos, colocando en el Seytiano a la Formación Las Cabras.

Rollerí y Criado Roqué, en 1968, dan a conocer la nomenclatura formalizada de las unidades litoestratigráficas triásicas para la Cuenca de Mendoza Norte; proponen dos Grupos: Rincón Blanco, que comprenderían las Formaciones Río Mendoza y Las Cabras; y Cerro Cocodrilo, que reúne a las Formaciones Potrerillos, Cacheuta, Río Blanco y Barrancas (subsuelo).

Stipanovic (1969), en su "Complejo IV", incluye al Grupo de Cacheuta, equivalente a la Serie de Cacheuta de Groeber y Stipanovic (1953), que contiene abundante flora de *Dicroidium*. El Grupo de Cacheuta se apoya discordantemente, tanto sobre el "Complejo III", que comprende efusivas coladinienses-neoanisienses, como sobre Paleozoico vario, Stipanovic (*op. cit.*).

Stipanovic y Bonetti, en 1969, de acuerdo a los resultados obtenidos del estudio de microflora, megaflore y otros antecedentes del Triásico argentino, asignan al Triásico medio a la Formación Las Cabras, estando la Formación Potrerillos en el límite Triásico medio-superior, mientras que las formaciones Cacheuta y Río Blanco las refieren al Triásico superior.

Bonaparte, en 1969, menciona el ha-

llazgo de restos de vertebrados fósiles, clasificados como *Andescynodon mendozensis* sp. nov. en la Formación Las Cabras, a 5 km al oeste de la Villa de Potrerillos, en la ladera norte del cerro Bayo de Potrerillos. Este autor indica que la fauna hallada, se relaciona con la de la Formación Puesto Viejo y asigna la Formación Las Cabras a la parte alta del Triásico inferior.

En 1969, Stipanovic y Linares, colocan en el Neotriás a las formaciones Potrerillos, Cacheuta y Río Blanco, y asignan al Mesotriás, posiblemente al Mesotriás superior a la Formación Las Cabras.

Yrigoyen y Stover (1970), sobre la base del estudio de palinomorfos, tomando para la ubicación estratigráfica un perfil columnar de Vilela *, dan a la Formación Cacheuta una edad triásica superior.

En 1973 Bonaparte asigna la Formación Río Mendoza al "Triásico inferior o base del Triásico medio" (pág. 104), en base a *Andescynodon mendozensis* y otros tetrápodos, el primero de los cuales lo mencionó en 1969 (*op. cit.*) para la Formación Las Cabras, unidad que coloca ahora en el Triásico medio.

ESTRATIGRAFIA

En la comarca bajo consideración el basamento de la secuencia triásica, está constituido por vulcanitas, tobas y aglomerados volcánicos de composición ácida a intermedia atribuidas al Pérmico, con una edad mínima de 246 ± 14 m. a. (Rocha Campos, Amaral y Aparicio, 1971), que corresponden a las Asociaciones Volcánicas Pérmicas de Braccini (1964, 1965). Sobre éstas se apoya discordantemente la Formación Las Cabras, dividida en un Miembro inferior, compuesto por conglomerados con intercalaciones de areniscas y pelitas, y un Miembro superior, formado por calizas, tobas, areniscas y pelitas. Esta

* Estudio privado para ESO SAPA.

Formación se asigna al Triásico inferior a medio. En pseudoconcordancia, se sobrepone la Formación Potrerillos (Triásico medio a superior) integrada por conglomerados, areniscas, tobas, arcillas bentoníticas y pelitas; sigue concordantemente la Formación Cacheuta, compuesta por conglomerados finos, areniscas y pelitas; y por último, también en concordancia, se dispone la Formación Río Blanco formada por pelitas, areniscas, tobas y conglomerados, que se atribuye, junto con la formación anterior, al Triásico superior.

En la Formación Potrerillos, se intercala un filón capa de composición basáltica y afinidades subcalcinas, que por sus relaciones intrusivas, es posterior a la formación encajante, pero an-

terior a los movimientos del Terciario y Cuartario que lo han afectado. La datación de este cuerpo, por el método K-Ar, arrojó una edad de 105 ± 10 m. a., lo cual permite ubicarlo más exactamente en el Cretácico.

Depósitos aluviales y acarreos modernos, constituyen la cubierta cuartaria no diferenciada. En el cuadro I se resume la estratigrafía de esta comarca.

1. BASAMENTO PRETRIÁSICO.

Aflora en el sector norte y occidental del área mapeada (fig. 3). Estas rocas han recibido una atención secundaria y por consiguiente sólo se describirán sus características más salientes.

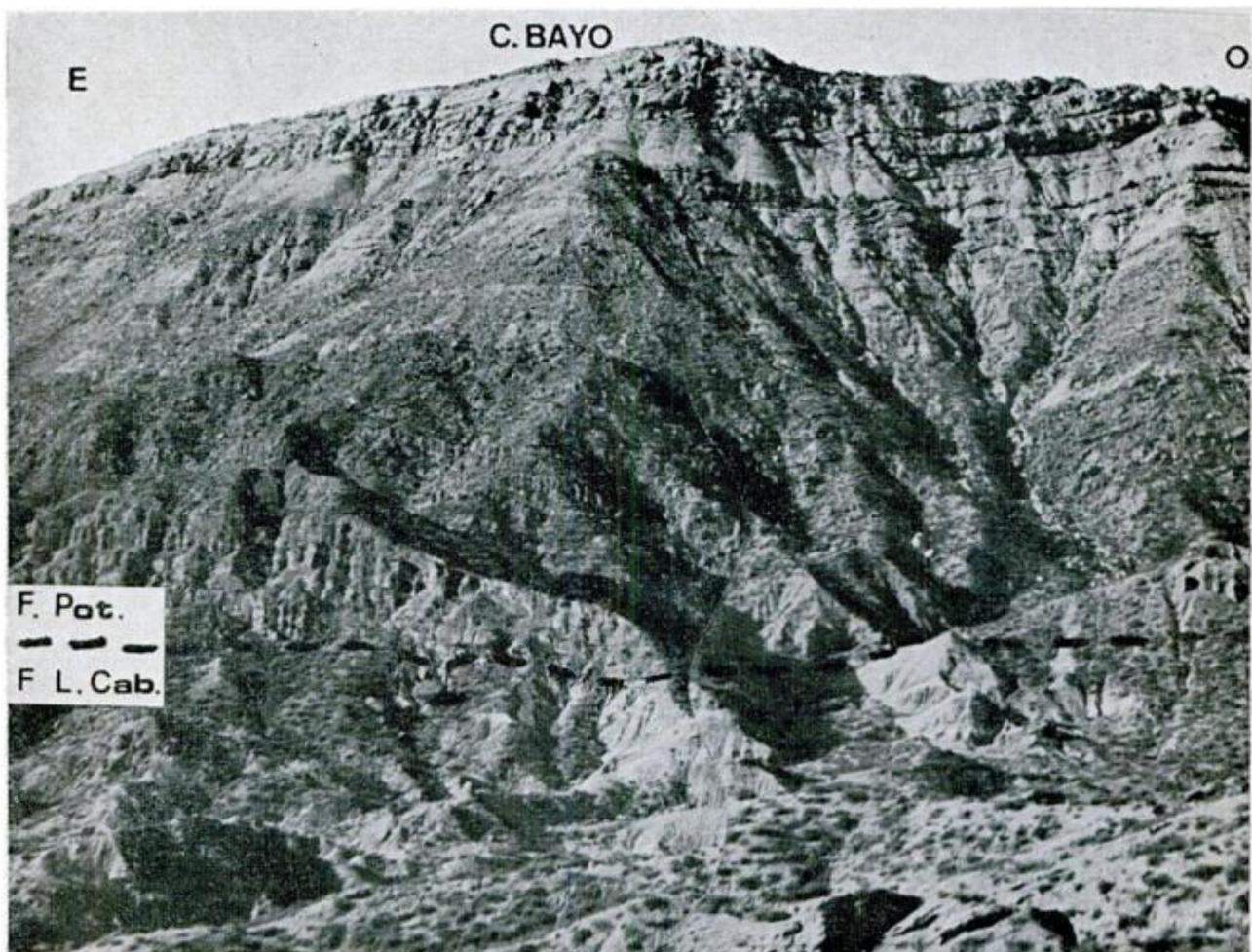


Fig. 1.— Faldeo norte del cerro Bayo de Potrerillos, que permite ver el contacto entre el Miembro superior de la Formación Las Cabras y la Formación Potrerillos, la cual comienza con un potente paquete conglomerádico.

CUADRO I
Cuadro estratigráfico

Edad	Formación	Litología	Espesor en metros
CUARTARIO	Indiscriminado	Depósitos aluviales y acarreos modernos	
CRETACICO (105 ± 10 m. a.)	« FILON CAPA SUB-ALCALINO »	Dolerita oligoclásica analcímica	25
TRIASICO SUPERIOR	RIO BLANCO	Pelitas, areniscas, tobas y conglomerados de color rojo vivo	270
TRIASICO SUPERIOR	CACHEUTA	Pelitas, areniscas, tobas y conglomerados finos amarillentos; buena estratificación	145
TRIASICO MEDIO A SUPERIOR	POTRERILLOS	Pelitas, arcillas bentónicas, tobas, areniscas y conglomerados de color pardo rojizo	728
TRIASICO INFERIOR A MEDIO	LAS CABRAS	Miembro superior	80
		Miembro inferior	350
PERMICO	ASOCIACIONES VOLCANICAS PERMICAS	Tobas, aglomerados volcánicos y vulcanitas	

Sus afloramientos en general son macizos, de coloración violácea oscura a pardo rojiza. En algunos lugares, están groseramente estratificados según planos cóncavo-convexos. El estudio microscópico de muestras obtenidas de los afloramientos occidentales y septentrionales de esta entidad, permitió clasificarlas como *toba de lapilli dacítica*, con litoclastos de vulcanitas dacíticas y riocacíticas, en una matriz con litoclastos de igual composición y cristaloclastos de plagioclasa, y base microcristalina con abundante óxido de hierro; *andesita* de textura porfírica seriada, con pasta feldespática microcristalina, compuesta por fenocristales de oligoandesina y minerales máficos reemplazados por calcita y óxidos de hierro, con epídoto secundario.

a) *Edad y correlación.* Estas vulcanitas y tobas asociadas fueron asimiladas por Groeber al Choiyolilitense asignándoles una edad carniana (en Groeber y Stipanovic, 1953). La idea fue continuada, en cierto modo, por Stipanovic, quien las incluye en su "Complejo III", con una edad coladiniense-neoanisiense (Stipanovic, 1969). Braccacini (1964), considera que estas vulcanitas y tobas, representan el epílogo del geosinclinal carbónico y como tal, correspondería a los tiempos pérmicos. Recientemente Rocha Campos, Amaral y Aparicio (1971), indican una edad pérmica superior (246 ± 14 m. a.) para esta secuencia volcánica, ya que si bien algunas de las dataciones dan edades triásicas, ellas no concuerdan con las relaciones de campo entre las rocas muestreadas.

De acuerdo a los antecedentes disponibles y teniendo en cuenta la existencia de una marcada discordancia entre el basamento pretriásico y las sedimentitas triásicas, que en la zona estudiada comienzan con potentes paquetes conglomerádicos cuyos clastos, provienen principalmente del yacente; la edad triásica inferior a media para la Formación Las Cabras sobre la base de res-

tos de tetrápodos hallados por Bonaparte (1969, 1973), que concuerdan sólo en parte con las edades obtenidas por la microflora, Triásico medio (Stipanovic y Bonetti, 1969) y Triásico medio a superior (Yrigoyen y Stover, 1970) quizá debido a una incorrecta ubicación estratigráfica de las muestras, tema sobre el cual se volverá a tratar más adelante, se asignan al Pérmico las vulcanitas y tobas que afloran por debajo del Triásico sedimentario estudiado; para las mismas se emplea la denominación de Asociaciones Volcánicas Pérmicas, propuesta por Braccacini (1964, 1965).

2. FORMACIÓN LAS CABRAS.

a) *Nombre, localidad tipo y distribución.* El nombre, se debe a Borrello (1942), quien originalmente la denominó Grupo de Las Cabras; la denominación formal, fue dada por Rolleri y Criado Roqué (1968).

Sus asomos, constituyen una faja de afloramientos semicirculares, en el sector occidental y septentrional del área relevada que han sido dislocados por plegamiento y fallamiento (fig. 3).

b) *Litología y espesores.* Se ha considerado que se pueden agrupar, los elementos de esta formación en dos miembros: inferior y superior, tomándose como tipo los perfiles A, B y C ubicados en el mapa geológico. Esta división, se realiza teniendo en cuenta las características de coloración, tipo de estratificación y litología que pueden diferenciarse en el campo, así como la íntima relación existente entre estas unidades que engranan lateralmente. En los perfiles columnares de la Formación Las Cabras (fig. 2) puede apreciarse el mencionado engranaje, acompañado por un cambio lateral de facies, ya que las calizas del perfil C, no están presentes en el A, y en el perfil B, el Miembro superior, prácticamente ha desaparecido, por lo tanto, se considera que la

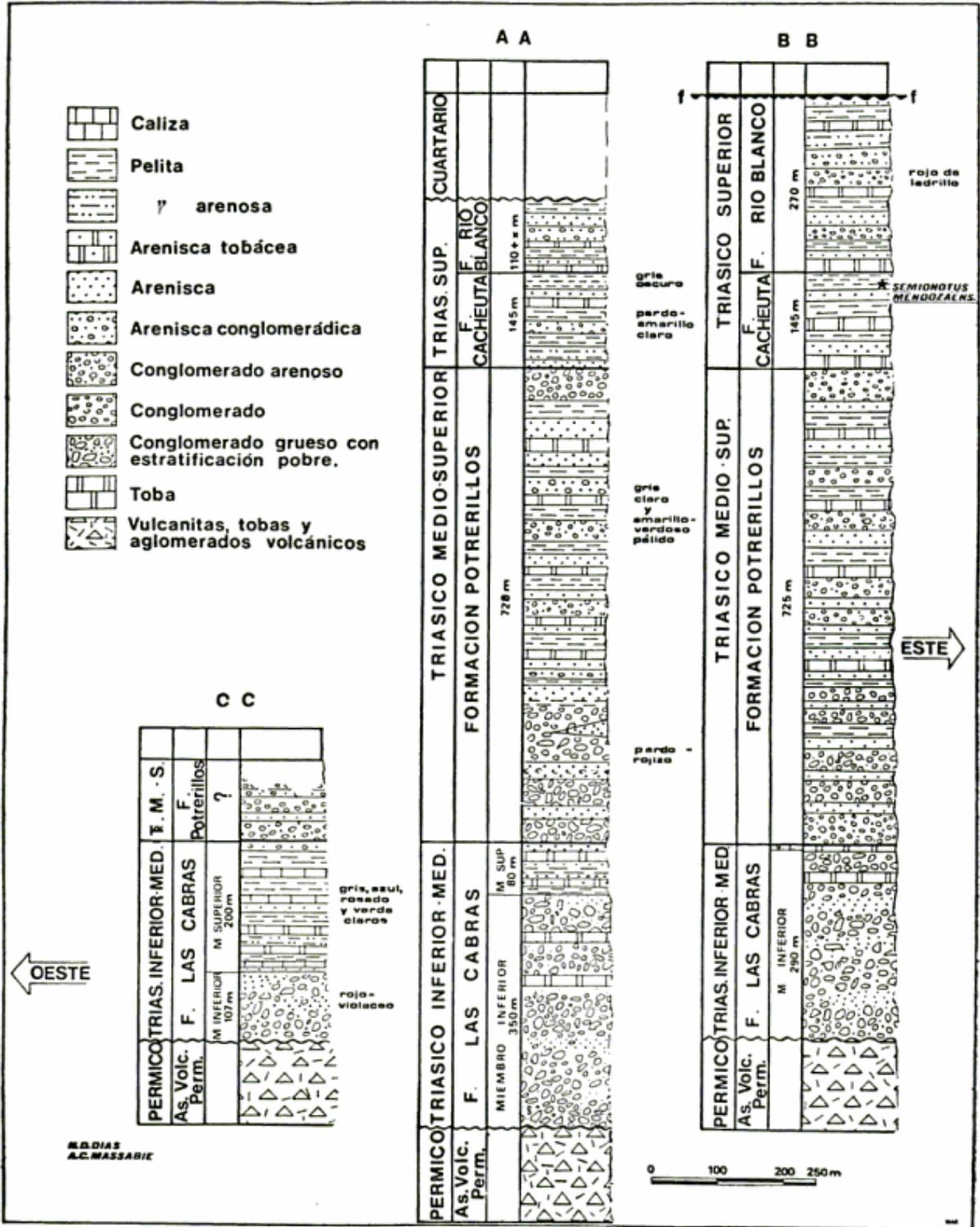


Fig. 2. — Perfiles columnares del Triásico en los alrededores de Potrerillos

Formación Las Cabras, tal como aquí se define, constituye un proceso sedimentario unitario, donde los conglomerados de bloques, del Miembro inferior representan el relleno rápido de la cuenca, de manera que los espesores

variarán de acuerdo con el relieve preexistente y con el lugar de la cuenca que se considere; en tanto que el Miembro superior (calizas, tobas, pelitas y areniscas), menos potente y con fuerte acunamiento hacia el este, representa el

colmatación de la cuenca durante el epílogo del Triásico inferior y medio.

Miembro inferior.

Se trata de un conglomerado de color pardo rojizo oscuro, con matriz arenosa e intercalaciones de lentes y bancos de areniscas, areniscas conglomerádicas y algunas tobas, de colores variables entre el gris verdoso pálido pasando por el rosado hasta el amarillo pálido, reconocidas en los niveles superiores de este miembro. Los conglomerados tienen bloques de hasta 30 cm y mayores, aunque el tamaño más frecuente es de 5 a 0,5 cm de diámetro; la composición de los cantos rodados, corresponde a vulcanitas ácidas (riolitas), cuarzo de veta, vulcanitas intermedias y tobas riolíticas l. s. La estratificación es pobre, los rodados presentan una acumulación caótica, con algunos lentes areniscosos con estratificación torrencial, sin embargo, en ocasiones la estratificación está marcada por los bancos de areniscas y tobas antes mencionados, de los que se obtuvieron muestras clasificadas como *arenita lítica feldespática* y *toba riolítica vítrea* (Días, 1972). Este paquete conglomerádico, conserva en todos los lugares sus características esenciales y sus colores predominantes, pero localmente se advierten diferencias de composición, aunque éstas no permiten señalar determinados cambios de constitución que sean propios de todos los afloramientos. Las características mencionadas se refieren en general a un conglomerado fluvial, sin descartar localmente en niveles basales, la presencia de fanglomerados.

Los espesores medidos para este miembro en el sector septentrional del área mapeada son de 107, 350 y 290 m (perfiles C, A y B de la fig. 2); esta variación de espesores, se produce en una distancia de aproximadamente 2 km, lo cual puede deberse al relieve preexistente o a irregularidades durante la sedimentación. En el sector occidental

donde también aflora (fig. 4), no ha sido posible medir espesores, pues forma el núcleo de un anticlinal volcado hacia el naciente con carencia de estructuras sedimentarias que permitan la reconstrucción de la posición original del Miembro.

Miembro superior.

Ascendiendo estratigráficamente se encuentra un conjunto de capas claras, mejor estratificadas que los bancos gruesos infrayacentes, constituidas por areniscas, pelitas y tobas, especialmente visibles en el cerrito Siete Colores, al pie del cerro Bayo sobre su faldeo norte, a los que se agregan bancos de caliza en los afloramientos noroccidentales de este miembro (fig. 3). En algunos casos se puede observar que el pasaje de las sedimentitas del Miembro inferior a las del Miembro superior, es gradual mientras que en otros, la diferencia está bien marcada como sucede precisamente en el cerrito Siete Colores y en los afloramientos donde se midió el perfil C de la Formación Las Cabras (fig. 3). En este trabajo se entiende que el límite entre ambos miembros se encuentra en el lugar donde las pelitas empiezan a dominar sobre los sedimentos gruesos; en otras palabras, el predominio de los sedimentos gruesos es exclusivo del Miembro inferior y el predominio de los sedimentos finos, clásticos y químicos, corresponde al Miembro superior. Sus afloramientos constituyen fajas de rumbo meridional en el sector occidental, afectadas por fallamiento y plegamiento; en el sector septentrional, la orientación general de las capas es este-oeste y se ponen en contacto por falla con la Formación Potrerillos (fig. 3).

Para la descripción del miembro en consideración, se toman como tipo los afloramientos del sector noroccidental del área mapeada, que se hallan plegados en anticlinales y sinclinales suaves, limitados al este y al oeste por

fallas oblicuas a longitudinales. Los colores son claros (gris, verde, rosado y pardo claro), la estratificación es buena y hay dominio de rocas clásticas finas y sedimentitas químicas sobre las clásticas gruesas. Los bancos de pelitas finamente estratificados, son constantes de la base al techo y tienen un espesor que varía entre 1 y 2 m; con éstos, alternan bancos de caliza, tobas y areniscas conglomerádicas, los primeros son más abundantes en la sección media a superior y su espesor varía entre 0,30 y 1,50 m, frecuentemente tienen venas rellenas por calcita espática con cristales de hasta 4 cm de diámetro. Muestras obtenidas de estos bancos se clasificaron como: *micrisubsparita tobácea*, *micrisubsparita oligofosilífera terrígena*, y *arenita lítica calcárea*. Las tobas son más abundantes en la sección media e inferior con espesores cercanos a los dos metros y menores, el estudio microscópico de muestras de estos bancos permitió caracterizarlas como: *toba vítrea*, *toba fina vitrocrystalina* y *arenita tobácea*. En algunos casos se presentan bancos interstratificados de tobas, calizas y areniscas; las últimas constituyen capas independientes junto con bancos de arenisca conglomerádica que se hacen más frecuentes hacia el techo y la base del miembro (Massabie, 1971).

A medida que se consideraron secciones más orientales de la cuenca, su composición irá inclinándose gradualmente a un menor contenido de sedimentos definitivamente calcáreos, que están ausentes en los perfiles A y B de la figura 2, este hecho se interpreta como una variación lateral de facies dentro de la Formación Las Cabras.

Los espesores de este Miembro disminuyen claramente de oeste a este; se midieron 200 m en los afloramientos noroccidentales descriptos más arriba; 80 m en el cerrito Siete Colores y 6 m sobre la margen izquierda de la quebrada de las Minas.

c) *Edad y correlación*. Se encontraron restos de crustáceos en los afloramientos noroccidentales del Miembro superior, en bancos de calizas margosas grises, los que se clasificaron como *Cyzicus (Lioestheria)* sp. Deperet y Mazeran, 1912, (Brooks, *et al.*, 1969), este fósil no permite asignar una edad determinada a las sedimentitas que lo contienen, aunque tampoco invalida la asignación al Triásico de esta formación, ya que se lo conoce en rocas del Paleozoico medio hasta el Cretácico.

La asignación de edad a la Formación Las Cabras, lleva a plantear la posibilidad de que la discrepancia entre los datos aportados por el estudio de la flora y de los vertebrados, se puede explicar al menos parcialmente por problemas en la ubicación estratigráfica de las muestras. Teniendo en cuenta que la división estratigráfica de la sucesión triásica de Potrerillos presentada por Borrello (*op. cit.*), ha continuado vigente prácticamente hasta la actualidad (Frenguelli, 1948; Groeber y Stipanovic, 1953; Borrello, 1962; Bonaparte, 1966; Roller y Criado Roqué, 1968; Stipanovic, 1969; Stipanovic y Bonetti, 1969; Bonaparte, 1973; e Yrigoyen y Stover, 1970); que en ella se han incluido en la Formación Las Cabras niveles plantíferos, los cuales pertenecen en realidad a la Formación Potrerillos debido a la redefinición de su base (comparar los perfiles de los trabajos mencionados con los que aquí se dan, fig. 2) y que en el reconocimiento de la Formación Las Cabras, los autores no han encontrado niveles lutíticos carbonosos y arcilíticos plantíferos, los cuales son sí característicos de la Formación Potrerillos y Formación Cacheuta, se tomará en este trabajo la edad triásica inferior a media indicada por Bonaparte (1973) para la "Formación Río Mendoza" y "Formación Las Cabras", pues en 1969 el mismo autor (*op. cit.*), ubica claramente niveles con tetrápodos los que pertenecen verdaderamente a la Formación Las Cabras tal como aquí se define.

d) *Relaciones estratigráficas.* La Formación Las Cabras se apoya en discordancia sobre las vulcanitas pérmicas, esta relación de discordancia del Triásico sedimentario con el yacente ha sido indicada por diversos autores en varios lugares del país; los terrenos triásicos descansan tanto sobre Paleozoico varío como sobre vulcanitas del Paleozoico superior. Está sobrepuesta en concordancia geométrica por la Formación Potrerillos, que comienza con un conglomerado de características similares al del Miembro inferior, cuya importancia como elemento indicativo de discordancia en sedimentos continentales es discutible. Petrográficamente no hay datos que indiquen la participación de nuevas áreas de aporte en la Formación Potrerillos, por otra parte, teniendo en cuenta la extensión reducida del área relevada, se la considera en relación de pseudoconcordancia con la Formación Potrerillos, de la cual estaría separada por los movimientos intertriásicos (Braccini, 1945).

e) *Ambiente de sedimentación.* El Miembro inferior, integrado por un conglomerado de bloques bien redondeados con intercalaciones de lentes psamíticos y tobáceos, se debería al rápido rellenamiento de la cuenca en un ambiente continental de elevada energía, donde los ríos habrían tenido características torrenciales. El pasaje, en ocasiones gradual al Miembro superior donde son predominantes los sedimentos finos, representaría el emplazamiento de un ambiente lacustre de baja energía y participación de acción fluvial. La actividad volcánica se insinúa en el Miembro inferior y pasa a ser importante en el superior.

3. FORMACIÓN POTRERILLOS

a) *Nombre, localidad tipo y distribución.* El nombre de Estratos de Potrerillos se debe a Biondi (1936 a,b), posteriormente Borrello (1942), llamó a afloramientos similares Grupo de Po-

trerillos. El nombre formal, lo dan a conocer Rolleri y Criado Roqué en 1968; sus asomos constituyen el cerro Bayo de Potrerillos y aparecen en su prolongación hacia el naciente, ocupando la totalidad del faldeo norte del cerro Cocodrilo. El afloramiento completo, de la base al techo, puede estudiarse únicamente en el cerro Bayo de Potrerillos, ya que en el cerro Cocodrilo su base se encuentra cubierta por relleno moderno. Tiene una distribución amplia en el área mapeada y ocupa la mayor superficie entre las unidades litológicas discriminadas, extendiéndose de este a oeste y de norte a sur en el sector occidental.

b) *Litología y espesores.* La coloración general de esta unidad, es amarillo verde claro, aunque hacia la base debido a la existencia de un potente paquete conglomerádico con el que comienza la Formación Potrerillos, que se tuvo como integrante del Grupo de Las Cabras o del Fanglomerado Río Mendoza, Borrello (1942), el color dominante es pardo rojizo; la estratificación es típica de sedimentos continentales, con importantes variaciones granulométricas, tanto en sentido horizontal como vertical.

Se pueden reconocer dos secciones diferenciadas por sus características litológicas y coloración; la inferior, está constituida por sedimentitas gruesas, conglomerados, con intercalaciones de bancos psamíticos y pelíticos muy parecida al Miembro inferior de la Formación Las Cabras. La sección superior, se individualiza por el dominio de sedimentitas finas (areniscas, tobas, arcillas y pelitas con intercalación de conglomerados), que desde la sección inferior se van haciendo cada vez más importantes hasta alcanzar preponderancia en la última (fig. 2).

El espesor de la sección inferior es variable, se midieron 240 m en la base del cerro Bayo de Potrerillos, mientras que 50 m es el valor anotado en el sector noroccidental del área mapeada, se

parece mucho al conglomerado basal de la Formación Las Cabras (Miembro inferior), aún en su composición litológica. Sin embargo esta secuencia conglomerádica se puede diferenciar bien de su homóloga en la Formación Las Cabras, pues tiene colores más claros, está mejor estratificada y rápidamente hacia arriba comienza una alternancia regular de bancos de conglomerado con pelitas, areniscas y tobas, las que luego pasarán a dominar. En los bancos de conglomerado son comunes los espejos de fricción que coinciden con los planos de estratificación ejemplificando fallas paralelas; el espesor de los bancos varía entre 1,50 y 3 m o más, forman espinazos cuando se disponen subverticalmente. El estudio macroscópico y microscópico de muestras obtenidas en la sección inferior ha permitido clasificarlas como: *ortoconglomerado polimíctico* de matriz arenosa y cemento analcímico, *arenita conglomerádica lítica* y *limolita tobácea*.

En la sección superior, los bancos de areniscas y tobas se presentan bien estratificados con espesores que varían entre 30 cm y 1 metro. Las tobas son de colores claros, rosado, blanco, amarillo y verde, en contraposición a las del Miembro superior de la Formación Las Cabras, que son de colores oscuros (violáceas), o bien de colores claros pero en bancos gruesos de hasta 5 m, con estructura porfiroclástica, las que no aparecen en la Formación Potrerillos, pues en la misma son tobas finas, generalmente afaníticas. El cerro Bayo está coronado por una potente asociación de bancos tobáceos y areniscosos de aproximadamente 40 m de espesor; las muestras obtenidas se clasificaron como *toba riolítica* y *arenita volcánica* (fig. 1). Las areniscas son de color pardo amarillento y amarillo pálido, las muestras estudiadas se clasificaron como: *arenita liticofeldespática carbonática* y *arenita lítica cuarzofeldespática*. Los bancos de pelitas (arcilitas y limolitas) son de mayor espesor y están fina-

mente estratificados en bancos de pocos milímetros hasta centímetros, su color es gris claro. Los conglomerados aunque esporádicos, alcanzan espesor de 4, 6 y 12 m, haciéndose más abundantes hacia el techo de la formación, no varía mayormente su composición pero el redondeamiento de los clastos tiende a ser mejor que el correspondiente a los de la sección inferior, este hecho se ve acompañado por la presencia de conglomerados areniscosos finos de color amarillento ausentes en la sección inferior. En las muestras estudiadas de la Formación Potrerillos es característica la presencia de analcima participando del material cementante en conglomerados y areniscas o bien como alteración de trizas en las tobas (Massabie, 1971; Dias, 1972).

En el sector noroccidental de afloramientos de la formación bajo consideración, inmediatamente al oeste de la falla de rumbo meridional que separa la comarca relevada en dos mitades de área similar (fig. 3), hay un cambio notable de facies con dominio de pelitas pardas conteniendo abundantes restos de plantas y pelitas negras lajosas bituminosas, poseedoras de gran cantidad de restos carbonosos. En el sinclinal que choca contra la zona de falla recién mencionada, Borrello (1942) definió la sección tipo para la Formación Las Cabras que culminaría con pelitas negras bituminosas, las que constituyen el núcleo del sinclinal mencionado; en este estudio se incluye dicha sección en la Formación Potrerillos, en acuerdo con la posición de las sedimentitas bituminosas que yacen sobre los conglomerados y areniscas integrantes de los términos basales de esta formación.

