

REVISTA

DE LA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

SUMARIO

BERNABÉ J. QUARTINO y RAÚL A. ZARDINI, Geología y petrología de la Cordillera del Colauñil y las serranías de Santa Rosa y San Guillermo, Cordillera Frontal de San Juan. Magmatismo, metamorfismo y metalogénesis.....	5
<u>Resolución ordenando la publicación de trabajos científicos.....</u>	<u>64</u>
G. E. G. WESTERMANN, Sucesión de ammonites del Jurásico medio en Antofagasta, Atacama, Mendoza y Neuquén.....	65
<u>Egreso de geólogos.....</u>	<u>74</u>
WOLFGANG VOLKHEIMER, Herpolitas en el Carbónico de la Sierra Pintada (con un perfil del Río Atuel) Provincia de Mendoza.....	75
HUMBERTO G. MARCHESE y CÉSAR A. FERNÁNDEZ GARRASINO, Clasificación petrográfica de sedimentitas carbonáticas.....	79
ELSA ROSSI DE GARCÍA, Un nuevo género de ostrácodo de la familia <i>Trachyleberididae</i>	95
<u>COMENTARIOS BIBLIOGRÁFICOS.....</u>	<u>99</u>

BUENOS AIRES
REPUBLICA ARGENTINA

—
1967

REVISTA
DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

This One



UOTR-UFL-3GPY

Imprenta y Casa Editora CONT, Perú 684, Buenos Aires

Inscripta en el Registro de la Propiedad Intelectual bajo el número 340.992

REVISTA

DE LA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

TOMO XXII

BUENOS AIRES

REPÚBLICA ARGENTINA

1967

GEOLOGIA Y PETROLOGIA DE LA CORDILLERA
DEL COLANGÜIL Y LAS SERRANIAS DE SANTA ROSA
Y SAN GUILLERMO, CORDILLERA FRONTAL DE SAN JUAN
MAGMATISMO, METAMORFISMO Y METALOGÉNESIS

POR BERNABE J. QUARTINO Y RAUL A. ZARDINI
Departamento de Ciencias Geológicas. Universidad de Buenos Aires

RESUMEN

El Complejo Plutónico de Colangüil constituye una destacada manifestación de la Erup-tividad Varíscica de la Cordillera Frontal. Se define como el conjunto de las plutonitas graníticas (s.l.) con sus facies tardío plutónicas, los pórfiros comagmáticos posplutónicos y las intrusiones marginales también comagmáticas. Se describe petrología y estructura de las cajas (Paleozoico inferior y superior) atendiendo particularmente al metamorfismo de contacto. El batolito en sí mismo contiene unidades internas con rasgos de composición, estructurales y morfológicos propios. Se establece la zonalidad transversal del batolito y se analizan problemas petrológicos tales como hibridación y secuencia eruptiva. Se distin-guen dos ciclos metalogenéticos sobre la base de criterios petrológicos, estructurales y geomorfológicos: mineralización epigranítica (Paleozoico superior) y mineralización epi-volcánica (Terciario).

ABSTRACT

A plutonic complex exposed along 160 km in the Cordillera Frontal is exceptional in analyzing the petrographic variations, distinction of internal units, country rocks and degree of erosion of the batholith.

The Hercynian plutonic complex is defined as a body of plutonites, rocks from the late plutonic activity, porphyritic post plutonic magmatism and smaller marginal intrusions. It was therefore possible to establish a relationship between the mineralization and eruptivity of Paleozoic and Tertiary age.

The plutonites are mainly composed of biotite-granite and hornblend-biotite-granodiorite. Sienitic-monzonite and diorite facies are also present.

Late plutonic activity is present as subhorizontal aplites and miarolitic granites. The granite porphyries (s.l.) are the result of a *comagmatic postplutonic activity* as subvertical dikes. The granite porphyries in the country rocks (Formación Eruptiva Vicuñitas) are synchronous with the porphyritic systems intruded into the plutonites. *The marginal intrusions* are granitic, dioritic and quartz-granogabbros. The batholith has a cross section zonately. In two of the internal units the row of dikes attains 10-35 % of the section.

Hybridization phenomena are discussed. The eruptivity pattern is completed with rocks of the Tertiary and Quaternary vulcanism.

The country rocks belong to the Lower Paleozoic graywacke-shale formations intensely deformed with a low grade kinematic metamorphism, and Late Paleozoic sandstones with a relatively simple tectonic style. Both show various types of hornfels, and some examples of contact schistosity are described.

The area is known by the presence of ore deposits. *Two metallogenetic cycles* are distinguished: the Late Paleozoic one is related with the batholith, and the other one is connected with subvolcanic tertiary rocks. This distinction has resulted from petrological, structural, and geomorphological analysis.

Degree of erosion of the batholith is related with the presence of epigranitic mineralization, mainly W. Mineralization related to the Tertiary vulcanism is Pb, Ag, Zn. The post magmatic porphyries of the plutonic complex are sterile.

CONTENIDO

I. Introducción	7
II. Ubicación geográfica y localización geológica.....	8
III. Síntesis de la constitución geológica.....	11
IV. Las formaciones intruídas por el Batolito de Colangüil y los efectos de contacto..	12
A) Sector Sur.....	12
Quebrada de Agua Negra	12
Quebrada de Conconta.....	13
B) Sector Noreste.....	16
C) Sector Noroeste.....	19
Quebrada de El Fierro.....	22
V. Descripción general del complejo plutónico de Colangüil.....	24
Observaciones geomorfológicas en relación con la erosión del Batolito y la disposición de los afloramientos.....	25
VI. Descripción litológica del complejo plutónico y caracterización de sus unidades internas.....	27
A) Quebrada de Agua Negra.....	28
B) Quebrada de Conconta.....	28
Diques.....	29
C) Sector Los Puentes-El Salado.....	31
1) Granito de Los Puentes-El Salado.....	32
Litología del Granito.....	33
Penetraciones tardiograníticas.....	34
Diques.....	36
2) Diorita de Los Puentes.....	39
3) Granodiorita de Las Pircas.....	40
D) Sector Las Opeñas-Los Ocúcaros.....	40
1) Granito Leonardo-Las Opeñas.....	41
Intrusiones marginales.....	42
2) Granodiorita de Tres Quebradas-Los Médanos-Lavaderos.....	43
3) Faja Gris.....	45
4) Facies sienítica-monzonítica del Bordo.....	45
E) Sector Los Ocúcaros-Santa Rosa.....	45
1) Granito de El Fierro.....	45
2) Faja Gris.....	46
VII. Las intrusiones en el Paleozoico, marginales al Batolito.....	48
Formación eruptiva Vicuñitas.....	48
Otras intrusiones.....	49
VIII. Intrusiones en el Batolito de probable origen volcánico.....	50
1) Dacitas de las juntas de las quebradas de Los Cogotes y Los Puentes, y el A° El Salado	50
2) Felsófiro al norte del A° San Guillermo.....	51
IX. Síntesis sobre el metamorfismo en el cordón de Colangüil.....	51
Caracterización del metamorfismo de contacto.....	53
X. Síntesis sobre la eruptividad.....	55
Complejo plutónico.....	56
XI. Metalogénesis con relación a la geología regional y la petrología.....	58
Listado de trabajos citados en el texto.....	62

I. INTRODUCCION

El noroeste de la provincia de San Juan es una *región escasamente conocida* desde el punto de vista geológico, salvo trabajos de tipo muy general y referencias de detalles vinculadas con aspectos parciales particularmente mineros. Esto llama la atención por cuanto en el sector norte de la Cordillera Frontal de San Juan se aloja un *complejo plutónico* que, dentro de la erup-tividad profunda del país, es quizás uno de los mejores expuestos por su extensión geográfica y por las relaciones con las cajas y el grado diferencial de erosión, hecho este último que permite tanto apreciar los fenómenos vinculados con los contactos del techo, como la individualización de unidades petrológicas internas. El Batolito de Colangüil exhibe una *llamativa asociación litológica y estructural* con otras unidades eruptivas, cuyo conjunto constituye los productos del magmatismo preterciario de la Alta Cordillera en la región.

Además la vinculación de los yacimientos minerales con los rasgos geológicos estructurales, litológicos y geomorfológicos, plantea un interesante caso de *asociación entre erup-tividad preterciaria y terciaria y metalogénesis*, la cual también está analizada en este trabajo.

Estratigráficamente el sector estudiado importa por representar la continuación hacia el norte y el oeste de los ambientes mejor conocidos de Cordillera Frontal de Mendoza y de Precordillera, es decir de la supuesta prolongación de los ambientes de sedimentación marina del Paleozoico superior e inferior.

La realización del trabajo fue promovida y financiada por Minera TEA, la cual entendió que el estudio geológico y petrológico de esta región, podía significar un aporte para el amplio estudio que se halla efectuando para el Gobierno de la provincia de San Juan. El trabajo de campo fue reali-

zado durante el mes de enero de 1963, participando en todas las observaciones de campaña los dos autores. Observaciones complementarias fueron hechas más recientemente en algunas localidades y también se efectuaron aportes a raíz de haberse realizado trabajos por alumnos del Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires. La labor de reconocimiento de esta extensa zona continúa con este último criterio a los fines de ampliar detalles (García, 1963; Plaza, 1966; Spikerman, 1967).

Metodología del trabajo: Dada la naturaleza de este estudio, es decir, recorrer una extensa zona carente de cartas topográficas adecuadas para trabajos regionales, fue necesario adoptar un sistema de combinación de cortes transversales, recorridos longitudinales y observaciones locales algo dispersas, de tal manera que condujeran a un entendimiento integral de las relaciones geológicas regionales y de las unidades internas. En todo esto influyó además la configuración geográfica, por cuanto la Cordillera de Colangüil se eleva arriba de los 3.500 metros de altura con picos superiores a los cinco mil metros. El acceso por vehículo a la zona es marginal (por el camino que une Malimán con la mina El Fierro). Algunos caminos transversales a Mina El Salado, Portezuelo de Agua Negra y Quebrada de Conconta favorecieron el desplazamiento rápido en esos lugares. El resto del área fue cubierto a lomo de mula.

La carencia de una adecuada cartografía de carácter regional, fue suplida por un conjunto (en ese momento incompleto) de fotografías aéreas, en escala aproximada de 1: 30.000 las que junto con el mapa 1: 500.000 de I. G. M. sirvieron para obtener los bosquejos geológicos regionales. Asimismo los perfiles geológicos y algunos detalles han sido realizados tomando como base las fotografías no restituidas, habiénd-

dose procedido en estos casos a mediciones de control expeditivas.

El estudio tal cual fue encarado, y dada la extensión geográfica del mismo, obligó a realizar un muestreo sistemático de aproximadamente 300 muestras que actualmente se encuentran en el Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires. Esta colección incluye muestras de la litología tipo de las distintas unidades y además otras ilustrativas de los procesos petrológicos (hibridación, contactos, etc.) y de alteración, todos los cuales se describen en el texto. Para ello fue menester el examen de 150 cortes delgados de rocas y observación de otras por el método de inmersión.

Apreciación de los resultados: Debe buscarse como principal resultado de este trabajo una *caracterización del gran Batolito de Colangüil y su marco geológico*, dentro de la cual no debe sorprender la falta de información en algunos sectores. En los casos que así ocurre ello ha sido señalado en el texto.

Además, se trata un conjunto de problemas de interés específico, tales como metamorfismo de contacto, hibridación y metalogénesis, que pueden ser la base para investigaciones futuras.

El lector observará en el texto la individualización de un conjunto de unidades internas perfectamente identificables en el campo dentro del batolito; pero se debe advertir que algunas de ellas no están totalmente delimitadas en su total extensión geográfica, lo cual, desde ya, hace prever una futura revisión. Sin embargo, este esquema es suficiente para demostrar uno de los resultados principales del trabajo, es decir, *la naturaleza compleja del Batolito de Colangüil*, desde el punto de vista estructural y litológico.

Responsabilidad de los autores y agradecimientos: La responsabilidad del trabajo corresponde a los dos autores por igual en cuanto a las observaciones de campo y redacción del texto. Uno de ellos (B. J. Quartino), ha te-

nido mayor participación en la petrología y el otro (R. A. Zardini), en los aspectos relacionados con la metalogénesis.

Agradecer se debe a los Dres. H. de la Iglesia y Martín Tabacchi; y al Ing. Zucchini, todos ellos de Minera TEA; y al Ing. Perucca, funcionario de la Dirección Provincial de Minería de San Juan, institución que colaboró con equipos y movilidad. Todos ellos, concedores del área de trabajo ofrecieron sugerencias para el mejor desarrollo de las tareas de campo. El señor Justo Paredes, de la localidad de Malimán, aportó una baquía de la zona de inestimable valor. El señor M. A. Bertolini realizó con su conocida eficiencia, preparaciones de cortes delgados de rocas. También los alumnos del Departamento de Ciencias Geológicas, Sres. Turazzini, Spikermann, Espisúa y Llorente, han colaborado en la transcripción del informe y en el dibujo de figuras, algunas de las cuales fueron efectuadas por el Sr. Kurchan. Las fotomicrografías fueron obtenidas por el Sr. A. Leveratto. Se agradece la gentileza del gobierno de la Provincia de San Juan al facilitar la publicación de los resultados de este trabajo.

II. UBICACION GEOGRAFICA Y LOCALIZACION GEOLOGICA

UBICACIÓN GEOGRÁFICA

El área motivo de las observaciones (fig. n° 1) abarcó desde la quebrada de Agua Negra, al sur, hasta la zona del arroyo Santa Rosa en el norte, es decir aproximadamente desde la latitud 30° 20' hasta los 29°; pero la mayor continuidad de las observaciones ha sido hecha al norte de la quebrada de Los Puentes (ver fig. 2), mientras que entre la quebrada de Los Puentes y Agua Negra (es decir, en el sector sur) se efectuó solamente un recorrido por la quebrada de Conconta e inmediaciones. En síntesis el estudio ha sido efectuado a lo largo de una franja de rumbo general noreste, siempre en los faldeos

orientales del Cordón Principal de la Cordillera del Colangüil y al oeste del Río Blanco, incluyendo las serranías de Santa Rosa y San Guillermo.

dos entre sí por los valles de los arroyos San Guillermo y del codo del Valle del Cura o Río de la Palca. Al sur del río de la Palca el cordón constituye

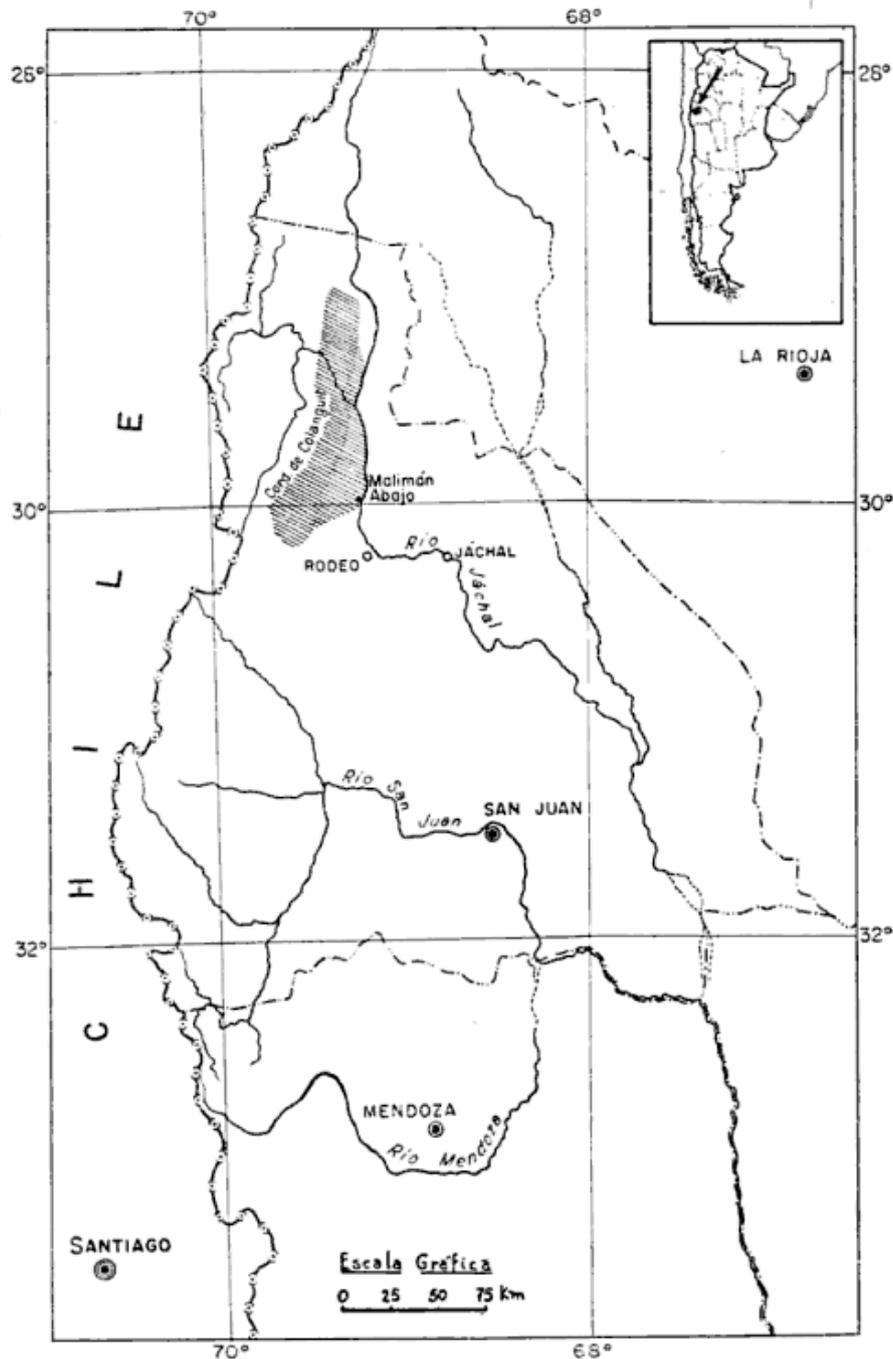


Fig. 1. — Croquis de ubicación. Rayado : área de observaciones

El Cordón del Colangüil constituye una unidad serrana bien definida con portezuelos entre 4.500 y 5.100 m y con picos de hasta 6.000 metros. Hacia el norte, esta unidad serrana pierde su fisonomía morfológica continuándose en cerros (Imán, Gloria, etc.) separa-

una divisoria de aguas importante entre las quebradas que caen hacia el curso superior del Valle del Cura al O y las que, ya dentro de la zona estudiada, descienden hacia el río de La Palca y el río Blanco al E, que pertenece al sistema del río Jachal. Estas últimas

quebradas, que dan la toponimia a la zona, son las que permiten el estudio del cordón mediante cortes transversales (fig. n° 2).

El pequeño poblado de Malimán es punto de partida para el acceso de todo el sector norte, ya que es la última población de la gran depresión longitudinal o Valle de Iglesia. En cambio las quebradas de Conconta y Agua Negra, provistas de caminos, son accesibles a partir de localidades más importantes como Rodeo e Iglesia.

LOCALIZACIÓN GEOLÓGICA

La zona estudiada por continuidad geológica regional, es considerada corrientemente como parte de la Cordillera Frontal, la cual es mejor conocida geológicamente en el sector Mendocino. El elemento decisivo para este criterio es la importancia del plutonismo, que es un conocido carácter distintivo entre los ambientes de Cordillera Frontal y Precordillera.

Sin embargo, desde el punto de vista estratigráfico, de acuerdo con las observaciones de los autores, la caracterización es menos definida, por cuanto existen en la zona al igual que en la Precordillera, extensas formaciones sedimentarias precarbónicas no atribuibles al Precámbrico. Asimismo la Cordillera del Colangüil difiere de la Cordillera Frontal Mendocina y del Sur de San Juan por la ausencia de formaciones volcánicas correlacionables con la llamada Serie Porfirítica, y por la presencia de una actividad magmática, representada por los notables sistemas de diques ubicados dentro del complejo plutónico de Colangüil-Santa Rosa.

Por otra parte, desde el punto de vista geográfico los cordones cordilleranos y precordilleranos¹ registran al norte de Iglesia una aproximación que se traduce en la supresión hacia el norte de la importante depresión Uspalla-

¹ Expresión usada según su connotación geográfica.

ta-Iglesia, la cual en última instancia, es la que separa las dos unidades geológicas mayores.

Al este del Batolito de Colangüil existe información geológica fehaciente, producida recientemente por Furque (1963) referida al Cordón precordillerano de la Punilla. Las plutonitas mapeadas por este autor significan la continuidad hacia el este del ambiente de eruptividad plutónica, probablemente en conexión con el Batolito de Colangüil. Hacia el norte, oeste y sur la información es fragmentaria, y la región está cubierta por el mapa de la hoja Copiapó de Groeber (1962) escala 1 : 2.500.000.

Otros trabajos regionales precedentes también incluyen la zona de la Cordillera del Colangüil tales como los de Brackebusch (1891) y Groeber (1948, 1951). La Hoja Las Tórtolas (Groeber, 1951) no puede tomarse como referencia en lo que respecta a la cordillera de Conconta y Colangüil ya que no existe correspondencia entre los rasgos geológicos de la zona y las unidades marcadas, quizás, debido a error tipográfico. Esta apreciación debe ser acertada por cuanto en la mencionada hoja Copiapó, la distribución del batolito y la presencia de las cajas paleozoicas coinciden, en los rasgos mayores, con lo que se observa en el terreno. En cuanto a la edad de las cajas, rasgo primordial en los lineamientos geológicos, el trabajo de Brackebusch acierta al atribuirle una edad "Paleozoica", criterio que vuelve a ser retomado por Groeber en su trabajo de 1962. Ambos autores no diferencian entre Paleozoico inferior y superior. En cambio, en el presente trabajo se ha podido constatar que *el Batolito de Colangüil corta extensamente a formaciones del Paleozoico superior fosilífero (Costas, 1964) y a otras indudablemente precarbónicas.*

Furque (1962) ha hecho también una referencia a la edad de las cajas del Batolito de Colangüil, por compa-

ración con las formaciones que afloran en el Cordón de Olivares y aún más al sur. Este autor adelanta que la granodiorita del Cordón de Olivares intruye sedimentos del Devónico y Carbónico, expresando además la idea de que los lineamientos estructurales de esta región podrían corresponder con los de Colangüil. Por otra parte, compara las lutitas y limolitas de Agua Negra, con restos vegetales (ya existía referencia en Groeber, 1951), con las capas carbónicas de la quebrada de Las Leñas en el Cordón de Olivares.

Además existe una bibliografía referente a algunos depósitos minerales en el Batolito de Colangüil (Angelelli, 1950) de la cual pueden extraerse datos geológicos de carácter puramente local, que los autores han revisado en el campo.

En lo que respecta a petrografía Stieglitz (1914) aporta referencias de localidades aisladas.

III. SINTESIS DE LA CONSTITUCION GEOLOGICA

Para el entendimiento de la descripción que sigue en otros capítulos se adelanta aquí una síntesis de las unidades que integran el área estudiada.

1. CAJA DEL BATOLITO

- a) *Sector Sur*. Quebrada de Agua Negra: Paleozoico superior; quebrada de Conconta: probable Paleozoico superior.
- b) *Sector noreste* (entre quebrada de Los Puentes y Santa Rosa): Paleozoico inferior.
- c) *Localidades en el sector noroeste*: quebrada de Los Puentes y el Salado: Paleozoico superior?

2. BATOLITO DE COLANGUIL: PALEOZOICO SUPERIOR

- a) *Quebrada de Agua Negra*: Granodiorita predominante; granitos. Escasos diques.
- b) *Quebrada de Conconta*: Granito; escasos diques.
- c) *Sector de Los Puentes - El Salado*: Granito. Al oeste del batolito stock granodiorítico de Las Pircas, al este stock diorítico de Los Puentes. El granito tiene abundantes diques en su sector central; y es pobre en ellos en el sector occidental y borde oriental.
- d) *Sector de Las Opeñas - Los Ocúcaros*: Granito de Las Opeñas - Leonardo con facies muscovíticas de Las Opeñas; pocos diques. Granodiorita de Tres Quebradas, Los Médanos y granodiorita de Los Lavaderos y finalmente granodiorita de la Faja Gris con abundantes diques esta última. Facies monzonítica-sienítica del Bordo.
- e) *Sector El Fierro - Santa Rosa*: Granito de El Fierro; pocos diques. Faja Gris granodiorítica-granítica con abundantes diques.

3. INTRUSIONES LATERALES AL BATOLITO

De composición granítica a granogabrocuarcífera. Probablemente congénicas con el ciclo plutónico.

4. DIQUES DE PROBABLE EDAD TERCIARIA

Riolíticos a basálticos dentro del batolito y en las cajas.

5. DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS DE PROBABLE EDAD TERCIARIA DE SANTA ROSA

6. DEPÓSITOS CUARTARIOS

Las unidades 2 y 3 constituyen el COMPLEJO PLUTÓNICO DE COLANGÜIL que está compuesto por plutonitas normales de grano mediano, facies plutónicas tardígraníticas (aplitas y micro-

granitos miarolíticos), sistemas de diques posgraníticos e intrusiones laterales al batolito.

IV. LAS FORMACIONES INTRUIDAS POR EL BATOLITO DE COLANGÜIL Y LOS EFECTOS DE CONTACTO

El Batolito de Colangüil intruye formaciones de edad paleozoica inferior y superior. En el último caso existe documentación paleontológica como en Agua Negra (véase Groeber, 1951, p. 336 y 337; Furque, 1962, p. 83; Costas, 1964) y en las nacientes de la quebrada de Los Puentes (Spikermann, 1967). Se atribuye edad paleozoica superior a las capas de la quebrada de Conconta, por correlación regional con la quebrada de Agua Negra y por razones de estilo estructural. Respecto del Paleozoico inferior, si bien no se conoce documentación paleontológica, la edad ha sido deducida por comparación con formaciones de Precordillera y del área vecina del Cordón de La Punilla (Furque, 1963, Formación Río Blanco) y por el estilo estructural de plegamiento disharmónico intrincado que se traduce en un metamorfismo regional de bajo grado (diferencia con Paleozoico superior).

El ordenamiento de la descripción se efectúa según sectores geológicos, debido a razones de veracidad, por cuanto las observaciones de que se dispone son en parte discontinuas.

A) SECTOR SUR

Se tienen datos de las quebradas de Agua Negra y Conconta (véase fig. 2).

Quebrada de Agua Negra

El Paleozoico despliega un estilo tectónico simple de plegamiento suave. Unicamente en las cercanías del contacto oriental con la intrusión de plutonitas, las capas se hallan seriamente dislocadas con fuerte inclinación al na-

ciente. Las rocas son fangolitas, y areniscas con muy buena estratificación en bancos de pocos centímetros a un metro, de colores negro a gris, con aisladas intercalaciones de areniscas cuarcíticas ferruginosas amarillentas. En el Puesto de Gendarmería de Abajo, a más de 20 km del borde oriental del batolito, las facies pelíticas tienen una incipiente recristalización (en el grado muscovita-clorita) *con desarrollo de una esquistosidad mimética.* Estas rocas aparentan así estar afectadas por un metamorfismo regional del más bajo grado. Sin embargo, el estilo tectónico es contradictorio con esta suposición por lo cual es dable suponer que esta recristalización sea debida a efectos de contacto.

En la proximidad inmediata con el batolito, estas rocas se transforman en *hornfels* muy bien recristalizados. El contacto es netamente intrusivo, con la incorporación de xenolitos a la plutonita, y la penetración de esta última, en algunos casos, dentro del paquete sedimentario en forma de diques. Los hornfels examinados presentan la asociación biotita-muscovita-cuarzo-magnetita-plagioclasa sódica, con penetración de venas cuarzosas. La determinación del grado metamórfico, exige mayor estudio, por cuanto faltan minerales críticos que quizás puedan aparecer en un muestreo que cubra mayor variedad de composición.

La textura es típicamente granoblástica; y la distribución homogénea de biotita, en granos dispuestos a modo de "sal y pimienta".

Edad. Al efectuarse el trabajo de campo se disponía únicamente de la información de Furque (1962, p. 83), la cual hace referencias a lutitas y limonitas que contiene restos vegetales no determinados, pero que corresponden al mismo nivel de restos con Rhaconopteris, de la quebrada de Las Leñas atribuidos por dicho autor al Carbónico "sensu lato". Anteriormente Groeber (1951, págs. 336-337) cita una co-

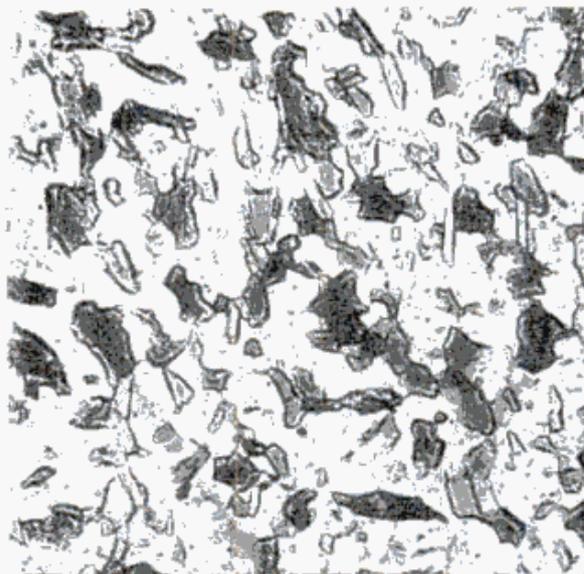
municación oral de Keidel sobre el hallazgo de plantas fósiles en la quebrada de Arrequintín, sugiriendo por ello una edad Antracólítica. Posteriormente Costas (1964) conjuntamente con los autores, halló *fósiles marinos* aún sin determinar, pero que según el Dr. A. J. Amos (comunicación verbal), pertenecen al Carbónico superior. La colección de fósiles se halla en el Instituto Nacional de Geología y Minería.

Quebrada de Conconta

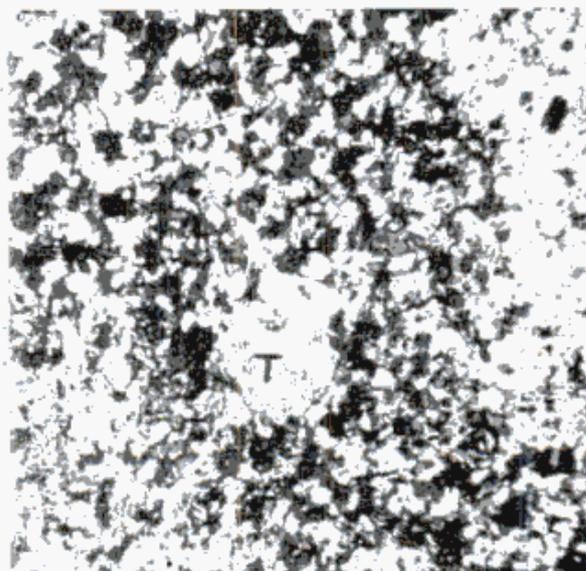
En esta localidad el Paleozoico superior es techo y caja lateral del batolito granítico, y está constituido por rocas predominantes psamíticas, en lo principal grauváquicas, muy cuarzosas. Como en Agua Negra, las facies más finas son areniscas finas a limolitas. Hay además pequeñas intercalaciones de banquitos conglomerádicos que presentan clastos volcánicos de 1 mm a 1/2 cm. La estratigrafía es difícil de apreciar por el efecto térmico del granito. Son rocas negras a gris negruzco que se parten por planos de diaclasas múltiples, lo cual dificulta la apreciación de la actitud de las capas. Al oeste del batolito, ya lejos de su influencia, puede verse mejor la composición de las rocas originales, cerca del lugar llamado Las Vicuñitas. Son areniscas con cuarzo y feldespato (plagioclasa sódica) cuyo carácter grauváquico está dado por la falta de selección y redondeamiento de los clastos, y una proporción de matrix sericítico-clorítica algo inferior a la que tienen las grauvacas verdaderas. Contienen también algunos clastos de pelitas y agregados pavimentosos cuarzosos y láminas de mica incolora y biotita. Aún en estas rocas en que el efecto térmico no es importante, se aprecia recristalización de la mátrix a clorita-muscovita y a veces a biotita. Puede suponerse que ello en parte sea debido a las intrusiones de los pórfiros riolíticos de la Formación eruptiva Vicuñitas.

Los *hornfels* producidos por el con-

tacto del granito se pueden agrupar en tres tipos: 1) biotíticos granoblásticos homogéneos; 2) el mismo con nódulos de clorita-sericita, y 3) cordieríticos (véase fotomic. 1, 2 y 3). Los tipos 1 y 2 han sido hallados asociados en rela-

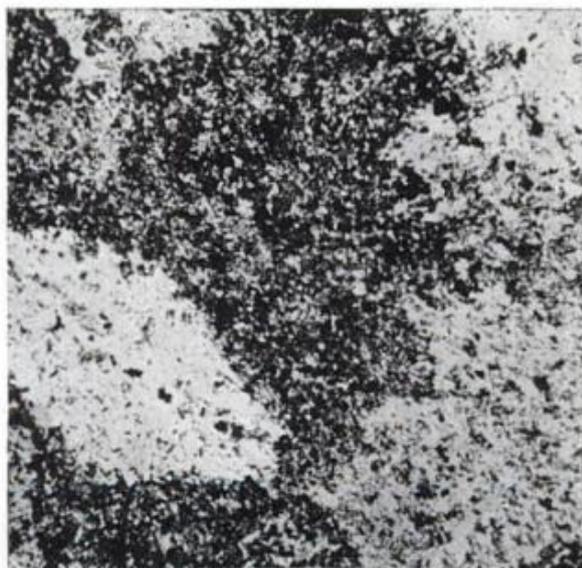


Fotomic. 1. — Hornfels de Conconta. Tipo uno: estructura granoblástica; biotita distribuida según estructura micromotecada o de «sal y pimienta». Sin analizador. $\times 120$.



Fotomic. 2. — Hornfels de Conconta. Tipo dos: nódulos ricos en muscovita-clorita (parte izquierda y derecha de la fotografía). Los espacios internodulares son análogos al hornfels de tipo dos; T, meta cristal de turmalina. Con analizador. $\times 100$.

ción con su proximidad al granito, encontrándose el tipo 1 junto al contacto. *El tipo uno* tiene biotita en pequeñas motas ("sal y pimienta") distribuidas en forma regular, destacándose bandas más biotíticas, que coinciden con la variación granulométrica relictica; la recristalización es muy avanzada con cuarzo-feldespatos-biotita con pleocroísmo muy fuerte. *El tipo dos* presenta nódulos de tamaño medio 0,5 mm constituidos por escamas de clorita y bioti-



Fotomic. 3. — Hornfels de Conconta. Tipo tres; porfiroblastos de cordierita poikilítica. La biotita se concentra en los espacios interporfiroblásticos. Con analizador. $\times 70$.

ta de pleocroísmo pálido; en los nódulos hay menor proporción de cuarzo-feldespatos que en los espacios internodulares, en los cuales la biotita es fuertemente pleocroica, acompañada por clorita. Los nódulos son definidos en sus límites, o bien se pierden como crecimientos cloríticos que siguen una orientación probablemente según la primitiva estratificación. *El tipo tres* cordierítico, recuerda al biotítico común; únicamente el grano es más fino y presenta porfiroblastos xenoblásticos de cordierita poikilítica de tamaño promedio 0,3 a 0,5 mm. Son isodiamétricos, o bien alargados, agrupándose a veces

en agregados pavimentosos. Como en el caso de los nódulos, dentro de los porfiroblastos de cordierita las inclusiones son de biotita clara y otras probablemente de clorita. En los espacios intercordieríticos, la biotita es fuertemente pleocroica, de distribución moteada, con estructura granoblástica no orientada.

La actitud de las capas. En esta quebrada la disposición de las capas que constituyen el techo del batolito, conservan un estilo estructural sencillo de subhorizontalidad. En la boca de la quebrada de Conconta, en el faldeo derecho, las capas inclinan hacia el naciente como si el granito situado inmediatamente hacia el este hubiera transmitido empuje sobre las mismas. Además en la margen izquierda de la quebrada (aguas arriba de la tranquera de la Cía. Minera) existe una fractura posgranítica (véase figs. 3 y 4) que afecta la disposición de las capas en el techo del batolito.

Intrusión pregranítica. Importa destacar la presencia en la margen izquierda de la quebrada de Conconta (punto

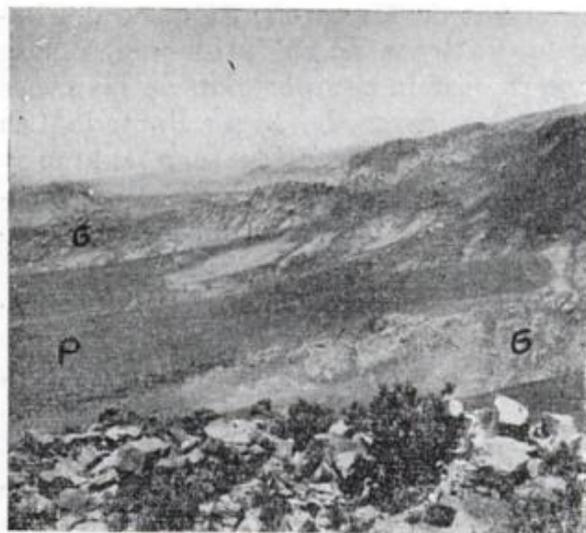
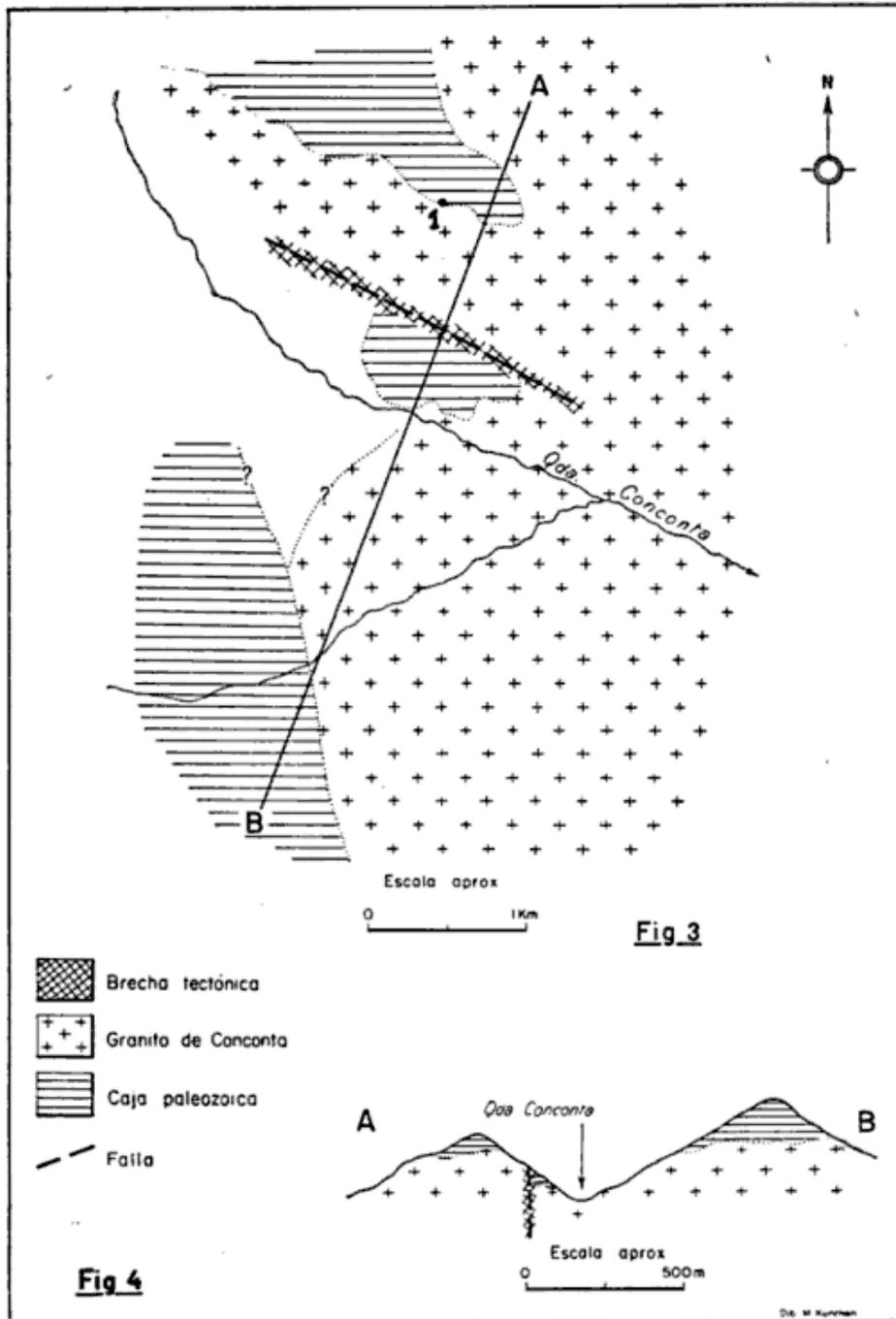


Foto 1. — Quebrada de Conconta. En primer plano rocas andesíticas pregraníticas. Al fondo afloramientos orientales del granito de Conconta (G) emergiendo entre depósitos pedemontanos (P). Arriba, a la derecha, se observa la conservación del techo del batolito en contacto subhorizontal con el mismo.

1 de la figura 3) de un afloramiento de una andesita cuarcífera que forma un reventón de aproximadamente 10 metros cuadrados (foto 1) cortado por

nosa con cuarzo, feldespato alcalino, clorita, biotita. La variación de grano en la pasta le da un aspecto similar al de pórfiro granítico s. l. La estructura



Figs. 3 y 4. — Croquis y perfil geológico en La quebrada de Conconta

el granito y aplita derivada de él. La figura 5 ilustra un detalle de la penetración del granito en dicha roca eruptiva. La roca andesítica cuarcífera es de color gris verdoso, de estructura porfírica por sus grandes fenocristales de plagioclasa. La pasta es fina, microgra-

puede interpretarse como *blastoporfírica* debido a recristalización por efecto de contacto. Producto del mismo sería la formación de grumos biotíticos que recuerdan a los que se encuentran en los hornfels vecinos.

Además, en esta misma área un di-

que de rumbo NO subvertical corta al Paleozoico, sin tener relaciones de contacto con el granito. Sin embargo, por la proximidad y la similitud petrográfica, con la roca descrita anteriormente, se supone que ambas son parte del mismo episodio eruptivo.

conjunto litológico, que fue muestreado en varias localidades.

En general son rocas pelíticas y psamíticas en secuencia típica de formación marina, intensamente plegadas y afectadas por el metamorfismo de contacto en las proximidades del batolito.

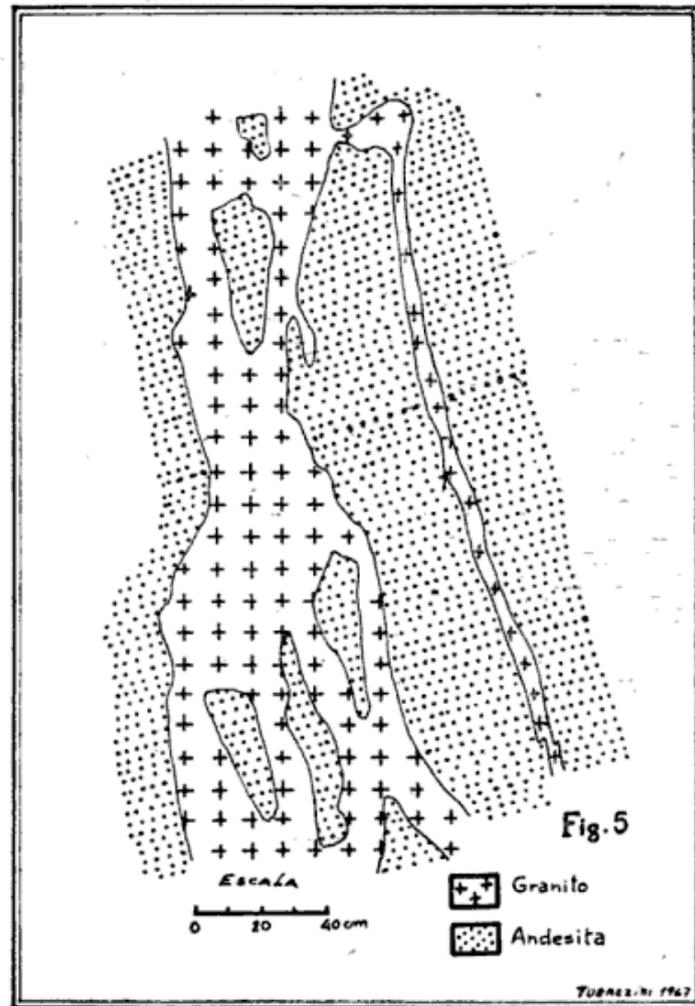


Fig. 5. — Esquema que muestra la penetración de granito en andesita (quebrada de Conceпта)

B) SECTOR NORESTE

La caja del batolito entre la quebrada de Los Puentes en el sur y la serranía de Santa Rosa en el norte, Vegas de Chorrillos y Potrerillos, ha sido observada con un mayor detalle en las quebradas de Los Puentes y de El Salado. Hacia el norte un recorrido longitudinal hasta la Serranía de Santa Rosa, completado con el reconocimiento del Valle del río Blanco, permitió comprobar la constancia de un mismo

La edad de este conjunto litológico es dudosa y quizás pueda suscitar un problema análogo al de las sedimentitas de bajo metamorfismo de la Precordillera las cuales se conocen como formaciones pretilíticas. En efecto, todo el conjunto litológico está afectado por un metamorfismo regional de muy bajo grado, casi puramente dinámico o de plegamiento, dentro de la zona de clorita. En la quebrada de Los Lavaderos (corta profundamente el llano de Los

Médanos) (fig. 2), los afloramientos de estas rocas son continuos desde el contacto con el batolito hasta el río Blanco, es decir, hasta la Formación Río Blanco a la que Furque (1963, p. 36-37) atribuye una edad paleozoica inferior, ordovícica, aunque con reservas, por falta de documentación paleontológica. El tipo de pliegues que en esta formación (Furque, op. cit.) denominó acertadamente como "intrincados" caracteriza también al conjunto litológico que es caja oriental del batolito al norte de la quebrada de Los Puentes. Los autores hallaron cerca de Las Vegas del Potrerillo (serranía San Guillermo, Santa Rosa) *areniscas con restos vegetales*¹ no identificables. Este dato descarta una edad precámbrica.

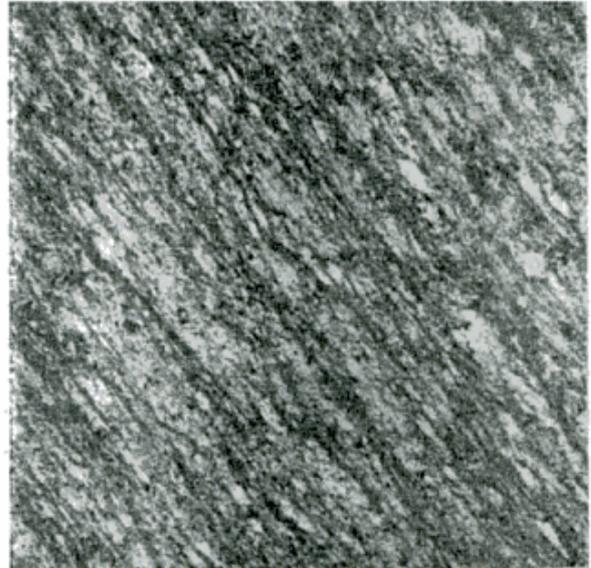
El estilo estructural de intenso plegamiento de estas rocas es un indicador decisivo para diferenciarlas de las capas carbónicas, las cuales tienen un estilo estructural mucho más sencillo y asociado litológicamente a una mayor predominancia de las facies psamíticas. En síntesis, este conjunto litológico es seguramente precarbónico.

Pese a que los autores no vieron en su recorrido la discordancia entre estas dos formaciones, la misma está implícita en las diferencias del estilo estructural, no siendo aceptable que éstas sean un reflejo del distinto comportamiento estructural por litología, ya que dentro del conjunto plegado también existen niveles psamíticos.

El metamorfismo regional es también carácter distintivo concluyente. Las pelitas tienen *recristalización a clorita-sericita* y lo mismo sucede con la matriz de las grauvacas y areniscas grauváquicas. Las primeras llegan a adquirir la estructura típica de las pizarras, mientras que las segundas conservan un aspecto exterior de rocas sedimentarias.

¹ Se agradece a la Lic. Sra. Pöthe de Baldis el análisis palinológico efectuado en esta arenisca, que dio resultados negativos.

La recristalización y desarrollo de *esquistosidad dinámica* (fotomic. 4 y 5) (*clivaje de flujo*) son criterios suficientes para dar a estas rocas paleozoicas el carácter de metamorfitas, que es propio también de las rocas "pretilíticas" de la Precordillera en Barreal. En las quebradas de El Salado (donde fue recorrido un perfil de cerca de 10 km)



Fotomic. 4. — Pelita de la Formación Río Blanco, con esquistosidad dinámica. Quebrada de El Salado. Sin analizador. X 80.



Fotomic. 5.— «Arenisca grauváquica», de la Formación Río Blanco, Quebrada de El Salado, con esquistosidad dinámica. Sin analizador. X 80.

y Los Puentes, las capas de rumbo general N-S ofrecen claros ejemplos de partición pizarreña lustrosa en lajas, y de penetración (sobre todo donde el replegamiento es mayor) de venas de cuarzo lechoso a veces muy replegadas, a modo de venas ptigmáticas.

Los detalles de la estructura se observan muy bien en la quebrada de El Salado, donde los afloramientos del Paleozoico se ven entrando en la misma a partir del km 2,4 desde la quebrada del Molle. En el km 7,4 en facies de arenisca muy fina (intermedia entre grauvaca y lutita) se desarrolla por juego de clivaje de fractura una estructura en lápices (fotos 2 y 4) la cual determina una *lineación* que inclina 70° al NE casi perpendicular a la estratificación. Estos lápices alcanzan hasta 25 cm de longitud. Aquí el cuarzo lechoso visto en otros lugares siguiendo el plegamiento, penetra en diaclasas de rumbo E-O.

En el Km 10, se presenta un rasgo particular de la deformación (véase foto 3) que consiste en el desarrollo de "kink bands" o *bandas quebradas*¹.

En dicha fotografía se observa verticalmente la presencia de lápices por diaclasamiento, y horizontalmente las bandas quebradas o de "kink" entre las cuales se produce una inflexión en ángulo de la estructura vertical.

Efectos de contacto. Los resultados son aproximadamente similares a los descritos en Conconta y Agua Negra, es decir, formación de biotita como mineral crítico, cordierita no tan común, y nódulos. Es de destacar la presencia en la boca de la quebrada de Las Piedritas de un hornfels biotítico - andalusítico y en varios lugares la formación de porfiroblastos de muscovita en las rocas de contacto. Sin embargo, dada la existencia de un metamorfismo regional previo a la intrusión, hay algunas observaciones adicionales que hacer, como por ejemplo, la formación de es-

¹ Este término castellano refleja adecuadamente los caracteres de las "kink bands".

quistos biotíticos por recristalización térmica (fotomic. 6). Este aspecto será discutido más adelante al efectuar la síntesis del metamorfismo (cap. IX).

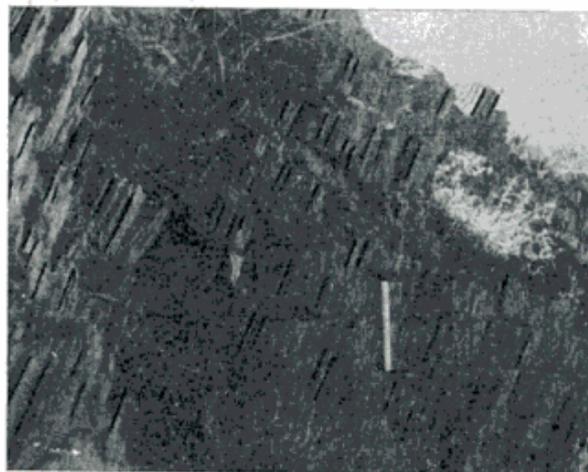


Foto 2. — Quebrada de El Salado. Detalle de capas de la Formación Río Blanco, con fuerte lineación por juegos de clivajes que determinan partición en «lápices».



Foto 3. — Quebrada de El Salado, a 10 km de la Quebrada de El Molle. Véase partición en lápices en posición vertical, en areniscas finas esquistosas de la Formación Río Blanco. Horizontalmente (k) «kink bands» (bandas quebradas). Fotografía Dr. A. J. Amos.

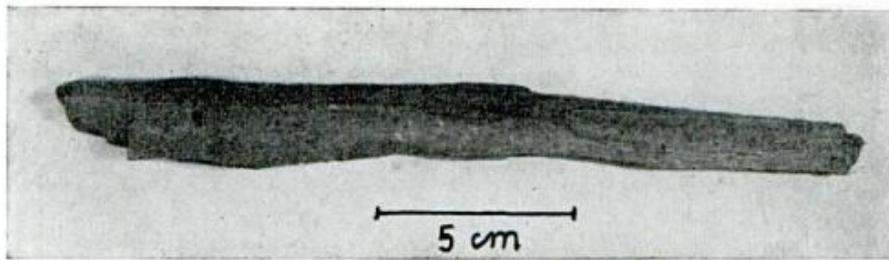
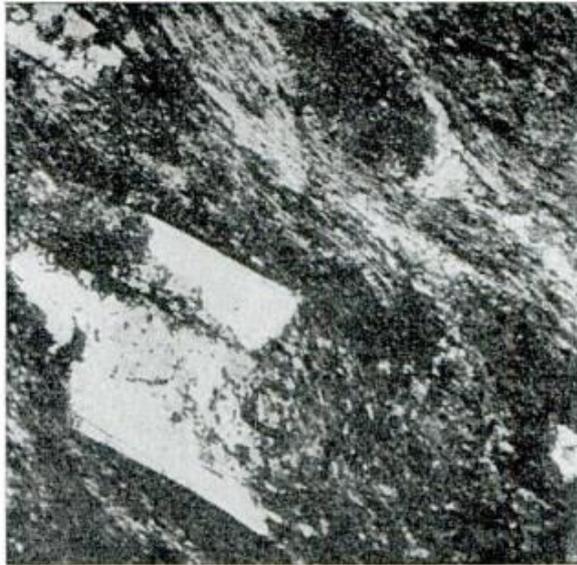


Foto 4. — Partición en lápices de las metamorfitas de bajo grado de la Formación Río Blanco en la quebrada de El Salado. Los lápices se forman por intersección entre planos de clivaje de fractura.



Fotomic. 6. — Hornfels (esquistos de contacto). La esquistosidad está determinada por la orientación de la biotita (mimética sobre original clorita). La esquistocidad estática ha acentuado la primitiva esquistosidad dinámica. Porfiroblastos de andaluisita y nódulos, dispuestos según la esquistosidad. Quebrada de Las Piedritas. Con analizador. X 25.

C) SECTOR NOROESTE

La caja occidental del batolito fue motivo de observaciones en: nacientes de la quebrada de Los Puentes, quebrada de El Fierro y quebrada de Los Leones, afluente del arroyo Santa Rosa, siempre en las vecindades del contacto con el plutón.

En la naciente de Los Puentes (quebradas de Las Pircas, Los Cogotes y Las Perdices) la formación que constituye la caja difiere litológicamente de la que

aflora aguas abajo como caja oriental del batolito. Existe, en cambio, más similitud con las rocas de las quebradas de Conconta y Agua Negra que pertenecen al Paleozoico superior. La búsqueda de fósiles efectuada por los autores en la proximidad del batolito resultó estéril.

Recientemente Spikermann (1967) halló *fósiles* mal conservados, probablemente pelecípodos de agua dulce¹. Este hallazgo es una diferencia más respecto de la caja oriental o supuesto Paleozoico inferior (Formación Río Blanco). Por lo tanto se continuaría por lo menos hasta la quebrada de Los Puentes la envoltura carbónica del batolito, tal como en Agua Negra, pero limitada al oeste.

Más al norte (y esto casi puede afirmarse para la quebrada de Las Piedritas, por la composición de los rodados), mayores niveles de erosión por mayor elevación tectónica hacen más probable la presencia de caja del Paleozoico inferior metamórfico. *Allí sería entonces la zona más apta para la búsqueda de las relaciones normales de discordancia con el Paleozoico superior.*

En el tramo inferior de las quebradas de Pircas y Cogotes (que dan nacimiento a la de Los Puentes, en el contacto batolito-caja) el *metamorfismo de contacto* se halla producido por el granito, por un cuerpo independiente de granodiorita (fig. 6) y por las intrusiones

¹ Los fósiles se hallan en el Dpto. de Ciencias Geológicas de la Universidad de B. Aires.

de pórfiros graníticos de la Formación Vicuñitas. El resultado es la

influencia del contacto no es solamente térmica ya que se ha producido una es-

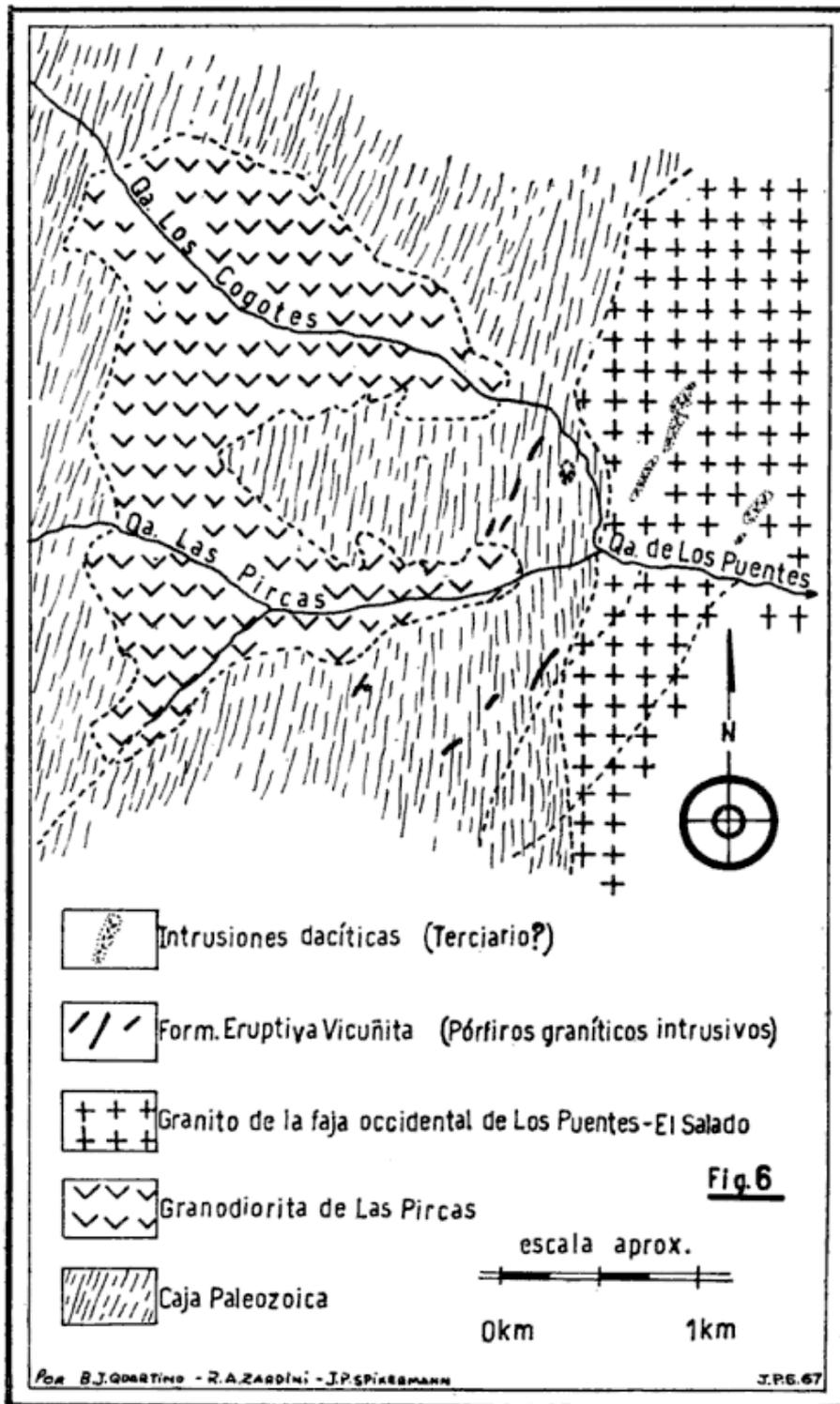


Fig. 6. — Mapa geológico de las nacientes de La quebrada de Los Puentes

producción de hornfels de biotita y/o muscovita que en las capas pelíticas presentan cordierita. La muscovita es porfiroblástica o constituye motas. La

casca turmalinización (fotomic. 7), aunque se encontró venas de pegmatitas turmaliníferas (Spikermann, 1967). Las capas de areniscas grauváquicas,

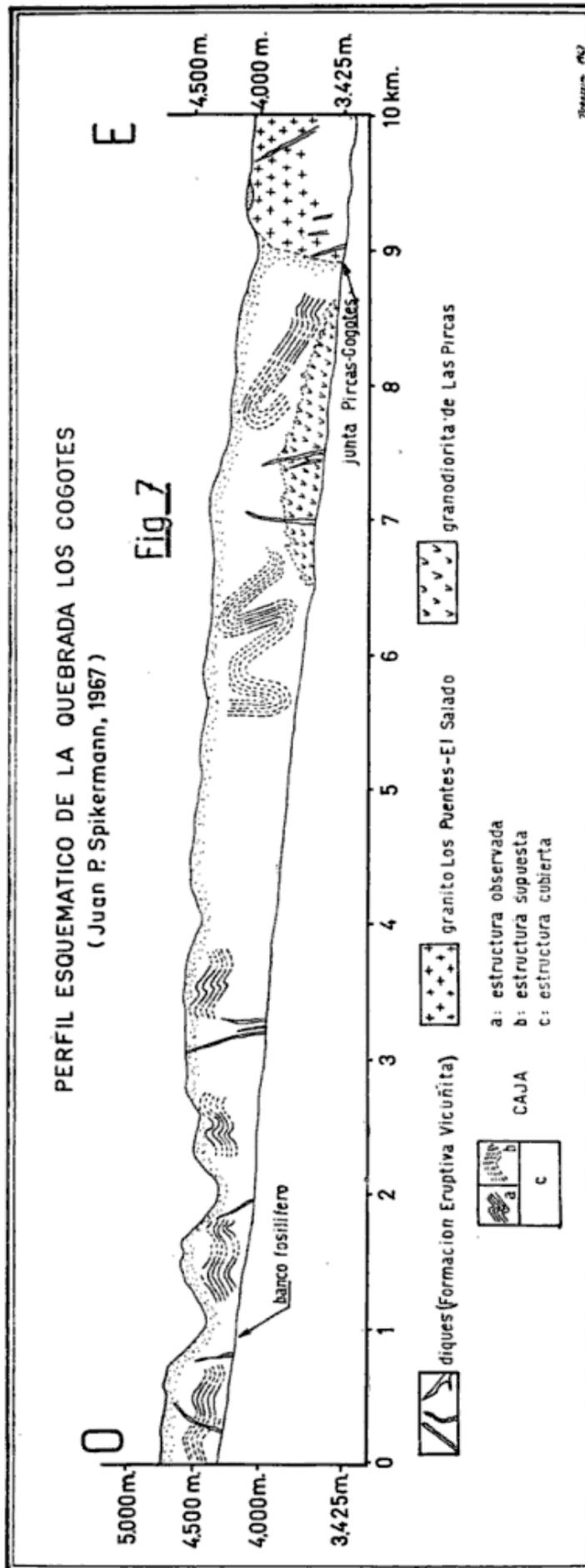
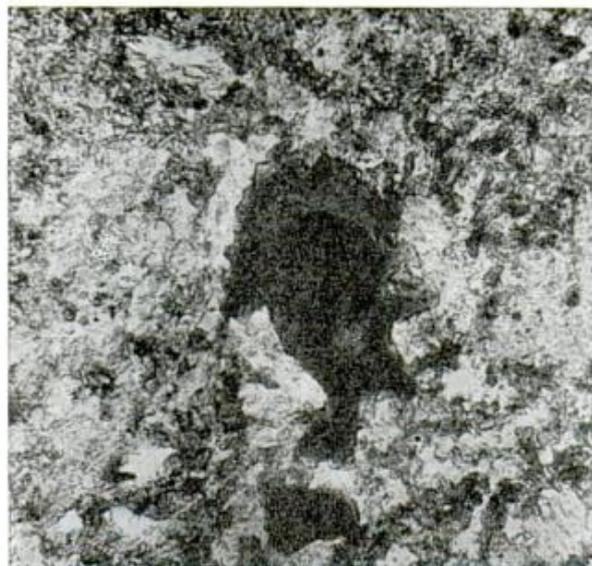


Fig. 7. — Perfil a lo largo de La Quebrada de Los Cogotes (Spikermann, 1967)

pelitas y delgados niveles de brechas interestratificadas, inclinan hacia el este es decir contra el batolito en las proximidades del mismo. El tipo de ruptura de las rocas debido a la induración por metamorfismo de contacto dificulta la observación de la estructura. Sin embargo, se observa un anticlinal de rumbo N-S entre la granodiorita y el granito de la quebrada de Las Pircas.