Los espesores totales medidos en los perfiles A y B (fig. 2) son 728 y 725 metros. En el sector occidental no es posible efectuar mediciones valederas debido a fuerte complicación tectónica que ha provocado fallamiento, plegamiento diferencial y volcamiento de capas hacia el este.

c) *Edad y correlación.* En el flanco norte del cerro Cocodrilo, aproximadamente en la mitad del faldeo, sobre la margen sur de una antigua huella minera, en la base de un potente banco de arcilitas blanquecinas se encuentra una gran concentración de improntas y restos de plantas bien conservadas que se clasificaron como: *Dicroidium lancifolium* (Morr.) Goth y *Dicroidium odontopteroides* (Morr.) Goth. En los afloramientos septentrionales de esta formación, inmediatamente al oeste de la falla mencionada en el apartado anterior (3 b) se hallaron abundantes restos de plantas en regular estado de conservación, así mismo, muestras obtenidas en ese lugar proporcionaron palinomorfos bien conservados pero escasos.

De acuerdo a lo expresado por diversos autores, actualmente se asigna una edad triásica superior a media para la Formación Potrerillos, Stipanicić y Bonetti (1969), Yrigoyen y Stover (1970), Stipanicić y Linares (1969), Stipanicić (1972).

d) *Relaciones estratigráficas.* Se apoya pseudoconcordantemente sobre la Formación Las Cabras, de la que estaría separada por un período de erosión o no depositación determinado por los movimientos intertriásicos. En el sector occidental, según se puede ver en el mapa geológico (fig. 3) se pone en contacto tectónico con las vulcanitas pérmicas o bien con el Mimebro superior de la Formación Las Cabras. Como techo de esta formación se toma el último banco de conglomerado conspicuo, de color pardo rojizo, que se reconoce en la cima del cerro Cocodrilo, al cual se sobreponen, en relación de concordancia, las pelitas, areniscas y conglomerados finos de la sección inferior de la Formación Cacheuta.

e) *Ambiente de sedimentación.* De acuerdo a las características litológicas de la Formación Potrerillos, la sedimentación se habría producido inicialmente en un ambiente fluvial de elevada

energía, que paulatinamente fue pasando a un ambiente lacustre y fluvial de menor energía, con breves períodos de marcada elevación de la misma y vulcanismo coetáneo. En algunos lugares, la sedimentación se produjo en subcuencas bajo un ambiente palustre, como ocurrió en el sector de afloramientos noroccidentales de esta formación.

4. FORMACIÓN CACHEUTA

a) *Nombre, localidad tipo y distribución.* Biondi (1931, 1936 a y b) fue el primer autor que empleó las denominaciones de Estratos de Potrerillos y Estratos de Cacheuta para las secciones inferior y superior respectivamente del "Rético" de Stappenbeck (1917); con el mismo sentido fueron tratadas estas unidades por Trumpy y Lhez en 1937.

Fossa Mancini (1938), utilizó la designación de Formación de Cacheuta para una unidad estratigráfica mayor, que agrupaba a los Estratos del Victor (equivalente del subsuelo a la Formación Río Blanco), Esquistos Bituminosos y Estratos de Potrerillos; de igual modo fue empleada por Frenguelli (1944), Groeber y Stipanicić (1953) y Stipanicić y Bonetti (1969) entre otros autores.

Borrello (1942) utiliza el nombre de Grupo de Cacheuta con el mismo significado que le diera Biondi en un principio. La denominación formal se debe a Rolleri y Criado Roqué (1968), en el sentido dado por Borrello a esta unidad.

En la comarca estudiada los afloramientos de esta formación se disponen paralelamente al sur de los cerros Cocodrilo y Bayo de Potrerillos, tomando una dirección meridional en el sector sudoccidental del área relevada (fig. 3).

b) *Litología y espesores.* La coloración de conjunto de esta unidad es gris con tonalidades más oscuras hacia el techo y más claras hacia la base, contrasta por su estratificación fina a muy

fina y la relativa monotonía litológica, tanto lateral como vertical, con las características litológicas mencionadas para la Formación Las Cabras y Formación Potrerillos que evidencian mayor irregularidad en la sedimentación de las mismas.

Sin embargo, se pueden diferenciar dos secciones, inferior y superior, con características propias. En la sección inferior participan de la composición litológica pelitas de color gris claro finamente estratificadas y areniscas amarillentas y verdes en bancos de 1 a 2 m de espesor, acompañadas por escasas tobas y conglomerados finos de colores claros (blanco, amarillo, rosado); las muestras obtenidas se han clasificado como *arenita litica cuarzo feldespática*, *arenita feldespática*, *toba vítrea* y *arenita litica*.

La sección superior está formada por pelitas en parte carbonosas de color gris oscuro a negro con abundantes restos fósiles, e intercalaciones areniscosas finas estratificadas en unidades de pocos centímetros de espesor; una muestra de estas intercalaciones se clasificó como *arenita limolítica*, constituida por clastos monominerales de cuarzo, plagioclasa, microclino, ortosa, biotita y muscovita y litoclastos correspondientes a vulcanitas y/o tobas ácidas, además de esquistos cuarzo muscovíticos. El material ligante está integrado por clorita, carbonato y óxido de hierro.

Se midieron 145 m de espesor para la Formación Cacheuta según los perfiles A y B (fig. 2), al sur del cerro Bayo y del cerro Cocodrilo, respectivamente. En el sector sudoccidental del área mapeada, no se midieron espesores debido a que las capas se encuentran volcadas hacia el este y plegadas por arrastre de falla (fig. 3).

c) *Edad y correlación.* Limolitas carbonosas concrecionales proporcionaron escamas de peces que se clasificaron como *Semionotus mendozaensis* Geinitz, 1923, ubicadas en niveles de la sección superior, los cuales también proporcio-

naron palinomorfos muy bien conservados que indicarían una edad triásica superior, Zagalsky (com. verb.), asignación adelantada por Stipanovic y Bonetti (1969) e Yrigoyen y Stover (1970) para la Formación Cacheuta.

d) *Relaciones estratigráficas.* Se apoya concordantemente sobre la Formación Potrerillos, teniendo como límite inferior el techo del último banco de conglomerado de color pardo rojizo que aflora en la Formación Potrerillos, el cual se presenta volcado hacia el este junto con los afloramientos de la sección inferior de la Formación Cacheuta, en el sector sudoccidental de la comarca estudiada (fig. 3).

El límite superior se coloca allí donde comienzan a dominar las pelitas y areniscas finas de color amarillo grisáceo a rojo, que constituyen la base de la Formación Río Blanco, sobre las pelitas y areniscas finas de color gris oscuro correspondientes al techo de la Formación Cacheuta, ya que existe entre ambas un pasaje sin solución de continuidad.

e) *Ambiente de sedimentación.* La deposición de los sedimentos habría ocurrido en un ambiente fluvial y lacustre alternado con vulcanismo activo, pasando a dominar finalmente el ambiente lacustre hasta palustre en algunos lugares.

5. FORMACIÓN RÍO BLANCO

a) *Nombre, localidad tipo y distribución.* Estas sedimentitas muy características por sus colores intensamente rojos, fueron incluidas por Stappenbeck (1917) en el Cretácico. Borrello (1942) las denominó Grupo Río Blanco y actualmente el nombre formal se debe a Rolleri y Criado Roqué (1968). En la comarca estudiada, sus afloramientos constituyen una faja de rumbo general este-oeste, que hacia el poniente tuercen al sur; en el paraje denominado Cerrillos Colorados, inmediatamente al

sur del cerro Cocodrilo, se encuentra la localidad tipo.

b) *Litología y espesores.* El color de conjunto es rojo vivo, aunque con frecuencia las sedimentitas presentan en fractura fresca tonos grises; la estratificación es gruesa a muy gruesa, pero hacia la base se torna fina, debido al dominio de areniscas finas de color amarillo y morado, lajos, que constituyen bancos de 10 y 20 cm de espesor, y han sido clasificadas como *arenita feldespática calcárea*.

Ascendiendo en la secuencia, la estratificación se hace más irregular por la participación de bancos de conglomerados y areniscas conglomerádicas con estratificación torrencial frecuentemente lenticulares, ejemplificando paleocauces, que se intercalan entre bancos de areniscas, pelitas y tobas blanquecinas de 30 cm de espesor; muestras obtenidas de las areniscas se clasificaron como *arenita volcánica calcárea*.

El máximo espesor aflorante de la Formación Río Blanco, se midió al sur del cerro Cocodrilo, donde alcanza a 270 m antes de la repetición por una falla longitudinal, muy cerca del límite de la cubierta cuartaria (fig. 3). En el sector occidental de afloramientos de esta formación, se obtuvieron espesores aún menores (52 y 76 m), allí también se comprueba repetición por falla oblicua, que es la continuación hacia el sur de la falla transversal que afecta en el sector norte del área cartada a las formaciones Las Cabras y Potrerillos (fig. 3).

c) *Edad y correlación.* No se hallaron fósiles durante la inspección de la Formación Río Blanco, sin embargo, de acuerdo a los antecedentes bibliográficos y a su posición estratigráfica se la asigna al Triásico superior.

d) *Relaciones estratigráficas.* Es concordante con la Formación Cacheuta, con la cual como ya se dijera tiene un pasaje gradual y está sobrepuesta discordantemente por Cuartario.

e) *Ambiente de sedimentación.* Los sedimentos de la Formación Río Blanco se habrían depositado en un ambiente lacustre de mediana a baja energía, con tendencia progresiva al ambiente fluvial bajo condiciones de fuerte oxidación hasta su instauración definitiva. La presencia de tobas en toda la secuencia nos habla de un vulcanismo activo.

6. FILÓN CAPA SUBALCALINO

Este cuerpo se halla ubicado en el sector centro occidental del área mapeada, está intruido en la Formación Potrerillos y aflora únicamente al oeste de la falla que con rumbo general norte-sur, atraviesa la cuenca triásica de Potrerillos en la comarca estudiada (fig. 3).

En los afloramientos se presenta muy meteorizado y desagregado con participación en unidades esféricas de tamaño diverso, tiene abundantes amígdalas, generalmente rellenas por un material verdoso, clorítico-serpentinico, que en algunos casos ha sido eliminado por meteorización. Topográficamente el cuerpo está deprimido respecto de la roca hospedante, mientras que los bordes del filón capa, junto con la roca de caja directamente en contacto con el techo y la base del mismo, se destacan positivamente en el relieve local. Los efectos de la intrusión han sido una silicificación e impregnación por clorita y óxidos de hierro, tanto en el techo como en la base, lo cual le confiere a la caja en un espesor no mayor de 50 cm, un color verde grisáceo semejante al del cuerpo intrusivo, que contrasta con el color amarillo blanquecino de las sedimentitas hospedantes. En los bordes del cuerpo se produce una concentración de clorita y calcita como relleno de venas delgadas.

Su actitud estructural es de concordancia con el rumbo e inclinación de los estratos, formando parte de un sinclinal buzante al sur que ha sido afectado por la falla mencionada más arri-

ba, provocando repetición de capas. La mejor exposición del filón capa se encuentra en el ala oriental del sinclinal y luego se pierde hacia el sur bajo acarreos modernos; allí se midió un espesor de 25 m, el cual se mantiene aproximadamente constante en los afloramientos más conspicuos.

Para la caracterización petrográfica del mismo, se tomaron muestras de la base y el centro del cuerpo; las primeras tienen textura porfírica, con fenocristales de augita y olivina fuertemente alterados a carbonato y serpentina, respectivamente, en una pasta de tipo intersertal compuesta por microlitas de oligoclasa sódica y escasos cristales de feldespato alcalino, con abundante clorita y opacos intersticiales, hay además venillas de albita límpida. Las muestras correspondientes al centro del cuerpo, tienen también textura porfírica, dada por fenocristales de augita fresca, en algunos casos zonales con bordes de augita titanífera púrpura y olivina serpentinizada en menor cantidad respecto a las muestras anteriores; la pasta es microgranosa a intergranular, las microlitas de plagioclasa están albitizadas y en el último caso forma parte de la textura de la pasta titanoaugita intersticial, es importante la participación de analcima, a la cual se asocia grumos de titanita, tanto en venillas como reemplazando selectivamente cristales de plagioclasa; los accesorios son magnetita e ilmenita.

De acuerdo a los datos estructurales y petrográficos disponibles el llamado "manto básico" o "basalto amigdaloido", ubicado según Borrello (1942), Frenguelli (1948), en la sección media del "Grupo de Las Cabras", se define como *dolerita oligoclásica analcimica* intruida en la Formación Potrerillos. Su emplazamiento está íntimamente relacionado con la falla de la cual parece surgir el cuerpo y que a su vez lo ha afectado, pues se trataría de una fisura preterciaria del basamento, por donde habría ascendido el magma, intruyéndo-

se en estratos subhorizontales o de suave inclinación, únicamente al oeste de la falla. Durante los movimientos del Terciario y Cuartario, la misma habría sido reactivada, lo que se evidencia por la repetición del filón capa que produce una de las ramas de la zona de movimientos.

Edad. Es intrusivo en la Formación Potrerillos y ha sido afectado por los movimientos de la orogenia Andica, es decir que con estos elementos de juicio se lo podría ubicar en el lapso jurásico-cretácico, con lo cual concuerda la edad obtenida por el método K-Ar sobre roca total: 105 ± 10 m.a., realizada en el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica, que permite asignarlo al Cretácico más precisamente, sumándose a las frecuentes manifestaciones eruptivas, básicas e intermedias de tendencia alcalina y aún definitivamente alcalinas que en el país han tenido amplia difusión durante el Cretácico (Quartino, 1961, Gordillo y Lencinas, 1967 a, b).

TECTONICA

En la comarca estudiada se pueden diferenciar dos sectores, oriental y occidental, con diferente estilo tectónico que tienen como límite natural la falla de rumbo general norte-sur, que atraviesa en el área relevada, la cuenca triásica de Potrerillos (fig. 3).

El sector oriental constituye un bloque relativamente elevado, expresado morfológicamente en los cerros Cocodrilo y Bayo de Potrerillos, de persistente hundimiento al sur y flanqueado hacia el este y el oeste por fallas transversales de plano subvertical. Dentro de este bloque, la estructura es esencialmente homoclinal suavemente alabeada, de buzamiento al sur y carente de dislocaciones importantes. Sólo localmente, en relación con las fallas limitantes se han desarrollado estructuras de plegamiento, como se pueden ob-

servar en los afloramientos sudoccidentales de la Formación Cacheuta vinculadas a la falla occidental, e inmediatamente al sur del camping de la Dirección Nacional de Turismo, sobre el camino a Las Chacritas, donde se ha producido plegamiento por arrastre de falla subsidiaria de la falla del río Blanco (fig. 3). Con el hundimiento hacia el sur, se ha producido el deslizamiento de las capas sobre sí mismas, aprovechando los planos de estratificación, con la consiguiente formación de un sinnúmero de fallas paralelas de poca magnitud, cuyas evidencias se encuentran en casi todos los planos de separación entre capas contiguas, observándose frecuentes espejos de fricción.

El sector occidental configura topográficamente un área deprimida, la cual desde el punto de vista tectónico se puede considerar como una nariz estructural, de hundimiento al sur, limitada por fallas longitudinales de rumbo meridional, tanto al este como hacia el oeste, que la separan del cerro Bayo de Potrerillos y del cerro Las Cabras, respectivamente, correspondientes a los bloques relativamente elevados.

Este esquema de bloques se repite en menor escala dentro del sector delimitado, lo cual da lugar a una serie de escalones estructurales limitados por fallas longitudinales de plano subvertical. El hundimiento general de estos escalones es hacia el sudeste, y en esa dirección se encuentran los afloramientos de las formaciones triásicas más jóvenes. El primero de los bloques, considerándolos de oeste a este, se inclina hacia el este hasta ponerse en contacto por falla con el escalón siguiente, en tanto que el más oriental buza directamente al sur.

Como se puede observar en el mapa (fig. 3), los movimientos relativamente mayores, se produjeron en la faja occidental y septentrional, hecho que queda justificado por la proximidad del basamento volcánico rígido, el cual evidentemente respondió al es-

fuerzo fallándose en bloques y comunicó ese estilo tectónico a las rocas sedimentarias suprayacentes, que a su vez reaccionaron fallándose y plegándose, de tal modo que al observar secciones triásicas más modernas, se hace difícil interpretar la disposición estructural de las capas; así ocurre hacia el sur del sector occidental, donde por grupos las inclinaciones varían de oeste a este, pasando por la posición vertical. En algunos lugares inclusive, se han desarrollado aparentes "anticlinales" y "sinclinales", donde no hay repetición de capas al recorrer la estructura transversalmente de oeste a este, comprobándose además que en ese sentido se asciende estratigráficamente; ellos han sido provocados por el movimiento de bloques que se reflejó en la cubierta sedimentaria en numerosas fallas longitudinales y paralelas, responsables de esas variaciones de inclinación, prácticamente de lugar en lugar, que simulan pliegues.

El verdadero plegamiento es de tipo paralelo, expresándose en anticlinales y sinclinales simétricos de buzamiento al sur; una excepción a lo expresado, es la estructura anticlinal volcada hacia el este, que se ha mapeado sobre el contacto occidental entre las sedimentitas triásicas y las vulcanitas pérmicas, la que se halla afectada a su vez por una falla transversal de ajuste que provocó el afloramiento, en el labio relativamente elevado, del núcleo constituido por el Miembro inferior de la Formación Las Cabras. La mayor intensidad del plegamiento se produjo en una faja adosada a la falla norte-sur, que limita por el este la comarca deprimida, disminuyendo hacia el sur la intensidad del plegamiento.

La cercanía o lejanía del basamento rígido (vulcanitas pérmicas) y la litología han influido en la intensidad del plegamiento, así en los afloramientos septentrionales de este sector, el Miembro inferior de la Formación Las Cabras configura un núcleo rígido plega-

CONCLUSIONES

do suavemente, sobre el cual las sedimentitas del Miembro superior más plásticas están plegadas con mayor intensidad en estructuras de segundo orden.

La zona de falla que sirve de límite natural entre los sectores oriental y occidental, tiene gran influencia en el diferente grado de complejidad tectónica de ambos sectores. En su expresión actual esta fractura existía como línea de debilidad del sustrato volcánico, con anterioridad al Terciario, por ella habría penetrado el magma que se intruyó en la Formación Potrerillos en forma de filón capa durante el Cretácico. Al producirse los movimientos del Terciario y Cuartario, que determinaron la configuración tectónica actual de la comarca estudiada, dicha falla fue reactivada como lo evidencia la repetición del filón capa en la zona de falla, y controló la formación de dos bloques mayores, uno relativamente elevado (sector oriental) sin perturbaciones y otro deprimido (sector occidental) donde ocurrieron importantes complicaciones tectónicas, como epílogo de una deformación periclinal alrededor de un núcleo rígido, las vulcanitas pérmicas.

Con relación a los movimientos intertriásicos, según ya se expresara (4 — 2 d), se puede indicar para el sector oriental sin complicaciones estructurales, una concordancia geométrica en términos generales, a lo que se suma falta de cambios litológicos significativos entre las sedimentitas continentales de las formaciones Las Cabras y Potrerillos; sin embargo, teniendo en cuenta que los movimientos intertriásicos se han dado con carácter regional, Braccini (1945), Roller y Criado Roqué (1968), se las considera en relación de pseudoconcordancia, separada por los movimientos intertriásicos que no habrían producido grandes perturbaciones en la comarca estudiada.

Los temas precedentemente desarrollados, permiten *arribar* a una serie de conclusiones que se consideran de interés para el conocimiento del Triásico en el norte de la provincia de Mendoza.

En primer lugar, se propone para la comarca estudiada, la reunión bajo la denominación de Formación Las Cabras, de las unidades conocidas en la literatura geológica como "Formación Fanglomerado Río Mendoza" y "Formación Las Cabras", dividida en un Miembro inferior y otro superior, el primero de los cuales es aproximadamente equivalente a la "Formación Fanglomerado Río Mendoza" de Borrello (1962).

Se establece la sección tipo para la Formación Las Cabras, tal como aquí se define, cuya tipificación había sido realizada en un área que por sus complicaciones tectónicas, llevó a confusiones en cuanto a la posición de las capas calcáreas y sus cambios laterales, así como respecto a la posición del paquete de pelitas bituminosas plantíferas, que en realidad pertenecen a la Formación Potrerillos.

Los máximos espesores medidos son: Formación Las Cabras 430 m, Formación Potrerillos 728 m, Formación Cacheuta 145 m y Formación Río Blanco 270 metros.

Se caracteriza al denominado "manto básico o basalto amigdalóideo del Grupo de las Cabras", como filón capa de afinidad alcalina que se asimila por su composición mineralógica y textura a una *dolerita oligoclásica analcímica*, de edad cretácica (105 ± 10 m. a.), alojado en la Formación Potrerillos. Tectónicamente, entra en contacto en una reducida extensión, con la Formación Las Cabras (Miembro inferior).

Se redefine la posición del techo de la Formación Las Cabras y de la base de la Formación Potrerillos, incluyendo dentro de la última un espeso y conspicuo paquete conglomerádico, que se

tenía como integrante de la parte superior del "Grupo de Las Cabras" o del "Fanglomerado Río Mendoza".

Se esquematiza el estilo estructural de la comarca estudiada, en dos bloques principales diferencialmente movidos, uno relativamente elevado de estructura homoclinal buzante al sur (sector oriental) y el otro deprimido (sector occidental), que tienen como límite natural entre ambos, la zona de falla de rumbo norte-sur que atraviesa la cuenca triásica de Potrerillos en el área relevada y se hallan flanqueados a su vez por fallas de plano subvertical. Dentro del bloque deprimido de persistente hundimiento al sur, se han producido fuertes complicaciones tectónicas debido a movimientos según fallas longitudinales. Se trataría entonces del epílogo de una deformación periclinal, alrededor de un núcleo rígido, las vulcanitas pérmicas, acaecida durante los movimientos de la orogenia Andica.

AGRADECIMIENTOS

Deseamos dejar constancia de nuestro agradecimiento a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, que proporcionó los medios materiales para la realización de este trabajo. Al Lic. Gustavo Ichazo, quien colaboró en las tareas de campaña. Al Dr. Osvaldo Bracaccini por su dirección en los respectivos trabajos finales de licenciatura, donde se inició nuestro interés por el tema, así como por la revisión crítica del manuscrito. A todos los integrantes del Departamento de Ciencias Geológicas que de un modo u otro han posibilitado la realización de este estudio en particular al Lic. Jorge Morelli por la lectura del original. A la Lic. Ruth Zagalsky por los datos de edad surgidos del estudio de palinomorfos y al Dr. Pedro Stipanovic por la revisión y sugerencias sobre el trabajo.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Biondi, J. L., 1951. *Informe geológico sobre Estación Patrerillos, Sur de Río Blanco, San Ignacio, Río Seco de Cacheuta*. Inf. inédito Y.P.F.
- 1936 a. *Informe preliminar sobre los sectores Agua de los Bueyes y Norte del Río Blanco*. Inf. inédito Y.P.F.
- 1936 b. *Exploraciones geológicas practicadas desde el 10/XII/1935 al 26/I/36, en las inmediaciones del Cerro Cacheuta*. Inf. inédito Y.P.F.
- Bonaparte, J. F., 1966. *Cronología de algunas formaciones triásicas argentinas, basadas en restos de tetrápodos*. Rev. Asoc. Geol. Arg., T. XXI, N° 1.
- 1969. *Dos nuevas faunas de reptiles triásicos de argentina. La estratigrafía del Gondwana*, Col. de U.I.C.G., Bs. As., i-i5 de octubre de 1967. UNESCO, 2.
- 1973. *Edades/Reptil para el Triásico de Argentina y Brasil*. Quinto Cong. Geol. Arg. T. III. Ciudad de Villa Carlos Paz (Prov. de Córdoba), 1972.
- Borrello, A. V., 1942. *Estratigrafía y tectónica del Triásico retense en los alrededores de Potrerillos (Prov. de Mendoza)*. Tesis del Museo de La Plata, inédita.
- 1962. *Fanglomerado Río Mendoza (Triásico, Prov. de Mendoza)*. Com. Invest. Cient. Prov. Bs. As., Vol. I, N° 3.
- Bracaccini, I. O., 1945. *Acerca de los movimientos intertriásicos en Mendoza Norte*. Inst. Panam. Ing. Min. y Geol. Sec. Arg., Prim. Reun. de Com.
- 1964. *Geología estructural de la zona cordillerana de las Provincias de Mendoza y Neuquén, Rep. Argentina*. Aeroexploración S. A., Inf. inédito, Bs. Aires.
- 1965. *Algunos resultados de nuevas investigaciones geológicas en las Prov. de San Juan, Mendoza y Neuquén*. Centro Arg. de Geol., Bs. Aires.
- Brooks, H. K. et al., 1969. *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part R Arthropoda* 4. Geol. Soc. Am., Univ. of Kansas, Vol. I.
- Días, H. D., 1972. *Estratigrafía y tectónica de las sedimentitas triásicas, Potrerillos Provincia de Mendoza, sector oriental*. Trabajo Final de Licenciatura, F.C.E. y Naturales UBA. Inf. inédito.
- Dott, R. H., 1964. *Wacke, graywacke and matrix. What approach to immature sandstone classification?* Jour. Sed. Petrol., Vol. 34, N° 3.
- Du Toit, A., 1927. *A geological comparison of South America with South Africa*. Carnegie. Inst., Pub. N° 381, Washington.
- Fossa Mancini, E. et al., 1938. *Una reunión de geólogos de Y.P.F. y el problema de la terminología estratigráfica*. Bol. de Inf. Petrol., N° 30.

- Frenguelli, J., 1944. *La serie del llamado Rético en el Oeste Argentino*. Univ. Nac. La Plata. Not. Mus. La Plata. T. IX, Geol. N° 30.
- 1948. *Estratigrafía y edad del llamado Rético en la Argentina*. GAEA, T. VIII.
- Geinitz, H. B., 1923. *Plantas y animales réticos de la República Argentina*. Acts. Acad. Cienc. Córdoba. T. VIII.
- Gordillo, C. E. y Lencinas, A., 1967 a. *El basalto nefelínico de El Pungo, Córdoba*. Bol. Acad. Nac. Cienc., T. XLVI, 1. Córdoba.
- 1967 b. *Geología y Petrología del extremo norte de la sierra de los Cóndores*. Córdoba. *ibid.*
- Groeber, P. y Stipanovic, P., 1953. *Triásico*. GAEA, Geografía de la República Argentina, T. II.
- Marchese, H. y Fernández Garrasino, C., 1967. *Clasificación petrográfica de sedimentitas carbonáticas*. Rev. Asoc. Geol. Arg., T. XXII, N° 1.
- Massabie, A. C., 1971. *Estratigrafía y tectónica de las sedimentitas triásicas, Potrerillos Provincia de Mendoza, sector occidental*. Trabajo Final de Licenciatura. F.C.E. y Naturales UBA. Inf. inédito.
- Rocha Campos, A., Amaral, G. y Aparicio, E., 1971. *Algunas edades K-Ar de la "Serie porfirítica" en la Precordillera y Cordillera Frontal de Mendoza, República Argentina*. Rev. Asoc. Geol. Arg., T. XXVI, N° 3.
- Quartino, B. J., 1961. *Acerca de una tinguaita de Iruya (Provincia de Salta) y de las rocas alcalinas al Noroeste argentino*. Rev. Asoc. Geol. Arg., T. IV, N° 3-4.
- Rolleri, E. y Criado Roqué, P., 1968. *La cuenca Triásica del Norte de Mendoza*. Acts. Terc. Jorn. Geol. Argentinas. T. I. Bs. Aires.
- Stappenbeck, R., 1917. *Geología de la faldada oriental de la Cordillera del Plata (Prov. de Mendoza)*. Anal. Min. Agric., Sec. Geol., T. XII, N° 1, Bs. Aires.
- Stipanovic, P., 1969. *Las sucesiones triásicas argentinas. La estratigrafía del Gondwana*. Col. de la U.I.C.G., Bs. As., 1-15 de octubre de 1967. UNESCO, 2.
- 1972. *Cuenca Triásica de Barreal, Geología Regional Argentina*, Acad. Nac. Cienc. Córdoba, 1969.
- y Bonetti, M., 1969. *Consideraciones de la cronología de los terrenos triásicos argentinos*. *Ibid.*
- y Linares, E., 1969. *Edades radiométricas determinadas para la República Argentina y su significado geológico*. Acad. Nac. Cienc. Córdoba. Ent. 1°. T. XLVII.
- Trumpy, E. y Lhez, R., 1937. *División estratigráfica de los terrenos aflorantes en la región comprendida entre Luján de Cuyo, Potrerillos y Tupungato*. Bol. Inf. Petrol., N° 152.
- Yrigoyen, M. y Stover, L., 1970. *La palinología como elemento de correlación del Triásico de la Cuenca Cuyana*. Acts. Cuart. Jorn. Geol. Argentinas. T. II (1969), Buenos Aires.

Recibido el 28 de noviembre de 1973.

EL GRANITO DEL ACAY, INTRUSIVO DE EDAD TERCIARIA EN EL AMBIENTE DE PUNA

Por JUAN CARLOS MIRRE

RESUMEN

En el faldeo norte del Nevado de Acay se localizó un contacto intrusivo de un cuerpo granítico con la Formación Yacoraite. Se describen algunas características petrográficas del granito y los fenómenos de contacto que afectaron a las sedimentitas calcáreas. Se describe también un perfil detallado de la Formación Yacoraite en la región. Por último se analiza la posibilidad de un ciclo intrusivo terciario en el noroeste argentino y se compara con zonas cercanas de Chile y Bolivia.

ABSTRACT

An intrusive granite of tertiary age was found in the northern slope of Nevado de Acay (Salta province, Long 66° 10' W, LLat. 24° 23' S Argentina). This granite intrudes Yacoraite Formation (Upper Cretaceous) as well as Puncoviscana Formation (Cambrian?). Acay intrusive is compared to other granitic intrusives of Northwestern Argentina. A correlation is suggested to Bolivian and Chilean tertiary granites.

INTRODUCCION

En oportunidad de realizar estudios geológicos-mineros por cuenta de una empresa privada dentro del área de reserva N° 18, Nevado de Acay del Plan NOA-I, Fabricaciones Militares-Naciones Unidas, se dedicó especial atención a las manifestaciones minerales relacionadas con procesos metasomáticos en niveles calcáreos pertenecientes a la Formación Yacoraite. En uno de los afloramientos visitados se pudieron observar claramente las relaciones de contacto de un intrusivo granítico con la Formación Yacoraite.

LOCALIZACION

El cuerpo granítico del Nevado de Acay constituye la cima de este cerro (5.860 m) y se extiende principalmente

hacia el este y nordeste constituyendo sus faldeos. La localidad donde se realizaron las observaciones corresponde a las antiguas minas de hierro del Acay. El acceso a éstas se hace por una huella en regular estado de transitabilidad que parte desde la estación Muñano del Ramal C-14 del Ferrocarril Belgrano, hacia el sur. Esta huella recorre unos 15 kilómetros hasta llegar a las labores mineras a unos 4.800 m de altura sobre el faldeo norte del Nevado de Acay.