Fotomic. 7. — Hornfels psamítico de la quebrada de Las Pircas: metaaristal de turmalina nódulos de muscovita; biotita en espacios internodulares. Sin analizador. $\times 75$.

De acuerdo con el perfil (fig. 7) confeccionado por Spikermann (1967) la estructura es más compleja que la vista en Conconta y Agua Negra. Este autor describe el plegamiento cerca del batolito como isoclinal, que se suaviza a medida que se va alejando del mismo pero siempre con los planos axiales inclinándose hacia el este.

Quebrada de El Fierro

Las observaciones en esta localidad fueron someras debido a la existencia de un informe previo en el Dpto. de

Minería de la provincia de San Juan (I. B. E. C. 1960) ¹.

Sin embargo, el lugar es de mucho interés geológico y minero y merecería una nueva detallada investigación. Un esquema de la distribución del Paleozoico, granito y granodiorita se muestra en la figura 8 y fotografía 5. Aquí el Paleozoico sólo fue examinado en sus relaciones de contacto con los cuerpos intrusivos.

En los afloramientos que descubre la quebrada de El Fierro solamente se ve el contacto con el granito de la margen izquierda. La roca de caja es esquistosa, en facies psamíticas finas a pelíticas; promedio de los granos, 40 a 70 μ . Esta granularidad es la del pavi-

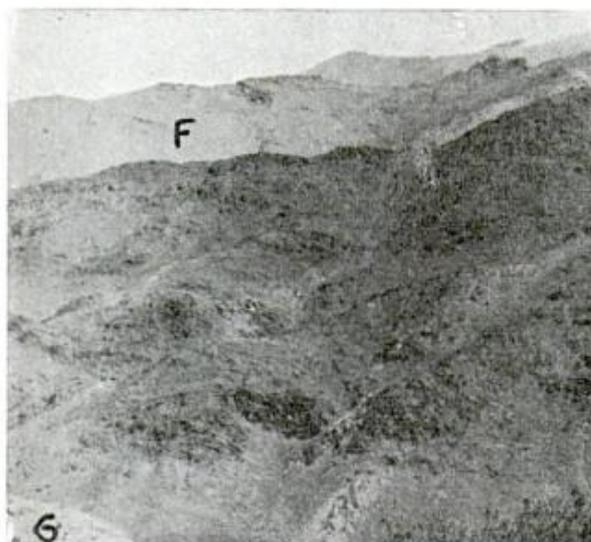


Foto 5. — El Fierro. Portezuelo hacia la llanada de la Lagunita. En primer plano (claro) el granito (G); en segundo plano Paleozoico (oscuro); al fondo granodiorita de la Faja Gris (F).

mento recrystalizado de cuarzo y feldespato con clorita y sericita. El aspecto de estas rocas es el de un esquisto, pero probablemente sea de un carácter secundario de contacto, por la disposición de los nódulos (sericita-clorita) según la primitiva estratificación. Estos nódulos de 2 a 3 mm pasan a porfiro-

¹ El examen posterior de este informe reveló que el mismo no tiene aportes de valor al conocimiento de la caja del batolito.

blastos de muscovita; venas de cuarzo y granos de turmalina son productos de aporte.

La recrystalización es muy intensa. Esta se acentúa aún más en los fragmentos de hasta 80 cm incorporados al

riencia sugeriría que estos xenolitos son rocas graníticas de grano fino (véase fotomic. 8).

Finalmente en la quebrada de Los Leones, la cual es continuación de la quebrada Hedionda que nace en el ce-

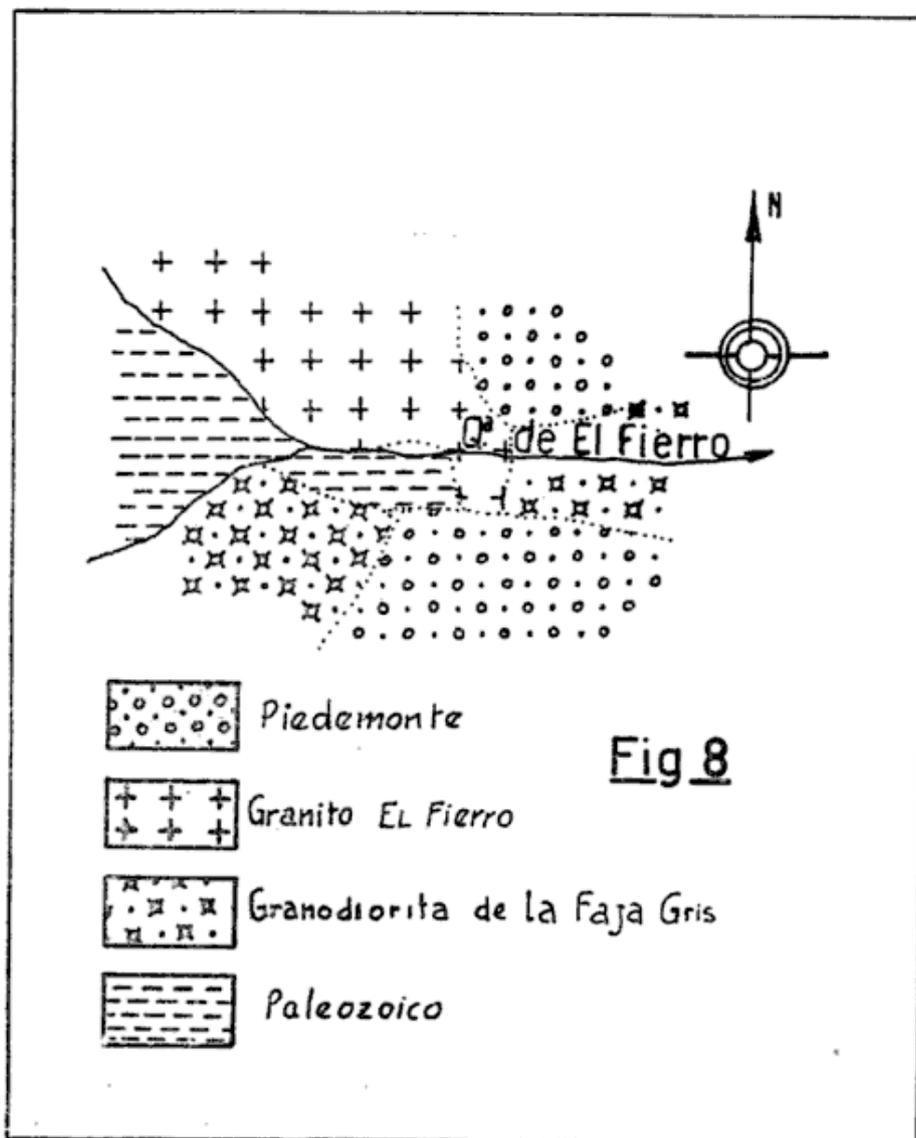


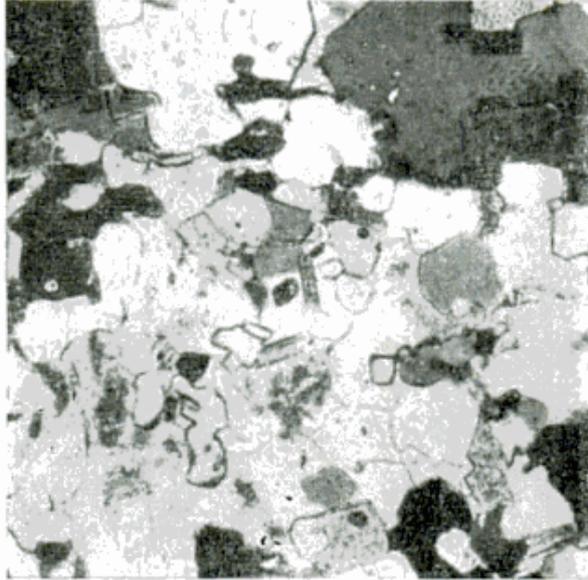
Fig. 8. — Croquis geológico (fuera de escala) en la quebrada El Fierro

granito. En éstos se ha producido una verdadera granitización con importante recrystalización de biotita e introducción de venas graníticas. El material granítico también se ha difundido metasomáticamente, dando lugar a la asociación biotita-muscovita-cuarzo-plagioclasa sódica-ortoclasa y a veces turmalina. Si no fuera por su aspecto esquitoso, la composición y en parte la apa-

rrero Gloria, al norte del arroyo San Guillermo, la caja paleozoica está constituida por rocas psamíticas verdosas y gris verdosas con textura de areniscas grauváquicas modificadas por el metamorfismo de contacto que ha producido porfiroblastos de cordierita y muscovita. Alternan con ellas lutitas negras con similar metamorfismo de contacto.

Sobre la edad de estas formaciones

al norte de El Fierro no puede llegarse a conclusión, aunque existe la fuerte impresión de que pertenezcan al Paleozoico superior (Carbónico), teniendo en cuenta la litología previamente descrita.



Fotomic. 8. — Hornfels granitizado de El Fierro. Agregado granoblástico de composición granítica, rico en biotita, formado por recristalización y metasomatismo de un xenolito. En el centro un metacrystal poikilítico de ortosa. Con analizador. $\times 70$.

V. DESCRIPCIÓN GENERAL DEL COMPLEJO PLUTÓNICO DE COLANGÜIL

Con el nombre de Complejo Plutónico de Colangüil se designa aquí no solamente a las plutonitas que afloran generosamente en el faldeo oriental del Cordón del Colangüil, del cual toma su nombre, sino al conjunto todo que constituye una *unidad petrológica mayor*, y que está integrado por las plutonitas del batolito, los diques dentro de las mismas y un conjunto de intrusiones menores laterales al batolito de facies plutónica e hipabisal. Se extiende por lo menos desde la latitud $28^{\circ} 50'$ hasta $30^{\circ} 15'$, es decir a lo largo de aproximadamente 160 kilómetros, y entre las

longitudes de 69° y $69^{\circ} 30'$, con rumbo general NNE.

La planta de los afloramientos se ensancha en el sector septentrional, al norte del arroyo San Guillermo, donde alcanza alrededor de 30 km; pero en su desarrollo general su ancho promedio es de 8 a 12 km. *Es decir es un gran cuerpo elongado que sigue los grandes lineamientos estructurales de la región.* Los límites generales dados son conservativos, en el sentido de que este gran batolito es una unidad probablemente mayor que se continúa hacia el norte y hacia el sur, debiéndose pensar que las plutonitas aisladas (por ejemplo las de Agua Negra), que se sitúan en la prolongación del eje intrusivo, pertenecen al mismo complejo plutónico. El hecho que apoya esta apreciación es la poca denudación a que en general ha sido sometida la caja del batolito, a tal punto que en sectores de afloramientos muy continuos y extensos, como en el sector central oriental de Los Puentes a Los Médanos, *la conservación del techo* es un rasgo característico.

Las plutonitas granodioríticas del Cordón de Olivares se sitúan según Furque (1962, p. 84) a lo largo de las mismas líneas estructurales que más al norte determinan el emplazamiento del batolito de Colangüil, es decir ambos grupos de plutonitas son el resultado de la misma causa orogénica. Este criterio ya era anteriormente un fundamento de la interpretación de la continuidad geográfica de la eruptividad del Paleozoico superior de la Cordillera Frontal (véase Groeber, 1952).

La edad Variscica que asigna Furque a las plutonitas de Olivares concuerda con las observaciones de los autores en el Batolito de Colangüil, según se deduce de la discusión sobre la edad de las capas intruidas. Este sería pues un miembro prominente de la importante actividad plutónica del Paleozoico superior de la Cordillera Frontal de Mendoza y San Juan, a cuyos representan-

tes en el área de la Alta Cordillera de Mendoza, Polanski (1958, p. 171) adscribe al Cielo Tardío Variscico.

Hacia el norte las observaciones de los autores llegan al arroyo Santa Rosa y su unión con el río Blanco, pero la apreciación del paisaje da indicios sobre la continuidad del plutón hacia el noreste, es decir hacia las sierras de Cachiyuyal y Chaparro. En el mapa de la figura 2 se ha indicado un ensayo de esta continuación. Es seguro que el batolito cruza el río Blanco (en su tramo NE) tal como lo indica Groeber (1948) en su mapa.

Al este del batolito de Colangüil, Furque (1963), ha mapeado y descrito dos afloramientos de granodiorita al oeste del río Blanco. Uno de ellos está ubicado a 6 kilómetros de las juntas del río Blanco y el río de la Palca, e intruye a la supuesta Formación ordovícica Río Blanco. El otro es un resalto sobre el Llano de los Médanos a la altura de Carrizalito, es decir algo al sur de la salida de la quebrada de los Médanos. El autor citado encolumna en el mapa a esta granodiorita en el Devónico, y en el texto (op. cit. p. 63) señala que las intrusiones más antiguas son post-ordovícicas y precarbónicas. Pero es indudable que estas plutonitas son parte del Batolito de Colangüil que corta al Carbónico, por lo cual cabe aceptar el criterio expuesto por dicho autor (Furque, 1961), que significa atribuir una edad variscica al batolito de Colangüil por identidad de localización estructural con las granodioritas del Cordón de Olivares¹.

OBSERVACIONES GEOMORFOLÓGICAS EN RELACIÓN CON LA EROSIÓN DEL BATOLITO Y LA DISPOSICIÓN DE SUS AFLORAMIENTOS

El batolito en su sector más conocido, es decir en el Cordón del Colan-

¹La fecha de pie de imprenta (Furque, 1963) no significa posterioridad respecto del trabajo publicado en 1961. La edición del mapa de la Hoja Guandacol data del año 1961.

güil, aflora en su vertiente oriental. La línea cuspidal de la sierra corresponde a la caja occidental de capas paleozoicas (con posible excepción en el sector central en la zona de Los Médanos). Para apreciar el *grado de erosión* el elemento fundamental a tener en cuenta es la *conservación del techo*, detalle que por otra parte contribuye a la reconstrucción de la forma de la intrusión en sus niveles superiores. En la quebrada de Concepta y en la que se halla inmediatamente al norte, el techo se conserva en posición llamativamente subhorizontal (foto 1), de manera que el granito aflora en los tramos por la escisión de las quebradas, mientras que el paleozoico cubre los espolones serranos. Lo mismo sucede en la quebrada de Las Opeñas en su tramo inferior.

El granito se levanta significativamente hacia el oeste en la zona de Los Puentes-El Salado, lo cual puede deberse a causas tectónicas, es decir a un levantamiento mayor en el bloque del lado occidental. Sin embargo, la cuestión es dudosa por cuanto debido a la carencia de formaciones posgraníticas que puedan servir de control para la apreciación de los ascensos cabe la posibilidad de atribuir la mayor elevación del oeste a la disposición natural del batolito que no debe ser necesariamente una estructura de disposición vertical.

El contacto entre granito (al este) y granodiorita (al oeste) en la quebrada de Los Médanos arriba, se debe seguramente a una falla (figura 9). Este límite estructural longitudinal se corresponde con la distribución en la zona de Los Puentes-El Salado de una faja oriental granítica penetrada por un sistema longitudinal de diques, que forma relieves bajos, y una faja occidental granítica masiva, que forma los altos espolones serranos en contacto con el Paleozoico. Más al norte las serranías de los cerros Corral, Imán, Glo-

ria y del Infiernillo, han de tener una importante fractura al naciente.

Valorando la *magnitud de la denudación de las capas paleozoicas y de la erosión de los términos superiores del batolito* es indudable que desde Santa Rosa hasta Conconta, el batolito perdió altura de intrusión. En Conconta exis-

encuentran conectadas con la actividad tardío granítica del batolito, y no se hallan en las plutonitas normales, porque han sido erodadas en sus niveles superiores.

En Agua Negra las plutonitas no fueron puestas al descubierto antes de las efusiones de andesitas que forman

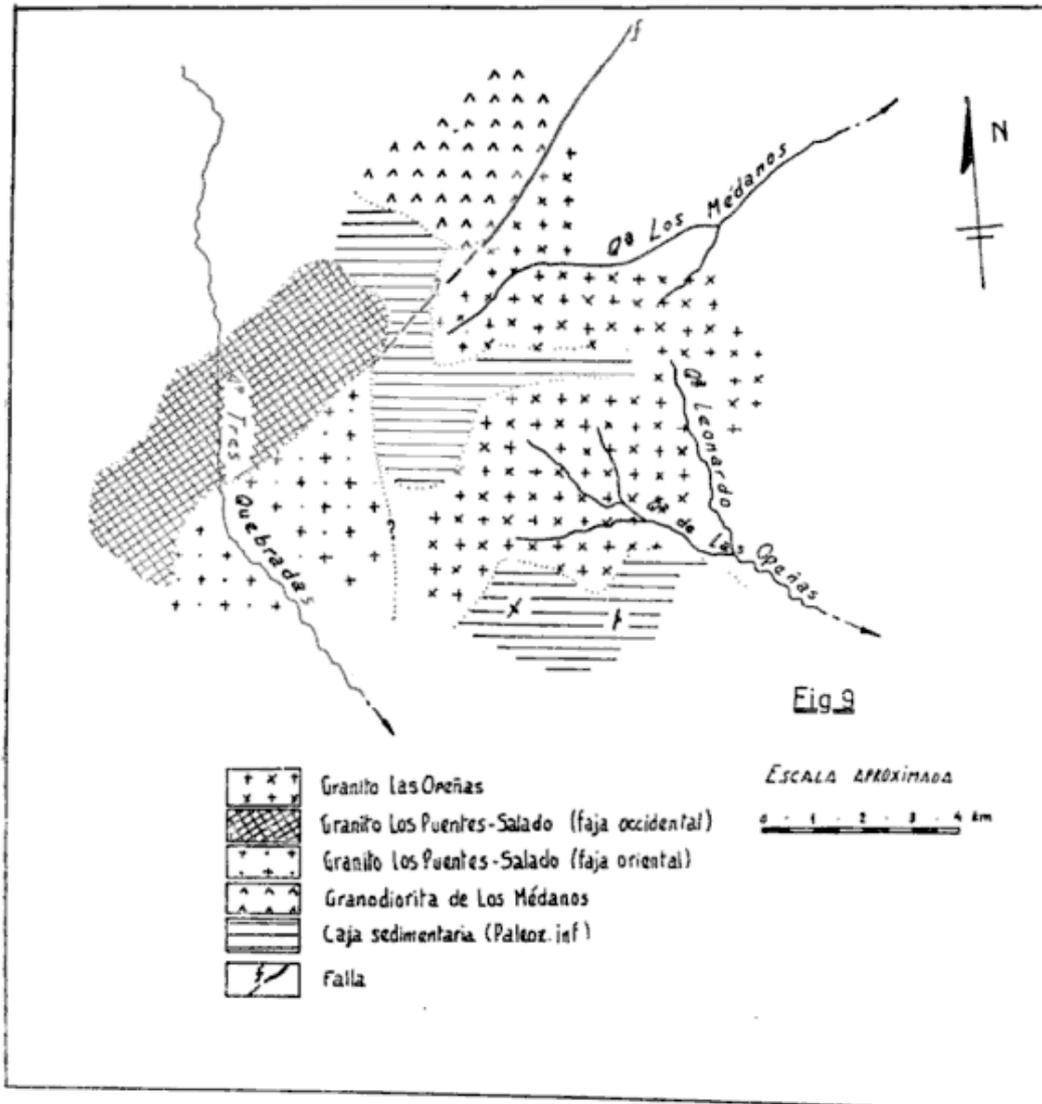


Fig. 9. — Croquis geológico entre Tres Quebradas, Los Médanos y Las Opeñas

ten manifestaciones wolframíferas y y ello sucede también en Arrequeintín, en pleno ambiente del techo paleozoico; mineralizaciones estas últimas que tienen indudable conexión con niveles superiores del batolito. También el desarrollo de granófiro en Agua Negra significa condiciones de cristalización superficiales. Más al norte en Los Puentes, las manifestaciones granofíricas se

el tramo superior de la quebrada, las cuales son presumiblemente terciarias.

A la altura del "arenal", en dicha quebrada, estas vulcanitas modernas se apoyan sobre el Paleozoico, hallándose la granodiorita del plutón por debajo de éste. Quiere decir, que aquí es la erosión reciente la que labró el curso profundo de la quebrada descubriendo al plutón granodiorítico; igualmente es

cuartaria la erosión del batolito en Conconta.

Los depósitos cuartarios de cono y bajada que descienden de las serranías de Colangüil en la quebrada de El Salado son de dos tipos litológicos: 1) Los de más alto nivel, formados por clastos de las capas paleozoicas; y 2) Los más bajos, formados por rodados de rocas del batolito. Además la transición de unos a otros es visible en la margen izquierda del corte de los depósitos aterrazados por ser la parte inferior del perfil del primer tipo y la superior del segundo. *Esto indica que la erosión del batolito fue posterior a la deposición del nivel más alto.*

En el borde oriental de la sierra, entre las quebradas de Mondaca y Conconta, el granito se halla al descubierto, continuando sus afloramientos hacia el este, los cuales emergen entre las acumulaciones aluvionales aterrazadas del sistema fluvial Iglesia-Río Blanco. Es decir, no hay evidencias de la deposición de sedimentos terciarios sobre las plutonitas. *La falta de evidencia de la deposición de capas terciarias sobre el batolito en el sector sur, está en contraste con lo que ocurre en el externo norte.* Aquí en la cañada del Sapito (afluente del arroyo Santa Rosa) hay

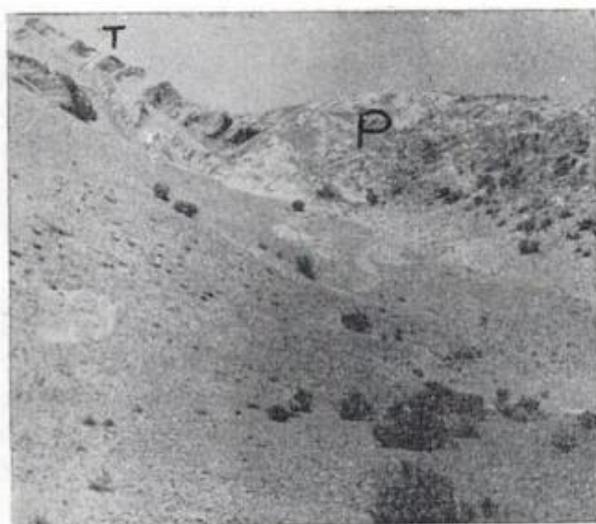


Foto 6. — Arroyo El Sapito, afluente del Santa Rosa. Capas terciarias (T) inclinadas al oeste noroeste sobre, las plutonitas (P).

areniscas rojizas amarillentas con horizontes conglomerádicos que inclinan 40° al ONO y se apoyan sobre las plutonitas. En el tramo inferior del arroyo Santa Rosa se encuentra la misma relación. Este bajo contiene depósitos terciarios (véase foto 6).

La erosión del batolito es, pues, de mayor importancia al norte del río de la Palca y al oriente del C° Gloria. Ya se verá luego que la llanada de La Lagunita y su continuación al norte del río de la Palca, es una superficie bastante regular, cortada profundamente en el granito, a modo de un pedimento con su cubierta aluvional nivelada en un plano que se halla cerca de 800 m por sobre el cajón del río de la Palca.

Los niveles pedemontanos que caen a la depresión del río Blanco entran profundamente en el Cordón del Colangüil, como se observa por ejemplo en las quebradas de Los Puentes y El Salado y en la zona de El Fierro, cubriendo niveles de erosión en el batolito, por lo tanto *hay un contraste de nivel de erosión en el batolito entre el sector norte —muy acentuado— y el sector al sur de la quebrada de Conconta.*

VI) DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA DEL COMPLEJO PLUTÓNICO Y CARACTERIZACIÓN DE SUS UNIDADES INTERNAS

La subdivisión del batolito es presentada en parte con el sentido de una subdivisión geográfica (*sectores*) y en parte como expresión de la caracterización de *unidades*. Véase el esquema de la distribución temporal y geográfica de las unidades y sectores.

Se lleva a cabo de ese modo una distinción de tipos litológicos dentro de las plutonitas, en unión de otros caracteres, como la morfología y la estructura interna en relación con la cantidad y tipos de diques que cortan al plutón. Los resultados dan una idea de la *complejidad interna del batolito*. Este hecho, no frecuentemente conocido

en la literatura argentina, debe ser tenido en cuenta porque es la base para toda interpretación geológica de ciclos de eruptividad plutónica que puedan conectarse con los ciclos de diastrofismo. La mera distinción de la especie petrográfica pierde así significado para la separación de los ciclos de actividad batolítica y revalida para este sector de la Cordillera Frontal el concepto de *asociación de rocas que caracterizan a las unidades eruptivas mayores*.

Los sectores en que ha sido dividido el batolito son: A) Agua Negra; B) Conconta; C) Los Puentes-El Salado; D) Las Opeñas-Los Ocúcaros; E) El Fierro-Santa Rosa. Las unidades internas son tratadas en cada caso.

A) QUEBRADA DE AGUA NEGRA

Las plutonitas aparecen claramente intrusivas en las capas paleozoicas, a lo largo de aproximadamente 5 km. El afloramiento está determinado exclusivamente por el corte profundo de la quebrada, conservándose el techo en los altos faldeos.

En las plutonitas se observan dos tipos litológicos distintos, que probablemente correspondan a una misma unidad intrusiva; ellos son: granodiorita hornblendo-biotítica y granito con biotita, muy rico en ortosa.

La *granodiorita hornblendo-biotítica* es de grano variable, de color gris rosado, compuesta en lo esencial por oligoclasa básica, biotita, hornblenda verdosa, cuarzo y ortosa, los dos últimos a veces en *asociación granofírica*. Es posible apreciar, además, variaciones desde el tipo normal a rocas más dioríticas, que se hacen más grisáceas por el aumento de minerales ferromagnéticos y disminución del feldespato potásico. Algunos tipos intermedios son de granularidad inhomogénea.

El *granito con biotita, muy rico en ortosa*, es rosado. La ortosa es microperítica y a veces en asociación granofírica con cuarzo, rasgo estructural que

caracteriza a todas las plutonitas de esta zona. En el contacto con las sedimentitas paleozoicas el grano suele pasar de granoso mediano (aunque menos grueso que la granodiorita común) a variedades muy finas. Por otra parte, la deformación en estas plutonitas es muy leve, reduciéndose a una tenue cataclasis en los granos de cuarzo, por lo general ondulados.

Estas rocas no presentan otros caracteres que tengan valor distintivo. Ya se puede notar aquí la ausencia de crecimientos pegmatíticos y mucho menos de pegmatitas estructurales, característica que se extiende a todo el batolito con contadas excepciones. Con todo, junto a un borde microgranoso, producido por enfriamiento de contacto, se encontró una granularidad mayor, producto del aprisionamiento de los volátiles. Esta observación es excepcional, pero recuerda la cita de Angelelli (1941, p. 76; 1950, p. 118) acerca de cuerpos pegmatíticos mineralizados en el granito próximo a La Majadita.

Las rocas de los diques de la asociación normal con rocas graníticas, no son en Agua Negra (como también sucede en Conconta) rasgos de interés como en la quebrada de El Salado, donde serán tratados con detenimiento.

B) QUEBRADA DE CONCONTA

El ancho visible del batolito en esta quebrada es de unos 4 a 5 kilómetros. Los afloramientos se hallan en el tramo inferior de la quebrada y en los resaltos emergentes entre las acumulaciones pedemontanas.

La erosión del batolito es incipiente, reduciéndose a la incisión profunda de la quebrada y a los faldeos bajos orientales de la sierra, ya que las capas paleozoicas se conservan como techo bastante continuo en contacto subhorizontal con el granito.

Este contacto, suavemente ondulado, se aparta marcadamente de la horizontal y se hunde hacia el oeste, a lo largo de la quebrada.

La litología en la quebrada de Conconta es muy simple: son *granitos* rosado-amarillentos, tonalidad que se debe a la alteración generalmente leve e impregnación ferruginosa de los feldespatos, ya que en una localidad (quebrada que baja a la quebrada de Conconta en su margen izquierda, inmediatamente aguas abajo del puesto de Gendarmería) el granito de igual composición es blanco muy fresco. La cantidad de biotita y el grano son variables de mediano a grueso, como se observa en los afloramientos a la salida de la quebrada de la mina de wolfram, llegando hasta microgranitos de granularidad inhomogénea. Por falta casi de biotita este granito grueso es leucogranito y en los tipos finos a medianos la biotita puede ser abundante o también faltar. A diferencia de Agua Negra, la observación microscópica ha revelado texturas granosas sin *crecimientos gráficos*. El desarrollo micrográfico ha sido observado en diques gruesos de microleucogranito de tono rojizo, más subido a la salida de la quebrada de la mina de Wolfram, inmediatamente al norte de la de Conconta. La riqueza en ortosa es notable, siendo este mineral característicamente muy rico en pertitas. La deformación no es significativa, ya que el cuarzo es ondulado o fragmentoso dentro de lo normal que puede esperarse; pero esta característica adquiere verdadera significación donde se localizó una brecha de falla, que corta al granito y pone en contacto anormal al granito con capas paleozoicas, según ilustran las figs. 3 y 4.

La falla ha levantado relativamente el bloque norte, colocando el techo del batolito a dos alturas diferentes; en el remanente del techo hundido las capas paleozoicas próximas a la falla han estado sujetas a penetración de soluciones hidrotermales en áreas pequeñas, y de vetas brechosas con limonita y cuarzo. Esta alteración afecta a las an-

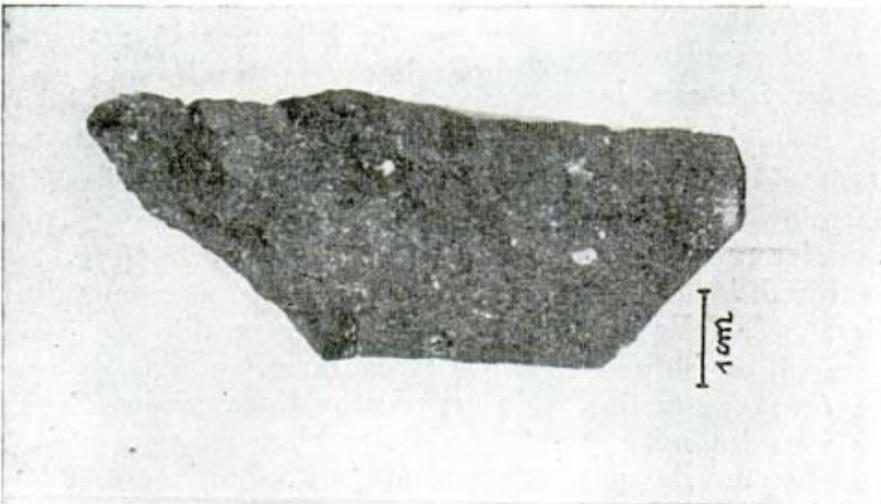
desitas que cortan al paleozoico de este lugar.

Diques

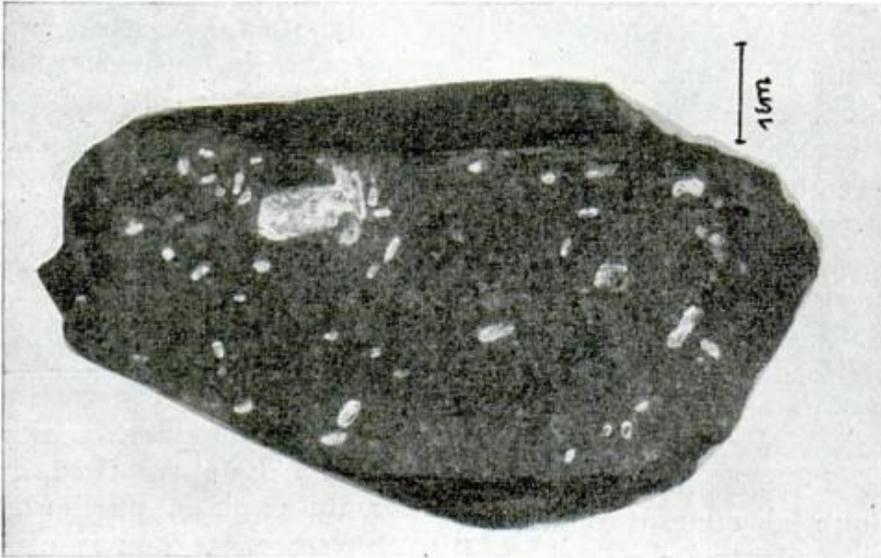
Los *diques* que cortan al granito no adquieren tampoco aquí el desarrollo notable del área típica situada más al norte, en la zona de Los Puentes-El Salado. Se observaron dos tipos de rocas: *leucogranito rosado*, *granofírico* y *rocas intermedias* de textura variable. *El primero* es probablemente producto de la penetración tardía del magma granítico, posiblemente dentro del mismo ciclo magmático. Se caracteriza por el desarrollo de la textura micrográfica y por intercrecimientos entre cuarzo y ortosa, siendo el resto de los caracteres análogo a los de otros granitos de la zona, es decir, textura microgranular con apreciable abundancia de ortosa, plagioclasa muy sódica y muy reducida cantidad de biotita y muscovita.

El segundo tipo es ilustrativo para valorizar la posibilidad de que la composición de los diques que se encuentran en el Batolito de Colangüil sean producto, en parte, de procesos de *hibridación* relacionados con la intrusión de los mismos. Esto significa que se debe tener un cuidado particular, no ya en el muestreo, sino en la clasificación de estas rocas.

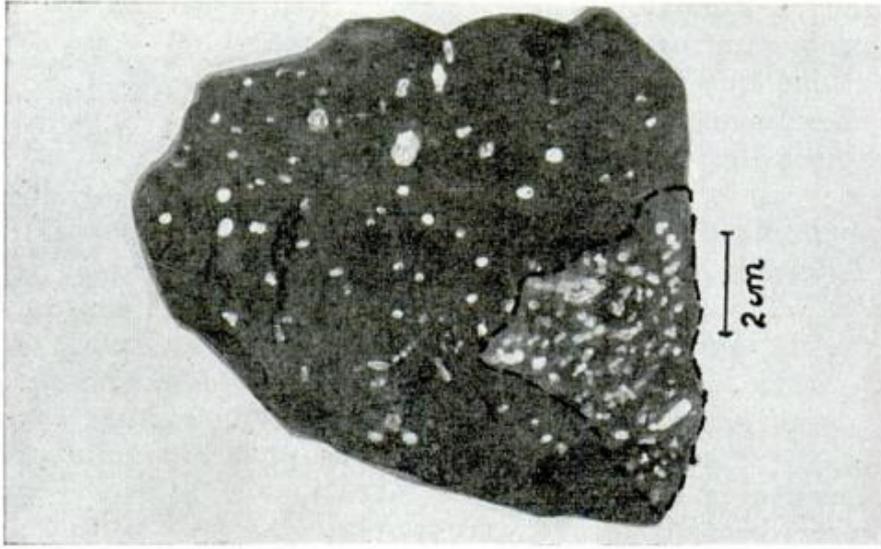
Un caso observado en el tramo inferior de la quebrada de la mina de Wolfram de Conconta es ilustrativo del proceso de hibridación: dos diques subparalelos de rumbo aproximado NNO, de ancho máximo 6 m cada uno (aunque el espesor es irregular), siguen subparalelamente separados por un tabique de granito de 4 a 6 m a lo largo de una corrida de 40 m. Su composición y estructura revelan inhomogeneidad muy marcada, ya que, según zonas irregulares, se pasa de una roca de grano muy fino, grisácea, con pocos fenocristales blancos, pequeños, a un tipo análogo con "fenocristales" rosa-



7



8



9

Fotos 7-9. — 7, Dique híbrido de Conconta. Roca correspondiente al magma casi totalmente sin contaminación in situ ; 8, Dique híbrido de Conconta ; comparar con fotografía nº 7. Contiene xenocristales aislados ; 9, Dique híbrido de Conconta ; comparar con fotografía nº 7 y nº 8. El número de xenocristales es mucho más elevado. Los xenocristales proceden del granito (caja). Espacio entre línea punteada ; zona rica en xenocristales. Los feño cristales han sido marcados con blanco en la fotografía original.

dos dispersos y cuarzo, y finalmente a rocas que tienen el aspecto de pórfiros muy ricos en feldespatos. Estas últimas se hallan en fragmentos de pocos centímetros hasta metros, sobre todo en la parte media del dique (véanse fotos 7, 8 y 9).

La roca gris es semejante en aspecto a los diques de tipo andesítico conocidos en el Colangüil, y la roca porfírica recuerda a muchos de los pórfiros comunes en los diques subverticales del batolito. La *explicación* del pasaje en textura y composición de una a otra es la *hibridación*, siendo la roca gris el producto del magma original. Esta tiene textura de roca hipabisal (entre microgranosa y andesítica), rica en albita, con feldespato alcalino, cuarzo intersticial y también en xenocristales semidisueltos, y gran cantidad de clorita. Los fenocristales rosados de ortosa que se hallan dispersos en el tipo litológico de transición han de ser interpretados como *xenocristales procedentes del granito semiasimilado*. El pórfiro grueso es ya una roca de textura granosa porfírica, con cristales grandes de plagioclasa sódica, hallándose el

cuarzo como relleno intersticial o en xenocristales. La composición global del dique es monzonítica-granodiorítica. La observación del contacto entre la roca normal y la porfírica gruesa, muestra la disolución del granito en el magma intruido (véanse fotomic. 9 y 10).

La hibridación es pues evidente en este caso y llama la atención sobre fenómenos parecidos observados en otros puntos del batolito, tal como en diques de la zona Los Puentes - El Salado.

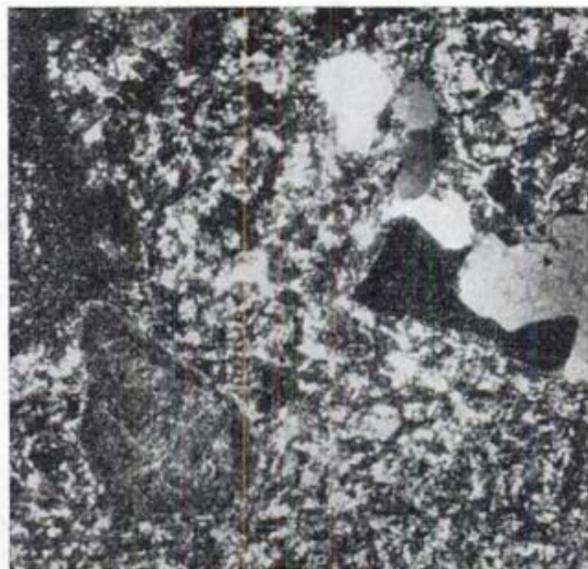
C) SECTOR LOS PUENTES - EL SALADO.

Este sector ha sido reconocido desde la quebrada de Los Puentes hasta la quebrada de Las Opeñas. Constituye una unidad bien definida del plutón granítico, que se halla marginado por dos intrusivos más básicos que fueron estudiados en la quebrada de Los Puentes. Spikermann (1967) realizó estudios más detallados en la quebrada de Los Puentes.

La composición de este sector está dada por las siguientes unidades litológicas: 1) granito Los Puentes; 2) dio-



Fotomic. 9. — Dique híbrido de Conconta. Roca con poca asimilación (andesítica albitizada). Véase xenocristal de cuarzo, semicorroído. Con analizador. X 25. Comparar con fotografía nº 7.



Fotomic 10. — Dique híbrido de Conconta. Obsérvanse xenocristales de cuarzo ortosa y plagioclasa, corroídos. Con analizador. X 20. Comparar con fotografía nº 9.

rita Los Puentes, y 3) granodioria Las Pircas.

El Granito Los Puentes - El Salado es una unidad interna mayor es decir parte del batolito, mientras que las otras dos son intrusiones laterales al batolito.

1) Granito de Los Puentes-El Salado

Por ser el granito en este sector la roca regional de una de las mineralizaciones (Pb, Ag) más importantes del Cordón del Colangüil (Mina El Salado), recibió mayor atención en ocasión de informes geológicos mineros. Además el Granito Los Puentes - El Salado permite una clara distinción de dos fajas longitudinales, que difieren por su morfología y además porque la faja oriental tiene un elevadísimo número de diques subverticales, según un sistema dominante NNE, en contraste con la masiva faja occidental. Ello significa "a priori" distintas condiciones estructurales determinantes de la actitud y apertura de las diaclasas que han sido camino del emplazamiento de los diques.

Resulta entonces que la determinación de los sistemas de diaclasas y su distribución dentro del batolito podría ser un camino prometedor hacia la explicación de las causas de la zonalidad del batolito en cuanto a la ubicación de los diques. Los mosaicos aerofotográficos existentes podrían facilitar este estudio. Los datos de que los autores disponen no alcanzan para cumplir aquel objetivo. Sin embargo, se ha comprobado que es muy constante el sistema NNE y otro NO, ambos subverticales.

Estos sistemas determinan (cerca del contacto occidental) en la quebrada de Los Puentes un sistema de paralelepípedos fuertemente inclinados al E y SE, es decir hacia el interior del batolito. Estos paralelepípedos están cortados por diaclasas subhorizontales, de las cuales son prominentes las que in-

clinan 20° al ONO. A este último sistema se adaptan las aplitas y microgranitos, en espesores de 1 a 30 m, mientras que el sistema subvertical de rumbo NE ha sido el conducto principal para el emplazamiento de los diques de pórfiro con cuarzo. Está clara entonces una distinción entre la actitud de los diques posgraníticos de pórfiro con cuarzo y las aplitas y microgranitos tardiograníticos que respectivamente se alojan en diaclasas subverticales y subhorizontales.

La morfología está también controlada por las características propias de las fajas oriental y occidental del batolito. La fotografía 10 ilustra el aspecto de la faja oriental a la latitud de la quebrada de Los Puentes. El aspecto es bien característico de toda la faja; la irregularidad del relieve está regida por la erosión diferencial, mayor en el granito que en los diques cuarcíferos, debido a la gran desagregabilidad del primero.

Los diques forman farrellones que resaltan hasta 40 m, aunque por lo general menos, de manera que el granito deprimido llega a formar "callejones" según el sistema de diques, es decir transversal a la caída de los arroyos. Las fotografías aéreas son totalmente ilustrativas de esta morfología; pero



Foto 10. — Aspecto de la faja oriental del Granito Los Puentes - El Salado (o). En primer plano caja paleozoico inferior.

descubren una cantidad de diques mucho menor que la que realmente existe, lo cual se aprecia en las quebradas profundas como la del A^o Los Puentes.

El límite aproximado entre las dos fajas pasa a unos 3 a 4 km al oeste de la mina El Salado, y en la quebrada de Los Puentes el mismo se halla aguas arriba del campamento de Las Mulas (fig. 10). La faja oriental es pues la más ancha, reduciéndose la occidental a 3-5 km aproximadamente.

El aumento de relieve hacia los altos espolones serranos de la faja occidental se produce ya en la faja con diques de manera que morfológicamente hay una zona de transición entre la pampa granítica con resaltos de diques y la faja occidental elevada.

En el borde *oriental* del batolito existe además una *faja delgada* (menos de 1 km de ancho) carente de diques lo que establece una simetría con la faja occidental. *El batolito es aquí pues, estructuralmente zonal.*

Los contactos del Granito Los Puentes - El Salado con la caja paleozoica ha sido examinada en las respectivas quebradas, y los efectos de contacto han sido ya descriptos. En la quebrada Los Puentes el contacto oeste es subvertical mientras que al este el contacto inclina 35° hacia el interior del batolito (fig. 11).

Litología del Granito

Pese a la diferencia notable ya señalada, entre las fajas oriental y occidental, el granito es petrográficamente bastante similar y lo es también la fase tardío-granítica de aplitas y microgranitos frecuentemente miarolíticos. El granito tipo es de grano mediano a grueso, carente de toda foliación, con la característica apariencia moteada debida a la homogénea distribución de la biotita, y la regular disposición del feldespato potásico (ortosa). Este mineral es más abundante que la plagioclasa y

el cuarzo. El color del granito varía entre rosado o blanco con moteado oscuro.

Esta diferencia en color fue señalada por Angelelli (1938, p. 9; 1950, p. 457) para el área de la mina El Salado. Sin embargo la posibilidad de distinguir tipos litológicos por el color en este granito carece de valor petrográfico, de acuerdo a lo observado por los autores y García (1963). Se ha comprobado que la alteración superficial meteórica da al granito un tono rosado y que igual efecto produce la alteración hidrotermal por proximidad a la veta mineralizada. La mayor proporción de ortosa influye en el aumento del tono rosado, pero la distribución de la coloración es errática.

Petrográficamente es un granito rico en ortosa con un buen desarrollo de pertitas exolutivas, frecuente presencia de albita intersticial en adición a plagioclasa más básica (oligoclasa básica zonal variando a más sódica) del agregado granoso hipidiomorfo y crecimientos mirmequíticos. La biotita forma grandes láminas y también (sobre todo en la faja oriental) agregados a modo de nidos de hojuelas pequeñas. Este último detalle merece tomarse en cuenta, en atención a una caracterización más precisa de los tipos litológicos de las fajas oriental y occidental, ya que tales agregados micáceos son comunes en la faja oriental, en Los Puentes y El Salado, como manchas del mismo tamaño que el agregado granular. A veces estos agregados alcanzan dimensiones de hasta 10 cm con textura de micacitas, o bien son agregados con bordes difusos, de grano muy fino, grisáceos, y de composición y textura propias de una tonalita biotítica. Sin embargo es aventurado dar a estos elementos el carácter de xenolitos, debiéndose señalar que sería de interés el estudio del problema de su origen, el cual escapa al objetivo de este trabajo.

La alteración de las rocas es leve (arcillo ferruginosa y sericítica en los feldespatos; clorítica ferruginosa en bio-

tita) pudiendo casi faltar. Los minerales accesorios no reportan interés, ya que es común la presencia de zircón y apatita. La deformación, aparte de las áreas localizadas en fajas, como en el tramo medio del curso superior de la quebrada de Los Puentes, es constantemente leve, pero nunca falta una extinción ondulosa fragmentosa del cuarzo, que ha de ser tenida en cuenta siempre como el "fondo" de la deformación en cualquier estudio en detalle.

La variación textural de mayor interés es el desarrollo de grano grueso, como una modificación hacia tipo pegmatoide sin límites definidos con el granito normal. Aparece en zonas reducidas o lentes de no mayor tamaño que 1 metro, como ha sido observado en la quebrada de Los Puentes, donde se desarrollan soles de turmalina. Este rasgo es el único factor favorable a una actividad magmática rica en volátiles, en unión con las características similares que se observan en algunas de las penetraciones tardiograníticas de rocas de grano fino, muy inhomogéneas en texturas; y también en las venas finas (5 mm aproximadamente) que cortan a la granodiorita de Las Pircas y que son responsables de la presencia de turmalina en algunos hornfels. Spikermann (1967) ha descrito en la caja occidental un dique granítico particularmente rico en turmalina que probablemente se relacione con el granito.

Estas consideraciones son consistentes con la conocida mineralización de wolfram (Conconta) asociada al batolito. En el borde oriental del batolito en la quebrada de Los Puentes, hay también facies local pegmatoide muscovítica.

Penetraciones tardiograníticas

Con este nombre se designan aplitas y microgranitos, a veces inhomogéneos y miarolíticos, indudablemente conectados con la intrusión granítica principal.

La disposición estructural de las apli-

tas y microgranitos ya ha sido descrita. Mientras que los pórfiros con cuarzo están siempre subverticales resultando por ello del ascenso posgranítico; las aplitas y microgranitos (y granofiros) se sitúan en aperturas de diaclasas subhorizontales o de bajo ángulo, siendo pocas las aplitas (delgadas) de disposición subvertical y en esos casos en conexión con las aplitas de actitud predominante.

La petrografía de las aplitas graníticas es simple y no merece comentario especial, salvo destacar el ocasional desarrollo de texturas porfíricas por el mayor tamaño de plagioclasa idiomorfa y ortosa xenomorfa, esta última a veces quizás con carácter de xenocrystal.

Los granitos finos se diferencian a ojo desnudo por ser a veces ricos en biotita, pero sobre todo por la frecuente inhomogeneidad de la granularidad y la presencia de miarolas que suelen estar tapizadas por cuarzo; en relación con estas miarolas el grano crece hasta llegar a un tamaño pegmatoide en áreas irregulares o alargadas rodeadas por granito de grano fino. Este tipo miarolítico por ejemplo, se observa entre la alojada de Las Mulas y la desembocadura del Pingo en la quebrada de Los Puentes, y en el tramo superior de la quebrada de Los Puentes, ya en la faja occidental del batolito, donde los microgranitos miarolíticos y las aplitas forman diques de 1 a 30 metros de espesor con bajo ángulo de inclinación (20°).

El caserón de la quebrada de Los Potreros, donde se ubica un campamento, se halla excavado en el granito miarolítico de espesor de 6 a 8 metros inclinándose al SW. La textura microscópica de estos microgranitos difiere notablemente de las aplitas por cuanto son granofíricos. El dique que partiendo del granito corta al Paleozoico (en el alto faldeo de las quebradas Las Pircas - Los Puentes) es también granofírico, pero con textura porfírica. Este desarrollo granofírico, destacado ya

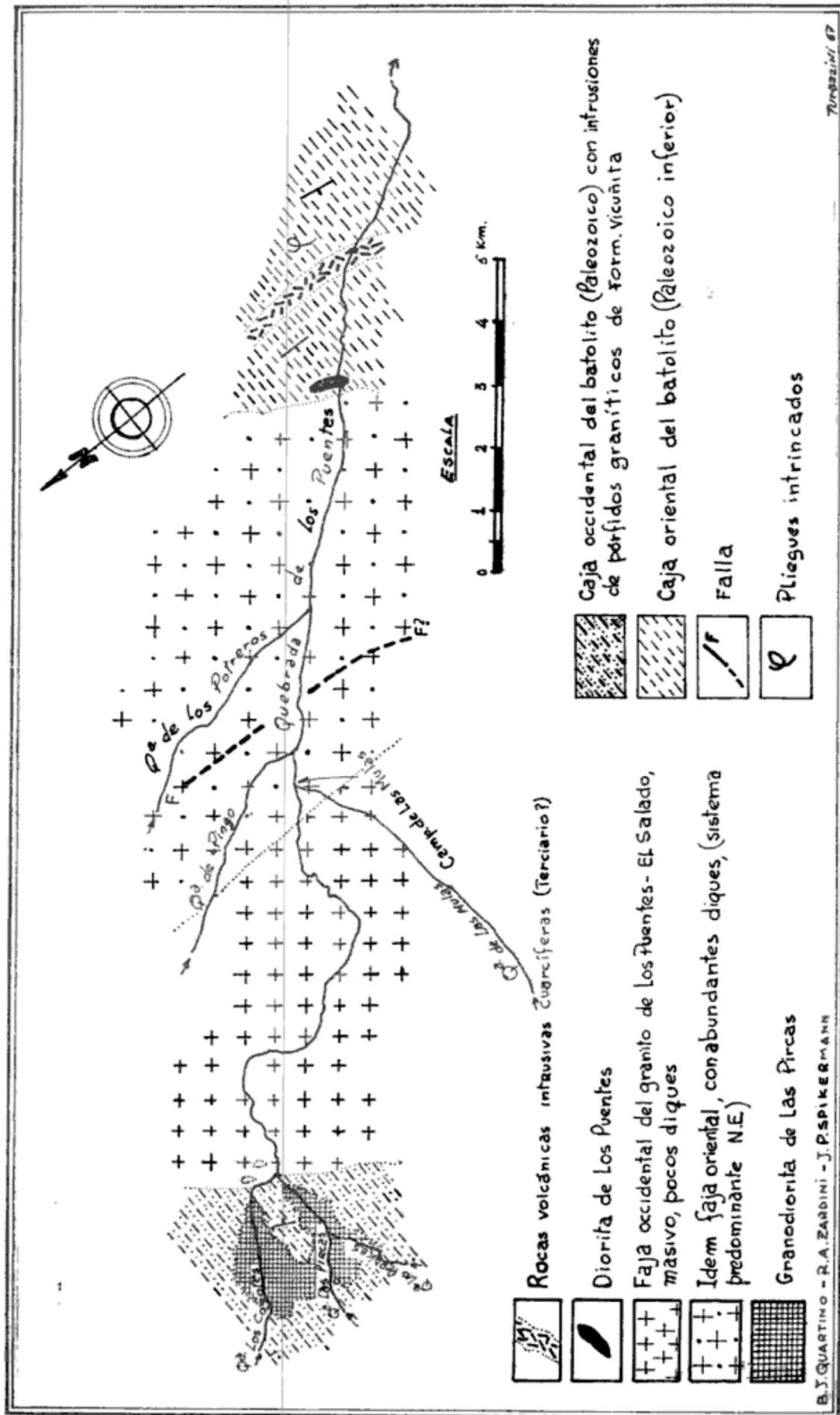


Fig. 10. — Mapa geológico de La Quebrada de Los Puentes

como típico de las plutonitas de Agua Negra, es pues restrictivo en el Granito de Los Puentes - El Salado a las facies tardíogranítica (con exclusión de las aplitas) y a zonas de borde, como se observa en el contacto occidental del plutón.

Diques

Los diques que cortan al granito de Los Puentes - El Salado merecen una atención particular, según lo dicho, ya que ellos constituyen un *rasgo del batolito*, que es muy característico en este sector.

En la quebrada de Los Puentes hay un óptimo corte natural transversal del sistema predominante NNE, donde el número de diques, de potencia variable (1 a 50 m), es superior a la exposición normal por erosión diferencial en la semipampa granítica del sector oriental.

El muestreo en detalle fue realizado a lo largo de la quebrada de Los Puentes (fig. 10) y completado en la semipampa granítica, C^o Bramador (C^o del Cráter), Mina El Salado, tramo superior de la quebrada de El Salado aguas arriba de la mina, Puesto Las Máquinas, quebrada Las Opeñas, contando además con observaciones a lo largo del camino para automotor que da acceso a la Mina El Salado.

En el terreno se destacan *tres tipos litológicos* principales por coloración y textura, sobre todo por tamaño y número de los fenocristales; estos tres tipos se corresponden con la agrupación que puede hacerse desde el *punto de vista petrográfico*. Información sobre la petrografía de los diques en la zona de El Salado puede verse en García (1963).

i) *Pórfiros graníticos de textura gruesa*¹, porfírica con fenocristales grandes de cuarzo, algo menores, por lo general, que los de feldespato (ortosa, casi siem-

¹ Graníticos en el sentido de la gama granito-granodiorita.

pre acompañado por plagioclasa sódica), estos últimos de tamaño máximo de 0,5 cm, que a veces alcanzan tamaños mayores, llegando hasta 7-cm como ha sido apreciado entre las quebradas de Las Opeñas y Tres Quebradas, en el faldeo de la quebrada de La Felisa, y a la salida de la quebrada de Los Médanos.

Estas variaciones de tamaño son las únicas modificaciones de un tipo litológico definido en el cual la fracción de fenocristales suele exceder un 50 %. Los fenocristales ferromagnésicos (la biotita casi siempre cloritizada) son más pequeños; la pasta es gris o blanquecina o también de tonos ocres y rosados; microgranosa a granofírica, de composición granítica. La alteración es carácter también constante (clorita-sericita-epidoto-óxido de hierro-arcilla en feldespatos); pero no llega a afectar la coherencia de las rocas.

Dos caracteres de interés cabe mencionar:

a) *la existencia de fenómenos de hibridación*, que han sido vistos en la quebrada de Los Puentes en un dique perfírico de aspecto normal, el cual tiene fenocristales corroídos. Este dique conserva restos con apariencia de xenolitos de límites faltos de nitidez, los que se componen de una roca más básica similar a los pórfiros andesíticos que luego se describirán. Esta roca que se halla como aparente inclusión tiene sus fenocristales muy corroídos. Se interpreta el caso como resultado de la intrusión de un magma más básico que el propio de los pórfiros con cuarzo, el cual fue acidificado e inhomogeneizado por asimilación granítica. Los restos con apariencia de xenolitos son entonces autolitos de un estado menos avanzado de la hibridación, y sus "fenocristales" conjuntamente con los del porfiro son un caso similar a la de doble enclave. Este proceso no es frecuentemente individualizable en otros pórfiros, por eso su hallazgo merece ser destacado.

Estos casos comprobados de hibridación deben ser tenidos en cuenta en el examen de las condiciones de intrusión.

b) *existencia de bordes de diferente composición y textura.* En la fotografía 11 ilústrase uno de los raros casos que presenta esta particularidad: dique de pórfiro granodiorítico con abundantes fenocristales de plagioclasa, biotita y cuarzo que corta al granito en la quebrada de Los Puentes en la faja occidental, cuyo borde más oscuro, de grano más fino, tiene 1 a 1,5 metros de espesor. Su composición es muy parecida a la pasta del dique central, diferenciándose por contener elevada cantidad de hornblenda.

La roca fina marginal se interpreta como efecto de borde, endomórfico, porque las dos rocas son comagmáticas.