GEOLOGIA

ANTECEDENTES

La comarca estudiada forma parte del ambiente geológico de Puna, aunque se destaca su particular ubicación sobre la franja límite entre dicho ambiente y el de Cordillera Oriental. El granito del

Nevado de Acay fue siempre asignado al Precámbrico o Paleozoico inferior. Moreno (1948) lo considera parte del batolito de Tastil y por tanto, siguiendo a Keidel (1943) de edad precámbrica. Vilela (1969) coincide con ambos autores en cuanto a la edad del batolito de Tastil basándose en la presencia de rodados graníticos en conglomerados cámbricos. Turner (1972) no hace mención específica al Nevado de Acay, pero advierte que las rocas trondhjemíticas de los Nevados de Palermo pueden ser más jóvenes que Precámbrico. Las dataciones radiométricas realizadas por Shell Capsa (in Borrello, 1969) indican una edad cámbrica inferior a media para el batolito de Tastil. Borrello (1969) otorga esta misma edad para tres fajas de intrusivos en el noroeste argentino, incluyendo en su segunda faja (Chañi-Tastil) al Nevado de Acay. En la reciente comunicación de Méndez, Navarini, Plaza y Viera, al Vº Congreso Geológico Argentino, Córdoba 1972, se atribuye al intrusivo del Acay una edad silúrica. Al respecto cabe señalar que también se asigna tal edad a diversos granitos del noroeste argentino en distintos informes y mapas del Plan NOA-I (F.M.-U.N.D.P.). Esto es sorprendente cuando existen dataciones radiométricas y observaciones de campo que indican que cuerpos como el de Tastil de ninguna forma pueden asignarse al Silúrico. Recientemente Halpern y Latorre (1973) dataron dos granitos en la provincia de Jujuy por método potasio-argón como de edad cretácica; estos resultados se discuten más adelante.

DESCRIPCIÓN GEOLÓGICA

La Formación Puncoviscana (Turner, 1960) es el elemento más antiguo que aflora en el área estudiada. Se trata de una sucesión de grauvacas y de esquistos que se intercalan monótonamente en bancos regulares generalmente de unos 20 centímetros de espesor cada uno. El conjunto se encuentra fuertemente tectonizado, plegado en pliegues asimétri-

cos y contorsionados, abiertos y con ejes de alto ángulo de inclinación, hasta verticales. El clivaje de plano axial se encuentra apenas insinuado y el grado metamórfico no supera la facies de esquistos verdes. Esta formación fue considerada precámbrica por Turner (1960) pero recientemente se hicieron hallazgos de Olhamia que indicaría una edad cámbrica inferior (Aceñolaza, 1973).

En fuerte discordancia angular se desarrolla por encima de ésta la Formación Yacoraite (Turner, 1958). Al respecto cabe señalar que el contacto entre ambas formaciones es un contacto erosivo, normal. El plano de contacto es en general vertical o invertido, en algunos casos el ángulo de inversión llega a los 50°. Esto llevó a muchos geólogos a considerar la superficie de contacto como un plano de corrimiento de la Formación Puncoviscana sobre la Formación Yacoraite. No se encontró ninguna evidencia de corrimiento en tanto que en numerosas oportunidades pudo reconocerse el ala invertida de un pliegue sinclinal. Las inversiones de la secuencia son claras en la Formación Yacoraite ya sea en los bancos estromatolíticos ("Pucalithus") o en los bancos con laminación diagonal o entrecruzada.

Cabe señalar que la posición de la Formación Yacoraite en contacto erosivo sobre la Formación Puncoviscana sin que medie la Formación Pirgúa no debe ser un hecho exclusivo del sector estudiado. Moreno (1970) muestra claramente en sus estudios de facies de sedimentación y paleo-geografía del Grupo Salta cómo la cuenca se amplía notoriamente en el período que corresponde a la sedimentación de la Formación Yacoraite con respecto a aquella de la Formación Pirgúa.

A continuación se detalla el perfil ubicado en el mapa (figura 1). Para la ubicación y levantamiento expeditivo del perfil se consideró la zona que mostraba más claramente las relaciones estructurales y la menos afectada por fenómenos de metamorfismo.

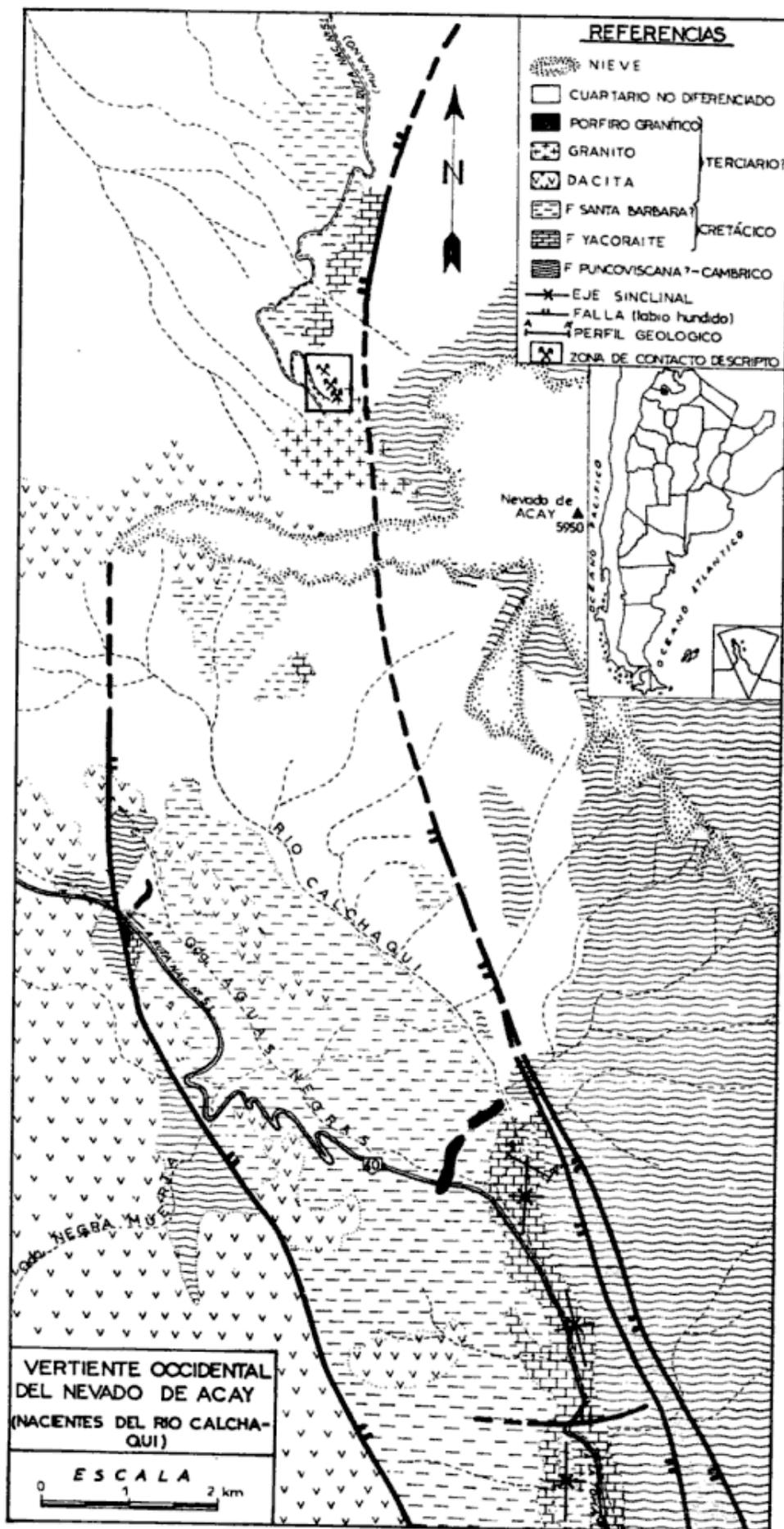


Figura 1

Formación Puncoviscana (Cámbrico inferior?)

Discordancia Angular

Formación Yacoraite (Campaniano)

a) Brecha sedimentaria y arenisca brechosa con elementos clásticos pertenecientes a la Formación Puncoviscana. Espesor	2 m
b) Areniscas y areniscas conglomerádicas, gris claras. Escaso cemento calcáreo. Espesor	8 m
c) Areniscas gruesas cuarzo-muscovitas con laminación diagonal y entrecruzada intercalándose con arenisca calcárea y dos bancos de caliza oolítica de 10 cm cada uno, de color gris. Espesor	4 m
d) Margas negras predominantes intercaladas con calizas oolíticas, bancos de coquina y estromatolíticos de 1 a 0,5 metros de espesor. Espesor	7 m
e) Margas negras y calizas finas grises intercaladas en bancos de aproximadamente un metro de espesor. Espesor	15 m
f) Calizas gris azuladas con algunos niveles de lumachellas y de calizas oolíticas intercaladas. Espesor	14 m
g) Margas negras con niveles de hasta 5 cm de estromatolitas y lumachellas intercaladas, además, bancos de 50 cm de calizas grises o negras, impuras, con abundante mica. Un banco de estromatolitas muy bien desarrollado en la base, de 60 cm de espesor. Espesor	18 m
h) Calcarenitas gris claras y lumachellas de 2 a 5 cm de espesor intercaladas con margas verdosas a grisáceas en paquetes de 0,30 a 1 metro de espesor con abundantes ondulitas, pasan transicionalmente hacia arriba a negras verdosas intercaladas con calizas oolíticas finas gris claras, calizas impuras y areniscas calcáreas color verde grisáceo. Espesor	11 m
i) Margas negras. Espesor	5 m
j) Margas negras intercaladas con bancos de estromatolitas y calizas oolíticas (fétidas) negras. Uno de los bancos es pisolítico con pisolitas de hasta 2 milímetros de diámetro desarrollando estructuras de carga en la base. Espesor ..	7 m
k) Intercalaciones de margas negras con calizas oolíticas, lumachellas, estromatolitas y calizas granulosas finas de color gris. Las calizas oolíticas contienen abundantes melánidos y otros fósiles. Espesor	7 m
l) Margas negras, calizas oolíticas fétidas, lumachellas y estromatolitos intercaladas en bancos de pocos centímetros a medio metro de potencia. Se intercala un banco de casi un metro de espesor de limolitas grises. Espesor	6 m
m) Margas negras intercaladas con calizas grises granulosas e impuras y con lumachellas y calcarenitas que conforman paquetes de ritmitas de hasta un metro de espesor. Abundantes restos de melánidos y otros fósiles. Espesor	9 m
n) Nivel de caliza impura de 10 cm de espesor seguido de areniscas finas verdosas, algo calcáreas y margosas. Algunos niveles contienen cubos de piritita reemplazada por goethita. Espesor	2 m
o) Lutitas negras intercaladas con lentes de margas y de calizas oolíticas de hasta tres centímetros de potencia. En el techo de un nivel de caliza oolítica negra fétida de 6 cm de potencia. Espesor	3 m
p) Banco de caliza oolítica gris oscura. Espesor	0,5 m
q) Margas y lutitas de color gris a gris verdoso con abundantes ondulitas que se intercalan con niveles lentiformes de calizas grises finas de 1 a 2 cm de potencia. Espesor	3,5 m
Espesor total	122.00 m

Pasaje transicional a:

Formación Santa Bárbara (?) (Daniano-Paleoceno?)

Los hallazgos paleontológicos realizados son perfectamente comparables con el contenido de la Formación Yacoraite en otras localidades del noroeste argentino.

La Formación Santa Bárbara continúa a la Formación Yacoraite y constituye importantes afloramientos al sur

del Nevado de Acay, en las nacientes del río Calchaquí. Se pueden diferenciar fácilmente una sección inferior representada por lutitas moradas o rojas intercaladas con margas grises y areniscas rojas a rosadas, y bancos de areniscas conglomerádicas y conglomerados.

La sección superior en cambio está

integrada por areniscas finas y limolitas color morado a rojo. Dado que esta formación no presenta interés inmediato en cuanto al objetivo de esta comunicación, no se continuará en el detalle de sus características.

El granito del Acay intruye estos sedimentos en forma discordante y con un contacto neto. El contacto no se observa en afloramiento debido al derrubio que cubre el faldeo, pero es perfectamente visible en dos socavones y una trinchera que lo cortan y situados aproximadamente a 50 metros uno del otro.

El granito del Acay está fundamentalmente constituido por una facies de monzonita cuarcífera de textura granosa, con tendencia a porfiroide, con extremos diferenciados desde granitos típicos a monzonitas.

La facies más común, granítica, se caracteriza por su textura granosa equigranular, proporciones similares de ortosa y plagioclasa y un porcentaje de cuarzo levemente superior al 10 %. La plagioclasa es muy zonada, con composición variable entre oligoandesina y andesina básica.

La ortosa se presenta en cristales subhedrales a anhedrales algo menores que los de plagioclasa o bien como un agregado intergranular junto con cuarzo. La biotita es el mineral fémico más abundante, se la encuentra como individuos de origen primario de buen desarrollo, o bien reemplazando al clinopiroxeno. Este reemplazo parece efectuarse mediante una etapa intermedia con formación de tremolita-actinolita, aunque es sumamente excepcional encontrar restos de anfíbol, aun cuando el reemplazo por biotita de los clinopiroxenos es muy común en todas las muestras. La biotita se encuentra en algunos casos levemente cloritizada. Minerales accesorios son apatita, titanita y zircón. Entre los minerales opacos el más común es la magnetita y mucho más escasa la pirita.

Otra facies frecuente es la monzonita, que presenta una textura típica, donde grandes individuos de ortosa subhedral

incluyen poiquilíticamente a individuos menores de plagioclasa y minerales fémicos. La plagioclasa es zonada, de composición oligoandesina a andesina media, presentándose en cristales tabulares casi euhedrales, con los bordes "corroídos" por la ortosa. El cuarzo en un porcentaje del orden del 5 % es intercrystalino, límpido y de extinción normal. La biotita, el mineral fémico más importante, alcanza un tamaño de casi 2 mm y está fresca. El clinopiroxeno parece levemente más abundante que en la facies anteriormente descrita y presenta las mismas características. Apatita, titanita y zircón son los minerales accesorios.

En los afloramientos del granito es frecuente observar "schlieren" de forma subsférica a ovoidal y de contacto neto a escala macroscópica, de tamaño variable entre 1 cm y 40 cm de diámetro. Están constituidos por agregados de grano fino de plagioclasa andesina ácida, zonal, subhedral, y ortosa subhedral a anhedral. Se observa muy escaso cuarzo intercrystalino. La biotita y el clinopiroxeno en cambio son más abundantes que en las facies ya descritas y alcanza mejor desarrollo (los "schlieren" son notablemente más oscuros que el resto de la roca).

Debe destacarse que aquí los cristales de piroxeno pueden ser mayores que los de feldespato, lo que nunca ocurre en la roca que los incluye.

En el contacto granito-calizas, se desarrollan fenómenos de metasomatismo sobre las calizas. En éstas se puede observar distintas facies texturales y mineralógicas que en general se alteran como bandas subparalelas al contacto que a su vez es coincidente con la estratificación (en el punto observado, casi vertical). Las fajas son casi monominerales y presentan distintas texturas y tamaños de grano. Son frecuentes los agregados de diópsido y los de granate. En los primeros se trata de agregados granosos medianos a finos de diópsido con algo de flogopita y carbonatos intergranulares; también escasa clorita. Las

granatitas son agregados generalmente de grano grueso de plazolita de color verde amarillo a verde oliva de birrefringencia anómala con desarrollo subidiomorfo a idiomorfo y claras líneas de crecimiento. Una base intercrystalina de cuarzo límpido y de extinción ondulosa; también junto con el cuarzo se observan zonas de carbonatos y de cloritas.

La titanita es abundante en pequeños cristales anhedrales diseminados. También son abundantes los opacos, tanto sulfuros como magnetita.

Algunas venillas de cuarzo y/o carbonato cruzan la muestra. Es frecuente que en los agregados granatíferos de grano fino la plazolita presente un tipo de birrefringencia anómala caracterizada por una extinción planosa-fibroradiada entre gris claro de primer orden hasta amarillo de primer orden (excepcionalmente).

Las únicas variaciones encontradas en las márgenes del cuerpo intrusivo son de tipo textural. Si bien los efectos de metamorfismo térmico y metasomatismo han sido marcados en la roca de caja (exoskarn), no se encontró ninguna evidencia de efecto metasomático de contacto en el borde del cuerpo intrusivo (endoskarn). Lo único que se puede destacar es el desarrollo de franjas de variación textural en la zona del contacto. Estas franjas son de escasos uno a dos metros de potencia y se desarrollan paralelamente y en forma discontinua respecto al plano de contacto. Las franjas alternantes son de textura claramente monzonítica con otras equigranulares. A diferencia de las facies más internas, el tamaño de grano de los componentes a excepción de la ortosa es mucho menor (de 1 a 5 veces) que aquéllos de las facies más internas. Por supuesto, en las franjas de textura granosa, la ortosa se presenta con grano fino al igual que los demás componentes.

Debe agregarse que al sur de la localidad descripta, en las cabeceras del río Calchaquí, se encuentra una extensa zona de alteración hidrotermal y diver-

sas manifestaciones de mineralización de cobre, plomo zinc. Los indicios mineralizados, que incluyen pequeñas minas trabajadas esporádicamente, son de cuatro tipos: diseminados, chimeneas de brecha, vetas de relleno y reemplazo en calcáreos. Con respecto a estos últimos, que hacen al interés del presente trabajo, debe señalarse que se trata de mineralización de pirita, calcopirita, bornita, blenda y galena reemplazando en forma diseminada y en venillas a sectores de la Formación Yacoraite que se encuentran fuertemente silicificados y reemplazados por granate-epidoto, anfíbol-clorita.

Si bien no afloran granitos en esta área deben señalarse diques irregulares de pórfiro riolítico que bien pueden suponerse apófisis del cuerpo granítico a los cuales se vincularían los fenómenos de metamorfismo de contacto locales.

Se trata de un pórfiro riolítico de color gris, con fenocristales de ortosa de hasta 2 centímetros de lado y fenocristales de cuarzo y biotita de hasta 2-3 milímetros. La ortosa, euedral, suele encerrar a cristales anhedrales o subhedrales de oligoclasa básica con leve zonalidad y suele ser pertítica. El cuarzo es relativamente escaso, subredondeados y con golfos de corrosión, límpido, con pocas inclusiones fluidas y leve extinción ondulosa. Fenocristales de biotita totalmente cloritizados, apatita y zircón como accesorios. Gránulos de pirita diseminados. La pasta es un agregado microcristalino denso de cuarzo-feldespato, destacándose pequeñas tablillas de oligoclasa y finas pajuelas de sericita; una alteración arcillosa general afecta a la pasta.

Intruye también el granito del Acay a las rocas pertenecientes a la Formación Puncoviscana, desarrollando una faja de cornubianitas cordieríticas de ancho variable.

Cabe considerar por último los cuerpos intrusivos de edad terciaria que se homologan a la Formación Becqueville (Turner, 1960), asignados al Plioceno

por el mismo autor. También se pueden considerar como parte de las dacitas y tobas de dacita viejas (Vilela, 1969) asignadas al Mioceno.

Si se atribuye la alteración hidrotermal como un fenómeno de la intrusión del granito del Acay y considerando que ésta afecta a los intrusivos dacíticos, se concluiría que el granito se intruyó con posterioridad a las dacitas. Esto significaría una edad miocena-pliocena al granito si se acepta la edad miocena-pliocena de aquellas dacitas. El cuadro es similar al Distrito de Farallón Negro, donde la monzodiorita de Alto de la Blenda intruye a elementos volcánicos asociados y asignados al Plioceno (Llambías, 1970).

CONCLUSIONES

Es indudable que el granito del Acay es un intrusivo más joven que Cretácico superior. De acuerdo con Moreno (1970) la Formación Lumbrera del Subgrupo Santa Bárbara, la más joven del Grupo Salta, es de edad daniana. Resultaría entonces que la intrusión del granito del Acay sería de edad terciaria. Al respecto cabe señalar que por primera vez se exponen pruebas concluyentes de la existencia de un cuerpo intrusivo plutónico de edad terciaria para el Noroeste Argentino.

Spencer (1950) y Whiting (1959) consideran también de edad terciaria al granito de la sierra de Aguilar en base al hecho de que éste intruye estructuras de edad terciaria.

En Chile fueron datados varios intrusivos de edades que oscilan entre 41 y 25 ± 10 millones de años. Estos granitos se encuentran en la zona central, entre las latitudes $26^{\circ} 30' S$ y $22^{\circ} S$ (Ruiz Fuller, 1965) (Clark et al., 1970).

Por otra parte, en Bolivia, los intrusivos plutónicos del cortejo granítico, característicos de la Cordillera Real, nunca fueron hallados al sur del paralelo $18^{\circ} S$ (Ahlfeld y Branisa, 1960).

En la zona noroeste de la República Argentina sólo puede mencionarse el pequeño stock monzodiorítico de Alto La Blenda en el centro oeste de la provincia de Catamarca, datado Mioceno por métodos radimétricos (10.7 ± 0.3 millones de años) (Caelles et al., 1971).

Los resultados de datación absoluta de los granitos de Aguilar y Rangel, recientemente presentados por Halpern y Latorre (1973) plantean interesantes interrogantes al compararse con las evidencias geológicas que presenta este trabajo. Cabe contemplar dos posibilidades: el granito del Acay de una edad radimétrica terciaria o bien de una edad cretácica, como los granitos de Aguilar y Rangel (Halpern y Latorre, *op. cit.*). En el primer caso nos encontramos con evidencias de dos ciclos plutónicos jóvenes en el ámbito de la Puna: uno Cretácico y otro Terciario. En el segundo caso se debería concluir que debe aplicarse un factor de corrección a las determinaciones radimétricas efectuadas, ya que es imposible admitir una edad cretácica cuando existen claras evidencias geológicas de intrusión en sedimentos del Campaniano.

Por otra parte, los recientes hallazgos fosilíferos en la Formación Lumbrera (Fernández et al., 1973) permiten confirmar una edad terciaria, probablemente Paleoceno-Eoceno, edad que ya le era atribuida en base a su contenido de mamíferos fósiles. Esto asegura para el granito del Acay una edad más joven que Paleoceno-Eoceno.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ahlfeld, F. y Branisa, L., 1960. *Geología de Bolivia*. Instituto Boliviano del Petróleo. La Paz, Bolivia.
- Aceñolaza, F. G., 1973. *Sobre la presencia de Oldhamia sp. en la Formación Puncovicana de Cuesta de Muñano, provincia de Salta, República Argentina*. Rev. Asoc. Geol. Arg. 28 (1): 56-61.
- Borrello, A. V., 1969. *Los geosinclinales de la Argentina*. Dir. Nac. de Geol. y Min. Anales XIV. Buenos Aires.

- Caelles, J. C.; Clark, A. H.; Farrar, S. J.; Quirt, S.; McBride, S. L., 1971. *Potassium-Argon Ages of Porphyry copper deposits on associated Rocks in The Farallón Negro-Capillitas District, Catamarca, Argentina*. *Ec. Geol.* 66 (6): 961-964.
- Fernández, J.; Bondesio, P. y Pascual, R., 1973. *Restos de Lepidosiven Paradoxa (Osteichthyes, Dipnoi) de la formación Lumbrera (Eogeno, ¿Eoceno?) de Jujuy*. *Ameghiana*, 10 (2): 152-172.
- Halpern, M. y Latorre, L. O., 1973. *Estudio geocronológico inicial de rocas del noroeste de la República Argentina*. *Rev. Asoc. Arg.* 28 (2): 195-205.
- Keidel, J., 1943. *El Ordovícico inferior de los Andes del norte argentino y sus depósitos marino-glaciares*. *Bol. Acad. Nac. Ciencias, Córdoba*, 36 (2).
- Méndez, J.; Navarini, A.; Plaza, D.; Viera, N., 1972. *Faja eruptiva de la Puna Oriental*. *Actas V Congreso Geológico Argentino (en prensa)*.
- Moreno, R. L., 1943. *Contribución al conocimiento geológico de la zona del Nevado de Acay (Provincia de Salta)*. Tesis inédita N° 164. Universidad Nacional de la Plata.
- Moreno, J. A., 1970. *Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico Superior en la Cuenca de Noroeste Argentino, con especial mención de los subgrupos Balbuena y Santa Bárbara*. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 25 (1): 9-44.
- Turner, J. C. M., 1958. *Estratigrafía del cordón de Escaya y de la Sierra de Rinconada (Jujuy)*. *Rev. Asoc. Geol. Arg.* 13 (1): 15-39.
- 1960. *Estatigrafía de la Sierra de Santa Victoria*. *Bol. Ac. Nac. Ciencias, Córdoba*, 41:163-196.
- 1972. *Cordillera Oriental in Geología Regional Argentina*. *Ac. Nac. Ciencias, Córdoba*, 1972.
- Vilela, C. R., 1969. *Descripción geológica de la Hoja 6 c, San Antonio de los Cobres, provincia de Salta y Jujuy*. *Dir. Nac. de Geología y Minería. Boletín N° 110*. Buenos Aires.

Recibido el 19 de diciembre de 1973.

PSEUDOPLIEGUES DE LA FORMACION COLLON CURA
EN CAÑADON QUIÑI HUAO (PUESTO VIDONDO)
Y PIEDRA DEL AGUILA (CERRO BAYO)
PROVINCIA DE RIO NEGRO Y NEUQUEN, REP. ARGENTINA

POR MIGUEL ULIANA Y JUAN R. ROBBIANO¹

RESUMEN

Se describen las estructuras primarias que presentan la Formación Collón Cura en puesto Vidondo y cerro Bayo. Se exponen además los fenómenos que actuaron en su génesis.

RESUME

Dans le present travail on a fait la description des structures primaires qui a la Formation Collon Cura a puesto Vidondo et cerro Bayo, et on expose les phénomènes liés a le processus de génesis.

I. INTRODUCCION

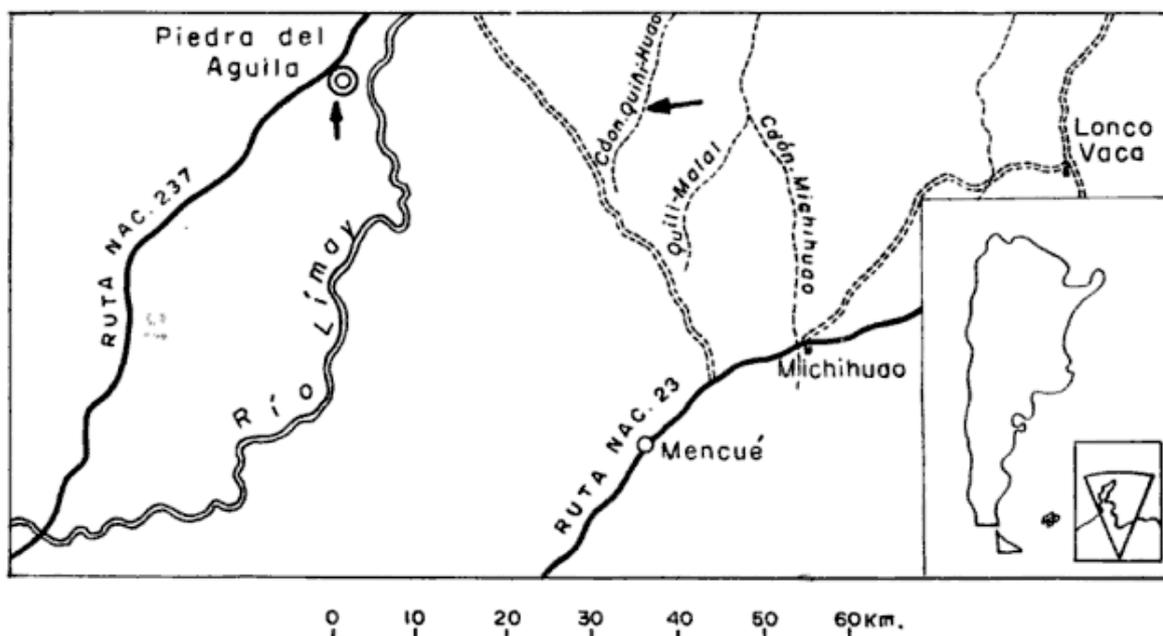
A raíz de los estudios geológicos de carácter regional, programados por la Gerencia de Exploración de YPF, en el sector noroccidental del Macizo Nordpatagónico, se pusieron en evidencia una serie de estructuras desarrolladas en niveles de la Formación Collón Cura (se emplea esta nomenclatura de acuerdo con la definición otorgada por R. Dessanti en "Andes Patagónicos Septentrionales de Geología Regional Argentina". Acad. Nac. de Ciencias. Córdoba, 1972), en las localidades de Cerro Bayo (Piedra del Aguila. Prov. de Neuquén) y Cañadón Quiñi Huao (Prov. de Río Negro).

En el área de referencia, la Formación Collón Cura está constituida en lo esencial, por tufitas, tobas y psamitas de colores claros, con espesores de hasta 150 m. Descansa sobre una superficie irregular labrada en rocas de distinto carácter y edad: plutonitas del Paleozoico, efusivas y piroclastitas del Triásico-Jurásico, sedimentitas del Cretácico, vulcanitas y psamitas del Terciario. Se le sobreponen sedimentitas clásticas del Plioceno (?) y basaltos del Cuaternario.

Diversos autores (Wichmann, 1934; Groeber, 1929; Galli, 1954; Parker, 1966, 1972; Stipanovic, et al 1968; DiGregorio, 1969) han concordado en considerar que esta unidad representa al Mioceno de la Cuenca Neuquina y Macizo de Somuncurá. Para un mayor detalle estratigráfico se recomiendan los trabajos citados.

¹ Geólogos de la Gerencia de Exploración de Y.P.F.

PLANO DE UBICACIÓN



II. NATURALEZA DE LA SUPERFICIE PRE FORMACION COLLON CURA

En la mayor parte de las localidades en que se encuentra expuesta la base de la Formación Collón Cura, es posible observar un contacto irregular a lo largo de una superficie de marcado relieve. Esta situación evidencia que, con anterioridad a la acumulación de esta unidad, tuvo lugar un período de intensa denudación, condicionada por una compleja interrelación de factores estructurales y litológicos. En tal sentido, Frenguelli (1939), indica que estos sedimentos tobáceos aparecen "...como restos (testigos) placados sobre la pendiente de los bloques de viejas estructuras o como relleno de hoyos entre bloques dislocados a diferentes alturas".

El detalle de la topografía pre Formación Collón Cura refleja, en forma clara, la particular respuesta a la erosión de las distintas unidades en juego. Por ejemplo, los sedimentitas cretácicas del Grupo Neuquén, muestran un relieve con predominio de formas tabulares, a veces disectadas por cañadones relativamente profundos, que con-

trasta acentuadamente con las lomas bajas y aborregadas, separadas por valles amplios y chatos, elaboradas en plutonitas graníticas del Paleozoico, o vulcanitas del Mesozoico.

En el caso particular de las psefitas pre Formación Collón Cura (¿Formación Michihua?), (se emplea esta nomenclatura de acuerdo con la definición que hiciera Parker en "Ubicación, estratigrafía, descripción y correlaciones de la Formación Michihua. Prov. de Río Negro" R.A.G.A. XXVII 4; 1972), las observaciones practicadas en el cañadón Quiñi Hua y al sur de Piedra del Aguila indican que, sobre un conjunto de niveles medianamente consolidados de disposición subhorizontal, se conformó un relieve de tipo huayquería, en forma de colinas con bordes romos, con alturas variables que pueden alcanzar hasta 70 m de altura sobre la base local, surcada por una red de avenamiento de tipo dendrítico.