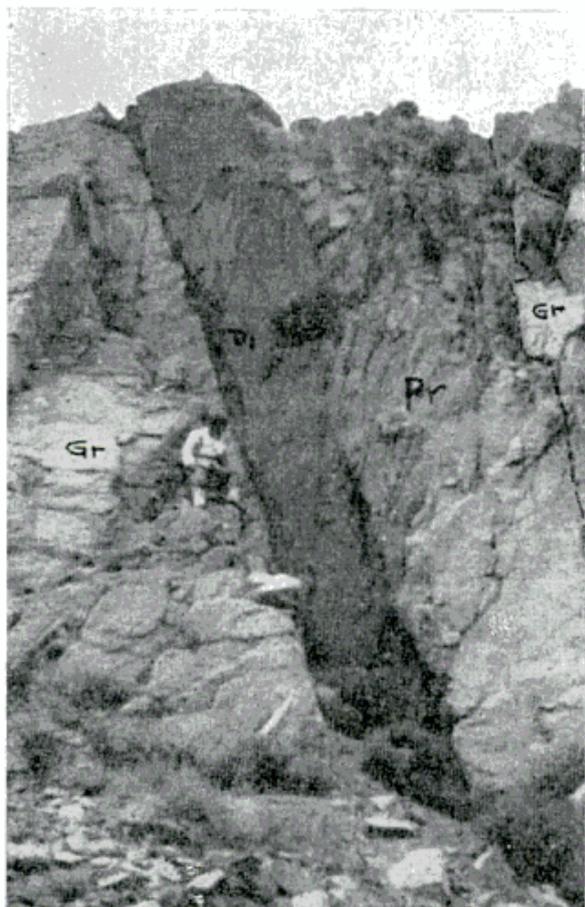


Foto 11. — Dique de pórfiro granítico con reborde más fino y más oscuro, Quebrada de Los Puentes. Gr: granito, Di: reborde del dique de pórfiro (Pr).

El fenómeno de borde endomórfico es antitético con el de la asimilación, lo que explicaría la rareza del proceso.

ii) *Pórfitos riolíticos de pasta fina con pocos fenocristales.*

Estos difieren del grupo anterior por ese carácter, por ser más pequeños los fenocristales, y desarrollar la pasta frecuentemente una textura microesferulítica que se combina con la de grano fino y la de implicación micrográfica.

Los fenocristales como máximo alcanzan al 30 % con respecto a la pasta, y en el aspecto exterior el color de esta priva casi totalmente, por lo cual es más variada la gama de coloraciones rosado-amarillo-blanco-gris. En algunos casos faltan casi totalmente los fenocristales adquiriendo la roca un aspecto felsítico. El gran dique de 40 metros de espesor, cortado por el A^o El Salado a 1 km al SE de la mina pertenece a este grupo de pórfitos riolíticos.

.....

Estos pórfitos riolíticos y los pórfitos graníticos de textura gruesa alcanzan los espesores mayores ya señalados, aunque un mismo dique puede cambiar de espesor; más frecuentemente son de 2 a 5 metros y en corrida hasta 800 metros. Pese a que su disposición se ajusta a un patrón estructural de diaclasas no siempre son rectos exhibiendo tortuosidades y cambios de dirección.

Emplazamiento

La proximidad de diaclasas subverticales juntamente con la existencia de diaclasas subhorizontales son, a juicio de los autores, determinantes de la mecánica de intrusión. Cuesta explicar la apertura de diaclasas (por contracción o expansión del granito) a punto de llegar a producir espacios equivalentes al 10 %; y aún ello se hace más agudo en los sectores donde los diques se hallan en un 30 % con respecto al granito. La explicación sería pues la penetración

por "stopping" en pequeña escala en los "canales" que median entre diaclasas subverticales muy desarrolladas, donde un diaclasamiento próximo provoca la caída de fragmentos graníticos en el magma ascendente.

Esta anterior explicación es consistente con el carácter híbrido observado en algunos diques. Esta observación puede ser muy importante en la estimación de las posibilidades de ascenso de soluciones hidrotermales. Si una apertura es favorable al mismo ello quiere decir que no necesariamente las condiciones están dadas al máximo en el ciclo de penetración de los pórfiros, siendo entonces admisible una localización más tardía de la actividad hidrotermal en estos niveles superiores del batolito. Si así fuera los caminos estarían dados por la tectónica leve de falla posterior al sistema de diques, o la apertura favorable a diques tardíos que cortándolos paralelamente o en ángulo demuestran ser posteriores a los diques de los grupos i) y ii). Estos diques corresponden al grupo iii), como en el caso de la Mina El Salado, y a los supuestos más modernos.

iii) *Diques andesíticos y doleríticos*

Se distinguen en el campo por su color oscuro, en general gris pizarra; también, como los diques de pórfiros riolíticos y graníticos se disponen subverticalmente; pero son más frecuentes e importantes las desviaciones, bifurcaciones y cambios de dirección y espesor, siendo común los desplazamientos debidos al abandono de una diaclasa para seguir una parela mediante una conexión por una diaclasa oblicua.

Los espesores son también menores, no mayores de 10 m y frecuentemente entre 0,5 a 1,5 metros. Se disponen paralelamente al sistema principal de pórfiros o en ángulo con el mismo. Por ejemplo, en la Mina El Salado se dan los dos caso siendo paralelo a los diques de composición granítica el dique que

es caja de veta con mineralización de Pb y Ag, el cual es un albitófiro muy alterado, con feldespato potásico y cuarzo intersticial. De acuerdo a la observación de cortes microscópicos de algunas muestras el tipo más común es el pórfiro andesítico con cuarzo y feldespato alcalino intersticial, cuya plagioclasa es andesina o labradorita y cuyos minerales félicos (biotita -anfíbol)



Foto 12. -- Quebrada de Los Puentes. Dique andesítico (A) penetra a través de una diaclasa de un grueso dique de pórfiro granítico (P). La desviación del dique (parte superior de la fotografía) se debe a la apertura de una diaclasa transversal subhorizontal. G : granito.

por regla general están alterados y de allí la frecuente presencia de clorita.

La fotografía 12 muestra un caso de penetración de un dique mesosilícico de 2 m de ancho dentro de un grueso dique de pórfiro granítico de 15 metros de espesor. De estas relaciones se deduce que las rocas de dique de este tercer grupo son posteriores a los pórfiros de composición granítica previamente descritos.

Diques más básicos (doleritas con clinopiroxeno) fueron hallados junto al A° El Salado, en la cercanía de la mina, lo que sugiere un mayor campo de variación petrográfica en este grupo. En las juntas de la quebrada del Pingo, y el A° de Los Puentes se halló un tipo

más básico aún, una *dolerita olivínica con clinopiroxeno*; pero cabe suponer que pertenece a un ciclo efusivo posterior, ya que se aloja en una falla de rumbo E-O (fig. 10) que corta a un dique andesítico del sistema general.

2) Diorita de Los Puentes

Es un cuerpo chico situado marginalmente al batolito e intruido en las capas del Paleozoico inferior. Tiene la forma de un cuerpo alargado según rumbo N 15° E, de ancho entre 50 y 80 metros y cortado por la quebrada de Los Puentes a unos 100 metros del borde oriental del plutón granítico. Aflora en ambas márgenes de la quebrada; hacia el SO (faldeo derecho) desaparece bajo la cubierta pedemontana (fig. 11) y hacia el norte se prolonga 1.200 metros sin ponerse en contacto con el granito (fig. 10).

En cuanto a su posición cronológica respecto del granito se observan vetillas provenientes de este último, alojadas en el Paleozoico, que no atraviesan a la diorita, por lo tanto puede decirse que la diorita es posterior al granito. Apoya este criterio algo dudoso la existencia en

la diorita de algunos xenolitos de composición cuarzosa o granítica.

La textura de esta *diorita* es muy homogénea, su grano es mediano a fino, es decir mucho menor que el granito tipo de Los Puentes - El Salado. Tiene además alto índice de color (50); el gris moteado está dado por la pareja distribución de su elevada cantidad de anfíbol. Trátase de *hornblenda* con pleocroísmo fuerte de tonos castaños. No es el único mineral fémico pero sí el más abundante; el resto es biotita cloritizada y ¿piroxeno?, este último muy difícil de individualizar por la gran alteración; la plagioclasa es muy zonal (andesina) cuyo idiomorfismo suele privar sobre el anfíbol a modo de esbozo de relación textural ofítica. El cuarzo y la ortosa forman crecimientos gráficos intersticiales y los minerales accesorios son magnetita y apatita. La alteración es simplemente la de tipo deutérico normal (clorita, hidromuscovita, óxidos de hierro).

Relacionada sin duda con esta diorita (como facies de borde o dique asociado) se encuentra entre los escombros del faldeo izquierdo de la quebrada una *dolerita piroxénica*.

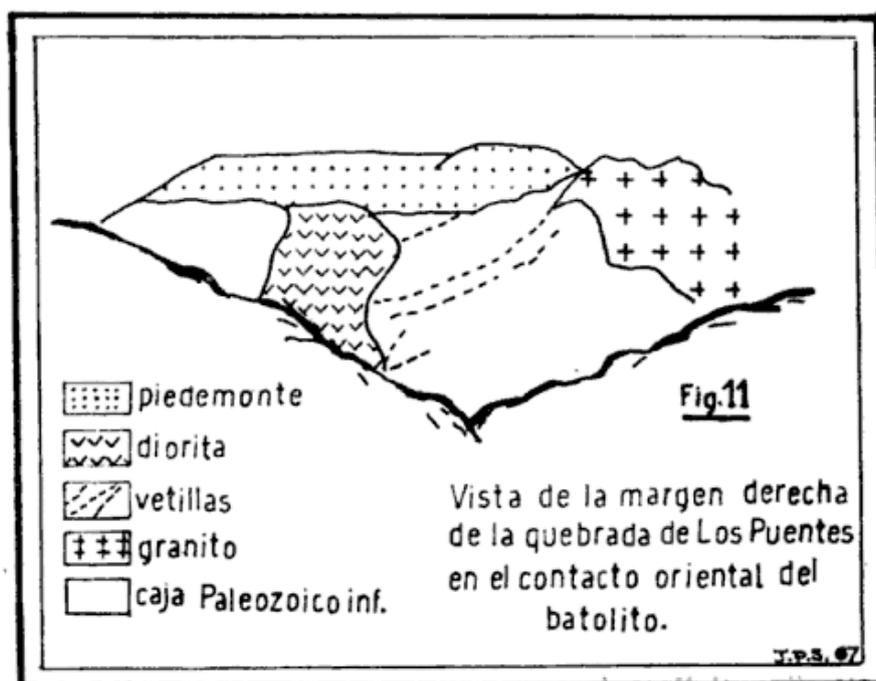


Fig. 11. — Borde oriental del batolito en Quebrada de Los Puentes

3) Granodiorita de Las Pircas

En la caja occidental del plutón granítico también se ha hallado una intrusión más básica que forma un *stock*. Su posición es simétrica respecto de la Diorita de Los Puentes. Quiere decir que en este sector de Los Puentes hay *manifestaciones plutónicas menores marginales respecto de la plutonita principal del batolito*, lo cual es un esquema simple; por el momento este esquema debe ser restringido a esta zona, ya que más al norte las relaciones son más complicadas y no han podido ser dilucidadas.

Contrariamente a lo deducido en el caso de la Diorita de Los Puentes, esta granodiorita parece ser anterior al granito principal. Ello puede apreciarse porque venas graníticas de pocos centímetros de espesor cortan a la granodiorita, aunque éste no es un argumento enteramente satisfactorio por cuanto la granodiorita no se halla en contacto con el plutón granítico, sino separada por unos 500 metros de Paleozoico.

El afloramiento principal (fig.6) cortado por la quebrada de Los Gogotes tiene una forma groseramente ovoidal. El stock no llega a los altos faldeos de la quebrada: entre las quebradas de Las Pircas y Los Cogotes se conserva el techo de esta granodiorita de manera que un apéndice del cuerpo vuelve a aflorar a ambos lados de la quebrada de Las Pircas; ello ha sido indicado esquemáticamente en dicha figura.

La *roca del stock* de Las Pircas es difícil de definir en los términos de una especie petrográfica restringida, ya que hay *variaciones de composición hacia tipos tonalíticos y graníticos y además contiene notable cantidad de xenolitos* (foto 13). La gran cantidad de éstos y su relación con el origen de la granodiorita es un tema de particular interés petrológico y geológico merecedor de un estudio especial.

La granodiorita "media" es de grano más grueso que la diorita de Los Puen-

tes y algo más fina que el granito tipo de la zona. Su textura es hipidiomorfa y sus componentes son plagioclasa zonal (andesina), hornblenda de pleocroísmo verdoso, biotita, ortosa y cuarzo. Las proporciones de hornblenda y biotita son variables y en término medio los minerales fémcicos alcanzan al 40 por ciento.

En cuanto a los xenolitos, ellos son redondeados a angulosos, de tamaño variado (hasta 25 cm de diámetro); cuando tienen mejor conservado el *carácter de hornfels incorporados* de la caja son más angulosos, carácter dado por las diaclasas de la roca original. La abundancia de xenolitos es variable; pueden hallarse dispersos (alrededor de 5 por metro³) o lo que es más común llegar a exceder el 50 %, en cuyo caso la roca parece más una brecha cementada por un agregado granodiorítico. *El centro del cuerpo es más pobre en xenolitos, mientras que el número de los mismos aumenta hacia los bordes*, donde está a la vista, el *mecanismo de la incorporación*, por la naturaleza penetrativa del magma que se implantó *por stoping*.

El grado de transformación de los xenolitos es variable, ya que se puede seguir la secuencia desde la pura inclusión magmática mecánica de xenolitos oscuros, hasta los que llegan a parecerse a una roca diorítica de grano fino. Estos últimos pueden tener un origen distinto de las meras inclusiones de hornfels y corresponderse con otros xenolitos muy comunes en el Batolito de Colangüil, es decir inclusiones comagmáticas de un estadio anterior de la diferenciación. Se observaron xenolitos constituidos por *microtonalita* hornblendo-biotítica y *microdiorita* con clinopiroxeno, hornblenda y biotita.

D) SECTOR LAS OPEÑAS - LOS OCÚCAROS

El reconocimiento somero de este sector pone de relieve la existencia de una *mayor complejidad en la composición del batolito*, si es que se lo com-

para con la zona de Los Puentes - El Salado. Petrográficamente se mantiene dentro del esquema granito-granodiorita con la presencia de una facies sienítico-monzonítica hornblendífera (véase Plaza, 1966). Esta es la conclusión más importante, con el añadido de que a partir del límite norte del granito Los Puentes-El Salado la granodiorita ya adquiere un carácter regional y no constituye cuerpos intrusivos menores. Este rasgo, continúa siendo constante aún más al norte hasta el arroyo Santa Rosa.

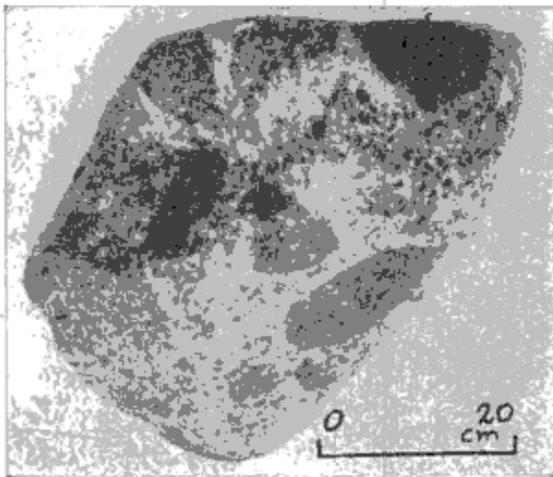


Foto 13. — Quebradas de Las Pircas. Los Cogotes. Rodado de la granodiorita híbrida de Las Pircas. Adviértase la elevada cantidad de xenolitos. (Fotografía J. P. Spikermann, 1967).

Además un tipo de granito con muscovita¹ — el granito de Las Opeñas-Leonardo — se ubica inmediatamente al norte de la quebrada de Las Opeñas, indicando un interesante cambio en las condiciones de las plutonitas; ya que este granito interrumpe el característico patrón dominante de los sistemas de diques propios de la faja oriental del granito de Los Puentes-El Salado. Ello indica también un cambio en las condiciones estructurales o su-

¹ Los diques, por su escasez, carecen aquí de importancia en la constitución del complejo y como elemento morfológico. Se han visto lamprófiros hornblendícos y otros diques de composición granítica.

giere el carácter discontinuo de la profusa alimentación magmática posgranítica para el sistema de diques. Quien observe las fotografías aéreas de la zona de Leonardo notará el brusco contraste con la faja oriental del granito Los Puentes-El Salado.

Ha sido posible en este sector distinguir las siguientes unidades preliminares:

- 1) granito Las Opeñas-Leonardo;
- 2) Granodiorita de Tres Quebradas - Médanos - Lavaderos;
- 3) comienzo (en el extremo norte del sector) de la Faja Gris (granodiorítica) que es una coherente unidad petrográfica que se continúa por lo menos hasta Santa Rosa;
- y finalmente 4) facies sienítico-monzonítica del Bordo.

La segunda unidad mencionada no se halla bien definida geográficamente porque no existe seguridad de la conexión entre los afloramientos de granodiorita a la salida de Los Lavaderos (borde oriental del complejo) y los que se encuentran en el tramo superior de Tres Quebradas-Los Médanos (borde occidental del batolito).

1) Granito Leonardo-Las Opeñas

En la quebrada de Las Opeñas, el granito gris claro se caracteriza por contener apreciable cantidad de muscovita, además de biotita con desferrización avanzada. La distinción de hábito de ambos minerales es concluyente para afirmar que la mica incolora no deriva de la alteración de la biotita: es un carácter propio de la roca y común a las variedades de grano grueso y fino. También es llamativa la alta proporción de cuarzo; la ortosa es muy peritítica y la plagioclasa muy sódica. Es evidente que es un tipo muy diferenciado marcadamente más ácido y alcalino.

Es interesante señalar esa característica por cuanto la mineralización aurífera de Las Opeñas, puede estar direc-

tamente relacionada con este granito. La fig. 9 es un esquema de campo de la terminación austral del granito de Las Opeñas. Probablemente este último sea posterior al granito de Los Puentes - El Salado y quizás sea *uno de los últimos productos de la erupción de facies plutónica*. El carácter de unidad independiente está apoyado además por la ausencia del sistema de diques que caracteriza la faja oriental del granito Los Puentes-El Salado.

No se observó solución de continuidad entre el granito aflorante en Las Opeñas y el de *Leonardo*, más al norte, por lo cual el conjunto puede considerarse un todo único. Sin embargo hacia el N se hace biotítico, desaparece la muscovita, y aumenta la proporción de plagioclasa que es más básica; sus aplitas blanco grisáceas son graníticas, ricas en micropertita de ortosa. La coloración de estas aplitas es pues llamativamente distinta de las del granito Los Puentes - El Salado, característica que es independiente de la alteración. Puede sospecharse que las variaciones de composición (dentro de los términos graníticos sensu lato) se registran sin solución de continuidad.

La senda que une la mina Las Opeñas con las manifestaciones de mineral de hierro de la mina María Teresa (Leonardo) y que continúa hasta la salida de la quebrada de Los Médanos (en el llano de los Médanos) permite reconocer un rasgo de interés local al sur del Valle de Las Aguaditas: un afloramiento reducido a modo de peñón de forma triangular de una brecha con clastos angulares de granito de tamaño variable (foto 14) y mátrix verdosa, de composición clorítico-granítica. Esta brecha puede ser interpretada como una *chimenea*. La textura microscópica confirma el carácter brechoso de la mátrix que une los fragmentos grandes.

Otra característica del granito de *Leonardo* es la abundancia de "inclusiones" redondeadas, de 1 a 10 cm, que

se hallan en proporción de 10 a 20 por m². Son de color verdoso grisáceo, de grano muy fino, a porfírico, dado este último carácter por pequeños fenocristales de plagioclasa alterada. Tienen la composición y la textura de una roca eruptiva: un pórfiro diorítico cloritizado y albitizado, con cuarzo.



Foto 14. — Brecha granítica en granito de Leonardo

Intrusiones marginales

Tal como sucede en la latitud de Los Puentes, el *batolito se halla marginado* a la salida de la quebrada de Los Médanos, por *intrusiones adscribibles al ciclo plutónico granítico*, pero más básicas. La fig. 12 es un bosquejo que da la ubicación de una microgranodiorita hipersténica biotítica alojada en las capas paleozoicas, aparentemente como intrusión independiente del granito próximo: es llamativa su riqueza en *hipersteno*, mineral éste que ha sido hallado solamente en esta roca en la región del Colangüil. Es un tipo de *granodiorita* que podría considerarse *granogabro cuarcífero* porque la plagioclasa zonal tiene núcleos básicos de labradorita, además de la presencia de ortopiroxeno.

En el morro gris (fig. 12) que se halla en el centro del valle, emergien-

do del relleno aluvional, aflora una roca distinta *muy parecida a la Diori-*

zoico: su textura es porfírica con pasta microgranosa.

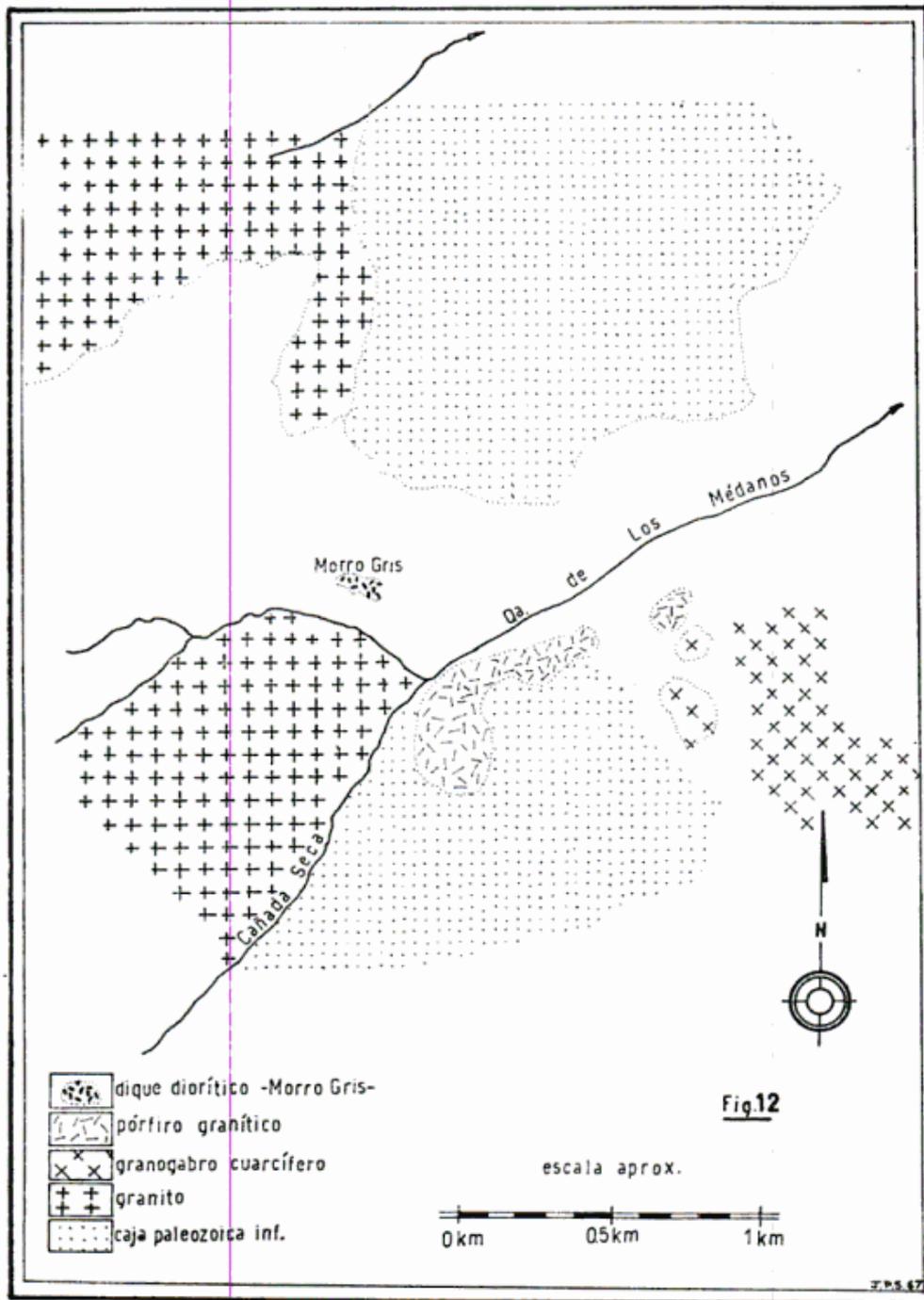


Fig. 12. — Croquis geológico en Quebrada de Los Médanos

de Los Puentes: la textura es hipidiomorfa con plagioclasa subhedral, y crecimientos granofíricos; los minerales félicos son anfíbol castaño y biotita cloritizada.

La otra intrusión (fig. 12) es un *pórfiro granítico* alojado en el Paleozoico:

2) Granodiorita de Tres Quebradas-Los Médanos-Lavaderos

En Tres Quebradas la granodiorita ha sido observada en bloques y clastos menores en las importantes acumulaciones glaciales y fluviales aguas arriba

del puesto de Las Máquinas; estos rodados provienen de un cuerpo situado al noroeste que casi con seguridad se continúa con la granodiorita que aflora en el faldeo izquierdo de la quebrada de Los Médanos (fig. 9) aguas arriba del puesto Blanco. El curso superior del A^o principal de Tres Quebradas es el que disecta profundamente a la granodiorita.

Las rocas observadas como rodados en Tres Quebradas recuerdan la *granodiorita anfibólica* de Las Pircas, hasta en detalles petrográficos: su plagioclasa es andesina muy zonal, y la baja proporción de ortosa y la alta relación hornblenda-biotita corresponde a los tipos más básicos de Las Pircas. También es rica en inclusiones muy anfibólicas. Esta correlación indica que la granodiorita parece ser una *roca dominante en el borde occidental del batolito* y que posiblemente los afloramientos aparezcan aislados por nivel de erosión.

En la quebrada de Los Médanos la *granodiorita anfibólico-biotítica* se halla en *contacto de falla* (fig. 9) con el granito, el cual se continúa, intermitentemente, con el granito de Las Opeñas. La vista hacia el suroeste, desde el faldeo de granodiorita de la quebrada de Los Médanos es ilustrada en la fotografía 15, en la cual se aprecia que capas paleozoicas separan a las rocas granodioríticas de los afloramientos más septentrionales de la faja occidental de Los Puentes - El Salado. En dicho lugar por obra de la falla que separa al granito de la granodiorita se levanta ésta bruscamente; por ello ha sido más disectada y ha perdido la cubierta paleozoica. El bloque hundido conserva en cambio su techo de rocas paleozoicas en el espolón serrano situado al sur de la quebrada de Los Médanos (este techo no ha sido señalado en el esquema de la figura 9).

Esta dislocación tiene una gran importancia morfológica por cuanto en esta zona de la cabecera de Tres Quebra-

das y Los Médanos se produce la *divergencia del patrón esencial del drenaje*, por radiación de las quebradas de ese punto hacia el noreste y sureste. Esta importante línea estructural se continúa indudablemente hacia el norte, determinando el fuerte ascenso del Cordón del Colangüil en su sector occidental donde la granodiorita parece continuar constituyendo una facies importante del batolito. Luego se verá que

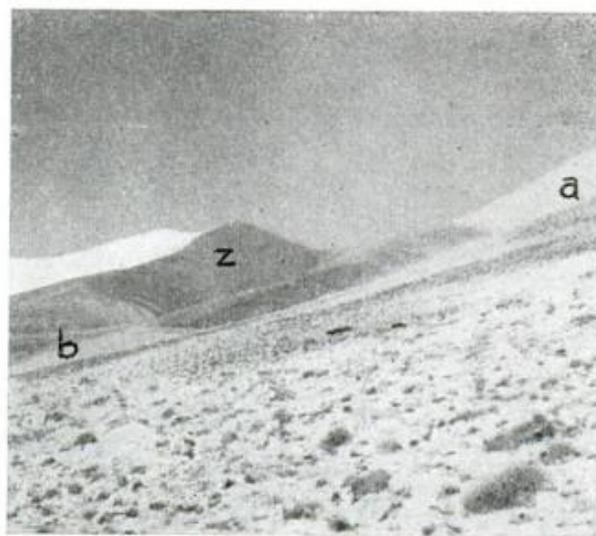


Foto 15. — Quebrada de los Médanos, vista hacia el sudoeste. Se observa el paleozoico (z) oscuro: la granodiorita (a), en el cordón elevado por falla; granito (b).

al norte de la quebrada de El Fierro, la morfología refleja análogo proceso.

Hacia el sur esta dislocación puede relacionarse con el cambio de *tono estructural* entre las fajas occidental y oriental del granito Los Puentes - El Salado, según se aprecia en la figura 9.

Esta granodiorita de Los Médanos también es de grano mediano, con variable riqueza en hornblenda verde y biotita; sin embargo las muestras examinadas son más ricas en ortosa y cuarzo y menos anfibólicos que los rodados de Tres Quebradas. Estos datos aislados sugieren que se registra una variación similar al caso de Las Pircas, siendo los elementos más básicos, las "inclusiones" melanocráticas de microdiorita anfibólica con biotita y cuarzo.

El afloramiento situado al sur de la salida de la quebrada de Los Lavaderos, junto al C^o Gris del Francés, ya sobre el borde del llano de Los Médanos, y cerca del camino a El Fierro, es mucho más rico en anfíbol. La roca es ya una *diorita hornblendífera*, con biotita, ortosa y cuarzo, que también como las anteriores tienen titanita como accesorio muy abundante.

Los diques son también en Los Médanos y Los Lavaderos, rasgo de importancia menor. Junto al cerro Gris del Francés, los diques observados corresponden a los tipos generales de Los Puentes - El Salado, es decir pórfiros graníticos y andesíticos. En la quebrada de Los Médanos la granodiorita se halla cortada por pórfiro granítico muy característico por su color blanco grisáceo y sus grandes fenocristales de ortosa.

3) Faja Gris

Será tratada al describirse el sector comprendido entre las quebradas de Los Ocúcaros y el A^o Santa Rosa, ya que en ese sector tiene el mayor desarrollo.

4) Facies Sienítica-monzonítica del Bordo¹

Esta facies presenta una característica llamativa dentro de lo que se conoce de la litología del batolito, por cuanto su enriquecimiento en ortosa no tiene el correspondiente incremento de cuarzo. Se tiene así una facies de tipo sienítico a monzonítico de acuerdo a lo establecido por Plaza (1966), quien da la siguiente composición estimativa:

Cuarzo, 3 %, ortosa, 57 %; plagioclasa, 30 %; féficos, 10 %.

Los féficos son: hornblenda predominante sobre la biotita. Accesorios: turmalina, apatita, zircón. Una roca tan particular no aparece en un plutón de-

¹ Para información petrográfica adicional sobre plutonitas y diques de la zona Vizcachas-Los Lavaderos véase Plaza 1966.

finido sino que se halla en asociación con granito-granodiorita, siempre de acuerdo al mismo autor. Un detalle textural microscópico, el remplazo de plagioclasa por ortosa, sugiere en esta roca un enriquecimiento tardío en feldespatos potásicos. Estas rocas se hallan dentro del ambiente granítico de la quebrada de Las Vizcachas, y al oeste de la granodiorita de Los Lavaderos, a unos 600 metros de la misma.

Esto indica la complejidad del batolito en esta zona como asimismo la posibilidad de conexión genética entre estas facies sienítica anómala y las relaciones entre granito y granodiorita. Faltan datos sobre la posible continuación del granito que aflora en la quebrada de Las Vizcachas en la continuación norte del granito de Las Opeñas - Leonardo.

E) SECTOR LOS OCÚCAROS - SANTA ROSA

La novedad más importante respecto de la terminación del sector anterior es la localización del granito de El Fierro en el borde occidental del batolito, desde la quebrada de El Fierro hacia el norte.

En este sector se han distinguido dos unidades litológicas: 1) Granito de El Fierro; 2) Faja Gris.

1) Granito de El Fierro

Este granito forma el relieve prominente desde la mina homónima hacia el norte. El contacto del granito con la granodiorita se halla cortado por la quebrada de El Fierro: en el faldeo derecho se interpone entre ambos una faja de 40 a 60 m de hornfels en relación de contacto intrusivo con el granito. Aguas arriba de ese punto la quebrada se halla labrada en el contacto granito (al norte) - paleozoico (al sur) y la misma localización en el contacto tiene la quebrada de La Mina, que es afluente superior izquierdo del A^o de El Fierro (véase fig. 8 y foto 5).

El granito de El Fierro es análogo al granito de Los Puentes - El Salado, es decir de grano mediano a grueso, biotítico, rico en ortosa. El cuarzo y el feldespato adquieren una fuerte deformación en las cercanías de la mina.

Salvo los casos de alteración, todos los granos de feldespato son blancos, por lo cual la roca es moteada de color gris claro, pese a que el afloramiento de El Fierro impresiona desde lejos como una masa rojiza.

El granito de El Fierro *se corresponde morfológicamente con la faja occidental del granito Los Puentes - El Salado*. Algo al norte, en la llanada de La Lagunita, el aspecto morfológico es en cambio análogo a la faja oriental, con sus diques de pórfiro granítico, andesítico y dolerita salientes en el relieve; al oeste de la llanada en sí, continúan los farellones en contacto con el paleozoico homólogos de la faja occidental, la que se continúa con la importante masa del cerro El Corral y probablemente también del cerro Imán. Los diques oscuros subverticales que cortan a este granito masivo pueden ser raíces de efusiones modernas (correspondientes al tipo iii de Los Puentes-El Salado). Entre El Fierro y el A^o San Guillermo, el batolito ha sido muy erosionado dando lugar a un pedimento labrado en el granito y cubierto por depósitos aluvionales nivelados en alta planicie, la cual es cortada por el gran cañón del Río de la Palca de alrededor de 800 metros de profundidad. Este corte permite ver la *profusa penetración de diques básicos a mesosilícicos*, oscuros, subverticales de pórfiro andesítico y diorítico y diabasa.

En la llanada entre el Río de La Palca y el A^o San Guillermo el granito forma resaltos irregulares en un plano general que cae suavemente hacia el SE. El detrito arcósico cubre al granito del mismo modo que en la faja oriental del granito de Los Puentes. - El Salado.

En Las Cuevas, campo de San Gui-

llermo, el granito es muy homogéneo, de grano mediano, también con "inclusiones", tal como se observó en el cañón del Río de La Palca. *Lentes pegmatoides son muy escasos*, pero se los ha llegado a encontrar de hasta tres metros, con un espesor de 80 cm. Las Aplitas continúan siendo raras y siempre con bajo ángulo de inclinación.

Las facies fina microgranosa, a veces inequigranular y miarolítica, con biotita y muscovita es homóloga de los microgranitos del plutón Los Puentes - El Salado: un afloramiento de interés se halla en las juntas del A^o San Guillermo en el A^o Las Cuevas o de La Fortuna; forma una masa destacada en el relieve en la margen izquierda del A^o San Guillermo que se halla constituida por un típico microgranito granofírico.

Resulta entonces que en la zona de El Fierro se repite la misma *zonalidad estructural y morfológica* que caracteriza al granito de Los Puentes-El Salado, siendo la masa de la zona de El Fierro una prolongación de la faja occidental hacia el sur¹. Entre Los Ocúcaros y El Fierro esta zonalidad se amplía por situarse al E del granito de El Fierro, una granodiorita con sistemas de diques longitudinales que ha sido denominada Faja Gris.

2) Faja Gris

Con el nombre de Faja Gris se distingue la *sección granodiorítica del batolito* que desde algo al sur de la quebrada de Los Ocúcaros sigue hacia el norte, cruzando el arroyo San Guillermo por lo menos hasta el arroyo Santa Rosa. El batolito continúa al NE ya fuera del tratamiento de este trabajo.

El nombre alude al aspecto que ofrece en la zona de Los Ocúcaros y El Fie-

¹ La zonalidad al norte del río de La Palca es más compleja porque existe granodiorita en los cordones del cerro Imán, probablemente al oeste de la continuación norte del Granito de El Fierro.

ro, en franco contraste con el plutón granítico de El Fierro, sobre todo por su tonalidad grisáceo verdosa, tan predominante en el paisaje. En cierto modo reproducen las condiciones estructurales y morfológicas homólogas de la faja oriental de Los Puentes - El Salado, por la gran importancia del sistema longitudinal de diques NS y NNO. La elaboración del relieve es consecuente con ello, con el mismo papel de soporte de la resistencia a la degradación que cumplen los paredones de pórfiro, mientras que las plutonitas más desagregables resultan desigualmente rebajadas, cubiertas por arcosa suelta, dando lugar a un típico paisaje, sobre todo entre los arroyos de San Guillermo y Santa Rosa, de calles deprimidas entre diques sobresalientes en el relieve.

La mitad oriental del sector rebajado del batolito, al oeste del Río Blanco y al sur del río de La Palca está compuesto por la Faja Gris, que se continúa hacia el NE pasando al E del Cordón de Los Huesos Quebrados, es decir por el C^o Agua de la Piedra. Desde este cerro hacia el este (hasta el contacto oriental), el batolito está compuesto por esta faja. Al norte ha sido alcanzada durante la recorrida explorativa en la quebrada de Los Leones, o Sapito (que desciende del C^o Gloria), y en las Juntas del A^o Santa Rosa con el río Blanco.

Esta cañada del Sapito, afluente derecho del A^o Santa Rosa es el límite norte de los afloramientos de la Faja Gris, por ponerse allí en contacto con las capas paleozoicas o hallarse rebajada y cubierta por depósitos aterrazados cortados por el A^o Santa Rosa, o bien cubierta por depósitos terciarios, como ha sido visto cerca de Las Juntas de las quebradas del Sapito y Santa Rosa.

La composición de las plutonitas de la Faja Gris se mantiene dentro de los términos de granodiorita-granito, porque al norte del río de La Palca ya es

una transición a tipos graníticos por aumento de ortosa.

La granodiorita al sur del río de La Palca, entre los Ocúcaros y El Fierro, es el tipo más básico hallado dentro de la Faja Gris: es de grano mediano, con biotita y hornblenda en proporciones variables entre sí, a veces reunidos en agregados puramente fémicos de pocos centímetros. El índice de color alcanza a 50. La microtextura es granular hipidiomorfa con sobreimpresión cataclástica bastante notable (ello en relación con una dislocación longitudinal que limita la parte más abrupta del sector Oeste del batolito en esta zona). La alteración es también fenómeno común (sericita-clorita-epidoto). El epidoto no solamente mancha la roca sino también rellena fisuras y forma vetillas. Puede atribuirse al deuterismo en sí de la granodiorita o a influencia de la intrusión del granito de El Fierro. En muchas muestras la titanita es un mineral muy abundante. Las inclusiones son marcadamente fémicas con mayor cantidad de anfíbol que de biotita y de textura microgranosa o poiquilítica, y de composición mineralógica diorítica o monzonítica con cuarzo.

Al norte del A^o San Guillermo la plutonita es más potásica y más afín a los granitos del batolito. Puede interpretarse el hecho como un caso de variación gradual de la composición, dada la posibilidad de diferenciación durante el emplazamiento del plutón. Se llama la atención de que este aspecto merece mayor comprobación.

El muestreo ha permitido seguir en la zona septentrional variaciones de composición que sobre todo son apreciables en el campo por la disminución o desaparición del *mineral crítico* de la facies granodiorítica del batolito, es decir la hornblenda. En Agua de La Piedra la proporción de hornblenda es variable y la roca es pobre en ortoclasa aunque granodiorítica. En las juntas del A^o Santa Rosa y el Río Blanco si bien la composición es granítica la

roca es rica en biotita y la plagioclasa (zonal) es más básica (andesina) que en los granitos comunes. Las inclusiones redondeadas de pocos centímetros, son invariablemente más félicas, microgranosas o poiquilíticas.

La composición de los diques de la Faja Gris es variada, desde pórfiros graníticos a rocas de composición diorítica cuarzosa, es decir presentan en líneas generales las mismas rocas que en las facies graníticas del batolito.

Abundan menos los colores rojizos, aunque la gama de tonalidades es grande y no siempre en correspondencia con la composición. En el C^o Gris situado en la margen sur de la quebrada de Los Ocúcaros, en su tramo medio, paralelamente al sistema de pórfiros graníticos de rumbo NNO se halla en la cumbre, un *dique de microgranito micrográfico que puede tener vinculación con el emplazamiento del cercano granito de El Fierro.*

Al norte del A^o San Guillermo han sido observados en una abundancia llamativa, además de los pórfiros graníticos de textura gruesa, pórfiros granodioríticos hornblendíferos y hornblendo-biotíticos con fenocristales de plagioclasa solamente y pórfiros cuarzosos muy anfibólicos todos ellos de color gris a morado grisáceo. En la quebrada de Los Leones-Sapito, en el extremo norte de la faja los rumbos de estos diques son E-O y N-S a NNO. Los espesores comunes son de 1 a 8 metros. En el C^o Agua de la Piedra¹, se suman diques de rumbo estenoreste, subverticales de pórfiro granodiorítico anfibólico. Otros diques delgados (1 m) en dicho lugar, de albitófiro, son subhorizontales inclinados al este.

Al norte de Las Vegas del Batidero, en el faldeo oeste del Valle Agua de

¹ Situado entre el valle Agua de La Piedra (de rumbo NS aproximadamente, que cae a la margen izquierda del A^o San Guillermo, en el borde oriental del batolito) y el filo rojizo de rumbo NS ubicado al E del cordón de los Huesos Quebrados, de rumbo meridional.

La Piedra, diques de albitita (espilíticos) de rumbo noroeste son cortados por felsófiros de rumbo noreste, los cuales, estimados modernos, son referidos en capítulo aparte.

VII. LAS INTRUSIONES EN EL PALEOZOICO, MARGINALES AL BATOLITO

Algunas intrusiones a que hace referencia el título han sido ya descritas en el capítulo precedente; ellas son: Granodiorita de Las Pircas, Diorita de Los Puentes, Granodiorita, granogabbros cuarcíferos y pórfiros graníticos de la Quebrada de Los Médanos (figura 12), y asimismo la roca andesítica pregranítica de la Quebrada de Conconta (ver cap. IV). A las ya mencionadas falta añadir la *Formación eruptiva Vicuñitas*, y otros diques y cuerpos pequeños situados en distintas localidades.

Formación Eruptiva Vicuñitas

Con este nombre se designa al conjunto de intrusiones de *pórfiros con cuarzo*, generalmente de color rojizo que se alojan en la *caja occidental del batolito*. Han sido hallados en Las Vicuñitas (quebrada de Conconta); al sur de la cabecera de la quebrada de Los Puentes y en las nacientes de ésta (quebrada de Los Cogotes); en la cabecera del arroyo El Salado; entre ésta y la cabecera de Las Piedritas y en la zona de El Fierro.

Son *pórfiros graníticos granofíricos*, de pasta generalmente afanítica y con fenocristales de ortosa y cuarzo, por lo general no mayores de medio centímetro; carecen de minerales ferromagnéticos o tienen biotita alterada y a veces escasa muscovita. Como es natural las texturas son variables, pudiendo no ser porfíricos (textura microgranosa granofírica) pero nunca esta variación textural llega al grado que registran los diques de pórfiro con cuarzo del sistema principal de diques en el granito.

La alteración que da los tonos rojizos que caracterizan a esta formación en el paisaje, está conectada a veces con la oxidación de la pirita de que suelen ser portadores, como se observó en Las Vicuñitas.

El tipo magmático es *análogo al del granito y al de muchos de los diques del sistema principal*. En la quebrada de Las Pircas (fig. 6) el dique que partiendo del granito corta al paleozoico es petrográficamente similar a los pórfiros vecinos sin contacto con el batolito. Esto llama la atención sobre una *posible correlación entre la Formación Eruptiva Vicuñitas y los pórfiros con cuarzo* que forman diques en el batolito. Esto significa estructuralmente que el magma posgranítico que no intruye la faja occidental del batolito, sí lo hace en la zona marginal del mismo.

La formación Eruptiva Vicuñitas es entonces simétrica con respecto a los pórfiros de la faja oriental del batolito en el sector de Los Puentes - El Salado.

La edad de esta formación cae en la conjetura de la edad del granito, pero la localización mencionada, que significa inferir causas comunes a la secuencia granito-pórfiro, no significa la distinción de dos ciclos eruptivos distintos con una separación temporal muy importante. Estos pórfiros de la Formación Vicuñitas serían las fases posgraníticas-comagmáticas del batolito.

Esta conclusión tiene valor para los estudios de Geología Regional ya que siendo frecuente la *asociación plutonita-pórfiros comagmáticos*, en el *plutonismo postectónico*, no es lógico considerar a los miembros de esta asociación como eruptividades independientes apreciablemente separadas en el tiempo.

En la caja occidental también se hallan intrusiones comparables con la Formación Vicuñitas tales como las intrusiones de pórfiros cuarcíferos del cañón del río Blanco, cerca de las plutonitas, una de las cuales ha señalado

Furque (1963), atribuyéndole edad triásica.

Otras intrusiones

Entre las quebradas de Los Puentes y El Salado (fig. 13), al este del batolito, se halla una faja de diques ácidos de rumbo general N 25° O; es decir de ángulo marcado con el sistema principal de diques del granito, que aparece en el km 12 del camino a la mina El Salado, y forma una faja importante a 700 metros del granito. En la quebrada de Los Puentes esta faja dista ya 2 km del batolito, desapareciendo debajo del pie de monte.

Son pórfiros riolíticos con fenocristales de cuarzo, feldespatos potásico y albita, con pasta microgranosa muy rica en hojuelas de muscovita. Su aspecto es de roca porfírica con pasta muy fina; en los bordes de los diques toman el carácter de felsitas. La alteración se halla en relación con la presencia de pseudomorfos de limonita según pirita.

La edad de estos diques es también totalmente problemática; los autores consideran posible su correlación con raíces de efusiones terciarias.

Los morros amarillos que perforan el paleozoico de Agua Negra, al oeste de las plutonitas, en el faldeo derecho de la quebrada frente a la mina San Martín, son albitrófirios con cuarzo, de textura porfírica con pasta muy fina y con notable fluidalidad. La textura indica cristalización superficial acorde con un emplazamiento subvolcánico. La edad también probablemente terciaria.

Finalmente en la quebrada que desemboca en el A° San Guillermo, al este de Agua de La Piedra, el Paleozoico está atravesado por un dique de riolita, vinculado a una mineralización cuarzo-pirita, y por un dique de espartita.

En conclusión, las intrusiones marginales al batolito pueden agruparse en *tres tipos distintos*: uno de ellos se re-

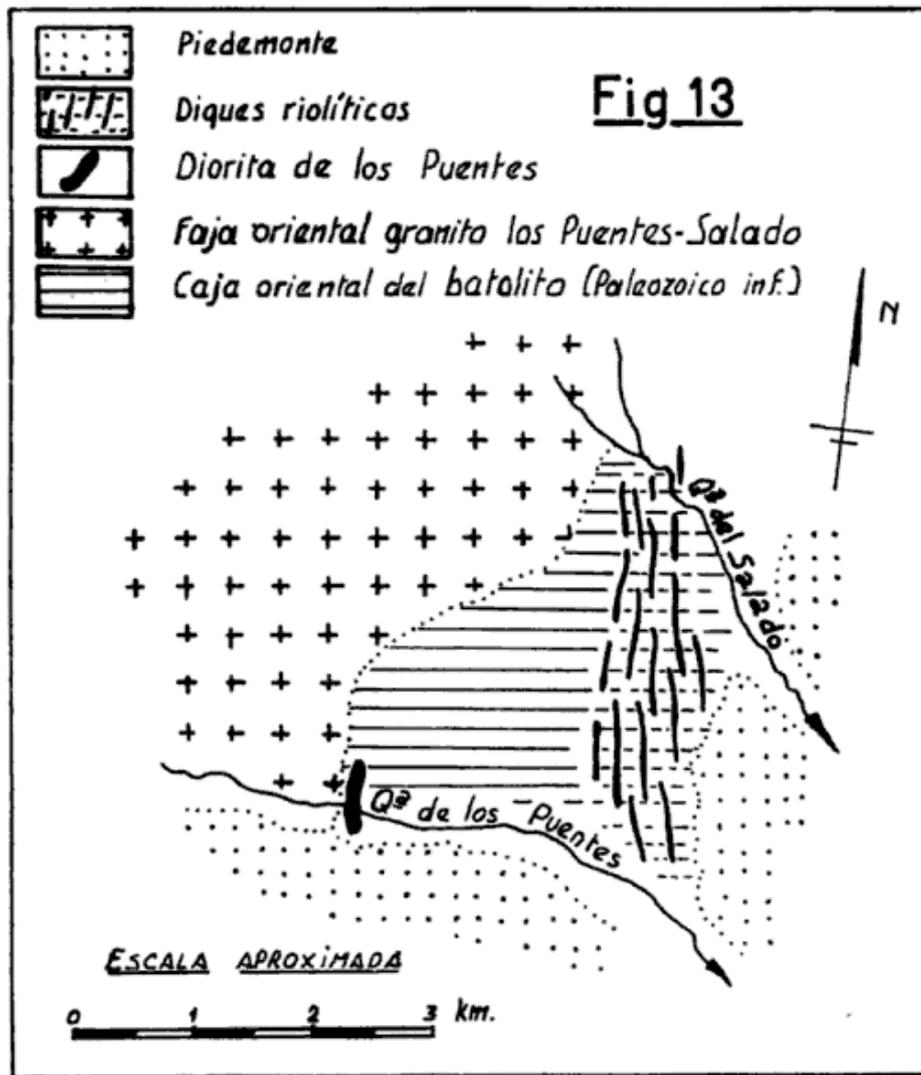


Fig 13. — Groquis geológico en el borde oriental del granito Los Puentes, El Salado

laciona directamente con las *plutonitas*, otro con los *diques* de las plutonitas (Formación eruptiva Vicuñitas), y un tercero que puede ser de un *ciclo eruptivo posterior* (Terciario?).

VIII. INTRUSIONES EN EL BATOLITO DE PROBABLE ORIGEN VOLCANICO

Algunas intrusiones en las plutonitas pueden ser *separadas* del conjunto del Complejo Plutónico de Colangüil. Esto obedece sea a que son *posteriores a los diques del sistema principal*, o bien a sus características texturales, muy propias de rocas de efusiones, de probable edad Terciaria. Fueron examinadas en las siguientes localidades:

- 1) **Dacitas de las juntas de las quebradas de Los Cogotes y Los Puentes, y el A° El Salado.**

En las juntas de Las Cogotes y de Los Puentes se encuentran dos intrusiones independientes, situadas junto al borde occidental del batolito (figura 6). La situada más al norte (foto 16) es un dique de 20 a 30 mts de espesor, de rumbo N 25° E, dispuesto en bajo ángulo con inclinación al este. Los planos de diaclasamiento paralelos a los contactos de techo y base son muy marcados, producidos por fluidalidad, la cual describe además trazos curvos. La intrusión está marginada por brecha que contiene fragmentos de rocas del Paleozoico y granito. La da-

cita es de grano muy fino, de pasta blanquecina en la cual hay fenocristales de 0,5 a 2 mm de biotita, cuarzo y andesina ácida. La pasta es de grano muy fino aunque inhomogénea, con feldespatos alcalinos.

La segunda intrusión situada más cerca de la quebrada de Los Puentes, afecta la forma de un dique de rumbo análogo al anterior, subvertical, de alrededor de 100 metros de ancho. Es una dacita de estructura porfírica con abundantes fenocristales de plagioclasa, biotita y cuarzo, de dos a tres milímetros, y más pequeños de magnetita y apatita. La plagioclasa es andesina zonal.

Estas intrusiones de dacita tienen un carácter más general, a juzgar por el dique de dacita biotítica gris, muy semejante a la anterior, que en la margen derecha de la quebrada de El Salado corta con rumbo N 60° E a un dique de pórfiro del sistema predominante longitudinal. Este dique de dacita ha penetrado por una falla que corta al pórfiro granítico.

A este mismo grupo pueden también corresponder los diques cuarcíferos, muy alterados (cuarzo-clorita-sericita-óxidos de hierro), de rumbo aproximadamente N-S, que se hallan en el C° Bramador (C° Cráter), cercano a la mina El Salado. Con ello se vincula la activa alteración hidrotermal que afecta al granito fuertemente brechado.

2) Felsófiros al norte del A° San Guillermo

Son rocas de color amarillo a gris verdoso, casi totalmente afaníticas, con aislados fenocristales de 1 a 3 mm de cuarzo y plagioclasa en una pasta felsítica. Fueron hallados en el faldeo oriental del Valle de Agua de La Piedra, al norte de Las Vegas del Batiadero, cortando con rumbo 60° E diques albíticos, y a su vez cortados por fallas rellenas por hidrotermalismo.

A erupción moderna podrían pertenecer también algunos diques básicos

citados en la descripción de los sectores del batolito, tales como los del río de la Palca. La diabasa olivínica de las juntas de las quebradas del Pingo y de Los Puentes es más seguramente moderna por estar alojada en una falla E-O que corta a diques del sistema principal.

IX. SINTESIS SOBRE EL METAMORFISMO EN EL CORDON DEL COLANGUIL

El mayor interés radica en el metamorfismo de contacto y en su sobreimplantación sea en rocas sujetas a metamorfismo cinético regional sea en sedimentitas puramente litificadas.

La *Formación Río Blanco*, probablemente ordovícica, se compone de rocas *cinetometamórficas* como resultado de un *plegamiento* y *replegamiento* disarmonico muy intenso. Resultado ha sido el desarrollo de una *esquistosidad dinámica* muy acentuada en las capas pelíticas, vista en la orientación de la clorita (y sericita) mineral que define el grado metamórfico. Carácter común es éste de formaciones del Paleozoico inferior a medio de Precordillera y Cordillera Frontal cuyas rocas han sido referidas meramente como sedimentitas-lutitas o grauvacas-plegadas. En esos casos la esquistosidad de pliegue ha sido denominada *clivaje de flujo*, término correcto, pero que contribuye a eludir la clasificación de metamorfitas que corresponde a esas rocas plegadas del paleozoico bajo, y en consecuencia a acentuar la tendencia en la geología argentina a otorgar al Precámbrico la exclusividad del metamorfismo regional.

Como también es general en el Paleozoico inferior a medio de Precordillera, y en el supuesto Proterozoico, el *cuarzo lechoso* en venas suele acompañar al replegamiento o bien cortarlo. En la *Formación Río Blanco* este cuarzo es producto de solución sintectónica depositándose seguramente al ceder los efectos compresivos, a juzgar por el hecho de que a veces corta los pliegues y



Foto 16. — Vista de los faldeos que caen a la Quebrada de Los Puentes en su nacimiento. (Fotografía tomada hacia el N, por J. P. Spikermann, 1967).
Obsérvese el contacto subvertical granito-paleozoico, y las dos intrusiones dacíticas dentro del granito : Gr, granito ; Plz, paleozoico (caja occidental) ;
Da, dacita.

aún penetra en diaclasas por corto trecho.

La ausencia en la región estudiada de plutones sintectónicos de este plegamiento explica la limitación del metamorfismo al más bajo grado — zona de clorita — con una recristalización incompleta y preservación, particularmente en las grauvacas, de los caracteres microestructurales de la sedimentación. Al faltar la biotita como neomineral se tiene una base para que la aparición de la misma sea guía hacia la vecindad de masas importantes de rocas eruptivas.

Las rocas esquistosas son pues el resultado del metamorfismo regional principalmente dinámico, pero ello no es exclusivo ya que el metamorfismo térmico producido por las plutonitas ha sido en algunos casos respetuoso de las microestructuras preintrusivas, produciendo esquistosidad de contacto. En las sedimentitas carbónicas no existe metamorfismo cinético, lo cual es propio de su simple estilo tectónico de plegamiento suave. La caja occidental del batolito en la quebrada de Los Puentes ha sido sometida a plegamientos más intensos, pero aquí existen dudas sobre la edad, pese a que según lo expresado en el Cap. IV es probable que pertenezca al Paleozoico superior. No se ha detectado allí la esquistosidad dinámica y los casos de ordenamiento mineralógico que puedan sugerir tal origen deben ser vistos, como en Agua Negra, como resultado de la recristalización mimética puramente térmica.

Caracterización del metamorfismo de contacto

(Véase fotomíc. 1, 2, 3, 6, 7 y 8)

Son resultados texturales o mineralógicos del metamorfismo de contacto en el Colangüil en distintos lugares, los siguientes: recristalización granoblástica, biotitización, formación de nódulos o "spots", porfiroblastesis, esquistosidad de contacto de origen estático o mimético, sericitización, turmalinización, granitización (xenolitos).

a) *Recristalización granoblástica, porfiroblastesis y formación de nódulos*: Poco resta agregar a lo dicho en el Cap. IV. La formación de porfiroblastos no es característica dominante; en facies relativamente más pelíticas aparecen cordierita (y andalusita); y muscovita en metacristales poco mayores que la granularidad media de las rocas (Las Piedritas, El Fierro, Sector NE. Quebrada de Los Leones).

La formación de nódulos es mucho más frecuente, e incluso guía útil en el campo para la detección de los efectos de contacto. Son ovoidales de tamaño entre 0,2 y 1 mm, definidos por una concentración de clorita y/o sericitita. Cuando la roca que los contiene es un hornfels biotítico se destacan como más claros por concentrarse la biotita únicamente entre los espacios internodulares, del mismo modo como ocurre con los xenoblastos de cordierita, tal como se describió al tratar el Paleozoico de Conconta. Allí su presencia ha sido vista en un caso en relación con la proximidad del contacto con el granito, de manera tal que el hornfels sin nódulos se halla más cerca del granito que el hornfels nodular, debido a que los nódulos son de formación previa a la recristalización de la biotita. Esta última es el mineral crítico regional para el metamorfismo de contacto. Su presencia, cuando la recristalización del hornfels es muy avanzada, da la típica estructura de "sal y pimienta" por distribución pareja de la biotita. En el hornfels blastoporfírico (Conconta) la biotita sustituye a la clorita de la roca original.

Pero no es constante la presencia de biotita pese a ser este mineral de cristalización temprana en el metamorfismo térmico. Los hornfels cloríticos, o cloríticos sericíticos muestran ser tales por otros caracteres como porfiroblastos de muscovita, nódulos, o cordierita poikilitica, en un agregado de recristalización menor con marcados caracteres relictos sedimentarios, como cuarzo clástico y permanencia de la clara dis-

tinción entre clastos y mátrix en areniscas grauváquicas.

La disposición de los nódulos es o bien al azar o siguiendo la primitiva estratificación (o la primitiva esquistosidad cuando hubo polimetamorfismo como en el hornfels de las Piedritas). En este último caso los nódulos son más chatos, paralelamente a esa estratificación, con lo cual esbozan una esquistosidad de contacto muy leve. En el hornfels de Conconta ha sido visto que esta disposición también es propia de los porfiroblastos de cordierita. Surge así la posibilidad de que algunos nódulos sean producto de transformación de cordierita particularmente cuando son ricos en muscovita, como resultado de metasomatismo hídrico y potásico.

b) *Hornfels aloquímicos.* El aporte en la caja es seguro cuando los hornfels tienen *turmalina* (Quebrada de Los Puentes); en este caso la presencia de venas turmalínicas vecinas es prueba de ello. La *turmalina* es frecuente en hornfels de muy distintos lugares; si bien parte puede no ser aportada, hay más seguridad de que lo sea cuando forma crecimientos más grandes que la granularidad media de la roca.

Otro efecto aloquímico es la formación de *sericita* abundante como resultado del aporte de potasio por el granito, o bien por la concentración de agua derivada del mismo, lo cual amplía el campo de estabilidad de la mus-

covita o *sericita*. En la quebrada del Salado se explica así la presencia de muscovita (y ausencia de biotita) junto al contacto con el granito. Plaza (1966) describió al respecto concentración de muscovita *sericita* en el contacto caja-granito. Finalmente el *aporte ya totalmente granítico* ha sido visto en la quebrada de El Fierro donde xenolitos han sido convertidos en granitos foliados, compuestos por biotita-muscovita - cuarzo - plagioclasa sódica - ortoclasa con *turmalina* o sin ella.

En cuanto a la posibilidad de aporte granítico a la biotitización, sólo se apoya en la concentración de biotita en contactos justamente en el borde hornfels-granito en Conconta, lo que podría significar una incorporación de Fe y K.

c) *La esquistosidad de contacto*

El metamorfismo térmico se ha impuesto en la auréola del Colangüil sobre complejos litológicos de bajo metamorfismo cinético y sobre sedimentitas litificadas. Ello dio oportunidad para examinar cómo la recrystalización térmica operó sobre la conservación, anulación o acentuamiento de las estructuras planares sedimentarias o metamórficas previas.

Una síntesis de los tipos de esquistosidad hallados en la región de Colangüil es la siguiente:

ESQUISTOSIDAD	Estática o Mimética (Esquistosidad de contacto)	Sobreimpuesta paralelamente sobre esquistos (polimetamorfismo).	Por: crecimiento controlado de porfiroblastos de minerales de contacto; crecimiento controlado de nódulos; acentuamiento de la esquistosidad previa.
		Sobreimpuesto paralelamente sobre la estratificación.	Por: formación de nódulos; acentuamiento de disposición de minerales planares.
	Dinámica o cinética	Esquistosidad de plegamiento o clivaje de flujo.	

El proceso más común de contacto sobre sedimentitas es la acentuación

del bandeamiento, sin desarrollo de esquistosidad. Esto sucede cuando se

forma biotita en disposición de “sal y pimienta”. En otros casos la recristalización no tan acentuada ha sido sensible para respetar las estructuras planares previas. Se desarrolla así una esquistosidad de origen estático o mimético, que puede producirse por crecimiento de minerales laminares preexistentes como clorita.