Hacia el Mioceno este paisaje de variables características fue sepultado por los depósitos de la Formación Collón Cura.

III. DISPOSICION Y CARACTERISTICAS DE LA FORMACION COLLON CURA

A lo largo del cañadón Quiñi Huao, al sur de Piedra del Aguila y en algunas localidades intermedias, se observa la presencia de capas de la Formación Collón Cura dispuestas en forma tal que semejan anticlinales y sinclinales de reducidas dimensiones con flancos buzantes hasta 30°. Donde los procesos erosivos han descubierto adecuadamente estas estructuras, es posible apreciar que las capas buzantes de la Formación Collón Cura, descansan discordantemente sobre las sedimentitas correspondientes a las psefitas pre Formación Collón Cura (¿Formación Michihuao?), dispuestas en estratos horizontales a subhorizontales, en los que no se observan indicios de plegamiento.

En párrafos sucesivos se describen las características más salientes de estas "estructuras", tal como pueden ser observadas en las localidades precedentemente indicadas.

Forma y tamaño de las estructuras.

Las capas se disponen a modo de una serie de anticlinales, en distinto estado de denudación: con menor frecuencia se observan figuras sinclinales, cuya presencia debe ser a menudo inferida, en razón de que por su situación deprimida, resultan cubiertas por depósitos recientes. Los parámetros de estos aparentes pliegues son: amplitudes oscilantes en 50 a 100 metros y longitud de 200 a 400 metros.

Naturaleza de los planos de estratificación.

a) *Cambios de coloración:* algunas superficies de estratificación están definidas por ligeros cambios en el color de la roca, que van desde el castaño grisáceo hasta el castaño oscuro. Estos cambios resultan apreciables a la distancia, pero en detalle son ligeramente

transicionales., En la mayoría de los casos, la observación con lupa no permite apreciar diferencias de composición o textura.

b) *Resistencia diferencial:* ciertos planos de estratificación resultan evidentes a lo largo de porciones de roca que poseen una resistencia diferencial a la meteorización, sin que por lo general sean visibles variaciones de composición o textura. En algunos casos esta resistencia diferencial está acompañada por cambios en el color.

c) *Planos de discontinuidad mecánica:* se trata de superficies ligeramente irregulares que en la mayoría de los casos, deslindan niveles caracterizados por una desigual estructura interna. A diferencia de los casos señalados en el punto a y b, la roca se parte con relativa facilidad a lo largo de estos planos de estratificación, los cuales se presentan bien definidos en las secciones basales de la secuencia; hacia términos más altos de la columna, dichos planos se van haciendo más difusos (fotos 1 y 3) y hasta pueden desaparecer por completo.

Estructura interna de los estratos.

Los distintos estratos presentan a la observación macroscópica una composición relativamente constante. En base a la presencia o ausencia de algunas estructuras internas y componentes accesorios, es posible realizar ciertas distinciones.

a) *Estratos porosos:* estos niveles se encuentran atravesados por una red de huecos irregulares y tubos de diseño tortuoso, cuyas paredes a menudo se encuentran tapizadas por un material blanquecino que a su vez presenta un conjunto de conductos de pequeñas dimensiones (observables con lupa). Es en estos estratos donde se presentan con mayor frecuencia nidos de insectos (estructuras subsféricas, huecas de 3-5 cm



Foto 1. — Zona Piedra del Aguila. La Formación Collón Cura apoya sobre vulcanitas pre Michihuao. El buzamiento de las capas basales es apreciable, atenuándose hacia el techo. Buzamientos supratenuos

de diámetro). Localmente aparecen niveles de la 2 cm de espesor de diseño irregular, subparalelos a los planos de estratificación, duros, de color pardo oscuro, con pequeñas manchas brillantes de MnO_2 ; también se observan nódulos del mismo material.

b) *Estratos macizos*: en estos niveles la estructura porosa parece haber sido parcial o totalmente obliterada por material de consistencia terrosa. Por su carácter friable poseen escasa resistencia a la meteorización. Por lo general son de colores claros.

c) *Estratos brechosos*: capas de brecha intraformacional con esqueleto constituido por fragmentos angulosos (a menudo con tendencia a formas cúbicas o prismáticas) de roca porosa (por lo general altamente consolidada y de color pardo oscuro); sin selección de dimensiones variables entre 5 y 50 cm. En algunos casos, los elementos de la fracción clástica guardan estrecho contacto entre sí; en otros, el esqueleto se halla

quebrantado, encontrándose los fenoclastos separados por material de igual composición y estructura que los mismos (por lo común se lo puede individualizar por su carácter friable y coloración algo más clara). También se han observado bloques angulosos de 30 a 40 cm de diámetro, aislados en la masa de estratos masivos.

Estos niveles pueden observar una posición basal, a lo largo del contacto con la formación infrayacente, o bien aparecer intercalados en la sección. En estos casos se ha observado a lo largo del estrato una disminución en el contenido de fenoclastos hacia la parte baja de la estructura.

Los clastos de las variedades con escaso material aglutinante, aparecen recubiertos por una película de material carbonático de 2 a 3 mm de espesor.

d) *Niveles de concrecinones*: se encuentran casi constantemente asociados a la base de los estratos con estructuras porosas; son de tres tipos:

- Concreciones de color ocre, subredondeadas a irregulares de naturaleza pelítico calcárea?
- Muñecas de tosca de color blanco.
- Endurecimientos localizados, multiforme, por lo común más oscuros que el material incluyente.

Espesor, forma y disposición de los estratos.

Los espesores individuales de estratos varían ampliamente entre 20 cm y 2 m (en algunos casos aislados se observan espesores algo mayores).

Con frecuencia los niveles porosos y brechosos muestran potencias reducidas (20 a 60 cm), encontrándose limitados por superficies subparalelas; mantienen su espesor a lo largo de distancias considerables. Estos estratos suelen destacarse por su elevada resistencia a la meteorización y su color oscuro.

Los bancos macizos suelen estar limitados asimismo por planos subpara-

lelos, o bien por superficies que convergen hacia la parte alta de la estructura, y en consecuencia, muestran una decidida disminución de espesor en ese sentido; en la zona cuspidal la potencia puede resultar de 30 % o menos del espesor total observado en los faldeos.

Otra característica saliente de cada estrato es su posición buzante de ángulo variable de acuerdo con el siguiente patrón: en la parte alta de la estructura se observan pendientes reducidas a nulas (0° a 3°), que aumentan gradualmente hacia los flancos donde alcanzan valores máximos del orden de 30° , para luego volver a disminuir progresivamente hasta valores próximos a la horizontal.

Como resultado de estas particularidades, se presentan estratos tabulares a cuneiformes, variablemente inclinados y doblemente curvados (convexos en la parte alta y suavemente cóncavos en la parte distal).



Foto 2. -- Zona Piedra del Aguila. Se observa claramente el corte de un pseudo anticlinal. En el núcleo afloran pefitas de la Formación Michihuao ? en posición subhorizontal. Hacia la izquierda de la foto, el depósito grada a niveles claros macizos de la Formación Collón Cura con buzamientos bajos. Nótese las fuertes inclinaciones de las capas basales de las sedimentitas del Collón Cura.

Los estratos y la roca de base.

En los casos en que la roca de base es una vulcanita se observa un contacto algo irregular, relativamente limpio. Cuando la Formación Collón Cura descansa sobre pefitas de la Formación Michihuao?, éstas presentan a lo largo del contacto una banda continua de 50 a 60 cm de espesor de roca meteorizada, con características intermedias entre la de ambas formaciones (¿regolito?).

Por otra parte, los términos basales de la Formación Collón Cura (20 a 80 cm) incluyen fenoclastos redondeados de rocas granudas o vulcanitas (detritos de faldeo).

La presencia de capas inclinadas descansando sobre estratos esencialmente horizontales de las formaciones infrastantes, constituye uno de los rasgos más conspicuos de las estructuras que se comentan.

Las capas basales de la Formación Collón Cura guardan con respecto a la roca de base dos tipos de relación:

- Disposición envolvente (enveloping).
- Disposición traslapante.

Ambos fenómenos pueden hacerse presentes en distintos sectores de una misma estructura.

a) *Disposición envolvente*: el contacto con la unidad infrayacente se produce a lo largo de un único estrato continuo, que se adapta estrechamente a la superficie topográfica preexistente. En algunos casos se mantiene a lo largo de ambos flancos. El estrato basal puede ser de naturaleza brechosa o bien poroso.

b) *Disposición traslapante*: en la vecindad de cerro Bayo se observó una diferencia angular de 2° a 3° entre la pendiente topográfica de una colina enterrada y el valor de inclinación de las capas, inmediatamente por encima del contacto (25° en este caso). Asimismo

resulta apreciable que las capas basales de la Formación Collón Cura sufren un paulatino acunamiento, pendiente arriba, de modo que hacia la parte superior de la estructura el contacto se produce a lo largo de estratos progresivamente más jóvenes. Esta disposición fue observada en niveles de carácter brechoso que, por su estratificación difusa, no permiten que el fenómeno sea perceptible con facilidad.

Relaciones entre grupos de estratos.

Otra característica llamativa de estas estructuras radica en el hecho de que la pendiente de las capas basales evoluciona en los sucesivos estratos, de manera que los niveles más jóvenes adquieren posición subhorizontal.

Esta disposición se produce en capas esencialmente conformes que adoptan un *comportamiento supratenué*, provocado por una acentuada convergencia de los paquetes de estratos hacia la parte alta de la estructura. Como ya se mencionó, tal convergencia se produce especialmente por disminución paulatina en el espesor de los estratos de tipo macizo.

En algunos pocos casos se observó (como resultado de una diastema) como un juego de capas jóvenes se dispone a lo largo de una superficie que bisela el paquete infrayacente. Los valores de diferencia angular observados son de 3° a 5°.

IV. GENESIS DE LAS ESTRUCTURAS

Distintos autores que se han ocupado de este particular problema en las áreas de referencia o en comarcas próximas, discrepan sobre el origen de estas estructuras. En tal sentido, Frengüelli, 1939 (ver pág. 388) y Ferello, 1946 (ver pág. 59 y perfiles 1, 2 y 3) coinciden en afirmar un origen tectónico, asociado a la acción de intensos esfuerzos plegantes acaecidos en el Terciario



Foto 3. — Zona Piedra del Aguila. Se observa el substratum conformado por pefitas subhorizontales. Capas basales paralelas a la topografía original. Hay ligero traslapamiento. El buzamiento de las capas disminuye hacia arriba. Acuñamientos pendientes arriba.

superior. Groeber, 1929 (ver pág. 94), Galli, 1951 (ver pág. 43) y Parker, 1966 (ver pág. 11), relacionan estas estructuras a un proceso de acumulación primaria.

Los siguientes hechos, adquieren particular relevancia en la explicación de la génesis de estos fenómenos.

1) Los valores de inclinación de la tobas de la Formación Collón Cura no guardan armonía con las capas del substrato (foto 2, 3). Las pefitas pre Formación Collón Cura (¿Formación Michihuao?) presentan estratos horizontales a subhorizontales; por su parte las vulcanitas pre terciarias (Sañicolitense) que, en algunas localidades, sustentan a las tobas, muestran valores de rumbo e inclinación marcadamente diferente (a menudo menor) a las de la Formación Collón Cura (Ferello, 1946; perfiles 12 y 3).

2) Los niveles basales de la Formación Collón Cura guardan marcado paralelismo con la superficie topográfica

elaborada en rocas preexistentes (fotos 2, 3 y Ferello, 1946).

3) Los ejes de las "estructuras" muestran un decidido control por parte de las líneas directrices de la topografía previa.

Como consecuencia de los hechos precedentemente descritos, puede afirmarse que las estructuras expuestas en Cerro Bayo (Piedra del Aguila) y puesto Vidondo (cañadón Quiñi Huao) responden a un origen primario, excluyéndose la intervención de procesos de índole diastrófico. Sin embargo no debiera descartarse la posibilidad de que, al menos parte del efecto que se comenta, sea debido a fenómenos de compactación diferencial. De haber ocurrido procesos de esta naturaleza, solamente habrían acentuado el ángulo de depositación original.

Si bien no existe la posibilidad de mensurar adecuadamente el porcentaje de compactación, los autores consideran que éste no puede haber adquirido gran magnitud por:

a) La columna litológica está compuesta por tobas, tufitas y brechas intraformacionales que, por su naturaleza, son susceptibles de escasa reducción de volumen. Del análisis petrográfico no surgen evidencias de que haya existido una reacomodación de los granos entre sí, por efecto de presión litoestática.

b) En algunos casos, como se indicara en el ítem "Los estratos y la roca de base", las capas basales muestran una disposición envolvente (foto 2). Estos niveles alcanzan a cubrir totalmente relieves importantes (hasta 70 m), manteniéndose en forma constante su reducido espesor individual (3 m).

c) La presencia de estructuras esféricas, como los nidos de escarabeidos, tiende a confirmar que los sedimentos portadores no han sufrido procesos de deformación, debido a causas de compactación, o de origen tectónico.

d) Consideraciones de carácter regional indican que la columna sedimentaria posterior a la Formación Collón Cura no debe haber sido muy espesa para este sector de la cuenca.

En consideración a las características petrológicas de la Formación Collón Cura, puede señalarse que la mecánica de transporte de los sedimentos responde fundamentalmente a la acción de lluvias de cenizas. Un proceso de esta naturaleza, asociado a la existencia de un relieve irregular en el área de acumulación, condiciona el desarrollo de superficies de sedimentación con buzamiento primario (Wilson, 1948). El ángulo de buzamiento estará condicionado a la pendiente topográfica de la roca de base, al ángulo de reposo del sedimento en cuestión, y a las condiciones físico-dinámicas que caracterizan el ambiente de acumulación.

La existencia de "estratos envolventes" de espesor constante evidencia la acción de lluvias de cenizas; sin embargo algunas características de los depósitos señalan la actuación de mecanismos de resedimentación. La existencia de acuñamiento pendiente arriba indica, con claridad, una redistribución de los piroclastos, dado que la exclusiva acción de lluvias de cenizas confor-



Foto 4. — Puesto Vidondo, cañadón Quiñi Huao. Se observa un nivel inferior de tipo macizo. Un nivel intermedio se acuña pendiente arriba. Nivel superior conformado por una brecha intraformacional, con base erosiva a la que se asocia un nivel de concreciones limoníticas.

maria estratos de espesor casi invariable paralelos a la superficie original. Este mecanismo provoca disminución progresiva de la pendiente original, hacia los términos más altos de la columna sedimentaria (buzamiento supratenué).

Por otra parte, las diastemas (foto 4) y las brechas intraformacionales observadas indican que el proceso de sedimentación sufrió repetidas interrupciones, durante las cuales tuvieron lugar procesos erosivos de cierta importancia. El alcance temporal de estas interrupciones pudo haber alcanzado, en casos particulares, una dimensión tal que permitió el desarrollo de suelos que albergaron nidos de insectos y otras estructuras edáficas (Frenguelli, 1939).

Es menester aclarar aquí, que Andreis (1972) apoyado en observaciones propias y de otros autores, vincula los nidos a la actividad de escarabajos y extrae una serie de conclusiones paleoclimáticas y paleofisiográficas. En atención a estas últimas, es de interés indicar que en el cañadón Quiñi Huao se han hallado numerosos nidos en capas con fuerte pendiente inicial, hecho que parece contradecir la "...ausencia de relieves notorios y especies vegetales arbustivas, pues los escarabajos construyen sus nidos haciendo rodar la "bola" de excrementos animales sobre una superficie llana" (sic Andreis op. cit., pág 96). En consecuencia debiera tenerse en cuenta la posibilidad de que los escarabajos sean capaces de construir sus nidos sobre superficie con cierta pendiente, o bien que los nidos en cuestión sean construidos por otro tipo de insectos.

V. CONCLUSIONES

1) Las estructuras que presentan las sedimentitas de la Formación Collón Cura, en el cañadón Quiñi Huao y Cerro Bayo, son el resultado de procesos primarios.

2) En la génesis de estas estructuras participaron alternada y sucesivamente lluvias de cenizas y procesos de redistribución de sedimentos por agentes meteoricos.

3) En consideración a sus caracteres geométricos, y teniendo en cuenta el mecanismo de su génesis, se cree conveniente utilizar la denominación de *pseudoplegues* para estas estructuras.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a las autoridades de Yacimientos Petrolíferos Fiscales el haber permitido la publicación de este trabajo. Al Lic. G. Pando por la toma y preparación del material fotográfico. Especial reconocimiento al Dr. E. O. Roller por la lectura crítica del manuscrito, extensivo al Lic. C. Petersen por el estudio petrográfico de los cortes delgados.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Andreis, R., 1972. *Paleosuelos de la formación Musters (Eoceno medio). Laguna del Mate, prov. del Chubut. Rep. Argentina. Rev. A.M.P.S. II n° 1-2, pág. 91-97.*
- Dessanti, R., 1969. *Andes Patagónicos Septentrionales. I Simp. de Geol. Reg. Arg. Córdoba, pág. 655-687.*
- Digregorio, J. H., 1969. *Neuquén. I Simp. de Geol. Reg. Arg. Córdoba, pág. 438-505.*
- Ferello, R., 1946. *Estudio geológico de la región de Piedra del Aguila, Neuquén. Tesis ined. Univ. Bs. As.*
- Frenguelli, J., 1939. *Nidos fósiles de insectos en el Terciario del Neuquén y Río Negro. Notas Museo La Plata. IV Paleont. 18.*
- Galli, C. A., 1951. *Descripción geológica de la hoja 33c, Piedra del Aguila, Neuquén y Río Negro. Dir. Nac. de Minas. Bs. As.*
- Groeber, P., 1929. *Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Publ. 58 Dir. Minas Geol. Hidrol. Bs. As.*
- Parker, G., 1966. *Levantamiento geológico a escala 1:100.000 zona Quili Malal Lonco Vaca. Río Negro y Neuquén, Inf. ined. Y.P.F.*

- 1972. *Ubicación estratigráfica, descripción y correlación de la Formación Michihuaio, Prov. de Río Negro Rep. Argentina*, Rev. Asoc. Geol. Arg. XXVII, nº 4.
- Stipanovic, P. N., Rodrigo, F.; Baulies, O. y Martínez, C., 1968. *Las formaciones pre-senonianas en el denominado Macizo Nord-patagónico y regiones adyacentes*. Rev. Asoc. Geol. XXVII, nº 2.
- Wichmann, R., 1934. *Contribución al conocimiento de los territorios del Neuquén y Río Negro*. Bol. 39. Dir. Minas y Geol. Bs. As.
- Wilson, I. J., 1948. *Buried topography, initial structures and sedimentation in Santa Rosalia area, Baja California, México*. Bull. A.A.P.G. vol. 32, nº 9, pág. 1762-1807. Tulsa U.S.A.
- Wichmann, R., 1934. *Contribución al conoci-*

Recibido el 18 de marzo de 1974.

CARACTERISTICAS GEOLOGICAS GENERALES DEL TERRITORIO BRASILEÑO EN LA FAJA ADYACENTE AL CURSO MEDIO DEL RIO URUGUAY

Por CARLOS A. GENTILI, HECTOR L. ROSENMAN Y ANTONIO M. LOURENÇO

RESUMEN

Se reconocen a la altura del curso medio del río Uruguay, en territorio del Brasil, basaltos de edad cretácica y formaciones sedimentarias cenozoicas semejantes a las existentes en territorio argentino: formaciones Serra Geral, Ituzaingo, Pampeana, Misiones y Aluviones modernos.

ABSTRACT

In the middle course of the Rio Uruguay in Brazilian territory basalts of Cretacic age and sedimentary formations of Cenozoic age similar to those identified in Argentinian territory: Serra Geral, Ituzaingo, Pampeana and Misiones Formations and Modern Alluvion.

GENERALIDADES

El área abarcada se extiende desde la localidad de Garruchos, al norte, hasta el río Cuareim, con un ancho aproximado de 20 km.

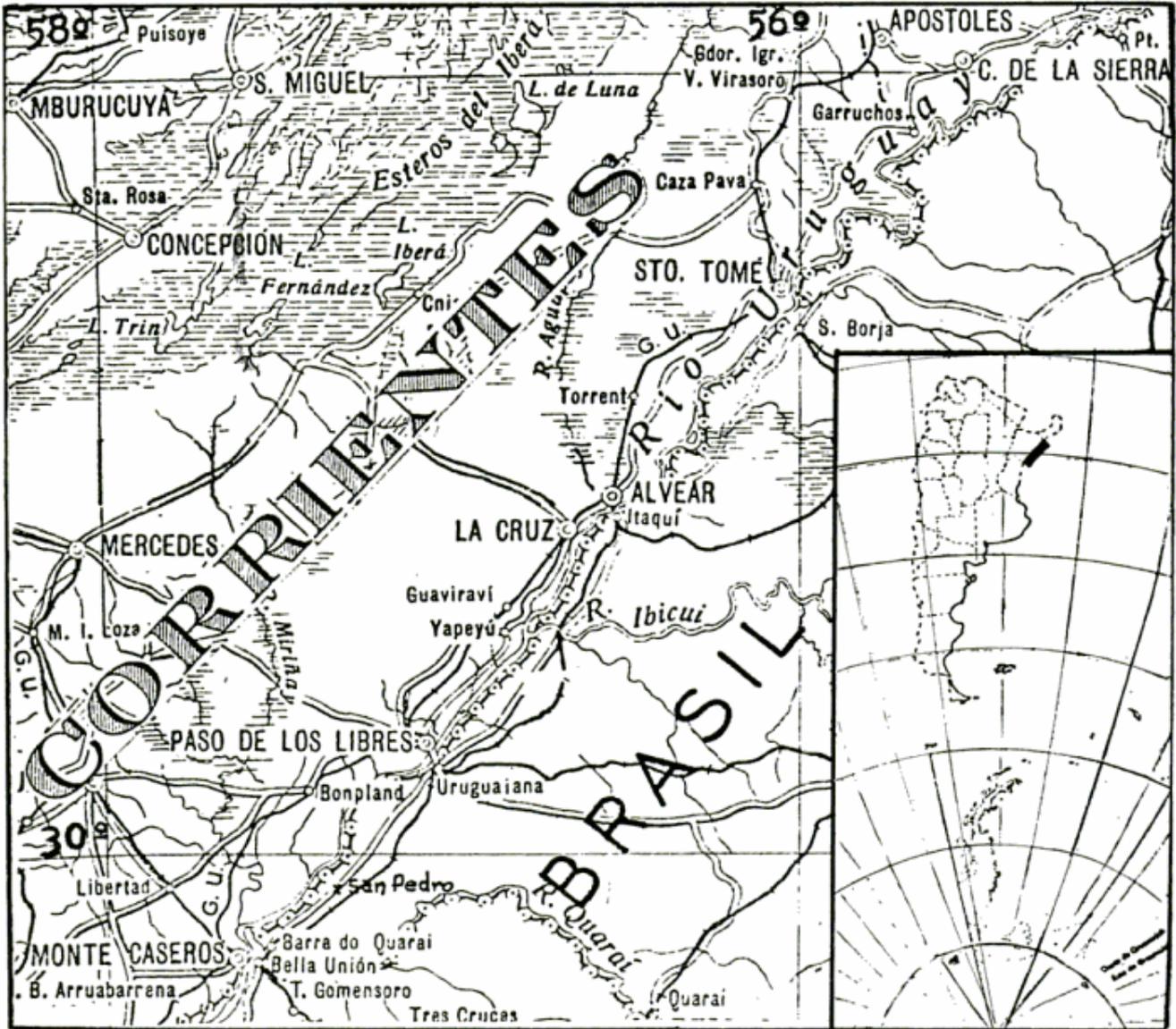
No existe información geológica detallada, y sólo se dispone de un mapa de carácter general del territorio brasileño, a escala muy pequeña, del que se desprende únicamente la existencia de rocas basálticas.

Existe en cambio información detallada del territorio argentino adyacente, ya que el Comando de Ingenieros del Ejército tiene relevado a escala 1:100.000 el sector comprendido entre Concordia (Entre Ríos) y Apóstoles (Misiones), que se utilizó como base para la confección de la Carta Geológica Militar.

CARACTERISTICAS GEOMORFOLOGICAS

Desde el punto de vista geomorfológico, la región reconocida constituye el flanco izquierdo del valle del río Uruguay, cuyo tercio superior tiene un relieve de suaves lomadas, separadas por valles pandos, ocupados por cursos de carácter permanente e intermitente.

La zona adyacente al río Uruguay, está marginada por la terraza inferior que acompaña al río en forma casi permanente —se interrumpe solamente en las áreas con afloramientos de rocas de la Formación Serra Geral— con un relieve de suave pendiente ascendente que sólo se quiebra cuando existen niveles aterrazados más antiguos. La terraza inferior, está labrada frecuentemente en las arcillas arenosas de la Formación



Mapa de ubicación relativa

Pampeana, predominando en su constitución suelos areno-arcillosos, de coloración oscura, que pueden apreciarse con toda nitidez en la escarpa adyacente al río, en cuyo borde superior se insinúa un pequeño albardón, que sirve de asiento al monte marginal.

Se trata de un relieve maduro, con evidencias de rejuvenecimiento en algunos colectores secundarios, y con secto-

res en estado de juventud avanzada correspondientes a afloramientos de basalto en el cauce del río Uruguay.

ESTRATIGRAFIA

La geología regional dentro del área investigada responde al siguiente cuadro estratigráfico:

Edad Geológica	Formación	Litología
Actual Holoceno	Aluviones modernos	Rodados, gravas, arenas, limos y arcillas. Rodados y gravas en una matriz areno-arcillosa, limos pardo oscuros.
Holoceno	Misiones	Arenas, arcillas ferruginosas y concreciones lateríticas (Tacurú).
Pleistoceno	Pampeano	Arcillitas arenosas de tonalidades claras con pisolitas ricas en óxido de hierro y manganeso.
Plioceno	Ituzaingó	Areniscas muy friables con capas laterificadas y troncos silicificados.
Cretácico	Serra Geral	Basaltos con geodas y filones de minerales silíceos, areniscas cuarcíticas y areniscas silíceas.

FORMACIÓN SERRA GERAL

El fracturamiento del basamento cristalino y de las sedimentitas que lo cubren, posibilitó durante el Jurásico superior y el Cretácico inferior, que grandes masas de lava de composición basáltica ascendiesen interstratificándose con sedimentitas arenosas, que fueron afectadas por acción del calor que emanaba de dicha lava.

Padula y Mingramm (1968) denominan a estas sedimentitas Formación Tacuarembó, reservándose el nombre de Formación Serra Geral para el complejo de rocas efusivas.

La litología de los basaltos es bastante monótona; predominan los alveolares de tonalidad verdosa, y los macizos de tonos oscuros mucho más compactos. Se puede observar geodas y filones de minerales silíceos (ópalo, cuarzo, calcedonia, etc.) que rellenan las diaclasas y alveolos del basalto.

El basalto que aflora en las inmediaciones del puerto de La Hacienda San Pedro es de color pardo oscuro, amig-

daloide. Bajo la lámpara ultravioleta, de menor longitud de onda, las amígdalas rellenas por calcita pulverulenta tienen fluorescencia verde, mientras las amígdalas rellenas por cristales de calcita presentan fluorescencia azulada. Otras amígdalas están rellenas por minerales silíceos (cuarzo, ópalo, etc.). Al microscopio, se observa que se trata de un agregado fino de tablillas de plagioclasa, clinopiroxeno y un mineral opaco de hierro, con rellenos intersticiales de cuarzo, calcedonia, ópalo y calcita.

Se han observado, además, basaltos en Garruchos, Itatí, Uruguayana sobre la carretera que une esta última ciudad con Cuareim, y en las inmediaciones de la ciudad de Bella Unión (República del Uruguay), algunos kilómetros hacia el sur de la frontera con Brasil. (Fuera del área de las presentes observaciones). El estado de conservación varía entre roca completamente sana y una arcilla producto de la edafización del basalto.

En la costa del río Uruguay y a la altura de Garruchos el basalto es bien compacto y muy poco diaclasado, con



Fig. 1. — Muestra de basalto obtenida en San Pedro, a 200 metros del puerto La Hacienda

algunos afloramientos de basaltos alveolares con filones capas y diques de basalto compacto de coloración oscura, de mayor resistencia a la degradación.

Pocos kilómetros al norte de la ciudad de Uruguayana se explota un basalto compacto de excelentes características geotécnicas.

La edad de estos basaltos, según dataciones radimétricas, es de 115 m.a. a 125 m.a.; es decir serían del Cretácico medio.

Las areniscas ricas en cuarzo de color

rojizo, muy resistentes, no muestran alteraciones y se las pudo observar en las inmediaciones de Santa Ana, donde aparecen interestratificadas con el basalto, en capas de variado tamaño que oscila entre pocos cm y unos 30 cm.

Sobre la ruta que une Uruguayana y Cuareim se observa un afloramiento de gran magnitud de arenisca que sobresale como un elemento positivo en el relieve (fig. N° 2). Si bien su altura no sobrepasa los 5 metros, su mayor resistencia, en un relieve maduro cu-



Fig. 2. — Afloramiento de arenisca, sobre la ruta que une Uruguayana y Cuareim

bierto por suelos la hace resaltar en el paisaje.

En este afloramiento, no se observan sus relaciones con el basalto, pero su elevada consistencia se supone producto del metamorfismo de contacto provocado por los derrames de lavas basálticas.

Estas areniscas corresponderían a períodos de acumulación eólica en un ambiente desértico, que tendrían lugar entre los sucesivos periodos volcánicos.

En el estado de Santa Catalina, en el Brasil, se han constatado hasta 15 coladas superpuestas, algunas de ellas interstratificadas con rocas sedimentarias.

FORMACIÓN ITUZAINGÓ

Constituye la formación de menor desarrollo areal en la zona investigada, ya que se ha localizado un solo afloramiento ubicado a 10 km al norte de la estancia San Pedro (al norte de la ciudad Cuareim).

Se trata de areniscas friables de coloración gris clara y de predominante composición cuarzosa con una incipiente estratificación manifestada a través de finas capas más compactas, impregnadas por óxidos de hierro.

En el afloramiento observado, estos sedimentos contienen abundantes restos de madera silicificada, entre los cuales se destaca un tronco de 6 metros de longitud y 60 cm de ancho.

La asignación de estos materiales a la Formación Ituzaingó, de edad pliocena, se basa en su similitud con los existentes en territorio Argentino (zona de Concordia), cuyos materiales fósiles son similares.

FORMACIÓN PAMPEANA

Las rocas de esta formación cubren la mayor extensión de la zona estudiada, dando origen a la mayor parte de los suelos existentes desde la ciudad de Sao Borja hacia el sur.

Se sobreponen discordantemente a las rocas de la Formación Serra Geral.

Es probable que la actividad erosiva haya desmantelado las rocas de la interpuesta Formación Ituzaingó, ya que sólo se ha localizado un remanente de los sedimentos pliocenos al norte de la estancia San Pedro.