Se produce entonces una esquistosidad muy leve que ha sido observada en la quebrada de Agua Negra a la altura del puesto de Gendarmería, donde los efectos de contacto no son tan intensos como para producir la típica litificación que se traduce en astillamiento.

En la quebrada del Fierro, es el crecimiento de nódulos sericíticos cloríticos lo que provoca la estructura esquistosa. Estos nódulos se disponen según la primitiva estratificación determinante de la fisilidad de la roca paralelamente a la misma. En los hornfels de Conconta también se ha producido el crecimiento orientado de nódulos, pero en este caso la gran recristalización inter-

nodular impide la partición según la esquistosidad.

La esquistosidad de contacto por crecimiento mimético de una esquistosidad dinámica previa, ha sido observada en rocas de la Formación Río Blanco, donde la quebrada de Las Piedritas cae al Llano de Los Médanos. La muestra ofrece un interés muy particular (foto. 17); es un esquisto biotítico y sericítico con porfiroblastos de andalusita y asimismo nódulos como los comunes descritos anteriormente. La esquistosidad es muy marcada (fotomic. 6): la biotita ha crecido mimeticamente sobre la clorita orientada según la esquistosidad dinámica original, y tanto la mayoría de los porfiroblastos idiomorfos de andalusita como los nódulos, se dispone paralelamente a esta esquistosidad. Es un caso de polimetamorfismo que ha dado un *esquisto de contacto porfiroblástico*.

X. SINTESIS SOBRE ERUPTIVIDAD

La deducción de la secuencia eruptiva se basa en:

1. Conceptos que se refieren a la evolución magmática de acuerdo a los criterios conocidos en Petrología, para lo cual se ha hecho la caracterización de las unidades del complejo plutónico.
2. En la distinción de etapas en el emplazamiento del magma granítico.
3. En la existencia de procesos de hibridación en cuerpos pequeños de plutonitas que tienen importancia en la relación granito-granodiorita.
4. En la distribución de un ciclo volcánico más moderno que el ciclo plutónico, a los cuales se conectan distintos tipos de manifestaciones minerales.
5. En observaciones localizadas sobre edad relativa de las intrusiones.



Foto 17. — Esquisto de contacto (Las Piedritas) formado por acentuamiento de la esquistosidad dinámica debido a metamorfismo térmico posterior. La roca pertenece a la Formación Río Blanco.

Las observaciones de campo sobre la edad relativa de las intrusiones de diques y plutonitas son las siguientes:

- a) El granito de Conconta corta un cuerpo intrusivo de roca volcánica alojado en el Paleozoico.
- b) La diorita hornblendo-biotítica de Los Puentes corta a vetillas derivadas del granito Los Puentes-El Salado y además contiene xenolitos cuarzosos y graníticos rodeados por aureolas hornblendíferas.
- c) La granodiorita de Las Pircas está cortada por venas graníticas.
- d) Las rocas del batolito están cortadas por diques de variada composición.
- e) La granodiorita de La Faja Gris en la quebrada de Los Ocúcaros se halla cortada por un dique de microgranito micrográfico, de composición análoga al granito de El Fierro. La conexión entre el granito de El Fierro y el dique no se ve, por estar separada por depósitos pedemontanos.
- f) Dique de dacita corta a pórfiros granítico ambos intruidos en el granito de Los Puentes-El Salado, cerca de la Mina El Salado.
- g) Dique mesosilíceo corta a pórfiros graníticos en la quebrada de Los Puentes.
- h) Dolerita olivínica corta a diques mesosilíceo intruidos en el granito de Los Puentes - El Salado, junto a la quebrada del Pingo.
- i) Felsófiros cortan a diques mesosilíceos al norte del A^o San Guillermo.
- j) Dacita con textura de raíz de roca efusiva corta al granito de Los Puentes-El Salado en las nacientes de la quebrada de Los Puentes.

La observación a) indica vulcanismo preplutónico. Las indicadas con las letras f), g), h), i), j) se refieren al vulcanismo posplutónico. Las que llevan las letras b), c), d), e), aluden a la

secuencia dentro del complejo plutónico. (Véase esquema sobre distribución geográfica y temporal de la eruptividad).

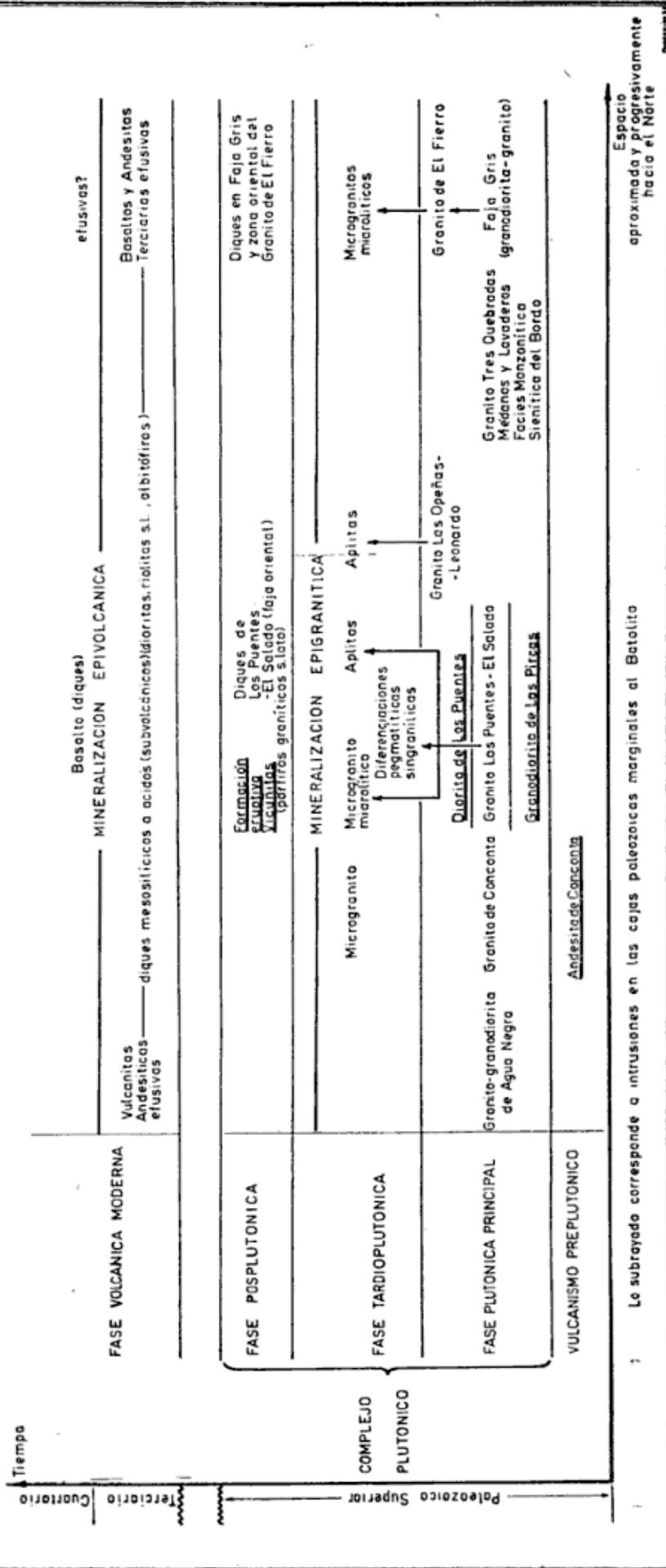
Complejo plutónico

El esquema de distribución geográfica y secuencia temporal de la eruptividad sintetiza las unidades internas de las plutonitas del batolito.

La relación temporal granito-granodiorita no puede referirse a todo el complejo plutónico como única por comprobaciones aisladas de la secuencia. Es bien conocida (véase Larsen, 1948) la repetición de los impulsos durante el emplazamiento de un complejo plutónico de gran extensión regional. El Granito de El Fierro —según se desprende de la intrusión granítica granofírica en la Granodiorita de la Faja Gris— es posterior a esta última. Ello concuerda con la idea ortodoxa de la diferenciación magmática. Las inclusiones más básicas que las plutonitas que las contienen, halladas en granitos y granodioritas, concuerdan con esa idea, si se las interpreta como autolitos o inclusiones comagmáticas de estados anteriores de la diferenciación. Pero el papel de la asimilación también es puesto en evidencia en el batolito de Colangüil, como se describió en el caso de la Granodiorita de Las Pircas, siendo los xenolitos, extraídos de las cajas, hornfels más básicos que el magma granítico. Precisamente esta Granodiorita de Las Pircas, al ser cortada por venas graníticas, ha sido formada por un impulso intrusivo algo anterior que el que emplazó al Granito Los Puentes - El Salado.

Sin embargo, en la Granodiorita de Las Pircas se encuentran los dos tipos de inclusiones, las verdaderas xenolíticas o de fragmentos de caja, y las inclusiones compuestas por rocas más finas y más félicas que la plutonita (microtonalita hornblendo biotítica y microdiorita con clinopiroxeno, hornblenda

Esquema de la eruptividad según posición geográfica y secuencia temporal del Complejo Plutónico del Colangüil y las fases volcánicas



y biotita). Estos dos tipos de inclusiones básicas arriba mencionadas comprenden a dos de las tres que cita como posibles P. Bateman et al. (1963, p. 17) al referirse al Batolito de Sierra Nevada.

El tercer origen que da este autor como posible, es decir restos no fundidos al formarse el neomagma en profundidad, cae dentro de lo puramente especulativo.

Respecto de la distinción petrográfica entre granodiorita y granito en el campo, ha sido útil la elección de la hornblenda como mineral crítico de la granodiorita, particularmente en los casos en que la variación relativa de ortoclasa y plagioclasa hace transicional la variación granito-granodiorita como ocurre en la parte norte de la Faja Gris. La facies sienítica del Bordo, que tiene hornblenda, se halla en transición con granito y granodiorita. Las variaciones a monzonita cuando tienen hornblenda resultan más afines a la granodiorita.

En el Granito de Los Puentes-El Salado ha sido distinguida una fase plutónica o granítica constituida por las plutonitas tipo de grano mediano, y una fase tardío-plutónica (granítica) representada por los microgranitos y las aplitas. Esta fase tardío granítica es anterior a los grandes sistemas de diaclasas subverticales donde se alojan los diques de pórfiros y rocas más básicas, por cuanto los microgranitos y las aplitas tienen una disposición en cuerpos tabulares subhorizontales. Los crecimientos pegmatoideos singraníticos son escasos.

Una tercera etapa posgranítica es responsable de la intrusión del sistema de diques de pórfiros con cuarzo. Son posgraníticos porque cortan al granito; pero son considerados parte de la misma eruptividad granítica porque se localizan dentro del granito, en lugar de hacerlo indiferentemente en granito o las cajas; como si fuera una resurgencia magmática en una etapa de fractura-

ción, posterior a la consolidación de la masa principal del granito.

Los pórfiros granítico de la Formación Eruptiva Vicuñitas, que hacen excepción por localizarse en la caja occidental, son considerados homólogos a los diques que se encuentran dentro del granito. La ubicación en la caja vecina al Batolito es de origen estructural, ya que el magma posgranítico no pudo penetrar en la faja occidental del Batolito por falta de apertura de diaclasas. Contrariamente a esta localización propia del magma posgranítico, los diques de rocas del vulcanismo terciario no tienen selectividad en su emplazamiento.

XI. METALOGENESIS CON RELACION A LA GEOLOGIA REGIONAL Y LA PETROLOGIA

El estudio de la geología y petrología de la Cordillera del Colangüil y serranías de Santa Rosa y San Guillermo, conjuntamente con la observación de la distribución geográfica de los depósitos minerales conocidos y otras manifestaciones de hidrotermalismo y alteración, ha permitido llegar a obtener guías para la localización del mineral (Quartino y Zardini, 1963). Varios fueron los elementos de juicio que se utilizaron, los cuales ensamblan en un esquema de localización, geología, eruptividad y metalogénesis.

Metodología. Comprendió:

1. Una revisión en el terreno de los principales depósitos minerales citados en la literatura, buscando en superficie la relación entre la mineralización y la geología de la comarca circundante.

2. Reconocimiento de otras varias manifestaciones de hidrotermalismo no conocidas en la literatura. Para esto, el recorrido tuvo carácter explorativo, siguiendo las guías hacia la mineralización que fueron obteniéndose durante

la marcha del estudio, como hipótesis de trabajo.

3. El contenido de las hipótesis de trabajo para encontrar guías geológicas para la mineralización fueron:

- a) *Geomorfología*: Considerando niveles de erosión del batolito, determinados por estructuras pos-plutónicas, y complementado de acuerdo a niveles de emplazamiento de las plutonitas.
- b) *Petrología y estructuras*: Consideración de variaciones texturales y composicionales de las plutonitas, en relación con la mineralización. Observación de minerales indicadores de actividad mineralizante, como turmalina. Areas de alteración y secuencia eruptiva del lugar con deducción de ciclos. Distinción entre magma granítico pos-plutonita y eruptividad más moderna. Emplazamiento de diques. Constancia de asociación de mineralización y rocas eruptivas. Correspondencia de aquellas con estructuras transversales.

La literatura geológico-minera en su mayor parte inédita (excepto el resumen de Angelelli, 1950¹, considera al Batolito de Colangüil como jugando un papel primordial en la metalogénesis.

Los autores, en cambio, contrariamente a este criterio tan generalizado, han podido comprobar que la eruptividad propia del batolito es responsable de sólo una parte de la metalogénesis, principalmente la mineralización de wolfram, lo cual, por otra parte, es un hecho ampliamente conocido. La presente contribución es asignar la mineralización de Pb, Ag, Zn y Cu a otra época metalogenética no relacionada con la eruptividad del batolito en sí. Es decir, son dos las causas de la mineralización y dos las épocas metalogenéticas:

¹ Este autor ha respetado las conclusiones a que se ha arribado en los informes inéditos por él citados.

1) Mineralización vinculada a la consolidación de las plutonitas como proceso epigranítico. Esto incluye: Wo, Au, Mo, Fe, Fluorita y Sn, con mineralización subsidiaria de Pb, Zn y Cu.

La relación entre esta mineralización y las estructuras mayores de fracturación no es determinante de la localización del mineral; ella es de la misma edad del batolito (paleozoica superior).

2) Mineralización directamente vinculada con el ciclo volcánico más moderno, posiblemente terciario. Aquí la estructura es más importante para la localización del mineral, consistente principalmente en Pb, Ag, Zn y Cu. Se incluyen en este tipo todas las manifestaciones hidrotermales de rellenos de fisuras relacionadas con reactivación de las fracturas propias de las épocas volcánicas. Esta mineralización es ubicuista, y por lo tanto puede encontrarse dentro del batolito sin que tenga conexión genética con el mismo.

1) *Mineralización epigranítica* (derivada de las plutonitas):

Comprende este grupo a las manifestaciones de Arrequeñtín, Conconta y Las Opeñas. Las tres ubicadas en lo que puede denominarse Sector Sur del batolito. También se mencionan para este sector (Angelelli, 1950) las manifestaciones wolframíferas de Las Yeguas (al sur de Agua Negra); Agua Blanca (norte de Arrequeñtín) y La Majadita, y en las quebradas de Mondaca y Colangüil. Estos yacimientos pertenecen a lo denominado por Stoll (1964, p. 131 y 1965, p. 4) "Faja Metalogenética Hercínica" y "Provincia Metalogenética Hercínica" de la Cordillera Frontal, respectivamente. Relaciona estos depósitos con los granitos que penetran al Paleozoico y extiende este criterio a la granodiorita turmalínica intrusiva en el paleozoico de San Francisco de Los Andes, donde existe un depósito hipotermal de bismuto. Llam-

bías (1966) se ha referido a este tipo de mineralización de la Cordillera Frontal, al sur de la Quebrada de Agua Negra.

Comparando la extensión de las plutonitas con la mineralización derivada de ellas, ésta ocupa un sector restringido a la parte sur, desde Las Opeñas o bien Los Médanos, hacia el sur. La explicación de esta localización reside en que el nivel de erosión del batolito es menor (como se ha explicado en las páginas precedentes). Esto es evidente en todos los tramos en que el batolito conserva su techo, lo que sucede en los tres yacimientos principales citados. Cuando no está el techo, la magnitud de la erosión se deduce por aspectos petrológicos de las plutonitas, como ser: granófiros, turmalinización y muscovita en cantidad apreciable. Por ejemplo, en Agua Negra el granófiro es una característica constante de las plutonitas, mientras que en la zona de Los Puentes, donde la erosión es mayor, el granófiro está confinado a las fases tardío-graníticas de granito miarolítico.

Otro elemento para deducir el nivel de erosión es el nivel de emplazamiento del batolito, que es menor en la parte sur (ver cap. V) y por lo tanto más favorable para la mineralización. Esto ayuda a excluir buenas posibilidades de exploración para este tipo de depósitos desde Los Médanos hacia el norte. La tectónica, por mayor erosión en los bloques levantados, también contribuye a deducir el nivel de denudamiento. Justamente los depósitos de Las Opeñas y Arrequintín se encuentran en los bloques hundidos (al este), que limitan fracturas meridionales con bloques levantados al poniente (ver cap. V y fig. 9). Otro elemento de juicio para deducir el nivel de arrasamiento es la presencia de Terciario directamente apoyado sobre las plutonitas. Así sucede en el sector norte, lo que significa su arrasamiento anterior a esa época, por lo cual no se conserva el techo ni las plutonitas más cercanas a él, y por

lo tanto existe menor posibilidad de encontrar mineralización congénita.

En el caso de la mineralización aurífera de Las Opeñas, al hecho de que se conserva el techo pocos metros encima de la mineralización se agrega la particularidad de que ella está asociada a una plutonita muscovítica más silicea y alcalina que los granitos de la región.

La muscovita parece ser también un proceso de borde del batolito. Plaza (1966) ha descrito procesos de sericitización en los contactos de la curiosamente llamada quebrada de Los Lavaderos¹. Esto significa actividad hidrotermal epigranítica lateral (no de cercanía de techo) rica en volátiles, observada también en las nacientes de la quebrada de Los Puentes (venas turmaliníferas; Spikermann, 1967); sin embargo, no se conoce mención alguna de mineralizaciones.

Pese a que este sector sur constituye un distrito wolframífero, con su séquito de minerales de interés, es necesario destacar que éste no es de primordial importancia desde el punto de vista económico (hasta la fecha). El plutonismo hercínico es pobre en mineralización de acuerdo a lo conocido, tanto en cantidad como en importancia de los depósitos. Este criterio puede extenderse a toda la Cordillera Frontal.

Es necesario recordar aquí que ya Stoll (1957)² estableció fehacientemente para el distrito minero más austral de la Cordillera Frontal (Andacollo), que el ciclo metalogenético para todo el distrito era de edad terciaria, a pesar de la presencia de plutonitas del Paleozoico superior (granito-granodiorita). Ciclos repetidos de erosión hasta el Cuartario, establecidos por el mismo autor (op. cit., p. 19), deben haber arrasado el techo de ese batolito, llevándose consigo la mineralización

¹ Referencia toponímica a lavaderos de oro.

² 1957 es la fecha de publicación. La Introducción de ese trabajo tiene fecha agosto de 1950.

wolframífera si es que existió. Es evidente que el mismo patrón se repite en el Colangüil, con la diferencia que recién el ciclo de denudación cuartaria puso al descubierto las plutonitas en el sector sur, conservándose de esta forma la parte cuspidal de los mismos, y su mineralización wolframífera.

Otro aspecto petrológico interesante, vinculado con la mineralogénesis del Complejo Plutónico del Colangüil, es la falta de pegmatitas estructurales, falta que es característica del plutonismo postectónico de epizona. Las facies litológicas equivalentes a éstas serían las pegmatitas no estructurales (de "segregación residual"; Chawick, 1958, pp. 806 y 809), que como crecimientos sin límites definidos se encuentran en distintos puntos del batolito. El mismo carácter tienen los diques de microgranitos miarolíticos, a veces turmaliníferos, descritos en la zona de Los Puentes-El Salado. Estas rocas pueden ser eventual localización de mineralización congénita.

En cuanto a los diques que constituyen el magmatismo posgranítico comagmático (pórfitos graníticos *sensu lato*) puede asegurarse que son estériles; ellos pertenecen a la eruptividad del batolito, repitiéndose esta misma asociación también en Andacollo. En Colangüil existen casos aparentes, por ejemplo la mina El Salado, en la cual aparecen relacionados mineralización y diques; pero en realidad se trata del resultado del magmatismo posterior, independiente del complejo plutónico y que se analiza más adelante.

2) Mineralización epivolcánica (derivada del vulcanismo).

En la zona de Colangüil, San Guillermo y Santa Rosa existe un conjunto de mineralizaciones que en este trabajo se adscriben a un ciclo metalogénico independiente del anterior.

Los depósitos que los autores incluyen en este grupo son: El Salado; El Fierro; las vetas del distrito El Fierro-La Lagunita, incluyendo los depósitos

de Santa Rosa; mineralización en la zona de Las Opeñas; San Martín en la quebrada de Agua Negra y muchos otros indicios (mineralizaciones y alteraciones) que los autores han encontrado reuniendo información para la provincia de San Juan. (Véase Angelilli, 1950). Todo el conjunto que comprende este grupo tiene caracteres comunes de asociación petrográfica y estructural. De valor económico en el pasado han sido únicamente El Fierro y El Salado. Este último reestudiado recientemente por García (1963). La mineralización es primordialmente Pb, Ag, Zn; subsidiariamente Fe y Cu.

La característica estructural de todos ellos es que son vetiformes y se emplazan en zonas de trituración y brechamiento. La localización es ubicuista, encontrándose bien en las plutonitas, en las cajas o en las vulcanitas; esto contrasta netamente con el marco geológico de emplazamiento del ciclo metalogénico hercínico. Otro contraste es también la estrecha asociación entre este ciclo epivolcánico con diques de variada composición y de naturaleza subvolcánica. Por ejemplo la mina Santa Rosa (dacitas), El Salado (albitófitos), San Martín (albitófitos). Este carácter ha sido observado con regularidad incluso en áreas de alteración hidrotermal.

Para Stoll (op. cit., p. 23) la única roca eruptiva contemporánea con la mineralización en Andacollo es un pórfito dacítico. Nuevamente se repite, pues, el mismo esquema. Se da aquí en Cordillera Frontal la asociación conocida en otras regiones estructurales (por ejemplo, Sierras Pampeanas), lo cual significa que esta mineralización es independiente de la historia propia de cada una de ellas, es decir, la mineralización de este tipo es un carácter sobreimpuesto a la región estructural y no pertenece a la historia intrínseca que le dio la fisonomía por la cual se define.

Lo anteriormente descrito resulta evidente en otras comarcas argentinas.

siendo conocida desde antiguo la vinculación de mineralización y vulcanismo terciario.

La deducción de la existencia de mineralización asociada a vulcanismo terciario se basa en evidencias directas en Andacollo (Stoll, op. cit. y lám. I) porque ninguna manifestación mineralizada corta al plutón granítico (a pesar de ser éste paleozoico superior y la mineralización terciaria), alojándose en cambio en las rocas mesozoicas. En Sierras Pampeanas falta la eruptividad de pórfiros posmagmáticos y ello simplifica la distinción del vulcanismo terciario. En el Colangüil no existe tal control o simplificación, de manera que llegar a la conclusión acerca de la superposición de dos ciclos metalogenéticos ha sido más laborioso, particularmente debido a la existencia del profuso sistema de diques asociados al plutonismo. De allí la necesidad de haber efectuado una fundamentación petrológica a lo largo de tan extensa región.

El sistema de diques posgraníticos, pero pertenecientes al mismo ciclo de eruptividad que el granito es estéril en manifestaciones minerales. Esta característica es propia de otras regiones donde se encuentra la asociación plutonita-pórfiro comagmático, como, por ejemplo, el ya mencionado caso de Andacollo y el recientemente descrito de la Sierra de Ambargasta (Quartino 1967) ¹.

Las fracturas de rumbo cercano a E-O son también, según el resultado de este estudio en el complejo Plutónico del Colangüil, favorables para el ascenso hidrotermal, carácter éste que uno de los autores (Zardini, 1966) ha señalado como rasgo regular para la provincia de San Juan.

Resumiendo, los dos caracteres esenciales para localizar depósitos minerales epivolcánicos son: localización de raíces volcánicas de efusiones andesí-

ticas a riolíticas y fracturación moderna, sobre todo transversales a las estructuras mayores, donde se puedan alojar las posibles concentraciones hidrotermales.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS - EN EL TEXTO

- Angelelli, V. (1938). *Algunos yacimientos metalíferos de la provincia de San Juan*. Dirección de Minas y Geología. Boletín n° 46. Bs. Aires.
- (1941). *Los yacimientos de minerales y rocas de aplicación de la República Argentina. Su geología y relaciones genéticas*. Dirección de Minas y Geología. Boletín n° 50. Bs. Aires.
- (1950). *Recursos minerales de la República Argentina. I. Yacimientos Metalíferos*. Instituto Nacional de Investigaciones de las Ciencias Naturales. Ciencias Geológicas. Tomo II. Bs. Aires.
- Bateman, P. C.; Clark, L. D.; King Huber, N.; Moore, J. G.; Dean Reinhart, C. (1963). *The Sierra Nevada Batholith, a Synthesis of Recent work across the Central Part*. Geol. Surv. Prof. Paper 414, D. Washington.
- Brakebusch, L. (1891). *Mapa Geológico del interior de la República Argentina*. Instituto Geográfico de C. Hellfarth, Gotha.
- Costas, M. (1964). *Nota preliminar acerca de observaciones en la quebrada de Agua Negra y del hallazgo de fósiles marinos en el Carbónico*. Instituto Nacional de Geología y Minería. Bs. Aires. Inf. inédito.
- Chawick, R. (1958). *Mechanism of the Pegmatite emplacement*. Bull. Geol. Soc. Amer. Vol. 69, pp. 803-836.
- Furque, G. (1962). *Perfil Geológico de la Cordillera de Olivares, Iglesia, San Juan*. Ias. Jornadas Geológicas Argentinas, T. II, Geología, San Juan (1960). Bs. Aires.
- (1963). *Descripción Geológica de la Hoja 17 b, Guandacol, Prov. de La Rioja - Prov. de San Juan*. Direc. Nac. de Geol. y Minería. Bol. n° 92. Bs. Aires.
- García, H. H. (1963). *Estudio geológico-económico de la mina "El Salado", Dto. Iglesia, Prov. de San Juan*. Trabajo final de licenciatura, Fac. de Cs. Ex. y Nat., Univ. de Buenos Aires. Bs. As. (Biblioteca), inédito.
- Groeber, P. (1948). *Datos geológicos en Vol. IX. Prov. de San Juan en Aguas Minerales de la República Argentina*. Bs. Aires.
- (1951). *La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29° 30'*. Revista del Instituto de Investigación de las Ciencias Naturales. Ciencias Geológicas. T. I, n° 5. Bs. Aires.

¹ Reinterpretada como Sierra no típicamente Pampeana por contener paquetes sedimentarios atribuidos al Paleozoico inferior.

- Groeber, P. (Col. Stipanovic, P. N. y Minnigramm, A.) (1952). *Mesozoico*. En Geog. Rep. Arg. GAEA. T. II, 1ª parte Bs. Aires.
- Groeber, P. (1963). *La Cordillera entre 22°20' y 40°*. Bol. Acad. Nac. Cs., t. 43, entregas 2, 3, 4, pp. 111-176. Córdoba.
- I.B.E.C. (1960). *Cross-Section Survey of the Andean Cordillera in San Juan Province, Argentina*. Dto. de Minería, Prov. de San Juan. San Juan. Inédito.
- Larsen, E. (1948). *Batholith and associated rocks of Corona, Elsinores and San Luis Rey Quadrangles, Southern California*. Geol. Soc. Amer. Memoir 29.
- Llambías, E. y Malvicini, L. (1966). *Metalo-génesis asociada a los plutones graníticos de la Cordillera Frontal, entre Quebrada de Agua Negra y Río Castaño, San Juan*. Rev. Asoc. Geol. Arg., t. XXI, n° 4, pp. 239-261.
- Polanski, J. (1958). *El bloque variscico de la Cordillera Frontal de Mendoza*. Revista de la Asociación Geológica Argentina, t. XII (1957), n° 3, pp. 165-196. Bs. Aires.
- Plaza, D. (1966). *Geología y Litología de la Quebrada de Los Lavaderos y Las Vizcachas en el faldeo oriental del Cordón del Colangüil*. Trabajo final de licenciatura, Fac. Cs. Ex. y Nat., Univ. de Bs. Aires. Inédito (Biblioteca). Bs. Aires.
- Quartino, B. J. (1966). *Evidencias para la localización de un orógeno Paleozoico en la Sierra Norte de Córdoba y su prolongación en Santiago del Estero*. Comunicación IIIas. Jornadas Geológicas Argentinas, Comodoro Rivadavia. Véase también: Contribución a la Geología y Petrología del Distrito Ojo de Agua, Santiago del Estero. Minera TEA, 1967. Inédito.
- Quartino, B.J. y Zardini, R.A. (1963). *El Batholito de Colangüil*. Minera TEA. Prov. de San Juan. Inédito.
- Spikermann, J. P. (1967). *Geología de la Quebrada de Los Puentes, San Juan*. Trabajo final de licenciatura. Fac. de Cs. Ex. y Nat. Univ. de Bs. As., inédito. (Biblioteca). Bs. Aires.
- Stieglitz, O. (1914). *Contribución a la petrografía de la Precordillera y del Pie de Palo*. Direc. General de Minas, Geología e Hidrología. Boletín n° 10, Serie B (Geología). Bs. Aires.
- Stoll, W. C. (1957). *Geología y depósitos minerales de Andacollo, Prov. de Neuquén*. Dir. Nac. Minería. Anales VI. Bs. Aires.
- (1963). *La Geología del Tungsteno en Argentina*. Rev. Asoc. Geol. Arg., t. XVIII, pp. 96-106. Bs. Aires.
- (1964). *Metallogenic belts, centers and epochs in Argentine and Chile*. Econ. Geol. Vol. 59, pp. 126-135.
- (1965). *Metallogenic Provinces of South America*. Mining Magazine, vol. 112, pp. 22-23 y 90-99.
- Zardini, Raúl A. (1967). *Rasgos geológicos estructurales de San Juan y su relación con depósitos de relleno de fisuras*. Comunicación IIIas. Jorn. Geol. Arg. Comodoro Rivadavia.

Recibido el 6 de abril de 1967.