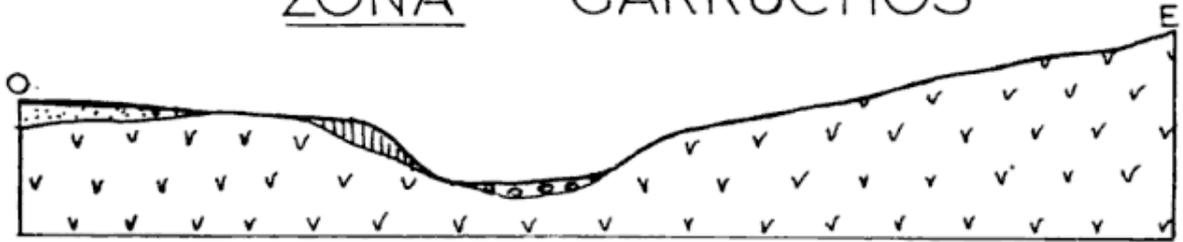
Nuestras investigaciones en territorio argentino muestran que la Formación Pampeana incluye además de la Formación Yupoi, de Herbst (1969), un miembro superior que denominamos Ju-



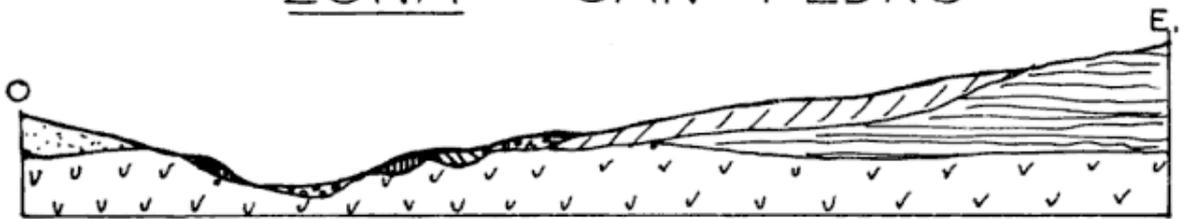
Fig. 3. — Foto obtenida entre Sao Borja e Itaqui. Se trata de sedimentos arcillo arenosos de la Formación Pampeana

PERFILES ESQUEMATICOS

ZONA GARRUCHOS



ZONA SAN PEDRO

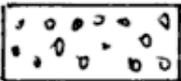


R E F E R E N C I A S

ALUVIONES MODERNOS

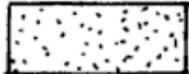


LIMOS



RODADOS SUELTOS
O ATERRAZADOS

FORM. MISIONES



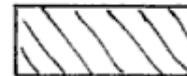
ARENAS ARCILLOSAS
FERRUGINOSAS

FORM. PAMPEANA



ARCILLA
ARENOSA

FORM. ITUZAINGO

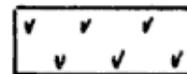


ARENISCAS
FRIABLES

FORM. SERRA GERAL



ARENISCAS
SILICEAS



BASALTOS



Fig. 4. — Arenas-arcillosas de color rojo pertenecientes a la Formación Misiones.
Foto obtenida sobre la ruta que une Uruguayana con Cuareim

bileo —de carácter limoso-arcilloso— que predomina en la provincia de Entre Ríos. Dentro de la zona estudiada sólo existen sedimentos arcilloso-arenosos de tonalidad parda, con pisolitas ricas en óxido de hierro y manganeso, que corresponden a la Formación Yupoi, de Herbst (ob. cit) (parte basal de nuestra Formación Pampeana).

La edad pleistocena se basa en analogías litológicas con el Pampeano de la provincia de Buenos Aires, y en los hallazgos de mamíferos exhumados en Villaguay y Villa San Gustavo, provincia de Entre Ríos (Gracia R., 1952).

FORMACIÓN MISIONES

Los afloramientos más representativos están en las proximidades de la ruta que une Uruguayana con Cuareim.

Se trata de una sucesión areno-arcillosa, de intensa coloración roja; en su tercio inferior aparecen concreciones lenticulares muy irregulares, cementadas por óxido de hierro de origen laterítico, que incluyen clastos angulosos de sílice en sus variedades más comunes, disponiéndose discordantemente sobre las rocas de las formaciones Pampeana

y Serra Geral; normalmente coronan las lomadas.

El material que compone esta formación debe su origen fundamentalmente a la meteorización de los basaltos en un clima sub-tropical, tal cual está ocurriendo en la actualidad.

La edad de esta formación es holocena, dada su posición estratigráfica, por encima de rocas pleistocenas (Formación Pampeana) y por debajo del aluvión actual, posición similar al Samboronense y Querandiense del sur de la provincia de Entre Ríos.

ALUVIONES MODERNOS

Se incluye en esta denominación los típicos limos arcillo-arenosos oscuros, que, en territorio Argentino, coronan la terraza inferior del río Uruguay; el material clástico mediano y grueso que ocupa el cauce de los principales colectores, remanentes de terrazas antiguas —constituidos por rodados silíceos en una matriz areno-limosa— profundamente disectados por la meteorización; y limos bien constituidos de color pardo oscuro, aflorantes esporádicamente en la costa del río Uruguay y parcialmente

cubiertos por los limos arcillo-arenosos de tono oscuro.

TECTÓNICA

En la zona estudiada no se ha comprobado una tectónica de fractura, sólo existen planos de discontinuidad en las rocas de la Formación Serra Geral. Se trata de diaclasas abiertas y cerradas; las primeras, en algunos casos, están rellenas con materiales silíceos.

Lo expresado no descarta la existencia de una importante tectónica de fractura ocurrida con anterioridad a los derrames de lava (Jurásico superior-Cretácico medio).

En la zona, el episodio diastrófico más importante, se ha manifestado a través de suaves movimientos de carácter epirogénico, que provocaron la deposición transgresiva de la roca de edad pliocena sobre las vulcanitas de Serra

Geral y de los sedimentos Pampeanos sobre rocas de las dos formaciones antes mencionadas. A partir del Holoceno, los movimientos epirogénicos dieron lugar a la formación de por lo menos tres niveles aterrazados y a una reactivación en los valles de algunos cursos de agua superficiales.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Gracia, R., 1952. *Informe Hoja Hernandarias*. Informe inédito del Comando de Ingenieros del Ejército, Buenos Aires.
- Herbst, R., 1969. *Nota sobre la estratigrafía de Corrientes, Argentina*. Resumen IVas. *Jorn. Geol. Arg.* (Mendoza).
- Padula, E. y Mingramm, C. A., 1968. *Estratigrafía, distribución y cuadro geotectónico sedimentario del "Triásico" en el subsuelo de la llanura Chaco-Santafesina*. Actas IIIas. *Jorn. Geol. Arg.* T. I: 291-331.

Recibido el 14 de marzo de 1974.

POSICION ESTRATIGRAFICA DEL "FAMATINENSE" Y SUS CORRELACIONES

POR GERARDO PARKER

RESUMEN

En este trabajo se dan a conocer argumentos geológicos que permiten definir un piso estructural ubicado entre el Terciario inferior y el Triásico superior en las áreas: Angulos-Tinogasta, faldeo oriental del bolsón de Pagancillo y Alto Río Guandacol.

Para ello se establecen correlaciones, mediante los criterios de identidad litológica y estratigráfica entre las Formaciones Las Tamberías (Turner, 1958), del Crestón (Turner, 1960), del Aspero, tobas y brechas (Furque, 1963), Grupo del Cerro Overo (nombre propuesto) y Formación Lagarcito (Flores, 1969).

Finalmente, se dan los lineamientos muy generalizados de una cuenca jurásico-cretácica, desarrollada en el ambiente actual de bolsones, ubicado entre la Precordillera y las Sierras Pampeanas.

ABSTRACT

Geological arguments are given, herein, that allow the definition of a structural stage located between the Lower Tertiary and the Upper Triassic in the areas of: Angulos-Tinogasta, eastern slope of Bolsón de Pagancillo and Alto Río Guandacol.

Correlations are established, through lithologic and stratigraphic identity criteria, between Formations Las Tamberías (Turner 1958), del Crestón (Turner 1960), del Aspero, tuffs and breccias (Furque 1963), Cerro Overo Group (proposed name) and Lagarcito Formation (Flores 1969).

Finally, a general outline is given of a Jurassic-Cretaceous basin, developed in the present bolson environment located between the Precordillera and Sierras Pampeanas.

INTRODUCCION

El objetivo fundamental de este trabajo es contribuir con nuevas observaciones acerca del "Famatinense" que permitirán ubicarlo estratigráficamente en forma más precisa, en base a argumentos geológicos surgidos del levantamiento regular de perfiles, observaciones propias sobre el terreno y el valioso aporte de investigaciones que directamente trataron el tema.

Para ello se empezará por definir lo más precisamente posible sus relaciones de yacencia y características litológicas

en el área donde fueran originalmente descriptas.

Se individualizará en otras dos áreas geográficamente separadas entre sí, a formaciones perfectamente correlacionables con aquéllas, haciendo uso de los criterios de identidad litológica y estratigráfica, factibles de seguir en el terreno.

Por último, haciendo uso de argumentos puramente geológicos, relacionados con las tres áreas estudiadas, se las ubicará cronológicamente en entre dos planos temporales, máximo y mínimo, durante el transcurso parcial de los cua-

les fueron depositados, juntamente con sus implicancias de índole regional.

AREA ANGULOS-TINOGASTA

Bodenbender (1922) define precisamente en esta región sus estratos "Famatinaense" como integrado por "conglomerados y areniscas porfiríticos o andesíticos con esquistos, margas y calizas en su base" de los cuales Turner (1960) segregó los niveles lutítico-margosos para incorporarlos a su Formación de la Cuesta, asignándoles la denominación de Formación del Crestón a los conglomerados areniscas y tobas de color morado.

En aquella oportunidad Bodenbender (1922) hace mención de la fractura Famatina-Tinogasta cuya traza está parcialmente definida por Turner (1964), quien a su vez indica otra al este de las Cumbres del Chaschuil, entre las cuales quedan delimitados los afloramientos de la Formación del Crestón.

Esta faja de afloramientos puede ser vista y seguida hasta la latitud de Tinogasta, permaneciendo siempre limitada por ambas fracturas inversas principales, entre las cuales se desarrolla un sinclinal apretado y volcado al este.

La fractura occidental continúa al norte bordeando por el este a las Cumbres del Chaschuil, puesto El Quemado, El Chuscho, cerro Negro de Rodríguez (quebrada la Totorita), lugar este último desde donde comienza a curvarse al oeste. La oriental corre paralelamente a aquélla en la parte sur, para diverger hacia el este en su tramo norte desde donde, a partir del meridiano $28^{\circ} 5'$, se pierde el carácter de sinclinal apretado, definido juntamente con la fractura occidental, dejando paso a otro más suave de eje buzante al norte, que permitió la acumulación en su seno de sedimentos tobáceos del Terciario superior (Aracaunense) = Formación Guanchín (Turner, 1967), dentro del cual y paralelamente a su rumbo corre el río de

Las Tunas en su recorrido medio a superior.

En el flanco oriental de este sinclinal, que podemos definir como una escarpa de cuesta, fueron levantados tres perfiles detallados, ubicados en los cortes naturales (ver plano de ubicación, fig. 1) de los ríos Cachiyuyo-Durazno, al oeste de Angulos (1); río Colorado-Cumbres Coloradas (2) al oeste de la localidad de Río Colorado, ambos en la provincia de La Rioja, y en Catamarca al oeste de la localidad El Puesto (3) ubicada al NW de Tinogasta, el perfil de Carrizalillo-río de Las Tamberías. Además se llevaron a cabo reconocimientos en los ríos Santa Cruz y Potrerillos, en donde se pudo comprobar la continuidad de la mencionada falla oriental mediante la cual aflora la Formación Patquia por debajo de la Formación del Crestón y cabalgando sobre sedimentos tobáceos y mantos efusivos referibles al Calchaquense superior, desde donde y hacia el norte paulatinamente pierde rechazo.

En los perfiles del río Colorado y Cachiyuyo se atravesó también el flanco occidental del sinclinal arriba mencionado y sus fallas limitantes. Mientras que en los alrededores del Carrizalillo, la falla occidental fue reconocida en la quebrada la Totorita, afluente occidental del río de Las Tunas, en donde aflora el miembro margoso de la Formación Patquia con filones capas de traquitas, superpuestos tectónicamente a la Formación Guanchín.

En la figura 1 se grafican las columnas litológicas correspondientes a los mencionados perfiles y se indican las correlaciones posibles de efectuar entre las unidades lito-estratigráficas que por sus características lo permiten.

Por ser éste un trabajo de síntesis estratigráfica, no se darán las descripciones detalladas para cada una de las columnas litológicas, sino que una descripción generalizada de las distintas formaciones expuestas, así como variaciones y tendencias litológicas entre las

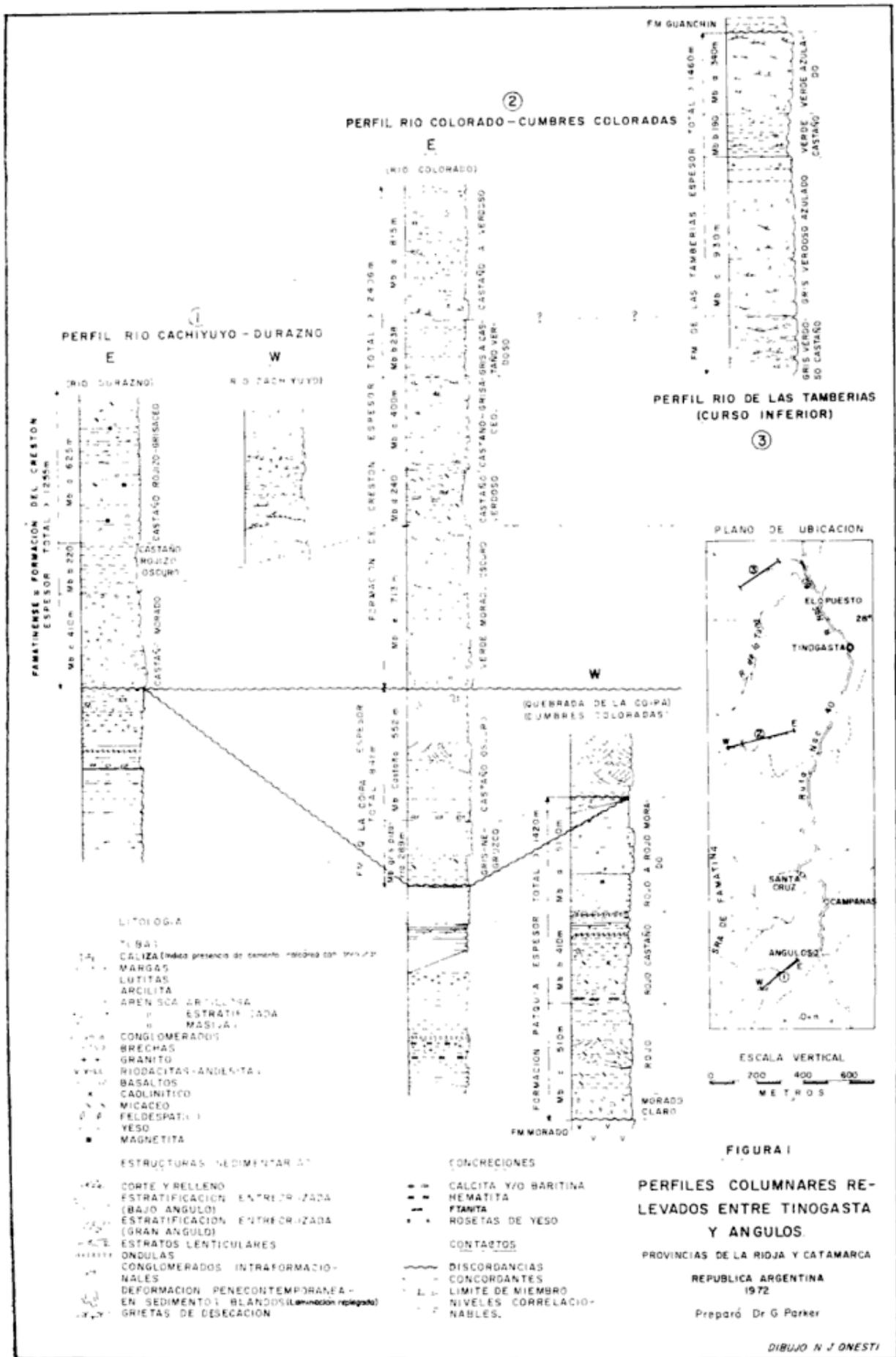


Figura 1

unidades que se consideran correlacionables.

FORMACIÓN PATQUIA

Siguiendo a A. J. Cuerda (1965) se adopta la nomenclatura de Frenguelli, 1946, equivalente al Piso II de los Estratos de Paganzo de Bodenbender (1911-1922) y a la Formación de la Cuesta (Turner, 1960).

Un perfil completo aunque reducido de esta formación está expuesto en los alrededores de la quebrada La Coipa, aguas arriba del río Colorado, cuya descripción de abajo hacia arriba es la siguiente (fig. 1, perfil 2-W) :

- Mb. a) 510 m Areniscas líticas rojas y rojo moradas, en la base son de grano fino muy compactas, estratificación paralela en bancos finos con laminación diagonal. Contiene abundante magnetita y presenta huecos subsféricos por erosión diferencial. En el faldeo occidental de las Cumbres Coloradas contiene filones capas basálticos (Robbiano, com. verb.). Hacia arriba pasan a areniscas rojas, parcialmente conglomerádicas, limpias y de estratificación diagonal.
- Mb. b) 410 m Arcilitas y limolitas rojo castaño a moradas, estratificación paralela a irregular, interestratificadas con areniscas rojas de grano fino. Intercalaciones laminadas de arcilitas micáceas y margosas ocreas y moradas. Se observan capas contorsionadas por deformación de sedimentos blandos contemporáneos a la sedimentación, óndulas cuyas crestas mantienen un rumbo predominante 210°, grietas de desecación y hacia la base niveles arenotobáceos.
- Mb. c) 510 m Areniscas rojas, grano fino parcialmente conglomerádicas, estratificación paralela en bancos macizos finos y gruesos, estratificación entrecruzada de gran ángulo y finas intercalaciones de areniscas limosas y micáceas. Hacia el techo se observan concreciones de pedernal oscuro con estructuras concéntricas. En la base se pasa a limolitas rojo

fuerte de estratificación paralela, micáceas, que pasan a areniscas arcóscicas pardo rojizas, a morado claras, parcialmente conglomerádicas, con clastos redondeados a angulosos de riodacitas cuyos diámetros varían entre 1 y 40 cm. Estas areniscas arcóscicas y conglomerádicas rellenan un relieve labrado en riodacitas, alcanzando en partes los 300 m de espesor y se los considera equivalentes a los conglomerados de Vilgo y Sañogasta (Fidalgo, 1968, en de Alba, 1972) y posiblemente equivalente también al Miembro superior de la Formación Lagares (Azcu y Morelli, 1970).

El perfil descripto, salvo los espesores, coincide en líneas generales con la descripción que Turner (1960) diera a conocer para la Formación de la Cuesta.

En el río Colorado inferior se individualizó una secuencia estratigráfica que por sus relaciones de yacencia y características litológicas propias, se la consideró como unidad roca independiente, para la cual se propone la denominación de Formación Quebrada La Coipa, evitándose la sinonimia Formación Río Colorado, usada originalmente por el autor, basada en el nombre geográfico del área tipo. Bajo la denominación de Formación Río Colorado, Cazau y Uliana, en el Congreso Geológico Argentino, 1972, individualizaron una secuencia litológica del Cretácico superior en la provincia de Neuquén.

FORMACIÓN QUEBRADA LA COIPA

La sección tipo aflora en la desembocadura del río Colorado en donde está superpuesta, mediante relación de discordancia paralela, a la Formación Patquia y en iguales condiciones soporta a la Formación del Crestón (Turner, 1964), también aflora en los ríos de La Cruz y Potrerillos.

La descripción de perfiles de arriba hacia abajo y su columna litológica se muestra en figura 1, perfil 2-E:

Mb. a) Castaño
552 m Areniscas castañas a moradas, oscuras, semiblandas a friables, clastos revestidos por patina oscura. En la base contiene conglomerados intraformacionales formados por clastos de arcilitas negruzcas y huecos elongados según estratificación y finas intercalaciones de limos castaños. En la sección media la estratificación es potente y entrecruzada.

Mb. b) Gris pizarra
140 m Limos de color morado oscuro a gris pizarra, micáceos (muscovita) estratificación paralela en unidades de 10-20 cm, con intercalaciones finas de 1-2 m de areniscas limosas castañas. Las superficies son muy brillantes cuando están expuestas al sol, haciéndolas características.

149 m Areniscas limosas negras a gris pizarra, duras, grano fino (clastos negros aparentemente basálticos) micáceas. Estratificación paralela en bancos macizos de 1 m. Hacia arriba las unidades de estratificación son más gruesas y de estratificación entrecruzada.

Como se desprende de la figura 1, esta unidad lito-estratigráfica se superpone mediante relación de discordancia paralela sobre la Formación Patquía, poniéndose de manifiesto por el truncamiento de los 300 m superiores del miembro *a*, formado por las areniscas rojas parcialmente conglomerádicas y estratificación diagonal, observado entre los perfiles levantados en río Durazno —Cachiyuyo y la quebrada de La Coipa— río Colorado, distantes estos últimos 9 km en sentido EW, como así también la falta del miembro gris pizarra de la Formación Quebrada La Coipa en el perfil 2 W. El truncamiento antes señalado surge al comparar las diferencias de espesores existentes por encima del miembro *b* de la Formación Parquía, en especial a partir de las secciones litíticas con grietas de desecación ubicadas por encima de las secciones margosas.

Las características litológicas y sus relaciones estratigráficas coinciden con las del Piso III de los Estratos de Paganzo de Bodenbender (1911-22) equivalentes a la Formación Amaná de Azcuay y Morelli (1970) y a la Formación del Aspero facies sedimentaria de Furque (1963), etc., con quien se las correlaciona.

Al SW de las Cumbres Coloradas, más precisamente en las cabeceras de la quebrada del Molle (Cumbres Coloradas), Robbiano (1967) ha levantado un perfil en que las secciones equivalentes a la Formación Río Colorado tienen más de 320 m de espesor y yacen discordantemente sobre basaltos, superpuestos a areniscas conglomerádicas rojo moradas, pertenecientes a la Formación Patquía.

FORMACIÓN DEL CRESTÓN - Turner, 1960.

Aflora en el bajo río Cachiyuyo y alto río Durazno desde donde se extiende al norte y al sur con rumbo aproximado NNE. Se superpone mediante relación discordante y transgresiva a la Formación Río Colorado y Formación Patquía. De arriba hacia abajo se distingue, en el perfil ríos Cachiyuyo-Durazno, tres miembros (figura 1 - perfil 1-E).

Mb. a) 625 m Areniscas conglomerádicas castaño rojizas a grisáceas, líticas muy arcillosas, en bancos de 3 a 10 m separados por arcilitas limosas castañas de 2 m, en sucesiones alternantes y paralelas. Hacia el techo la estratificación se resuelve en unidades más finas. Contiene camadas conglomerádicas con clastos predominantemente de andesitas grises, areniscas castaño morado oscuro, areniscas rojas y granitos englobados en matriz areniscosa lítica muy arcillosa. Se alteran en superficies blandas pulverulentas con huecos producto de erosión diferencial. Contiene láminas de magnetita y limolitas micáceas.

Mb. b) 220 m Limolitas castaño rojizas semiblandas, estratificación paralela, con intercalaciones de areniscas finas y compactas, color castaño

oscuro y niveles lenticulares de yeso.
 Mb. c) 410 m Conglomerado polimíctico castaño morado, clastos redondeados de: (en orden de frecuencia decreciente) andesitas gris moradas, pegmatitas, cuarzo, areniscas rojas de la Formación Patquía y basaltos; sus diámetros mayores oscilan en los 10 cm. Presenta intercalaciones de areniscas conglomerádicas gruesas, gris castaño, con clastos de andesitas. Hacia abajo los clastos son más gruesos y la estratificación maciza.

El perfil descripto corresponde al flanco oriental del sinclinal que forma el Filo Calado del Crestón, en donde la Formación del Crestón se apoya en la Formación Patquía unos 5 km aguas abajo del puesto Las Juntas.

Ocho km al este de ese lugar, bajando por el río Durazno, se observa otra fractura que nuevamente expone el contacto anterior, pero esta vez la Formación del Crestón está representada por 60-70 m de aglomerados porfírico-andesíticos y algunos clastos de areniscas rojas (no indicados en la figura 1), gris morados, macizos con intercalaciones lenticulares de tobas muy duras cristalinas en partes, de color verdoso pálido, junto con otras más blandas de color blanco. En partes se observan camadas de conglomerados andesíticos. Este nivel de conglomerados andesíticos aparece nuevamente río abajo en contacto tectónico con el Araucanense o Formación Río Durazno (Turner, 1955).

Al comparar los afloramientos del ala occidental del sinclinal que forma el Filo Calado del Crestón, con los orientales levantados en los ríos Cachiuyuyo y Durazno, graficados en la figura 1, se observa que de W a E hay divergencia estratigráfica y disminución en el diámetro de clastos, lo que hace suponer cierto carácter transgresivo de la Formación del Crestón sobre un viejo relieve positivo ubicado al oeste y de allí la ubicación de los conglomerados andesíticos por debajo de la secuencia

descripta en el perfil y su falta en los perfiles ubicados más al oeste, es decir que constituye un traslapo.

La escarpada de cuesta que forma el ala oriental del sinclinal, conformado en estratos pertenecientes a la Formación del Crestón en su trayectoria septentrional, se mantiene con características estructurales y estratigráficas semejantes, salvo algunos cambios en las características litológicas que fueron resumidos en el perfil río Colorado-Cumbres Coloradas que a continuación se describe y que sintetizan en sus rasgos más típicos a los perfiles expuestos en los ríos de las Campanas y Santa Cruz.

FORMACIÓN DEL CRESTÓN.

Descripción de arriba hacia abajo, fig. 1, perfil 2-E.

- Mb. a) + 815 m Areniscas feldespáticas castañas, con superficies de alteración gris verdosas o rosadas. Contienen lentes conglomerádicos de grano medio a gruesos con clastos de andesitas verdes y moradas, rocas graníticas, riolacitas oscuras y metacuarcitas verdosas, formando estructuras de corte y relleno. Intercalaciones de arcilitas castaño rojizo, areniscas castaño verdosas, líticas, en bancos macizos. Hacia arriba aumenta el diámetro de los clastos y la fracción granítica-riolacítica. Se observa imbricación de los clastos, que indican flujo al este y predominan las areniscas arcillosas, sucias y entrecruzadas de color castaño negrozco.
- Mb. b) 238 m Areniscas líticas grises a castaño verdosas intercaladas con limolitas y lutitas castañas.
- Mb. c) 400 m Areniscas líticas micáceas, castaño grisáceas, conglomerádicas, con estructuras de corte y relleno hacia el techo.
- Mb. d) 240 m Areniscas castaño verdosas, limos arenosos y lutitas castañas, estratificación paralela, parcialmente micáceas, finas intercalaciones de yeso y conglomerados intraformacionales.
- Mb. e) 713 m Conglomerados verde morado, oscuros, muy compactos, bre-

chosos y mal seleccionados, macizos, clastos de hasta 50 cm de diámetro de andesitas verde-moradas y basaltos. Matriz arenosa verde grisácea, andesítica. Hacia arriba la estratificación es más evidente, hay estructura de corte y relleno y finas y esporádicas intercalaciones de limos arenosos castaños muy oscuros.

En la figura 1 puede observarse la estrecha correlación existente, a pesar de la distancia, entre el perfil de los ríos Cachiyuyo y Colorado, como así también el desarrollo de términos superiores, ausentes hacia el sur. De su comparación se extraen las siguientes afirmaciones relacionadas con la Formación del Crestón:

1) Divergencia estratigráfica hacia el este y norte, entre los ríos Cachiyuyo y Durazno y entre éstos y el río Colorado, respectivamente.

2) La divergencia al este, observada en río Cachiyuyo y río Durazno, está acompañada por mayor redondeamiento y menor diámetro de los clastos que forman los niveles conglomerádicos.

3) Cambio de coloración hacia el norte, de castaño oscuro y morado que pasa a morado verdoso y gris verdoso.

4) En los niveles más altos de la columna estratigráfica se observa mayor variedad de componentes líticos en los conglomerados. De un casi total predominio en andesitas moradas-verdosas y grises en la base, pasa a igualar su participación en el techo con granitos, riocacitas, cuarcitas verdes del Ordovícico, areniscas rojas de la Formación Patquía y castaños de la Formación Río Colorado.

El tercero de los perfiles realizados fue levantado en el curso medio inferior del río de Las Tamberías, en donde se describió al miembro superior de la Formación Tamberías de Turner (1967), quien le asigna un espesor de 300 m, que seguramente deben corresponder a los 340 m superiores de la co-

lumna 3 graficada en lámina 1, cuya descripción completa y generalizada es la siguiente:

FORMACIÓN TAMBERÍAS (Turner, 1958).

Mb. a) 340 m Conglomerados verde azulado, clastos de: andesitas verde grisáceas, anfibolitas, riocacitas, basaltos y areniscas rojas de la Formación Patquía, diámetro medio 5 cm, forman estructuras de corte y relleno en una masa arenosa verde grisácea andesítica. Estratificada en bancos potentes y macizos alternantes con arcilitas pardo castaño oscuro.

Mb. b) 190 m Areniscas y conglomerados idem anterior, aumento sensible en intercalaciones de arcilitas castañas oscuras en unidades de estratificación más finas que en Mb. a).

Mb. c) 930 m Areniscas y conglomerados polimícticos gris verdoso-azulados, estratificación entrecruzada y estructuras de corte y relleno. Finas y esporádicas intercalaciones de arcilitas castañas. Hacia abajo termina cortado por fractura y superpuesta a la Formación Carrizalillo.

El espesor aflorante en el río de Las Tamberías es de 1.460 m con características litológicas prácticamente uniformes, es decir casi la mitad del espesor total que Turner asigna a su Formación Tamberías en todo el área de la Hoja 13 b, Chaschuil, que es de 2.800 metros.

La sección arriba descripta, por su dureza origina un relieve en forma de "cuesta" que con rumbo SSW alcanza la latitud del río Colorado, donde forma el ala oriental del sinclinal antes esbozado y que por la situación estructural de su eje buzante al norte y la traza diagonal de la fractura que lo limita al este, con relación al buzamiento regional de las formaciones que integran dicha cuesta, no existen dudas de que hacia el norte debemos encontrarnos con niveles sucesivamente más jóvenes.

Resulta evidente, por lo tanto, que las secciones descriptas están parcialmente

por encima de aquellas del río Colorado y tal vez representen a los miembros 4, 5 y 6 de la Formación Tamberías, mientras que sus miembros inferiores tendrían sus representantes en las secciones castañas típicas de la Formación del Crestón. Se integra de esta manera una columna litológica representativa para el ala oriental del sinclinal, que da origen a la cuesta y que sin solución de continuidad se extiende desde las latitudes de Angulos hasta Tinogasta, obteniéndose 2.800 m de espesor que resultan de sumar las columnas 2-E y 3 de la figura 1, cuyo términos basales serían de color castaño y progresivamente pasan a verdoso hacia arriba, siempre con predominio andesítico, que en líneas generales muestra identidad litológicas con la Formación Tamberías de Turner. Nótese que Turner (1967, pág. 41-42) reconoce "cierta semejanza" entre los niveles basales de la Formación Tamberías con los de la Formación del Crestón.

Por falta de cortes naturales accesibles entre el río de Las Tamberías y Las Higueritas, no se pudo verificar con más detalle que la observación panorámica desde las elevaciones del puesto El Chuscho, en el mismo filo de la cuesta, desde donde puede verse que continúa sin interrupción hacia el norte, y su comprobación luego, a lo largo del río de Las Tunas, que corre a lo largo de un bolsón que comunica con el Carrizalillo flanqueado al E por la cuesta.

Mediante el levantamiento de los perfiles descriptos y las observaciones complementarias hechas en el terreno a lo largo de la escarpa producto de la fractura "Famatina-Tinogasta", se está en condiciones de puntualizar los siguientes hechos:

1) Los afloramientos de la Formación Tamberías expuestos al E del Carrizalillo, en el río de Las Tamberías, corresponde a los niveles altos de la Formación del Crestón, expuestos a lo largo de afloramientos continuos.

2) Por extensión de 1), y de acuerdo con las observaciones de Turner, que los afloramientos expuestos aguas abajo del Carrizalillo corresponde al miembro superior de la Formación Tamberías, ésta es equivalente en un todo con la Formación del Crestón.

3) La Formación del Crestón y su equivalente Tamberías se superponen discordantemente y en forma transgresiva sobre la Formación Patquía y Formación Quebrada La Coipa.

4) La Formación Quebrada La Coipa por identidad litológica y estratigráfica resulta equivalente al Piso III de los Estratos de Paganzo (Bodenbender, 1911-22).

5) Como consecuencia de 4), debemos desligar en forma definitiva el Piso III de Paganzo, o sus equivalente, con el "Famatínense" o Formación del Crestón.

FALDEO OCCIDENTAL DEL BOLSON DE PAGANCILLO (SIERRAS DE LAS BANDURRIAS Y MORADA)

Se denomina "Bolsón de Pagancillo" a la depresión encerrada por las siguientes elevaciones: sierra Morada al W, sierra de Talampaya o Tarjados al E, elevaciones de Villa Unión al norte y Alto Blanco al sur. El drenaje es semi-centrípeto y converge en La Salina del Cerro Rajado desde donde fuga el colector principal, río Vinchina, hacia el bolsón del río Bermejo, como única salida. Las elevaciones que circundan a esta depresión son bordes actuales y originales de sedimentos Plio-Pleistocenos, arcillo tobáceos y conglomerádicos que fueron denominados Formación Agua de la Gata (Parker, 1968), siendo su potencia máxima de 1.700 metros. Es por esta razón que se emplea el calificativo de "bolsón" a la depresión antes delimitada en cuyo centro está emplazada la localidad de Pagancillo.

En la figura 2 se incluyó la totalidad de los perfiles realizados en el flanco

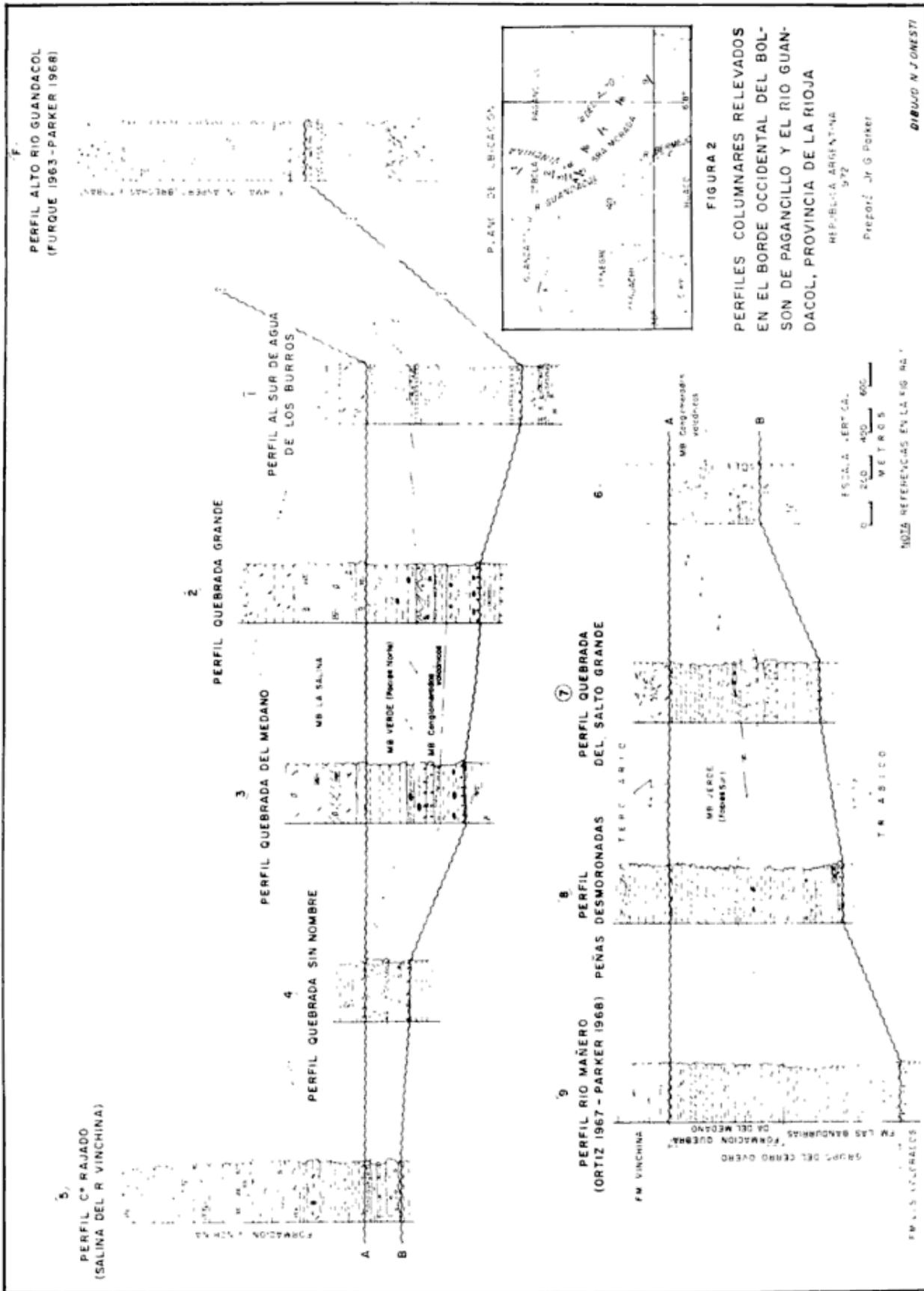


Figura 2

oriental en las sierras Morada y de Las Bandurrias, mostrándose solamente las secciones comprendidas entre la Formación Los Colorados, del Triásico superior y la Formación Vinchina, cuyos términos inferiores llegan hasta el Terciario inferior.

Como en el capítulo anterior, sólo se dan a conocer las características litológicas más salientes de las formaciones ubicadas entre el Terciario inferior y Triásico superior para los cuales se propone la denominación de Grupo del Cerro Overo.

GRUPO DEL CERRO OVERO (nombre propuesto).

Está compuesto por dos formaciones concordantes entre sí, Formación Las Bandurrias (Bonaparte, Pascual, Stipanovic, en Stipanovic y Bonaparte, 1972, pág. 515) abajo y Formación Quebrada del Médano (Parker, 1968) arriba. El grupo en su totalidad forma un piso estructural limitado en su base y techo por sendas discordancias paralela y estructural o angular, respectivamente.

FORMACIÓN QUEBRADA DEL MÉDANO.

La quebrada del Médano desemboca en la salina del cerro Rajado, y con rumbo WE baja por el flanco oriental del cerro Overo, ubicado en el extremo sur de la sierra Morada. Es fácilmente reconocible por estar atravesada en su desembocadura por un grán médano de donde toma el nombre.

Aflora a lo largo de todo el flanco occidental del bolsón desde la latitud del río Agua de los Caballos hasta el río Mañero.

Podemos decir que está representada por dos miembros principales, cuyo elemento común es el contenido vulcanítico mesosilíceo, que de abajo hacia arriba pasamos a describir (fig. 2).

Miembro verde.

Facies sur

Aflora al sur de la quebrada del Salto Grande, son areniscas y tobas verde azuladas con intercalaciones de limos tobáceos y arcilitas verdosas muy duras y macizas, finamente laminadas en forma irregular, con intercalaciones de yeso. Esta facies de sedimentos finos y tobáceos está desarrollada preferentemente al sur, desde la quebrada de Salto Grande hasta el río Mañero, lugar este último donde Ortiz los individualizó con el nombre de Terciario Verde.

Facies norte

Formado esencialmente por areniscas finas castañas y limolitas castaño verdosas. En los perfiles quebrada del Médano y Grande adquiere características litológicas propias, en donde a diferencia del resto de los perfiles, son areniscas tobáceas verde negrusco con abundantes concreciones botroidales de yeso y calcita, cuyas concreciones son características para todas las secciones tobáceas.

Miembro conglomerados volcánicos. Generalmente ocupan la sección inferior del perfil. Está formada por conglomerados volcánicos andesíticos, violáceos y verdosos, compactos. Los clastos revelan cierto transporte turbulento y rápido, no tienen selección ni redondeamiento. En la quebrada Grande participan de una acentuada tectónica sedimentaria, contemporánea a la sedimentación, que afectó a un paquete de limolitas y areniscas conglomerádicas con intercalaciones calcáreas de color rojo ladrillo de 40 m de espesor, similares a las que integran a la Formación Las Bandurrias, con niveles conglomerádicos que generalmente ocupan las inflexiones negativas de los pliegues penecontemporáneos allí desarrollados.

El mayor desarrollo de estos conglomerados se encuentra entre los perfi-

les 7-4, mientras que al norte del perfil 4 son reemplazados progresivamente por areniscas tobáceas verde azuladas con yeso, desapareciendo al sur del Perfil Quebrada del Salto Grande.

Es posible que su carácter, más bien lenticular, esté relacionado con un área de mayor actividad volcánica ubicada en el rumbo de estructura que unen la sierra del Valle Fértil y sierra de Maz.

Los conglomerados, a partir de la quebrada del Médano hacia el sur incrementan notablemente el diámetro de sus clastos y el espesor de los bancos, debiendo interpretarse a este miembro como una gran lente cuyo espesor mayor se encuentra entre el cerro Rajado y la quebrada del Salto Grande desde donde se afina al norte y al sur. (No fueron individualizados en la figura 2 por razones de escala).

FORMACIÓN LAS BANDURRIAS, equivalente a la Formación Cerro Rajado (Stipanovic y Bonaparte, 1972).

De acuerdo con estos autores la denominación Formación Cerro Rajado "comprende a los depósitos conglomerádicos y areniscosos que se superponen a la Formación de Los Colorados a lo largo de más de 50 km, a partir de un punto que se ubica al WSW de Pagancillo, hasta las cabeceras del Río Mañero" y reconocen su localidad tipo "al pie del faldeo del Cerro Rajado en su extremo NE. Reconociendo además de sus caracteres típicos la relación de discordancia angular con depósitos terciarios que se le superponen".

Esta denominación se utilizó en reemplazo de la que Bonaparte (en Bonaparte, Pascual y Stipanovic, fig. 7, citado en pág. 515 de Stipanovic y Bonaparte, 1972) provisoriamente denominara Formación de Las Bandurrias, por considerar que en el cerro Rajado "es donde presenta sus mejores asomos y relaciones".

De acuerdo con las observaciones realizadas a lo largo del flanco oriental de las sierras Morada y de Las Bandurrias en el año 1968, se ha comprobado lo siguiente:

1) Los conglomerados oscuros representan la parte basal de una sección mayor, esencialmente arcillosa a la cual pasa en forma gradual, tanto vertical como lateralmente.

2) El área del cerro Rajado, próxima al extremo norte de la lente conglomerádica luego mencionada, no es el lugar más apropiado como para considerarla "tipo", como se deduce de los perfiles mostrados en la figura 2.

Por las razones arriba enumeradas es que se vuelve a la primera denominación de Bonaparte, por cuanto en el faldeo oriental de la sierra de Las Bandurrias es donde se expone con sus caracteres más típicos.

Sus afloramientos conforman las primeras elevaciones de la sierra de Las Bandurrias, desde el río Mañero hasta Agua de los Burros, acompañando en todo su recorrido a la Formación Quebrada del Médano.

Fuera del ámbito del bolsón de Pagancillo aflora en el flanco occidental de la sierra Morada desde las "juntas" de los ríos Guandacol y Vinchina hasta el cerro Bola en forma aislada y discontinua a lo largo de la fractura.

Se considera que también deben ser incluidas en esta formación aquellas secciones de arcilitas rojo morado con que remata la Formación de Los Colorados en la porción oriental de la silla estructural que separa la estructura del cerro Bola con el periclinal del cerro Guandacol.

Para su mejor descripción se la divide en dos miembros, cuyas características litológicas de abajo hacia arriba se pasan a describir.

Miembro conglomerádico. El desarrollo de su sección longitudinal es len-

ticular, encontrándose sus extremos en la quebrada Agua de los Burros, al norte y río Mañero al sur, en donde adquieren un espesor máximo de 2 a 4 metros, donde muestran un mayor redondeamiento de los clastos y están formados esencialmente por el redepósito de los conglomerados de la Formación Los Colorados y un pequeño aporte de calizas de la Formación San Juan.

En los lugares en que muestra su máximo desarrollo está integrado por guijas, guijarros y bloques de rocas oscuras y angulosas, pertenecientes en su mayoría al basamento granítico-metamórfico y calizas de la Formación San Juan, incluidos en una matriz arenosa castaño rojiza oscura. Pueden formar tanto un espeso banco conglomerádico macizo, o en su defecto dos o tres de ellos menos espesos, separados por areniscas limosas duras rojo ladrillo, las cuales pueden también formar la base de esta formación. El espesor de estos paquetes conglomerádicos es muy variable, oscilando entre los 10 y 50 metros de potencia.

Cuando la base de este miembro está formado por limos rojo ladrillo, el contacto con la Formación Los Colorados se hace mediante un conglomerado oligomítico amarillo verdoso, los clastos generalmente de cuarzo, provienen del redepósito de la Formación Los Colorados, como ocurre en la quebrada Grande, donde el contacto es de discordancia angular.

Miembro arcilloso. Está formado por areniscas finas y limos rojos ladrillo con cemento calcáreo, duros. Idénticos a los que se intercalan entre los conglomerados. La compacidad y color hacen distinguible a este miembro de la Formación Los Colorados, la que presenta tonalidades moradas y una típica alternancia de capas duras y blandas irregularmente estratificadas, ausentes en esta formación.

Desde la quebrada de Los Tarros has-

ta el río Mañero se intercalan arcilitas castaño oscuras, que le confieren un bandeo muy característico, como bien puede apreciarse en el afluente oriental y principal del río Mañero.

La Formación Las Bandurrias se apoya discordantemente en la Formación Los Colorados con un valor angular de 11° en quebrada Grande y en forma paralela, pero con muestras evidentes de erosión en el techo de la Formación Los Colorados, en el río Mañero, donde se observan concreciones silíceo-calcáreas y diques clásticos en forma de cuña como relleno de diaclasas abiertas o grietas erosionadas, perpendiculares a los estratos y con vértice hacia abajo. Sobre ella se apoya en concordancia y marcada transición sedimentaria, la Formación Quebrada del Médano, aunque cuando el contacto se hace a través del Miembro aglomerádico surgen ciertas dudas.

Con lo precedentemente anotado queda definido litológica y estratigráficamente el Grupo Cerro Overo, ubicado cronológicamente por encima del Triásico superior (Stipanovic y Bonaparte, 1972) y por debajo del Terciario inferior, mediando en ambos contactos sendos planos de discordancia.

En el área del bolsón del río Bermejo, la Formación Vinchina aflora en los alrededores de la localidad de Huaco, donde se han realizado sondeos exploratorios en búsqueda de petróleo. En el pozo Bermejo X1 se realizaron estudios palinológicos privados sobre muestras de "cuttings" correspondientes a los términos estratigráficamente más bajos de esa formación, que dieron como resultado su ubicación en el Cretácico superior o Terciario inferior.

Es evidente entonces que el Grupo Cerro Overo se ha depositado en el lapso de tiempo abarcado por el Jurásico y Cretácico, ya que se superpone a sedimentos de edad triásica superior y yace bajo el Terciario inferior-Cretácico superior, considerándose como más

probable a la indicada en primer término.

Flores y Criado (1972) ubican en el Jurásico superior a la Formación Lagarcito aflorante en el ámbito del bolsón de la Salina, formada de arriba hacia abajo por: areniscas rojizas y anaranjadas con rodados de meláfiro, limolitas y limoarcilitas pardo rojizas y gris parduscas y bancos de yeso, en esta formación, según la misma cita, Scaglia y Bonaparte hallaron restos de Pterosauria relacionados con *Pterodactylus* restringidos al Jurásico superior y que pueden llegar hasta el Cretácico inferior, considerando los autores mencionados en primer término, a la Formación Lagarcito, como edad jurásica superior.

La Formación Lagarcito, en el bolsón de la Salina, está ubicada mediante relación de discordancia en su base y techo entre la Formación La Cruz y la Formación San Roque del triásico superior y Terciario (pre-Mioceno medio, a inferior), respectivamente.

Resulta evidente una estrecha correlación entre el Grupo Cerro Overo y la Formación Lagarcito, ya sea por identidad litológica o estratigráfica.

Es necesario apuntar que Stipanovic y Bonaparte (1972) en cierta forma enunciaron lo arriba expuesto al decir (pág. 54) que por encima de la Formación Cerro Rajado "yace un respetable espesor de sedimentos verdosos y pardos, los que difieren en facies de aquellos incuestionablemente Terciarios superpuestos a la Formación Los Colorados en las cabeceras del Río Mañero (que han brindado escasos restos de mamíferos), y que en cambio recuerdan mucho al miembro Inferior de la Formación Lagarcito", trayéndolos a colación con la falta de comprobación en la edad terciaria asignada a sedimentos superpuestos a la Formación Cerro Rajado o cuando ésta falta superpuesta a la Formación Los Colorados e indicando la posibilidad de que puedan ser

pre-terciarios, basándose en los antecedentes brindados por los fósiles jurásicos-eocretácicos hallados en la Formación Lagarcito. Aunque no repararon en que los términos basales de la sección aflorante en el río Mañero en contacto con la Formación Los Colorados pertenecen al Grupo Cerro Overo y los restos de mamíferos recién aparecen en los niveles más altos de este perfil, sobre el flanco oriental del bolsón, según observaciones propias.

Si bien existe la posibilidad de considerar equivalentes a la Formación La Cruz y Formación Las Bandurrias como lo menciona Stipanovic y Bonaparte (1972) y como originalmente lo había hecho el suscripto en el año 1968 siguiendo a Ortiz, se plantea ahora un nuevo interrogante, por cuanto Flores (1969) menciona una discordancia entre la Formación La Cruz y Formación Lagarcito, situación que no fue observada en el "Bolsón de Pagancillo". Debiéndose considerar por lo tanto, en base a los elementos aportados por levantamientos regulares, que la Formación La Cruz es anterior al Grupo Cerro Overo, ya que forma parte del ciclo sedimentario triásico y que los basaltos que soportan en su área tipo podrían ser los que aquí a manera de filones afectan a la Formación Los Colorados y no a la Formación Las Bandurrias, la que tampoco contiene rodados basálticos.

Queda entonces establecido que en el faldeo oriental de las sierras de Las Bandurrias y Morada aflora una secuencia estratigráfica con participación vulcanítica mesosilícica, en su parte media superior denominada Grupo del Cerro Overo, ubicada entre el Triásico superior y Terciario inferior, limitada por sendas discordancias angulares en su base y techo, y que por sus características litológicas y posición estratigráfica se la correlaciona con la Formación Lagarcito (Flores, 1969; Flores y Criado, 1972).

QUEBRADA DEL RIO GUANDACOL
Y FALDEO ORIENTAL
DE LA SIERRA DE YANSO

Se mencionarán en este capítulo algunas observaciones realizadas al oeste de la localidad de Guandacol, relacionadas con la posición estratigráfica de la Formación del Aspero (a-tobas y brechas) Furque, 1963.

En el río Guandacol aguas abajo del eje sinclinal conformado en la Formación del Aspero (hoja 17 b, Guandacol) se expone el perfil que a continuación se describe. Su columna litológica generalizada se expone en la lámina 2 y está basada en observaciones de Furque y propias.

FORMACIÓN DEL ASPERO (a-tobas y brechas) de arriba hacia abajo.

- 200 m Aglomerados andesíticos verde morados, predominio de matriz arenosa lítica, color verde.
- 700 m Areniscas verde grisáceas, muy compactas, en capas de 1-2 m interestratificadas con limos castaño morados. En la base pasa a limos ocreos en capas de 0,5 metros.
- 10 m Conglomerados, formados por rioclastos rojos, granitos, areniscas verdes de grano fino, cuarzo y andesitas, clastos bien redondeados de 3-5 cm de diámetro.
- 60 m Limolitas, areniscas y conglomerados, friables, rosado grisáceos, con matriz tobácea.
- 200 m Areniscas con marcado entrecruzamiento, de color castaño morado oscuro, con lentes de entrecruzamiento formados por areniscas finas gris negruzcas y gris pizarra (espesor parcial 15-20 m). Areniscas rojas parcialmente conglomerádicas, con clastos de rioclastos intercaladas con limos rojo castaño. Hacia abajo predominan los conglomerados oligomícticos rojos, de rioclastos.

Todo este conjunto se apoya discordantemente al Ordovícico y a las rioclastos. Furque (1963) considera que los 200 metros inferiores del perfil arriba descrito corresponden a la Formación Ojo de Agua, por debajo de la que, según el plano del mismo autor, yace

la Formación Panacán, situación que no fue observada.

Al norte de la población de Guandacol, entre las quebradas de la Troya y Yanso, está claramente expuesto el contacto entre la Formación Ojo de Agua y la Formación del Aspero (facies sedimentaria) Furque, 1965, en donde 250 m de areniscas y arcilitas rojo castaño de estratificación paralela, con dos intercalaciones de areniscas moradas con marcado entrecruzamiento de 10-15 metros de espesor cada una (iguales a las descritas en el techo de la sección inferior del perfil del río Guandacol), yacen por debajo de areniscas moradas con marcado entrecruzamiento que forman el grueso de la Formación del Aspero (facies sedimentaria) y que también son iguales a las intercalaciones arriba apuntadas.

Sobre la Formación del Aspero (facies sedimentaria) se apoyan, discordancia por medio, las areniscas castaño oscuras de la Formación Vinchina (Turner, 1960) en cuya base exhiben cuando se apoya sobre la Formación del Aspero (facies sedimentaria) 100 metros de: areniscas líticas, predominantemente andesíticas de grano medio, verde oliva, feldespáticas en parte, areniscas arcillosas verdes y fangolitas arenosas, con clastos pequeños de porfiritas negras (basaltos).

Se quiso hacer notar esta sección basal por cuanto sus características litológicas son similares, excepto el color, a la Formación La Salina (Parker, 1968) del cerro Rajado, que como aquí forman los niveles inferiores de la Formación Vinchina y presentan un alto contenido de andesitas en su fracción clásica fina.

Al describirse el perfil del río Guandacol en su tramo superior, se indicó que la Formación del Aspero (tobas y brechas) se superpone, mediando los 60 m de limolitas, areniscas y conglomerados rojos, a las areniscas marcadamente entrecruzadas de color morado, coincidente en sus características lito-

lógicas con las de la Formación del Aspero (facies sedimentaria) razón por la cual se las correlaciona con las secciones de transición entre la Formación Ojo de Agua y Formación del Aspero (facies sedimentaria), o mejor a la sección basal de la mencionada en último término, de donde se concluye que la Formación del Aspero (tobas y brechas) está por encima y bajo relación discordante a la Formación del Aspero (facies sedimentaria).

Se considera, igual que Furque (1963, 1972), que la Formación del Aspero (facies sedimentaria) es correlacionable con el piso III de los Estratos de Paganzo (Bodenbender, 1911, 1922), Formación Amaná (Azcu y Morelli, 1970) y Grupo del Río Huaco (Borrello y Cuerda, 1968), con quienes guarda similitud en la litología y en la posición estratigráfica.

Al norte del río Guandacol, de acuerdo con observaciones de Furque y propias, la Formación Vinchina se superpone discordantemente a la Formación del Aspero (facies sedimentaria) mientras que en el perfil del río Guandacol los términos basales de esta última soportan, discordancia por medio, a la Formación del Aspero (tobas y brechas. Deduciéndose de ello que entre la Formación Vinchina por arriba y la Formación del Aspero (facies sedimentaria) por debajo, mediando en ambos límites una superficie de discordancia, se encuentra la Formación del Aspero (tobas y brechas) y a los 60 metros de

limos, areniscas y conglomerados rojos.

Queda delimitada, entonces, una unidad lito-estratigráfica, formada por areniscas castaño verdosas, asociadas a un vulcanismo mesosilícico, comprendida entre el Triásico inferior y el Terciario inferior, que por sus características litológicas y relaciones estratigráficas estarían vinculados con el Grupo del Cerro Overo.

Se considera conveniente conservar la denominación de Formación del Aspero para las tobas y brechas y asignarle a la facies sedimentaria ya sea una nueva denominación o tomar alguna de las utilizadas para unidades lito-estratigráficas que se le correlacionen.

INTEGRACION ESTRATIGRAFICA

En el capítulo precedente hemos definido, para tres áreas distintas y aparentemente desvinculadas entre sí, una secuencia litológica clásica integrada por elementos volcánicos mesosilícicos, de colores castaño morado, grisáceo y verdoso, ubicado estratigráficamente por encima del Triásico inferior, en la escarpa de cuesta Angulos-Tinogasta y al W de Guandacol y sobre el Triásico superior en el borde occidental del bolsón de Pagancillo.

En todas las localidades dicha secuencia se encuentra por debajo de la Formación Vinchina o sus equivalentes, relación ésta que puede ser seguida en el campo a lo largo de afloramientos razonablemente bien expuestos.

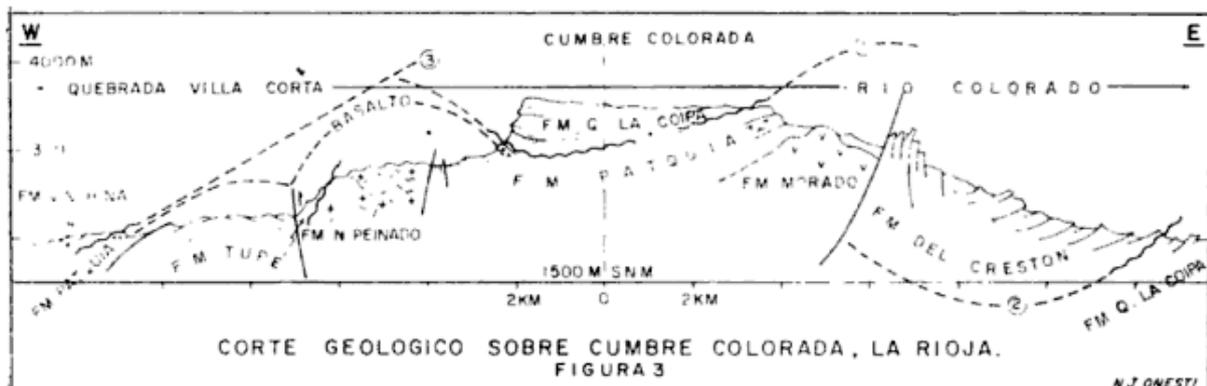


Figura 3

A lo largo de la fractura Angulos-Tinogasta, se ha mencionado que la Formación Guanchín (Araucanense) es la única que muestra relaciones normales por encima de la Formación del Crestón o su equivalente Formación Tamberías.

En el flanco occidental de las Cumbres Coloradas, más precisamente, en la quebrada de Villa Corta, de acuerdo con con observaciones de Robbiano (1967) fig. 3, la Formación Vinchina con un espesor aparentemente original de 250 metros aproximadamente, se superpone a basaltos (que también están presentes en la quebrada del Molle, afluente superior de aquélla) ubicados por encima de las areniscas conglomerádicas rojas y moradas equivalentes al miembro *a*) de la Formación Patquía en la quebrada de La Coipa.

En el área comprendida entre la quebrada de Villa Corta y La Coipa, en las Cumbres Coloradas, afloran areniscas castaño moradas equivalentes a la Formación Río Colorado, que también se superponen, discordancia por medio, a los basaltos de la Formación Patquía en la quebrada del Molle.

De las relaciones estratigráficas expuestas resulta evidente que la Formación Vinchina está ubicada por encima de la Formación Quebrada de La Coipa, sobre la cual, en la escarpa de cuesta Angulos-Tinogasta, se encuentra la Formación del Crestón formando parte del mismo elemento estructural.

El hecho de que el espesor de la Formación Vinchina diverge al SW de las Cumbres Coloradas es un indicio de que las mencionadas cumbres actuaron como una dorsal sobrelevada y posteriormente fracturadas, de la cual participó la Formación del Crestón. Queda de esta manera demostrado que la Formación Vinchina es un piso estructural inmediato superior al de la Formación del Crestón, como se desprende de la figura 3, donde con los números 1, 2 y 3 se indica el orden cronológico que le corresponde a cada discordancia.

La Formación Vinchina está princi-

palmente desarrollada en las sierras de Los Colorados de Vinchina a partir de donde continúa al sur en las sierras de San Antonio (Furque, 1965) con iguales características litológicas, por debajo de la cual, como arriba se dijo, se encuentra la Formación del Aspero (tobas y brechas).

Reaparece luego en el bolsón del río Bermejo flanco oriental, al W de las juntas de los ríos Vinchina y Guandacol, en donde sus términos inferiores fueron denominados Formación La Salina (Parker, 1968), desarrollada en ambos lados del anticlinal que contiene al cerro Rajado y el que atraviesa el río Vinchina en su curso inferior. En este lugar se superpone al Grupo del Cerro Overo en marcada discordancia angular. En las sierras bajas al W de Huaco vuelve a aflorar la Formación Vinchina, desde donde se extiende al sur en afloramientos continuos.

Se considera que luego de los argumentos expuestos en los capítulos precedentes, se está en condiciones de definir un piso estructural continuo, por debajo del Terciario inferior y encima del Triásico superior.

Si bien el Triásico superior no está representado en las áreas Angulos-Tinogasta y Guandacol, el tiempo estratigráfico que abarcara el Grupo Ischigualasto-Ischichuca (Stipanovic y Bonaparte, 1972) en el área de Pagancillo, quedaría tácitamente representada por la discordancia ubicada en la base de la Formación del Crestón y el techo de la Formación Río Colorado.

A manera, entonces, de conclusión final tenemos que: El Grupo del Cerro Overo, integrado por: Formación del Aspero (tobas y brechas y posiblemente también los 60 m de areniscas rojas inferiores), la Formación del Crestón y la Formación Tamberías son todas correlacionables y dan origen a un piso estructural comprendido entre el Terciario inferior y el Triásico superior.

El área abarcada por el conjunto de estas formaciones define, en forma muy

generalizada, a una gran cuenca sedimentaria compuesta de ambiente continental que afectó al área actual de bolsones sub-andinos, limitados por las primeras estribaciones cordilleranas al oeste y las Sierras Pampeanas al este e integrada probablemente de por lo menos tres "cuencas actuales" coincidentes con las tres áreas tratadas en este trabajo, cuyas características geológicas y relaciones mutuas habrá que definir y comprobar con estudios posteriores.

AGRADECIMIENTOS

El autor de la presente publicación agradece a Yacimientos Petrolíferos Fiscales el haberle permitido tomar los datos necesarios de trabajos propios, realizados para esa Empresa en el año 1968, y darlos a conocer; como así también a los colegas J. A. Robbiano, J. Gebhard, V. M. Marcón y E. Carrara, con quienes compartiera las tareas de campo.

También agradece a Argentine Sun Oil Company el haber facilitado el apoyo material necesario para la confección de este trabajo y al fotointérprete Sr. N. Onesti (h.), quien tuvo a su cargo la ilustración y compilación del mismo.

LISTA DETRABAJOS CITADOS En EL TEXTO

- Azcuy, C. L. y Morelli, J. R., 1970. *Geología de la Comarca Paganzo-Amaná. El Grupo Paganzo, formaciones que lo componen y sus relaciones*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XV, 4.
- Bodenbender, G., 1911. *Contribución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes (República Argentina)*. Bol. Acad. Nac. Cien. Córdoba, XIX-I id. Ministerio de Agricultura, Secretaría de Geología Mineral y Minería, VIII, 3 (1912), Buenos Aires.
- 1922. *El Nevado de Famatina*, Anales Ministerio Agricultura. Sección Geología Mineral y Minas XVI-1. Buenos Aires.

- Borrello, A. V. y Cuerda, A. J., 1968. *Tectonotema neomolásico (IV) Grupo Río Huaco, Norte de precordillera de San Juan-Jachal-Huaco*. Not. Com. Inv. Cient. Prov. Buenos Aires VI (1), La Plata.
- Cuerda, A. J., 1965. *Estratigrafía de los depósitos neopaleozoicos de la Sierra de Maz (Prov. de La Rioja)*. Actas 2das. Jorn. Geol. Arg. T. III.
- de Alba, E. 1972. *Sierra de Famatina, Geología regional argentina*. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba.
- Flores, M. A. y Criado, R. P., 1972. *Cuenca de San Luis*. Geología República Argentina. Acad. Nac. de Cienc. Córdoba, 1972.
- Flores, M. A., 1969. *El Bolsón de Las Salinas en la Provincia de San Luis*. Actas Cuartas Jorn. Geol. Arg. Tomo I.
- Furque, G., 1963. *Descripción Geológica de la Hoja 17 b, Guandacol, provincia La Rioja, provincia San Juan*. Dir. Nac. Geol. y Min. Bol. Nº 92.
- 1965. *Geología de la región del Cerro Bolsa, provincia de La Rioja*. Actas Segundas Jorn. Geol. Arg., Tomo III, de Acta Geológica Lilloana. Tomo VIII, Tucumán (1965).
- 1972. *Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza*. Geol. Reg. Arg. Acad. Nac. Cien., Córdoba.
- Parker, G., 1968. *Relevamiento geológico del Bolsón de Pagancillo, escala 1:50.000*. Inf. Interno YPF.
- 1967. *Relevamiento de perfiles en ambos flancos de la Sierra de Famatina*. Inf. Interno YPF.
- Robbiano, J. A., 1967. *Perfil de las quebradas de Villa Corta y Molles, Prov. de La Rioja*. Inf. Interno YPF.
- Stipanovic, P. N. y Bonaparte, J. F., 1972. *Cuenca triásica de Ischigualasto Villa Unión, Prov. de San Juan y La Rioja*. Geología República Argentina. Acad. Nac. Cien., Córdoba.
- Turner, J. C. M., 1955. *Descripción geológica de la Hoja 15 d, Famatina (Prov. de La Rioja)*. Inst. Nac. Geol. y Minería. Bol. Nº 126.
- 1958. *Estratigrafía de la Sierra de Narváez (Catamarca)*, en Rev. Asoc. Geol. Arg., XII (1957), 1, pág. 18-60, Buenos Aires.
- 1960. *Estratigrafía del tramo medio de la Sierra del Famatina y adyacencias (La Rioja)*. Acad. Nac. Cien. Vol. XLII. Córdoba, pág. 77-126.
- 1964. *Descripción geológica de la Hoja 15 c, Vinchina (Prov. de La Rioja)*. Dir. Nac. de Geol. y Min. Bol. Nº 100.
- 1967. *Descripción geológica de la Hoja 13 b, Chaschuil (Prov. de Catamarca y La Rioja)*. Inst. Nac. de Geol. y Min. Bol. Nº 106.

Recibido el 20 de octubre de 1973.

VI CONGRESO GEOLOGICO ARGENTINO

AUSPICIADO POR LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Lugar: Bahía Blanca (Provincia de Buenos Aires)

Fecha: 21 al 27 de setiembre de 1975

Categoría de Miembros *

Miembro Participante

Categoría A - \$ 250 (Geólogos y autores de trabajos presentados al Congreso. Incluye Resúmenes y Actas)

Categoría B - 150 (Acompañantes de Miembros Categoría A. No incluye Resúmenes ni Actas)

Categoría C - \$ 100 (Estudiantes Universitarios. Incluye Resúmenes y Actas)

Categoría D - \$ 200 (Asistentes o no al Congreso, interesados en recibir Resúmenes y Actas)

Miembro Institucional - \$ 2.500

Miembro Benefactor - \$ 5.000 (cuota mínima)

Miembro Patrocinador - \$ 10.000 (cuota mínima)

* Estas cuotas son válidas hasta el 30 de Setiembre de 1974. Las que regirán a partir de esta fecha serán anunciadas en la Segunda Circular a distribuirse en el próximo mes de Agosto.

Fecha de presentación de los trabajos

Resúmenes - Octubre 31 de 1974

Trabajos - Marzo 31 de 1975

Pago de inscripción

Deberá hacerse en efectivo o bien a la cuenta u orden del "Sexto Congreso Geológico Argentino", Maipú 645, 1er. piso, Buenos Aires.

GEOLOGIA DEL CERRO COLORADO DEL CEMENTERIO,
BARREAL, PROVINCIA DE SAN JUAN
(REPUBLICA ARGENTINA)

Por SUSANA E. DAMBORENEA¹

RESUMEN

En esta localidad precordillerana afloran las siguientes unidades: *a*) sedimentitas carbónico-pérmicas representadas por psamitas referibles a la Formación Tres Saltos; *b*) psefitas de la base de la Formación Barreal, de edad triásica; y *c*) tobas y brechas volcánicas. Se analizan los caracteres litológicos de las rocas paleozoicas y su fauna, concluyéndose que su depositación se produjo en un ambiente litoral, con algunas oscilaciones menores de la posición de la línea de costa. Se replantea el problema de las relaciones que guardan las sedimentitas triásicas con las vulcanitas, y se demuestra que estas últimas suprayacen a los conglomerados de la Formación Barreal, existiendo entre ambos un plano de discordancia. Esta situación obliga a reconsiderar la edad de dichas vulcanitas.

ABSTRACT

The following units are exposed: *a*) sandstones of the Tres Saltos Formation, of Permian-Carboniferous age; *b*) conglomerates representing the base of the Barreal Formation, of Triassic age; *c*) vulcanites and volcanic breccias of unknown age. It is concluded that the deposition of the Upper Paleozoic rocks was produced in a litoral environment, with some minor oscillations of the coast line. The problem of the field relationships between the Triassic sedimentary rocks and the volcanic ones is discussed, demonstrating that the volcanic suite overlies, unconformably, the conglomerates of the Barreal Formation. The age of the volcanics must be reconsidered.

INTRODUCCION

En el borde occidental de la Precordillera de San Juan (departamento de Calingasta), sobre la margen derecha del valle del río de Los Patos, a la altura de la localidad de Barreal, se alza el pequeño cerro Colorado del Cementerio (ver mapa de ubicación en fig. 1). Tanto en él como en sus alrededores

se hallan representadas las tres unidades estratigráficas más importantes de la región (sedimentitas carbónico-pérmicas, triásicas y vulcanitas). Debido a ello el perfil allí expuesto ha servido de base para establecer, en función de las relaciones estratigráficas, los episodios volcánicos y tectónicos, dando por resultado interpretaciones variadas y a menudo contradictorias por parte de los numerosos investigadores que lo han visitado.

¹ Becaria del CONICET, División Paleozoología Invertebrados de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata.

El presente trabajo, síntesis del pre-

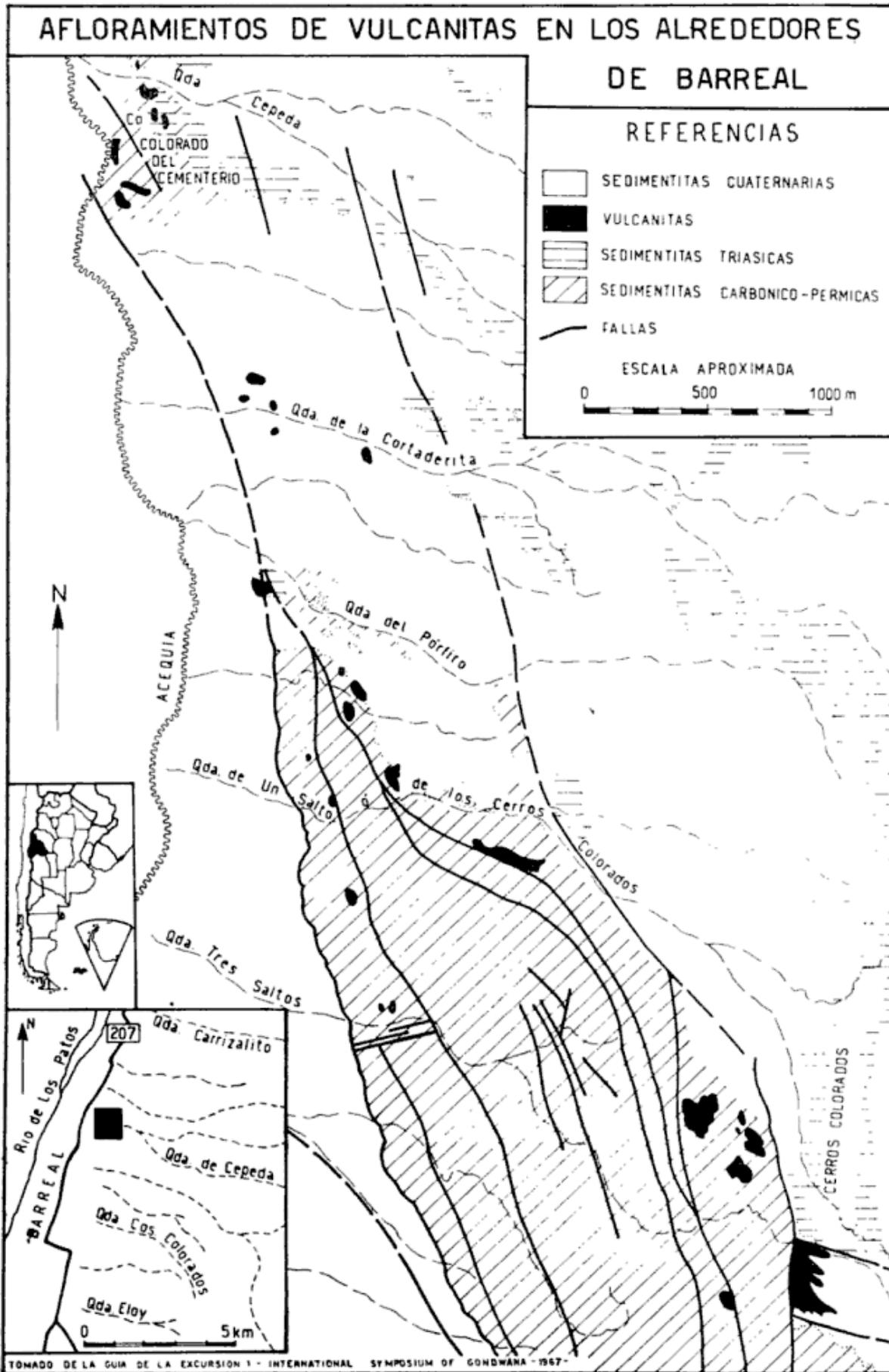


Fig. 1. — Plano de ubicación

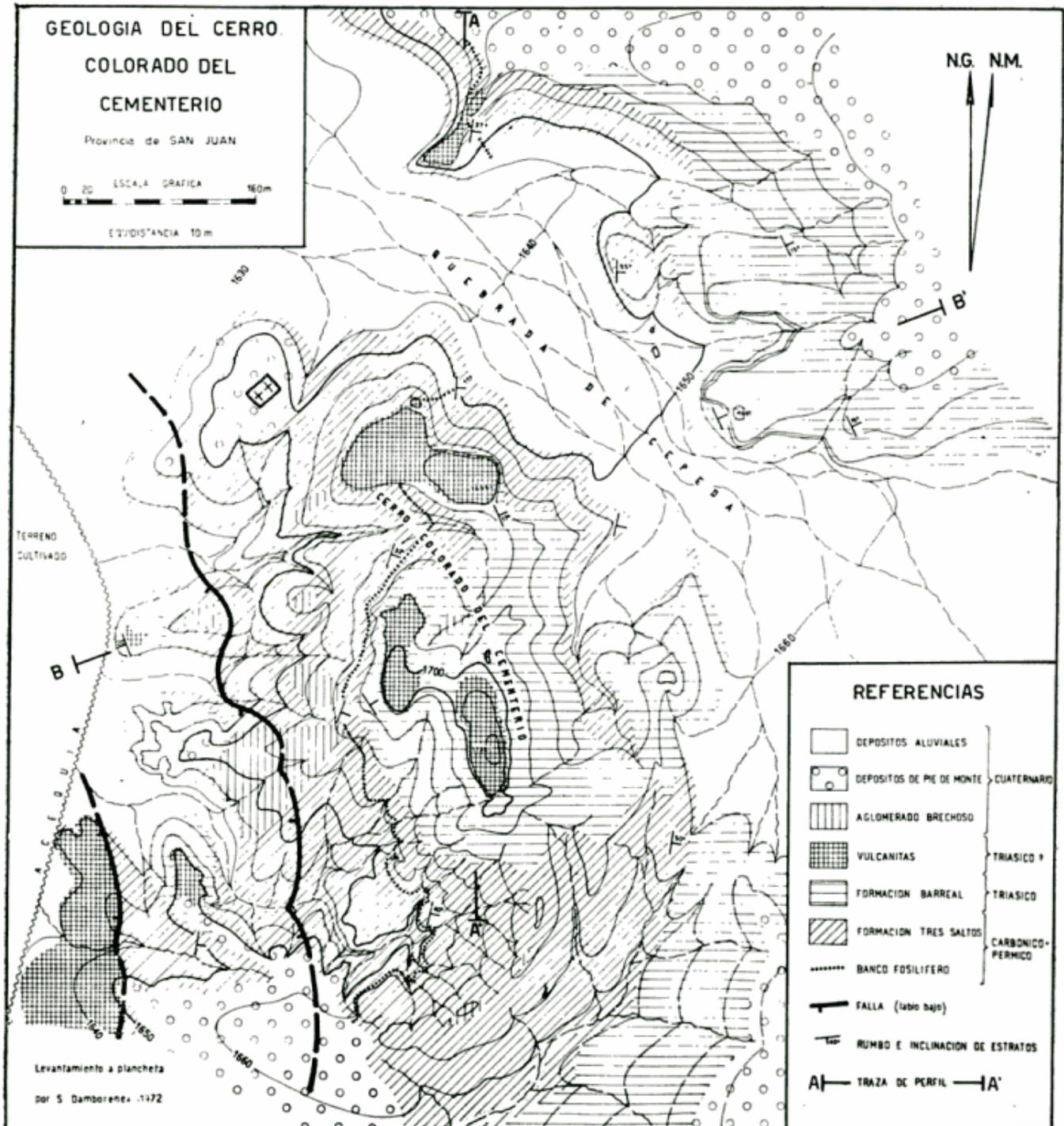


Lámina I

sentado en la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata para optar al título de Licenciado en Geología, incluye el levantamiento de un mapa geológico y varios perfiles, y una descrip-

ción general de todas las unidades aflorantes. Se tratan con más detalle la litología de las sedimentitas neopaleozoicas y las relaciones entre las diversas unidades litoestratigráficas.

RESEÑA DE LAS INVESTIGACIONES ANTERIORES

El estudio de la geología, de la fauna neopaleozoica y de la flora triásica de este sector precordillerano han sido tema de muchas publicaciones desde principios de siglo.

Corresponde a Stappenbeck (1910) la primera cita sobre la presencia del Paleozoico superior fosilífero en Barreal ("Piso del *Spirifer supramosquensis*"), y la descripción del perfil aflorante en "una quebrada, al este de Barreal" que equivale casi seguramente a la quebrada de Cepeda (pág. 45 y 128).

Son muchos los autores que desde entonces centraron su atención en estos sedimentos y la fauna asociada: Schiller (1912), Keidel (1921 *a* y *b*), du Toit (1927), Fossa Mancini (1943 *a* y *b*), Heim (1945), Cuerda (1945), Zöllner (1950), suscitándose algunas interesantes discusiones acerca de la estructura de la sierra de Barreal, pero la mayoría de ellos no consideraron los afloramientos del cerro Colorado del Cementerio, o los mencionaron sólo al pasar.

En cambio Stipanovic (1947, en Bonetti, 1963) y Groeber y Stipanovic (1953, pág. 71), al sintetizar el conocimiento de las sedimentitas triásicas de Barreal, describieron los perfiles de las quebradas de Cepeda y Cortaderita. Estas observaciones fueron reiteradas por Stipanovic (1957), y por Bonetti (1963), quien analizó la edad y correlación de la flora triásica y las relaciones existentes entre las capas triásicas y los "pórfidos cuarcíferos".

También Frenguelli (1948) se ocupó del perfil de la quebrada de Cepeda, a la que él llamó quebrada de Un Salto (pág. 217, fig. 32).

La estratigrafía y estructura de las capas neopaleozoicas de la sierra de Barreal fue aclarada años más tarde por Mésigos (1953), autor del esquema estratigráfico hoy en vigencia, con dos

grupos separados entre sí por una discordancia angular.

Amos y Rolleri (1965) analizaron la distribución y contenido faunístico del Carbónico marino en el valle de Calingasta, distinguiendo dos zonas bioestratigráficas: Zona de *Levipustula* y Zona de *Cancrinella* (pág. 61). En uno de los mapas que acompañan el trabajo indicaron además la existencia de una localidad fosilífera en el cerro Colorado del Cementerio.

En una síntesis más reciente Quattino, Zardini y Amos (1971) analizaron la estratigrafía y estructura del valle del río de Los Patos (entre Barreal y Calingasta), refiriendo las unidades aflorantes en el cerro Colorado del Cementerio al Grupo Pituil, Grupo Barreal y vulcanitas y piroclastitas.

ESTRATIGRAFIA

La mayoría de las entidades aflorantes han sido definidas formalmente por varios autores. Dado el carácter extremadamente local del trabajo emprendido, en los casos en que no se pudo recurrir a nombres formacionales ya existentes, se ha adoptado una nomenclatura informal, todo lo cual queda señalado en el Cuadro I:

a) SEDIMENTITAS CARBÓNICO-PÉRMICAS

Se incluyen aquí todas las sedimentitas que forman el subyacente de los depósitos triásicos, que afloran sobre ambos márgenes de la quebrada de Cepeda y se extienden hacia el sur rodeando al cerro Colorado del Cementerio. Estos constituyen uno de los afloramientos más septentrionales del Grupo Pituil, el cual, junto con el Grupo San Eduardo, alcanza su máximo desarrollo en la sierra de Barreal, unos 4 km hacia el sur (lám. I y fig. 1).

1. *Litología.* La sección aflorante se ha medido con detalle, y el perfil estra-

CUADRO I

Cuadro estratigráfico para el cerro Colorado del Cementerio

CUATERNARIO	Depósitos aluviales modernos Depósitos pséfticos de pie de monte
	Discordancia
CUATERNARIO ?	Aglomerado brechoso
	Discordancia
TERCIARIO ? TRIASICO SUPERIOR ?	Tobas y brechas porfíricas, « vulcanitas »
	Discordancia
TRIASICO SUPERIOR	Formación Barreal
	Discordancia
CARBONICO-PERMICO	Formación Tres Saltos ?
	? ? ?

Base oculta

tigráfico resultante se representa en la figura 2. Consta de 263 m de sedimentitas exclusivamente clásticas, advirtiéndose una predominancia de psamitas. A continuación se describe con detalle la columna:

Techo: *Formación Barreal* (Stipanovic y Menéndez, 1949).

Discordancia angular.

Formación Tres Saltos (Mésigos, 1953).

- (12) "Grit" blanquecino, rojizo por alteración, con alternancia de bancos macizos y laminados 4,5 m
- (11) *Arenisca gruesa* blanca, rojiza por alteración, lajosa, con laminación diagonal y composición arcósica. En la base de una arenisca muy gruesa se encontraron nódulos ferruginosos, discinidos y fragmentos de huesos 10,0 m
- (10) *Arenisca fina* gris azulada, rojiza por alteración, papirácea 10,3 m

- (9) *Arenisca mediana* roja, muy bien consolidada, con laminación diagonal 5,6 m
- (8) *Arenisca media a gruesa* de color castaño, muy compacta, con laminación diagonal, en partes lajosa y con ondulitas de gran longitud de onda 22,4 m
- (7) *Arenisca muy fina a fina* gris azulada, morada por alteración, lajosa, medianamente consolidada. Presenta varios niveles con estructura de deslizamiento subácueo. A 8 m de la base hay una intercalación de limolitas rojas. 41,1 m
- (6) *Arenisca micácea media a fina* gris clara, rojiza por alteración, bien consolidada, con ondulitas simétricas, de interferencia y linguoidales 23,7 m
- (5) *Arenisca gruesa* gris rosada, algo laminada, con lentes de arenisca sabulítica. Presenta intercalaciones de areniscas silicificadas, bancos arcillosos y algunos bancos de pelitas carbonosas. Hay niveles con estratificación entrecruza-

	da y diagonal. En la base se presenta el banco fosilífero más rico, compuesto por una capa inferior con discinidos aislados sobre el plano de estratificación, y una capa superior coquinosa con discinidos y lingúlidos	11,1 m
(4)	<i>Arenisca media a muy gruesa</i> gris verdosa, gris rojiza por alteración, muy bien consolidada, con algunos elastos subangulosos a subredondeados de cuarzo y feldespato, algunos de micas y máficos. Hay impregnaciones en forma de venas de óxidos de hierro y minerales de manganeso. Con intercalaciones de areniscas muy gruesas a sabulíticas y de limolitas. Algunos niveles presentan laminación diagonal	68,9 m
(3)	<i>Arenisca arcósica guijarrosa</i> de grano grueso, rojiza por alteración, muy bien consolidada, con lentes de sabulitas	11,4 m
(2)	<i>Fangolitas laminadas</i> negras y verdes, gris rosadas por alteración, con nódulos arcillosos que encierran escamas de peces. Hacia el techo pasan a arcilitas lilas, muy compactas	9,1 m
(1)	<i>Arenisca media a fina</i> gris, rosada por alteración, bien consolidada, en partes micácea y lajosa, con laminación diagonal y ondulitas	45,5 m
Total	263,6 m

Base: no observada, truncada por falla.

Por sus características litológicas, y siguiendo a Amos y Rolleri (1965), la sección medida podría paralelizarse con las areniscas feldespáticas rojas y los "flagstones" violáceos descritos por Mézigos (1953) para la Formación Tres Saltos en su localidad tipo.

2. *Estructuras sedimentarias.* La ubicación de las estructuras sedimentarias en la columna estratigráfica medida se consigna en la figura 2.

Los estratos son muy variables en espesor, desde delgados (laminación paralela) hasta gruesos (más de 1,30 m de potencia), habiéndose encontrado también varios niveles con estratos lenticulares.

Son comunes las ondulitas, que se presentan en las areniscas finas micáceas, en láminas muy próximas entre sí, originando laminación pseudodiagonal. Las ondulitas asimétricas poseen un índice de óndula menor que 10, lo que podría ser un argumento para asignarles un origen subácueo, aunque no todos los autores coinciden en la interpretación de tal valor. También hay ondulitas simétricas, de interferencia y linguoidales.

A menudo las areniscas finas hasta muy gruesas presentan laminación diagonal de los tipos tabular planar y tabular tangencial simple.

Los ejes mayores de las estructuras de deslizamiento subácueo poseen un azimut de 325° y 335°, siendo la dirección de transporte de nordeste a sudoeste.

Todas las estructuras mecánicas descritas serían subácueas, pero requieren diversas condiciones de energía y/o profundidad, desde corrientes relativamente rápidas donde se origina la laminación diagonal, hasta aguas más tranquilas, responsables de la formación de ondulitas asimétricas; o movimientos de vivén, que dan ondulitas simétricas.

Se hallaron dos niveles con concreciones de distinto tipo. Dispersas en pelitas grises laminadas, a 46 m de la base, hay concreciones arcillosas de 1 a 5 cm de diámetro, subsféricas a elipsoidales, de color gris oscuro, que frecuentemente contienen escamas de peces en su interior; mientras que a 251 m hay un banco de areniscas gruesas en cuya base se agrupan concreciones ferruginosas, subsféricas, de 2 a 6 cm de diámetro, que suelen encerrar fragmentos óseos indeterminables.

3. *Relaciones estratigráficas.* Como ya se ha dicho, no se observa la base de las sedimentitas que se acaban de describir, pero en cambio es muy clara la discordancia que trunca su techo. Se trata de una superficie irregular sobre la que se apoyan las sedimentitas de la

Formación Barreal, o, en los lugares donde éstas faltan, las vulcanitas y brechas volcánicas (ver lám. I y fig. 3).

4. *Fauna y edad.* Se encontraron tres bancos fosilíferos (fig. 2), a saber:

I. A 46 m desde la base: escamas de crossopterigios (Coelacantiformes?) en nódulos¹, y un resto de hueso.

II. A 135 m desde la base: un banco con *Oehlertella* sp., e inmediatamente por encima, una coquina con escamas de peces, *Oehlertella* sp., *Orbiculoidea* sp., y *Lingula* cf. *mytiloides* J. Sowerby 1813². Este banco se ha mapeado con detalle (lám. I).

III. A 251 m desde la base: discínidos y restos de huesos, muy mal conservados.

La fauna mencionada ya ha sido descrita brevemente (Damborenea, 1973). Todos los restos encontrados poseen escaso valor como indicadores cronológicos, ya que el género *Oehlertella* está citado para el Mississippiano y Pennsylvaniano de Estados Unidos y Europa (Hyde, 1953), y tanto los crossopterigios como *Lingula* y *Orbiculoidea* son taxa demasiado longevos. No se agrega, por lo tanto, ningún dato definitivo en lo que respecta a la antigüedad de la Formación Tres Saltos, la que ha sido asignada al Carbónico superior - Pérmico inferior (Amos y Rolleri, 1965, pág. 58; Quartino, Zardini y Amos, 1971, pág. 39; Amos et al., 1973, pág. 16).

5. *Ambientes de depositación.* Se recurrió al análisis de la litología, las estructuras sedimentarias y la fauna. Las sedimentitas carbónico-pérmicas del cerro Colorado del Cementerio corresponden sin duda a un ambiente de depositación marino, pero muy cercano a la

línea de costa. Siguiendo a Rich (1951) nos encontramos seguramente en un ambiente de *unda*, con todos los elementos característicos de un undatema: litología de composición homogénea, con bancos lenticulares y predominancia de psamitas; presencia de laminación diagonal, ondulitas y laminación pseudodiagonal, y también coquinas y rocas con

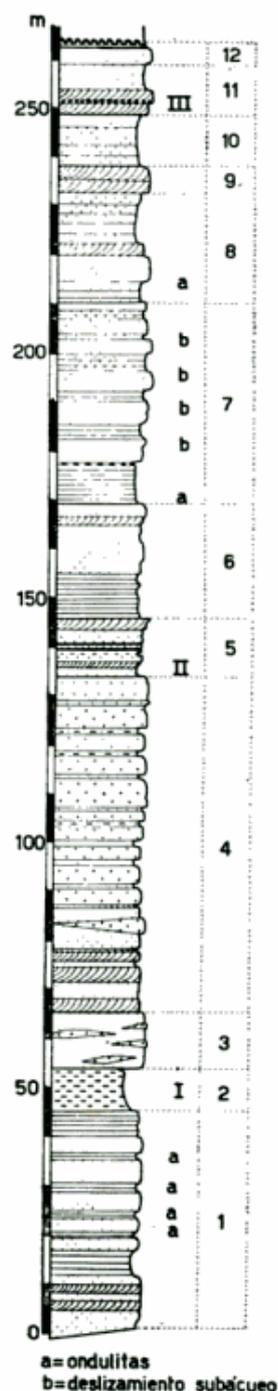


Fig. 2. — Columna estratigráfica de la Formación del Salto aflorante en el cerro Colorado del Cementerio (ver explicación en el texto).

¹ Este material está depositado en la División Paleozoología Vertebrados de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata.

² Este material está depositado en la División Paleozoología Invertebrados de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata (Nº 10.921 al 10.935).

fragmentos de conchilla molida. Todo esto revela condiciones de agitación por olas y corrientes. En la columna (fig. 2) se evidencia una alternancia de sedimentos depositados en condiciones de mayor y menor energía, lo que representaría débiles desplazamientos de la línea de costa, que explican tales "ritmos" en la sedimentación.

El análisis de la fauna, por su parte, apoya plenamente estas conclusiones, ya que *Lingula* es típico de ambientes litorales, entre la baja marea y unos 20 m de profundidad (Craig, 1952, pág. 115), haciéndose más escaso hacia mar adentro y hacia la costa. Esto ha sido observado en especies actuales de este género (Paine, 1970, pág. 23), y se ha aplicado con éxito a la resolución de algunos problemas geológicos (Craig, 1954; Ferguson, 1962, 1963; Bloxam y Thomas, 1969; Pickerill, 1973).

Todos los ejemplares del cerro Colorado del Cementerio proceden de una coquina con dominancia casi absoluta de braquiópodos inarticulados. Si bien no se han encontrado especímenes en posición de vida, se puede establecer que han sufrido muy poco transporte, ya que es alta la proporción de valvas enteras, y aún es posible encontrar algunas valvas unidas. Cabe recordar que las conchillas de *Lingula* son muy frágiles, y que no poseen ningún mecanismo de articulación que permita mantener unidas las valvas una vez desaparecidas las partes blandas. Es posible así aplicar las observaciones realizadas por los autores arriba mencionados en la interpretación paleoambiental de estas sedimentitas, y suponer entonces que han sido depositadas en un mar infralitoral (en el sentido de Pérès, 1961).

Las especies de *Lingula* han demostrado ser bastante eurihalinas, por lo que este género no puede ser utilizado como indicador biológico de salinidad. Por el contrario parecen ser relativamente estenotérmicas, ya que sólo se conocen en aguas templadas y cálidas, entre los 40° de latitud norte y 30° de

latitud sur (Craig, 1952, pág. 113). De este modo, y con las reservas lógicas surgidas al emplear una generalización actualista con fósiles paleozoicos, se podría sugerir que la especie de *Lingula* en cuestión se desarrollaba más o menos bajo los mismos parámetros ambientales, y concluir así que la temperatura del agua debería corresponder a la de los actuales mares tropicales a templados, pudiéndose descartar totalmente un mar frío. De ser correcta esta interpretación, entraría en conflicto con aquellas vertidas a ese respecto para la región para el Carbónico-Pérmico, ya que se ha supuesto la existencia de un mar de aguas frías, cercano a zonas con fenómenos de glaciario (Amos y Roller, 1965, pág. 63).

b) SEDIMENTITAS TRIÁSICAS

En el cerro Colorado del Cementerio afloran conglomerados, areniscas y tobas que representan la base de la Formación Barreal (Stipanovic y Menéndez, 1949); los primeros forman barrancas escarpadas sobre ambos márgenes de la quebrada de Cepeda (lám. I).

Los afloramientos continúan hacia el este, fuera el sector mapeado, pasando a las tobas portadoras de la flora de *Dicroidium* que ha sido objeto de muchos estudios (Groeber y Stipanovic, 1953; Stipanovic, en varias publicaciones; Frenguelli, en numerosos trabajos; Bonetti, 1963, etc.).

1. *Litología.* La sección se inicia con conglomerados de color rojo ladrillo, con clastos de rocas volcánicas porfíricas e ignimbríticas, y de rocas sedimentarias; con matriz arenosa gruesa. Los clastos de rocas sedimentarias, subangulosos, tabulares, de hasta 10 cm de diámetro, pertenecen seguramente a los estratos carbónico-pérmicos, subyacentes. Los clastos de rocas volcánicas, subredondeados, llegan a 30 cm de diámetro. El tamaño de los clastos disminuye des-

de abajo hacia arriba, pasando a una arenisca guijarrosa.

Siguen areniscas de grano medio a grueso, de color blanco y rojo alternantes, con laminación diagonal muy irregular, con algunas intercalaciones conglomerádicas, y luego un conglomerado gris blanquecino, con clastos de rocas volcánicas, al que le suceden pelitas grises y verdes, y luego areniscas amarillo verdosas y conglomerados castaño claros, con una intercalación de toba rosada.

Este conjunto totaliza un espesor de 80 m en el área mapeada, coincidiendo con el tramo inferior no fosilífero de la Formación Barreal, descripto por Groeber y Stipanovic (1953, pág. 71). Sin embargo se debe aclarar que no se ha observado ninguna intercalación de pórfido cuarcífero cerca de la base, como citan estos autores para el cerro Colorado del Cementerio. Según se ve en la lámina VII de Groeber y Stipanovic (1953) esos pórfidos son los que forman la culminación del cerro Colorado del Cementerio, pero más adelante se considerarán los argumentos que permiten decir que esas vulcanitas se apoyan en discordancia sobre la Formación Barreal.

2. *Relaciones estratigráficas y edad.* Los conglomerados están separados de las psamitas carbónico-pérmicas por un plano de discordancia angular, el cual presenta localmente algunas irregularidades, cuyas partes más bajas están rellenas por un conglomerado más grueso que desaparece lateralmente.

Las capas de la Formación Barreal son cercenadas por una nueva discordancia sobre la que se apoyan las vulcanitas, problema que se tratará en la sección siguiente.

En cuanto a su antigüedad, las sedimentitas de la Formación Barreal han sido referidas al Keuper (Carniano), o a lo sumo Ladiniano superior, sobre la base de un minucioso estudio de su me-

gafloza (Bonetti, 1963; Stipanovic y Bonetti, 1969).

c) VULCANITAS

Bajo esta denominación se incluyen las brechas volcánicas y tobas que afloran en las tres cumbres del cerro Colorado el Cementerio, en un espolón sobre la margen derecha de la quebrada de Cepeda, y en algunos tramos cerca de la acequia (lám. I). Pertenecerían también a esta unidad los "pórfidos cuarcíferos" mapeados por Cuerda (1945), Mésigos (1953), Mésigos y Stipanovic (1967) y Quartino, Zardini y Amos (1971). Estos afloramientos se representan en la fig. 1, donde se observa que los del cerro Colorado del Cementerio son los más septentrionales de este cuerpo volcánico que, con rumbo SSE-NNW, se extiende desde el sudeste de la Hoyada Verde de Barreal hasta la margen derecha de la quebrada de Cepeda.

1. *Litología.* La siguiente descripción se basa sobre el análisis de tres cortes delgados, en los que se advierte una variación en el carácter de la roca de casi volcánico a clástico, diferenciación que progresa de sur a norte.

En el corte con textura porfírica abundan los vitroclastos de tamaño heterogéneo junto con cristales mayores, en menor proporción. Predomina el cuarzo sobre la escasa sanidina. Los vitroclastos y el material intersticial están desvitrificados en un mosaico felítico, de n menor que el bálamo, el cual aparece oculto por un material rojizo (ferruginoso?). Las trizas presentan una orientación muy grosera. La roca contiene masas de carbonato presumiblemente secundario, y segregaciones ferruginosas. Se podría clasificar como una *toba vítrea cristalina*.

En los otros dos cortes delgados la textura es clástica, con buena a mediana selección, con abundante fracción arena muy gruesa, y otra subordinada

de tamaño más fino. Los clastos son subangulosos a angulosos, composicionalmente muy variados: 80 % líticos (tobas y vulcanitas); 18 % de cuarzo límpido, con extinción normal y engolfamientos, y en menor proporción sanidina, plagioclasa ácida y epidoto, entre los mafitos hay hornblenda y biotita. El material vítreo original se ha transformado en un mosaico felsítico fino e irregular. No obstante, se conserva bien la textura original. Son también frecuentes los reemplazos por calcita y dolomita. Esta roca se puede clasificar como una *tufita* a *toba litocrystalina*.

La composición del magma que dio origen a estas tobas es ácida, de tipo riolítico.

2. *Relaciones y edad.* El problema de las relaciones de esta unidad con respecto a la secuencia triásica ha sido tratado por varios investigadores, quienes tuvieron en cuenta diversos afloramientos de estos cuerpos.

En resumen, muchos autores (Heim, 1945, pág. 277; Cuerda, 1945, pág. 40-41; Frenguelli, 1948, pág. 218; Zöllner, 1950, pág. 121) consideraron que las sedimentitas triásicas se apoyan (o parecen apoyarse) sobre las "porfiritas", y por lo tanto la antigüedad de estas últimas podía ser acotada entre el Carbónico superior y el Triásico superior, aunque la edad asignada varía según los autores.

Inicialmente Stappenbeck (1910) había señalado que en el techo de los conglomerados se halla el "pórfido cuarífero" (pág. 45), y lo refirió con dudas al Mesozoico superior (pág. 128). Luego Stipanovic (1947, citado por Bonetti, 1963) consideró las vulcanitas como post-triásicas y tal vez terciarias (opinión compartida por Groeber y Braccini), dado que la "toba de pórfido" se apoyaría sobre los conglomerados de la base del Triásico, y ambos "parecen ser concordantes", aunque prefirió no emitir un juicio exacto dado lo peque-

ño del afloramiento de la quebrada de Cepeda.

Una tercera posición ha sido sostenida por Groeber y Stipanovic (1953, pág. 77), Stipanovic (1957, pág. 86-87), Bonetti (1963), Mésigos y Stipanovic (1967, pág. 9) y Stipanovic (1972, pág. 542-543), quienes indicaron que las "porfiritas" aparecen en la base de la Formación Barreal, integrando la misma como término efusivo (y por ende serían también neotriásicas), correspondiendo a Bonetti (1963, pág. 30-31) la exposición detallada de los argumentos que favorecerían esta opinión. Estas relaciones de campo fueron aceptadas por Amos y Rolleri (1965, pág. 15) y Quartino, Zardini y Amos (1971, pág. 43), quienes, al igual que Mésigos (1953, pág. 89), vincularon el problema de su edad al de la llamada "Serie Porfirítica" de la Cordillera Frontal.

Polanski (1966, pág. 10), por su parte, negó que los "pórfidos y tobas" estén intercalados dentro de la secuencia triásica, interpretando que se apoyan sobre un "perfecto homólogo del Conglomerado de Río Blanco" de Caminos (1965), cuya edad para Polanski es aún carbónica. Supuso además que este conjunto se halla en "posición horizontal", apreciando que "no es difícil reconocer la considerable discordancia angular que lo separa" de las capas triásicas. Por lo tanto, asignó a las vulcanitas una edad pérmica inferior a media. Stipanovic (1967) admitió que el perfil de la quebrada de Cepeda no podía usarse como argumento valedero para sostener una intercalación ígnea en la base de la sucesión triásica, por mostrar relaciones discutibles (pág. 119), y tampoco el de la quebrada Cortaderita, porque las relaciones están ocultas por el acarreo del valle (pág. 119); pero en cambio sería concluyente a este respecto el perfil de la quebrada del Pórfiro, aunque en el sector de contacto "los afloramientos no son muy claros" (pág. 120).

Un cuadro más detallado de los ante-

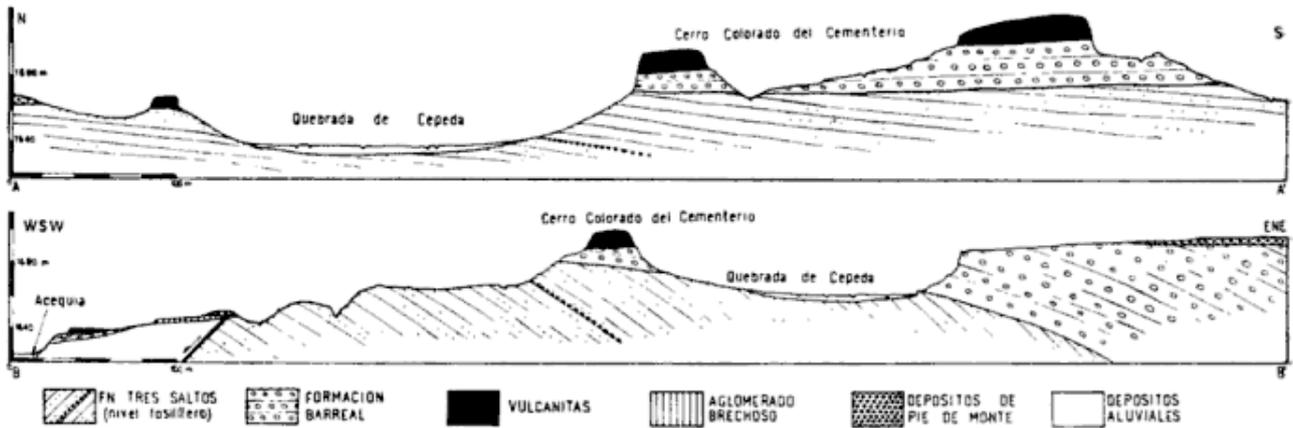


Fig. 3. — Perfiles geológicos (ver traza en la lámina I)

cedentes sobre el tema se puede encontrar en un trabajo anterior (Damborenea, 1973, pág. 15-17).

De acuerdo a lo observado en el campo, y tal como figura en el mapa de la lám. I y en los perfiles de la fig. 3, las vulcanitas se superponen tanto sobre terrenos carbónico-pérmicos como triásicos. En los casos en que el subyacente es carbónico-pérmico, se evidencia claramente una fuerte discordancia angular entre ambas unidades. Esta situación no es muy frecuente en el cerro Colorado del Cementerio, y se presenta fundamentalmente dentro de la faja centro-occidental del mapa (lám. I), mientras que en las franjas oriental y occidental se interponen entre dichas unidades espesores variables de sedimentitas de la Formación Barreal. El contacto entre las vulcanitas y los conglomerados triásicos no es igualmente claro en todos los sectores, lo cual ha dado origen a las encontradas interpretaciones que se acaban de resumir.

En primer término cabe destacar que las pefitas triásicas de la Formación Barreal normalmente presentan un rumbo de 150° y una inclinación promedio de 16° al este en los afloramientos centro orientales (cerro Colorado del Cementerio, quebrada de Cepeda, etc.); y de alrededor de 20° al oeste en los remanentes cercanos a la acequia, mientras que las vulcanitas suprayacentes sólo exhiben un leve buzamiento de unos

5° , pero hacia el nordnoroeste, tal como se advierte en el perfil AA' de la fig. 3. Esta apreciación es generalizable al resto de la sierra de Barreal, como oportunamente lo apuntara Heim (1945, pág. 282), y como se puede visualizar en el plano de la fig. 1 (ver también Damborenea, 1973, lám. XII).

Otra circunstancia que llama la atención de inmediato es la distribución regional de este manto porfírico, ya que el mismo se encuentra restringido al borde oeste y sudoeste de los afloramientos triásicos de Barreal, como se pone de manifiesto en el mapa de la fig. 1, y como también fuera señalado por algunos autores (Stipanovic, 1972, pág. 543). Esta situación es crítica si se comparan ambas laderas de la quebrada de Cepeda, pues las vulcanitas que rematan la cumbre norte del cerro Colorado del Cementerio, yaciendo sobre un espesor de 10 a 15 m de conglomerados rojos de la Formación Barreal, en la margen opuesta sólo afloran apoyadas directamente encima de las sedimentitas carbónico-pérmicas, y curiosamente no se registra su presencia ni subyaciendo ni intercaladas en los excelentes afloramientos de la Formación Barreal que, con más de 80 m de espesor, aparecen unos 150 m hacia el ENE de dicho cerro (ver perfil BB' de la fig. 3); hecho que ya fuera puntualizado por Stipanovic (1967, pág. 119). Una discontinuidad de este tipo podría explicarse de diversas maneras:

Se podría suponer la presencia de una falla que corriera paralelamente a la quebrada de Cepeda separando ambas exposiciones, y estuviese oculta por el aluvio. Esta hipótesis no se puede mantener desde ningún punto de vista, dada la perfecta continuidad de los afloramientos tanto carbónico-pérmicos como triásicos a ambos lados de la quebrada, y la ausencia total de rasgos asociados a fallas.

Otra alternativa sería aducir la existencia de un acuñaamiento de las vulcanitas en dirección al nordeste, pero como las sedimentitas triásicas que supuestamente las incluirían (Stipanovic, 1953-1972) inclinan al este-nordeste, sería indispensable que la base y el techo de las "porfiritas" inclinaran convergiendo en esa dirección. Esta posibilidad queda totalmente descartada porque las relaciones observadas en el campo y representadas en el mapa (lám. I) y perfiles (fig. 3) indican, como ya se ha dicho, que el manto volcánico inclina regionalmente al NNW.

Resulta más lógico entonces interpretar que tanto las diferencias de dirección y valor del ángulo de inclinación de ambas entidades involucradas, como la distribución de sus afloramientos y la distinta naturaleza del subyacente de las vulcanitas se deban a que entre las sedimentitas triásicas y las porfiritas exista un plano de discordancia. En algunos sitios, como en la ladera sudoeste de la cumbre norte del cerro Colorado del Cementerio, donde los afloramientos son lo suficientemente claros, se ha verificado un truncamiento de los estratos subyacentes contra la base del manto sobrepuesto (Damborenea, 1973, lám. IX). Sin embargo debe hacerse notar que esta relación no siempre es tan evidente, ya sea porque el derrubio oscurece la discordancia o porque el observador se encuentra mirando perpendicularmente al rumbo de las capas triásicas.

Esta circunstancia obliga a replantear la estimación de la antigüedad de

las vulcanitas del cerro Colorado del Cementerio, infiriéndose de lo precedentemente expuesto que las mismas han de ser con seguridad posteriores a la depositación de la Formación Barreal y posiblemente también a los movimientos que plegaron las capas triásicas, y anteriores a la acumulación del aglomerado brechoso. Por lo tanto, y si se acepta la edad carniana para la Formación Barreal, la edad de las vulcanitas quedaría comprendida entre post-carniana y pre-cuaternaria (o terciaria superior). Al no disponer de dataciones absolutas ni de ningún otro dato concluyente se las ha referido al Triásico más alto con dudas, pero se hace la salvedad de que bien pudieran ser considerablemente más jóvenes.

d) DEPÓSITOS CENOZOICOS

En el plano geológico se han discriminado tres unidades cenozoicas, de las cuales las dos últimas, por lo que se conoce, tienen amplia distribución en la Precordillera y han sido ya consideradas por la mayoría de los autores. No se ha mapeado en cambio el detrito de talud a fin de contribuir a la claridad del trabajo.

Estas unidades sólo se tratarán brevemente, ya que su examen detallado trasciende a las finalidades de este estudio.

1. *Aglomerado brechoso*. Se trata de una pefita gris pardusca a rojiza, con muy pobre selección, bastante bien consolidada, con bloques de 1,50 m de diámetro en una matriz conglomerádica mediana a fina. La composición de los clastos es muy variada, pero en un 90 % pertenecen a rocas aflorantes en las cercanías, como areniscas amarillas laminadas, conglomerados de la Formación Barreal, vulcanitas porfíricas, etc. Los clastos son subangulosos a angulosos. Este cuerpo, que no posee ningún indicio de estratificación, descansa sobre una superficie de erosión muy irregular cuyo plano inclina divergiendo desde el cerro Colorado del Cemente-

rio en casi todas las direcciones. Es sobrepuesta, a su vez, por los depósitos de pie de monte.

Los afloramientos son muy discontinuos (como se ve en la lám. I), y todas las características texturales sugieren que se ha originado al pie de una pendiente pronunciada, rellenando un relieve irregular, habiendo experimentado muy poco transporte. En tal caso se trataría de un "aglomerado o brecha de flanco".

2. *Depósitos de pie de monte.* Constituyen conos de deyección de los cuales, en el área mapeada, sólo quedan pequeños remanentes aislados, que cubren las partes altas del relieve. Se trata de conglomerados medianos, poco consolidados, de color gris verdoso. Los clastos son redondeados a subesféricos y en general no superan los 10 cm de diámetro. La matriz es fina y poco abundante, y en algunos sectores hay costras de yeso que cubren los rodados. Cubren en discordancia a todas las unidades anteriores y presentan una suave pendiente hacia el oeste.

3. *Depósitos aluviales.* Son depósitos modernos que se encuentran rellenando los valles de todos los cursos de cierta importancia. La quebrada de Cepeda contiene gravas gris claras, con guijones de alrededor de 20 cm de diámetro en su mayor parte, y guijarros de 3 a 5 cm en las inmediaciones de los cursos temporarios que la recorren.

En algunas de las quebradas que desagan hacia el oeste el relleno es casi exclusivamente arenolimoso, de color castaño claro.

ESTRUCTURA

La estructura del cerro Colorado del Cementerio es relativamente simple, y ya se han descrito algunas de sus particularidades. Se agregarán algunos conceptos relativos a los procesos de plegamiento y fallamiento.

Analizando los cambios de rumbo e inclinación de los estratos de las formaciones Tres Saltos y Barreal, se evidencia que ambas están plegadas, aunque con distinta intensidad. A pesar de que las capas carbónico-pérmicas presentan a primera vista una disposición homoclinal hacia el este, se advierte que en realidad forman parte de una flexura con cambio de rumbo hacia el sur.

Las capas triásicas, por su parte, están plegadas más suavemente, y conforman un anticlinal bastante simétrico, con eje de rumbo NNW-SSE, y del cual afloran parte de ambas alas (aunque entre los dos grupos de afloramientos corre una falla que podría ser responsable de parte de la variación de inclinación) (lám. I).

Esta descripción de la estructura en líneas generales concuerda con la esbozada por Heim (1945, pág. 282). Estas condiciones estructurales no son más que un reflejo del estilo tectónico imperante en esta región precordillerana, delineado por Mésigos (1953), Mésigos y Stipanovic (1967), etc.

El cuadro estructural se completa con la presencia de dos fallas de carácter directo y de rumbo aproximado NNW, que corren sobre la ladera occidental del cerro Colorado del Cementerio más o menos paralelamente a la acequia. De ellas, la más oriental presenta un plano de falla que inclina 45° a 50° al oeste, siendo su rumbo algo variable. La falla occidental, en cambio, tiene un plano más inclinado aún, con unos 70° al oeste.

Ambas fallas cortan a las sedimentitas de las formaciones Tres Saltos y Barreal, y también a las vulcanitas, mientras que ninguno de los depósitos cenozoicos muestra evidencias de haber sido afectado por la fracturación, e incluso cubren en distintos sectores la zona de falla. De tal modo el ajuste de la edad del fallamiento dentro del amplio lapso comprendido entre post-triásico y pre-cuaternario quedará pen-

diente hasta que se conozca con exactitud la edad de las vulcanitas.

CONCLUSIONES

Lo expuesto precedentemente ha permitido arribar a una serie de conclusiones, que se enumeran a continuación:

1. A partir de la descripción litológica de las sedimentitas referidas a la Formación Tres Saltos y de un análisis de sus estructuras sedimentarias, se pudo determinar que el ambiente general de sedimentación fue marino "de unda", con algunas oscilaciones menores de la posición de la línea de costa, responsables de la alternancia de sedimentos depositados en aguas algo más tranquilas.

2. Tal interpretación paleoambiental se ve confirmada por las evidencias paleobiológicas que aporta el estudio de la fauna encontrada.

3. Se demuestra que las porfiritas del cerro Colorado del Cementerio se apoyan en discordancia sobre la Formación Barreal, de edad triásica superior, y por lo tanto no integran dicha formación como término efusivo.

4. Se replantea así el problema de la edad de esas vulcanitas, y se concluye que con los elementos de juicio de que actualmente se dispone, tal edad podría estar comprendida entre el Triásico muy alto y el Terciario.

AGRADECIMIENTOS

El trabajo de campo correspondiente a este trabajo fue subvencionado por la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata, y por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (Subsidio N° 3364 a/71).

Este estudio fue realizado bajo la dirección del Dr. Arturo Amos, quien brindó permanentemente su experimen-

tado consejo y más amplio apoyo. Además se contó con la colaboración del licenciado Miguel Manceñido tanto en las tareas de campo como de laboratorio.

La descripción de los cortes delgados fue realizada con el auxilio del Dr. Eduardo Musacchio y la licenciada Silvia Ametrano; mientras que la determinación de las escamas de pcces estuvo a cargo de la Dra. Andreína B. de Ringuelet.

Igualmente, agradece a los Dres. Amos y Stipanovic la lectura crítica del manuscrito y las sugerencias que para su mejor presentación le han hecho llegar a la autora.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Amos, A., Antelo, B., Mariñelarena, M. de y Sabattini, N., 1973. *Síntesis sobre el conocimiento bioestratigráfico del Carbónico y Pérmico de Argentina*. Actas V Congr. Geol. Arg. III: 3-20. Buenos Aires.
- Amos, A. y Rölleri, E., 1965. *El Carbónico marino en el valle Calingasta-Uspallata (San Juan - Mendoza)*. Bol. Inf. Petrol. 368: 50-72, 1 mapa. Buenos Aires.
- Bloxam, T. y Thomas, R., 1969. *Paleontological and geochemical facies in the Gastrioceras subrenatum marine-band and associated rocks from the North Crop of the South Wales Coalfield*. Quart. Journ. Geol. Soc. 495 (124) Part. 3: 239-281. London.
- Bonetti, M. I., 1963. *Contribución al conocimiento de la flora fósil de Barreal. Departamento Calingasta (prov. San Juan)*. Tesis inéd. Univ. Nac. Bs. As.: 1-257. Bs. As.
- Caminos, R., 1965. *Geología de la vertiente oriental del Cordón del Plata*. Rev. Asoc. Geol. Arg. XX (3): 351-392. 1 lám. 1 mapa. Bs. As.
- Craig, G. Y., 1952. *A comparative study of the ecology and palaeoecology of Lingula*. Trans. Edin. Geol. Soc. XV: 110-120. Lám. IV. Edinburgh.
- 1954. *The palaeoecology of the Top Hosie Shale (Lower Carboniferous) at a locality near Kilsyth*. Quart. Journ. Geol. Soc. CX (2): 103-119. London.
- Cuerda, A., 1945. *Estratigrafía y tectónica al Este de Barreal (Prov. de San Juan)*. Tesis inéd. Univ. Nac. La Plata Fac. Cienc. Nat. 93: 1-44. Lám. I-IX. 1 mapa. La Plata.

- Damborenea, S., 1973. *El Carbónico del cerro Colorado del Cementerio, Barreal*. San Juan. Trab. Licenc. inéd. Univ. Nac. La Plata Fac. Cienc. Nat. 55: 1-34. Lám. I-X. La Plata.
- du Toit, D., 1927. *A geological comparison of South America with South Africa. With a paleontological contribution by F. R. Cowper Reed*. Carnegie Inst. Wash.: 1-158. Lám. I-XVI. Washington.
- Ferguson, L., 1962. *The paleoecology of a Lower Carboniferous marine transgression*. Journ. Paleont. XXXVI (5): 1090-1107. Oklahoma.
- 1963. *The paleoecology of Lingula squamiformis Phillips during a Scottish Mississippian marine transgression*. Journ. Paleont. XXXVII (3): 669-681. Oklahoma.
- Fossa Mancini, E., 1943 a. *Sobre la edad de los estratos con braquiópodos de Barreal y Leoncito Encima (Prov. de San Juan)*. Rev. Mus. La Plata (n.s.) I, Sec. Geol. 8: 299-324. La Plata.
- 1943 b. *Supuestos vestigios de glaciaciones del Paleozoico en la Argentina*. Rev. Mus. La Plata (n.s.) I, Sec. Geol. 10: 347-406. Lám. I-II. La Plata.
- Frenguelli, J., 1948. *Estratigrafía y edad del llamado "Retico" en la Argentina*. GAEA VIII: 159-309. Lám. I-IV. Bs. As.
- Groeber, P. y Stipanovic, P., 1953. *Triásico*. En: "Geografía de la República Argentina". Mesozoico. II (1ª parte): 1-141. Lám. I-XV. 1 cuadro. Bs. As.
- Heim, A., 1945. *Observaciones tectónicas en Barreal, Precordillera de San Juan*. Rev. Mus. La Plata (n.s.) II, Sec. Geol. 16: 267-287. Lám. I-VII. La Plata.
- Hyde, J., 1953. *Mississippian Formations of Central and Southern Ohio*. Ohio Div. Geol. Surv. Bull. (51): 1-355. Pl. 1-54. Columbus, Ohio.
- Keidel, J., 1921 a. *Observaciones geológicas en la Precordillera de San Juan y Mendoza*. An. Min. Agric. Sec. Geol. Mineral. y Min. XV (1): 201-252. Lám. I-IX. Bs. As.
- 1921 b. *Sobre la distribución de los depósitos glaciares del Pérmico conocidos en la Argentina, y su significación para la estratigrafía de la Serie de Gondwana y la paleogeografía del hemisferio austral*. Bol. Acad. Nac. Cienc. Cba. XXV: 239-368. 2 mapas. Córdoba.
- Mésigos, M., 1953. *El Paleozoico Superior de Barreal y su continuación austral, sierra de Barreal (prov. de San Juan)*. Rev. Asoc. Geol. Arg. VIII (2): 65-109. 1 mapa. 1 lám. Bs. As.
- Mésigos, M. y Stipanovic, P., 1967. *Geology of Sierra de Barreal, San Juan*. I Inter. Symp. Gond. Strat. & Pal. Guidebook 1. Excursion 1. Asoc. Geol. Arg. Part. III: 1-12. 1 mapa. Bs. As.
- Paine, R., 1970. *The sediment occupied by recent lingulid brachiopods and some paleoecological implications*. Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. VII (1): 21-31. Amsterdam.
- Pérès, J. M., 1961. *Océanographie biologique et biologie marine. T. I: La vie benthique*. Coll. Euclide, Paris.
- Pickerill, R. K., 1973. *Lingulasma tenuigranulata. Palaeoecology of a large Ordovician linguloid that lived within a strophomenid-trilobite community*. Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 13: 143-156. Amsterdam.
- Polanski, J., 1966. *Edades de eruptivas suprapaleozoicas asociadas con el diastrofismo Variscico*. Rev. Asoc. Geol. Arg. XXI (1): 5-19. Bs. As.
- Quartino, B., Zardini, R. y Amos, A., 1971. *Estudio y exploración geológica de la región Barreal-Calingasta. Provincia de San Juan, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg. Mon. A-I: 1-184, 4 lám. 6 mapas. Bs. As.
- Rich, J., 1951. *Three critical environments of deposition and criteria for recognition of rocks deposited in each of them*. Bull. Geol. Soc. Am. LXII (1): 1-19. Lám. I-IV. New York.
- Schiller, W., 1912. *La alta cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la provincia de San Juan*. An. Min. Agric. Sec. Geol. e Hidrol. VII (5): 1-68. Lám. I-XXVII. Bs. As.
- Stappenbeck, R., 1910. *La Precordillera de San Juan y Mendoza*. An. Min. Agric. Sec. Geol., Mineral. y Min. IV (3): 1-187. Lám. 1-15. 1 mapa. Bs. As.
- Stipanovic, P., 1947. *Estudio estratigráfico, geológico y tectónico de la Precordillera al E. del Río de Los Patos en Sorocayense (Prov. de San Juan)*. Tesis inéd. Univ. Nac. Bs. As.
- 1957. *El Sistema Triásico en la Argentina*. XXº Congr. Geol. Intern. Sec. II: 73-112. 2 tabs. México.
- 1967. *Consideraciones sobre las edades de algunas fases magmáticas del Neopaleozoico y Mesozoico*. Rev. Asoc. Geol. Arg. XXII (2): 101-133. Bs. As.
- 1972. *Cuenca Triásica de Barreal (Provincia de San Juan)*. En: Leanza (ed.): "Geología Regional Argentina". Acad. Nac. Cienc. Cba.: 537-566. Córdoba.
- Stipanovic, P. y Bonetti, M., 1969. *Consideraciones sobre la cronología de los terrenos triásicos argentinos*. Gond. Strat. Symp. Bs. As. II: 1081-1119. Paris.
- Stipanovic, P. y Menéndez, C., 1949. *Contribución al conocimiento de la flora fósil de Barreal (Prov. de San Juan). I. Dipteridaceae*. Bol. Inf. Petrol. 291: 44-73. Bs. As.
- Zöllner, W., 1950. *Observaciones tectónicas en la Precordillera sanjuanina. Zona de Barreal*. Rev. Asoc. Geol. Arg. V (3): 111-126. Bs. As.

Recibido el 5 de diciembre de 1973.

**ESTE NUMERO
SE TERMINÓ DE IMPRIMIR EL 17 DE SETIEMBRE DE 1974
EN LA IMPRENTA CONI, S. A. C. I. F. I., PERÚ 684
BUENOS AIRES, REPÚBLICA ARGENTINA**

**El presente número se ha financiado en parte 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 retracción de la contratapa)

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

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

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

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

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

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

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

LIBRART S. R. L.

DISTRIBUIDORES EXCLUSIVOS DE LAS PUBLICACIONES
DE INSTITUCIONES Y SOCIEDADES CIENTIFICAS ARGENTINAS

Comisión de Investigación Científica de la Provincia de Buenos Aires

INDICE BIBLIOGRAFICO DE ESTRATIGRAFIA ARGENTINA

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

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

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

Se compone del temario siguiente:

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

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

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

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

VENTA EXCLUSIVA:

LIBRART S. R. L.

CORRIENTES 127

(EDIFICIO BOLSA DE CERALES)

BUENOS AIRES

T. E. 31 - 4368

Dirección Postal:

Casilla de Correo 5047

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