RESOLUCIÓN ORDENANDO LA PUBLICACION DE TRABAJOS CIENTIFICOS

Buenos Aires, diciembre 29 de 1966

VISTO:

La comunicación del Departamento de Ciencias Geológicas de esta Facultad, en la cual se señala la conveniencia de dar mayor difusión a las investigaciones geológicas, mineralógicas, paleontológicas, etc., que realizan los científicos de esta Casa de Estudios en las ramas mencionadas, así como las tesis doctorales y los trabajos de licenciatura que constituyen verdaderos aportes científicos, y

CONSIDERANDO:

Que ello constituirá un estímulo para la investigación científica y contribuirá más aún al desarrollo de las Ciencias Geológicas;

El Decano de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales,

RESUELVE:

Art. 1º. — Autorizar al Departamento de Ciencias Geológicas a adquirir a la Asociación Geológica Argentina una tirada extra de trescientos ejemplares de los trabajos científicos realizados en el mismo y publicados en la Revista de dicha Asociación, y que a su juicio sean merecedoras de ser utilizadas por el Departamento de Biblioteca y Publicaciones como publicación de esta Facultad.

Art. 2º. — Dichas separatas deberán tener en forma visible en la tapa y en la primera hoja la leyenda correspondiente que las identifique como « *Publicación de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales* ».

Art. 3º. — El gasto correspondiente se imputará a la Partida « Elementos para Biblioteca y Museos » del presupuesto en vigencia.

Art. 4º. — Comuníquese a sus efectos a los Departamentos de Ciencias Geológicas y de Biblioteca y Publicaciones. Cumplido, archívese.

Resolución N° 106/66

Expediente 411.733/66

Dr. Raúl A. Zardini
Secretario

DR. BERNABÉ J. QUARTINO
Decano

SUCESION DE AMMONITES DEL JURASICO MEDIO EN ANTOFAGASTA, ATACAMA, MENDOZA Y NEUQUEN

POR G. E. G. WESTERMANN

McMaster University, Hamilton, Ontario, Canadá

RESUMEN

Importantes perfiles del Jurásico medio del norte de Chile y República Argentina centro-occidental han sido reinvestigados. Los siguientes conjuntos regionales de ammonites, denominados según "fósiles guías" propuestos en forma tentativa, pueden distinguirse: *Leioceras opalinum* [Zona con opalinum], (?) *Eudmetoceras gerthi* [Z. c. concava/sowerbyi inferior], "*Pleydellia*" *puchensis* [id.?), *Pseudotoites singularis* [Z. c. sowerbyi superior/sauzei basal], *Emileia multiformis* [Z. c. sauzei], *Cadomites* cf. *psilacanthus* [Bayociano superior], *Macrocephalites* cf. *macrocephalus* [Z. c. macrocephalus], *Eurycephalites/Choffatia jupiter* [Z. c. macrocephalus/Calloviano inferior], *Neuquenicerias steinmanni/Indocephalites gerthi* [Z. c. calloviense], *Eurycephalites/Reineckeia* [Z. c. Calloviense superior], *Macrocephalites* cf. *tumidus/Hecticoceras* [Z. c. jason inferior]. Encima siguen *Reineckeia* spp., asociadas en forma local solamente con *Peltoceras* (Calloviano medio (+ superior)).

ABSTRACT

Important Middle Jurassic sections of Northern Chile and west-central Argentina were reinvestigated. The following regional ammonite assemblages, named after tentatively proposed "guide fossils" can be distinguished: *Leioceras opalinum* [opalinum Zone], (?) *Eudmetoceras gerthi* [concava/lower sowerbyi Zone], "*Pleydellia*" *puchensis* [?same], *Pseudotoites singularis* [(upper) sowerbyi Zone/basal sauzei Zone], *Emileia multiformis* [sauzei Zone], *Cadomites* cf. *psilacanthus* [Upper Bajocian], *Macrocephalites* cf. *macrocephalus* [macrocephalus Zone], *Eurycephalites/Choffatia jupiter* [macrocephalus/lower calloviense Zone], *Neuquenicerias steinmanni/Indocephalites gerthi* [calloviense Zone], *Eurycephalites/Reineckeia* [upper calloviense Zone], (*Macrocephalites* cf. *Hal. tumidus/Hecticoceras* lower jason Zone). Above follow *Reineckeia* spp., only locally associated with *Peltoceras* [Middel (+ Upper) Callovium].

PREFACIO Y AGRADECIMIENTOS

En la segunda mitad de 1965, durante una ausencia sabática de McMaster University, el autor reinvestigó ciertos perfiles claves del Jurásico inferior y medio del norte de Chile y de la República Argentina centro-occidental. Esta es una relación preliminar de la secuencia, relaciones y correlación cronológica de los importantes conjuntos de ammonitina del Jurásico medio en las provincias de Antofagasta, Atacama, Mendoza y Neuquén.

Este programa contó con la colaboración de las siguientes instituciones y personas: Se recibió ayuda económica del National Research Council de Canadá y de McMaster University; vehículos, conductores, equipo de campaña y oficinas fueron proporcionados en Chile por la Universidad de Chile, el Museo Nacional de Historia Natural y el Instituto de Investigaciones Geológicas y en la República Argentina por el Instituto Nacional de Geología y Minería, la Universidad de Buenos Aires y la Universidad de Neuquén. El autor

fue acompañado en el terreno en diversas oportunidades por el doctor C. Klohn, señores A. Thomas, R. Vicencio, A. Fasola y A. Riccardi. Varios colegas cuyos nombres no pueden ser mencionados todos aquí pestaron también su valioso consejo.

ASOCIACIONES DE AMMONITES

Aaleniano

En todos los lugares en que fueron reconocidas, los estratos de esta edad suprayacen la Zona con jurense del Toarciano superior, que está caracterizada por *Phymatoceras copiapense* (Möricke), *Hammatoceras* cf. *insigne* (Schübler), *Dumortieria* y (?) *Pleydellia*. Sin embargo, ni un solo perfil marino completo del Aaleniano ha sido descrito, debido a su desarrollo desfavorable o ausencia en Chile y en la República Argentina (Neuquén). En Mendoza hay complicaciones estructurales en lugares con una fascies de lutitas marinas, especialmente en la comarca de Malargüe (que será investigada en el futuro). Las faunas de ammonites aalenianos son de un interés excepcional, ya que incluyen, como en Alaska, conjuntos de carácter toarciano.

La Z. c. *opalinum* ha sido establecida ahora en arroyo Blanco, 75 km al norte de Malargüe, donde *Leioceras opalinum* (Rein.) está presente en areniscas fisiles interestratificadas con lutitas, que suprayacen areniscas y limolitas en bancos de espesor medio a potente del Toarciano superior. En el mismo perfil siguen hacia arriba 30-35 metros de lutitas con grandes concreciones calcáreas cerca del techo, con "*Harpoceras (Brodiceras) tenuicostatum* Jaworski, que pertenece, por lo tanto, al Aaleniano inferior.

En el cerro Puchenque, 40 km al oeste de Malargüe, lutitas del Toarciano superior con bancos de arenisca con *Hammatoceras* cf. *insigne* (Schübl.) y *Sphaerocoeloceras* son cubiertas por a

lo menos 100 m de lutitas fisiles, el tercio inferior de las cuales está pobremente expuesto. Además 25 a 35 m bajo el techo *Tmetoceras* cf. *scissum* (Ben.) se encuentra en bastante abundancia aunque en mal estado de conservación. Los 12 m de lutita limosa suprayacente contienen en su parte superior concreciones de caliza gris oscura con el tan discutido "conjunto de *Pleydellia*" (véase Arkell, 1956, pág. 586) que fue descrito originariamente de esta localidad (Burckhardt, 1900, 1903) y que ha sido siempre considerado como del Aaleniano basal o del Toarciano más alto (véase debajo).

En Chile, el único Aaleniano claramente establecido es la "Eisenoolith" de Manflas, al este de Copiapó, en la provincia de Atacama (Steinmann, 1884). Sin embargo, debido a complicaciones estructurales el perfil fue luego interpretado en forma errónea y el "Eisenoolith" colocado en la Z. c. *humphriesianum*; es obvia también la mezcla de las colecciones (Möricke, 1894, pág. 6; véase también Groeber et al., 1953, pág. 237). Estos cinco metros de caliza fuertemente ferruginosa, bioclástica y conglomerática suprayacen margas grises y abigarradas con *Phymatoceras copiapense* de la Z. c. jurense. La "Eisenoolith" contiene en su parte baja un conjunto de pelecípodos de aguas someras y encima mal conservados *Bredyia* gigantes y *Planammatoceras* ex gr. *P. planinsigne* (Vacek), que representan probablemente las Z. c. *opalinum* y *murchisonae* condensadas. Möricke (1894) describió —probablemente en forma correcta— como provenientes de la "Eisenoolith" *Erycites* ex gr. *E. gonionotus* (Ben.) [*Hammatoceras gonionotum*", "*H. leptoplocum* Vac." y "*Coeloceras* aff. *modestum* Vac." y "*Hammatoceras alleoni* Dum." [*Phymatoceras* retrabajados?], pero también *Cadomites psilacanthus* (Wermbter) [*Coeloceras cosmopoliticum*" Möricke, jun. obj. syn.], "*Coeloceras Blagdeni*" y "*Sphaeroceras Zirke-*

li", que obviamente provenían de estratos mucho más altos. La "Eisenoolith" es seguida hacia arriba directamente por la asociación de (?) *Eudmetoceras gerthi*.

El Aaleniano está ausente en el perfil de Cerritos Bayos, provincia de Antofagasta, Chile; contrariamente a la opinión de Biese (1957 a, pág. 887).

Aaleniano más alto/Bayociano basal

La fauna de "*Pleydellia*" *puchensis* de la 'localidad 7' del cerro Puchenque, Mendoza, República Argentina, es un solo conjunto faunístico no condensado que incluye "*Harpoceras*" *puchense*, "*H*" *malargüense*, "*H*" *hauthali*, "*Witchellia*" *argentina*, Burckhardt spp., "*Harpoceras striatulum* Sow.", "*Harpoceras klimakomphalum* Vacek" (Burckhardt, 1903, láms. I, II), abundante (?) *Witchellia* sp. nov. y un solo núcleo que se asemeja a *Sonninia* (*Euhoploceras*) *adicra* (Waagen). Las formas de "*Harpoceras*" probablemente pueden todas ser puestas en una dos especies dimórficas de un género o subgénero innominado que pertenece o bien a *Hammato-ceratinae* avanzados [aff. *Eudmetoceras*] o a *Sonniniidae* muy tempranos; en verdad parecen ser intermedias.

La asociación de (?) *Eudmetoceras gerthi* es ubicua en Mendoza (Jaworski et al., 1926). Originalmente fue correlacionada con las Z. c. *murchisonae*/cóncava (op. cit.); pero luego con la Z. c. *sowerbyi* (Arkell, 1956, pág. 585) o con la Z. c. cóncava superior/*sowerbyi* inferior (Westermann, 1964, pág. 413) debido a la estrecha afinidad de "*Hammato-ceras*" *gerthi* y "*H*" *lotharingicum*" Jaw. [= *Eudmetoceras eudmetum jaworskii* West., 1964] con típicos *Eudmetoceras*. Ambas formas, sin embargo, se distinguen de *Eudmetoceras* y de otros *Hammato-ceratinae* por una línea de sutura relativamente simple, no marcadamente suspendido y por la quilla menos desarrollada que sugiere una afiliación con *Sonniniidae* (posiblemen-

te también con el conjunto de "*P*" *puchensis*). Esta asociación faunística es señalada ahora en Chile, donde se presenta en tres metros de margas suprayacentes a la "Eisenoolith" de Manflas. Otros miembros de la asociación son *Eudmetoceras* (*Euaptetoceras*) cf. *klimakomphalum* (Vacek), *E. (E.) moerickei* (Jaw.) y en Manflas (?) *E.* cf. *kochi* (Prinz), así como escasas (?) *Sonninia* (*Euhoploceras*) juv., "*Fontannesia*" *austroamericana* Jaw., (?) *Zurcheria*, *Tmetoceras* cf. *scissum* (Ben.) y *T.* cf. *kirki flexicostatum* West. [también en Bardas Blancas, Mendoza]. La presencia de corrosión y epifauna, sin embargo, sugieren que la asociación de Manflas estudiada está algo condensada estratigráficamente. Lo mismo puede decirse del banco fosilífero de elastos gruesos de Bardas Blancas. Este conjunto se correlaciona con la Z. c. cóncava o/y ? *sowerbyi* inferior. *Podagrosiceras athleticum* Maub. y Lamb., conocido sólo por su holotipo (redescrito por Westermann, 1964 c), del Neuquén central, probablemente provino de estratos equivalentes.

Bayociano inferior y medio

La presencia de la Z. c. *sowerbyi* no ha sido claramente establecida y el subgénero *Papilliceras*, típico para la Z. c. *sauzei* europea pero que aparece ya en la Z. c. *sowerbyi* superior, parece estar presente a través de varias zonas. Sin embargo, al menos en el potente perfil bayociano del Neuquén, la asociación de *Pseudotoites singularis* se encuentra debajo de la de *Emileia multiformis* (Fig. 1). Mientras este último indica claramente la Z. c. *sauzei*, el primero es puesto tentativamente en la Z. c. *sowerbyi* superior (y *sauzei* inferior). En el Neuquén (?) *P.* cf. *argentinus* Arkell se encuentra en la parte basal de la asociación de *E. multiformis* y en Arroyo Blanco, Mendoza, unos pocos *P.* cf. *singularis* han sido hallados en asociación con *Sonninia* (? *Witche-*

PISO	ZONAS EUROPEAS	CHILE SEPTENTRIONAL	REPUBLICA ARGENTINA	Nombres sugeridos para las asociaciones
OXF.		Perisphinctes, Euaspidoceras, Ochotoceras	[Perisphinctes, Euaspidoceras, etc.]	
S	lamberti	(falta)	[Peltoceras]	[Reineckeia - Peltoceras]
	athleta			[Reineckeia]
M	coronatum	[Kosmoceras]	Reineckeia spp Khericeras	Macroctumidus / Hecticoceras
	jason			Eurycephalites / Reineckeia
I	[onodatum]	Eurycephalites	Eurycephalites spp	Neuqueniceras steinmanni
	calloviense	cf. Xenoccephalites	Xenoccephalites spp	/ Indocephalites gerthi
I	[koenigi]	Choffatia jupiter	Choffatia cf. jupiter, Oxyerites	Eurycephalites / Choffatia jupiter
	macrocephalus	Macrocephalites cf. macrocephalus [parisphinctes]	Macrocephalites cf. macrocephalus Grossouvia, Partschiceras	Macroceph cf macrocephalus
BATH.		(falta)		
S	parkinsoni	Cadomites cf. psilacanthus	Cadomites	Cadomites cf psilacanthus
	garantiana	Lissoceras cf. oolithicum	perisphinctes indet	
M	-subfurcatum	(?) Teloceras	oppellii	[Steph. cf. humphriesianum]
	humphriesianum	Stephanoceras cf. humphriesianum		
I	sauzei	Normannites cf. itinsae		
		Sonninia ex gr. deltalifacata, (?) Chondroceras		
S	soerbyi	Emileia multiformis, Otoites gottschei	Emileia multiformis, Otoites gottschei	Emileia multiformis
		Papilliceras gr. espinazifense	Papilliceras gr. espinazifense	
M	concava	"Pelecodites", Chondroceras	Sonninia s.l.	
	murchisonae	(?) Eudmetoceras gerthi	P. cf. argentinus	Pseudotoites singularis
I	opalinum	E. cf. klimakomphalium	P. evolutum, P. sphaeroceroides	
	jurense	E. cf. kachi	(?) Eudmetoceras gerthi	(?) Eudmetoceras "p"
S		Trmetoceras spp. (?) Sonninia s.l.	E moerickel, (?) Sonninia s.l.	gerthi
		Planammotoceras spp.	(?) Euhoplaceras, (?) Witchellia	puchensis
M		Bredya	Trmetoceras scissum	
		Phymatoceras copiapense	"Brodiceras" tenuicostatum	Leioceras opalinum
I				
S				
TOARC				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				
M				
I				
S				

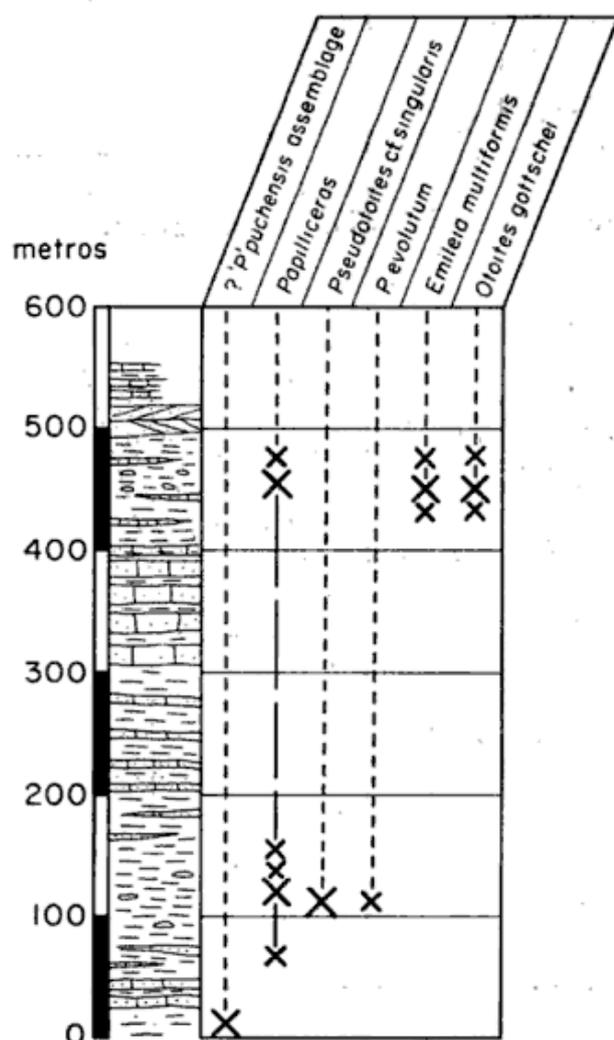


Fig. 1. — El perfil de Los Molles en el arroyo Picún Leufú, 40 km al sudoeste de Zapala, en el Neuquén central, mostrando la litología y los principales hallazgos de amonites.

llia) *zitteli* (Gottsche), *S. intumescens* Tornqu. y un staphanocerátido temprano [cf. *Kumatostephanus*] de la Z. c. sauzei; aproximadamente en este nivel se encontró también *E. multififormis*. Probablemente, entonces, los *Pseudotoites* andinos pertenecen a las Z. c. soerbyi superior y sauzei inferior.

La asociación de *Emileia multififormis* está presente a través de los Andes centrales y australes e incluye la macroconcha *E. multififormis* (Gottsche), la microconcha correspondiente *E. (Otoites) gottschei* West. (1964b), *Sonninia (Papilliceras) espinazitensis* Tornqu. [con varios sinónimos], raras

S. zitteli (Gottsche) y microconchas sonniniidas. Este conjunto representa claramente la Z. c. sauzei.

La Z. c. humphriesianum está establecida con certeza sólo en Pedernales, en la provincia de Atacama, Chile, por una pequeña colección [Museo Nac. Hist. Nat., Santiago] en calizas negras que contienen *Stephanoceras* cf. *humphriesianum* (Sow.), *Normannites (Itinsaites)* cf. *itinsae* (McLearn) y *Sonninia* ex gr. *deltafalcata* (Qu.). Esta zona puede estar también representada por la parte inferior de la secuencia de 100 m de espesor con "*Cadomites humphriesi*" en Caracoles, de la cual también se menciona "*Hammatocheras*" [= ?*Sonninia*] (Harrington, 1961, pág. 187) y quizá en Manflas por un conjunto de (?) *Chondroceras* mal conservados. La "Humphriesianum-Zone" con "*Cadomites cosmopolitum*" de Paitepén, cerca de El Tránsito. (Biese, 1957a) pertenece al Toarciense inferior y contiene dactilocerátidos.

Bayociano superior

La mayoría de los staphanocerátidos mencionados y probablemente todos los descritos pertenecen a la asociación de *Cadomites* cf. *psilacanthus*, que fue descrita originalmente de Caracoles, provincia de Antofagasta, Chile, (Steinmann, 1881) [Toarciense ausente]. Las margas con areniscas calcáreas que contienen esta rica fauna silicificada subyacen directamente lutitas abigarradas del Calloviano basal. La asociación contiene *Cadomites* cf. *psilacanthus* (Wermbler) [por "*Ammonites Humphriesianum* Sow." en d'Orbigny, 1842-49, Lám. 134, figs. 1-2]; (?) *Cadomites* cf. *dunkeri* (Stein.), *C. (Polyplectites)* sp. nov., grandes ?*Teloceras* sp. [o *Cadomites* sp. nov. ?] y *Lissoceras* cf. *oolithium* (Orb.). Este conjunto es probablemente Bayociano superior temprano en edad, pero podría ser tan tardío como Bathoniano inferior. Su presencia en Manflas es indicada por una vie-

ja colección [Museo Nac. Hist. Nat., Santiago]. Un pequeño conjunto de *Cadomites* (*Polyplectites*) sp., *perisphinctos* y cf. *Oppelia* sp. juv. ha sido encontrado ahora subyaciendo a la *Z. c. macrocephalus* y sobre la *Z. c. sauzei* en Chacay-Mlehué, Neuquén, República

Argentina. Sin embargo, esta asociación puede ser de edad bathoniana, dado que los perisfíntidos pobremente conservados parecen de carácter grossouviido. ?*Cadomites* aff. *psilacanthus* fue identificado también en una colección de Yeguas Heladas en San Juan.

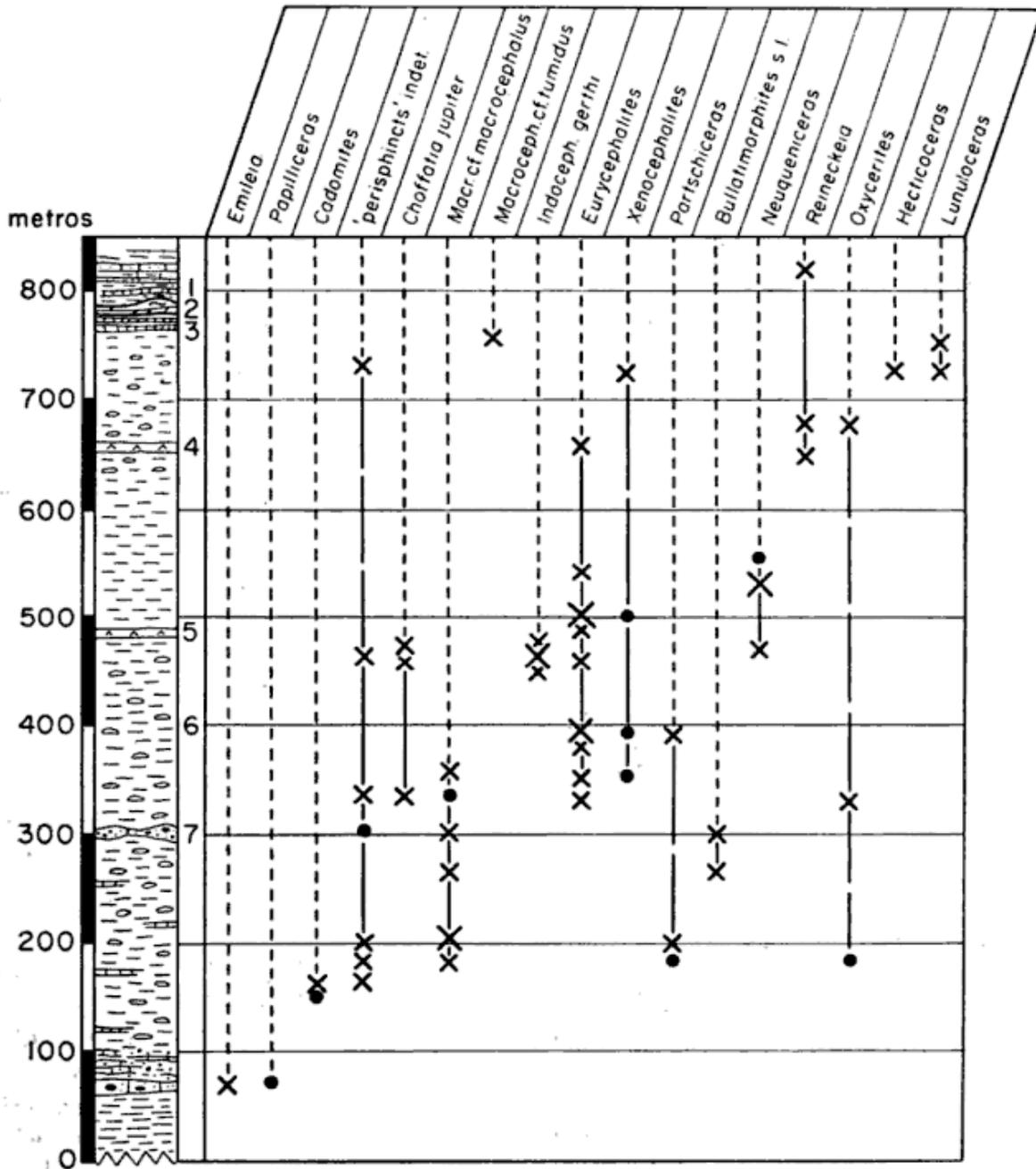


Fig. 2. — El perfil de Chacay-Mlehué, 15 km al noroeste de Chos-Malal, Neuquén septentrional: perfil litológico con los números de los « niveles » empleados por autores previos (Stipanovic, 1966); 2: Evaporitas, 4 y 5: Bancos tobáceos, 7: Brechoso. Principales hallazgos de amonites: tamaño de las cruces indica abundancia relativa; los puntos, ejemplares aislados.

Bathoniano

Este piso es desconocido en América del Sur. El "Bathonien-220/230 m" de Biese (1957) en cerritos Bayos [quebrada de la Torre], Antofagasta, Chile, pertenece al Oxfordiano.

varios conjuntos de amonites sucesivos, y ha sido reinvestigada en Caracoles y Chacay-Mlehué. *E. eurystoma* (Stehm) es abundante en la parte baja, *E. rotundus* (Tornqu.) [incl. "var. *latecostatus*" Stehn] más arriba. "*Macrocephalites*"

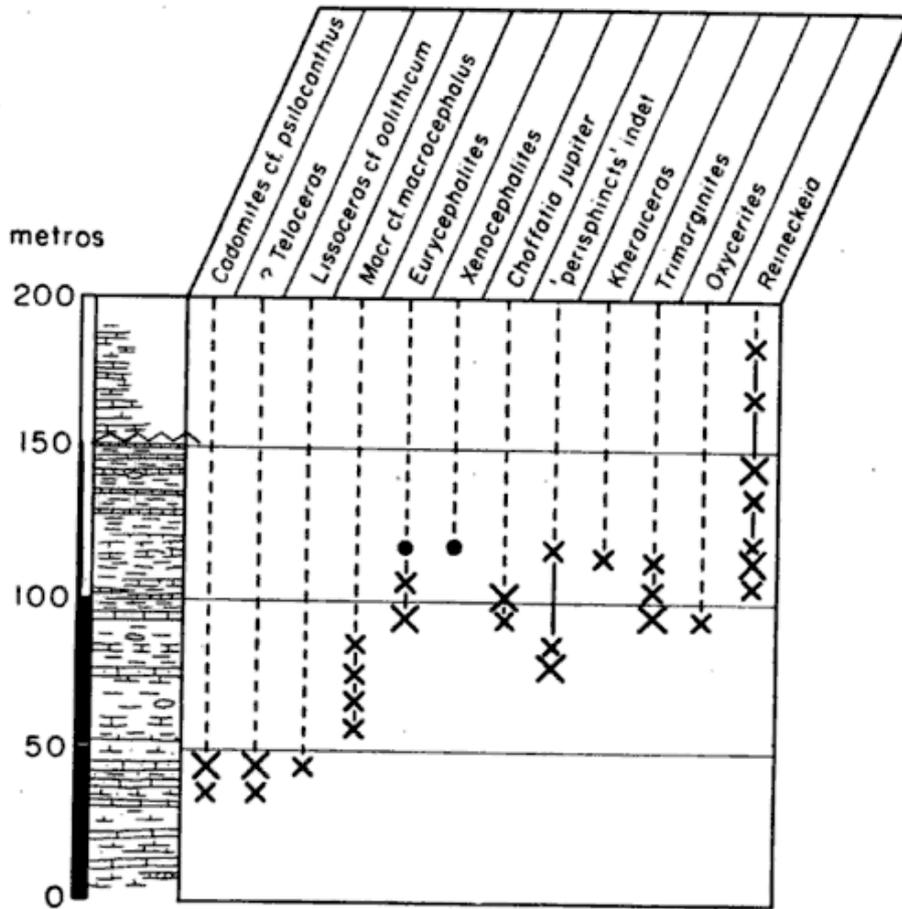


Fig. 3. — El perfil de Caracoles, 3,5 km al sudeste de Placilla de Caracoles, provincia de Antofagasta. Litología y principales hallazgos de amonites (símbolos como en Fig. 2); el techo del perfil es discontinuo.

Caloviano inferior y medio

La *Z. c. macrocephalus*, que habitualmente reposa sobre el Bayociano en paraconcordancia, está establecida en Caracoles (Fig. 3), Antofagasta y Chacay-Mlehué (Fig. 2), Neuquén, donde *Macrocephalites cf. macrocephalus* (Schloth.) se encuentra en abundancia junto con algunos perisfíntidos en secuencias lutíticas en la base del Caloviano.

La *z. c. caloviense* se caracteriza por *Eurycephalites*, que se presenta en

parvus Stehn es la microconcha correspondiente. *Xenoccephalites* es habitualmente escaso, especialmente en la parte baja y en Caracoles, pero parece no estar restringido a un nivel determinado. *Choffatia jupiter* (Stein.) es abundante debajo [asociación de *Eurycephalites/Choffatia jupiter*], mientras *Reineckeia* spp. están restringidas a la parte superior [asociación de *Eurycephalites/Reineckeia*]. En el potente perfil de Chacay-Mlehué se desarrolla un conjunto intermedio [asociación de *Neu-*

queniceras steinmanni/Indocephalites gerthi] con abundantes *Eurycephalites*, *Macrocephalites (Indocephalites) gerthi* (Spath) [= "*M. diadematus*" Stehn, non Waagen], *Neuqueniceras steinmanni* (Stehn) y *Choffatia jupiter* que falta en Caracoles. Este conjunto pertenece a la Z. c. calloviense. La mayor parte de los estratos suprayacentes que contienen la asociación de *Eurycephalites/Reineckeia* es correlacionado con la Z. c. calloviense superior (véase Cuadro de correlación).

Caloviano medio (y superior)

El perfil de Chacay-Mlehué incluye, en el techo de la asociación de *Eurycephalites/Reineckeia*, *Macrocephalites* cf. *tumidus*, involuto y con costillas gruesas, *Hecticoceras* sp. y *H. (Lunuloceras)* sp., que sugieren una correlación con la Z. c. jason (inferior). Los 15 m de bancos arenosos no fosilíferos y el delgado nivel de evaporita suprayacentes en Chacay-Mlehué fueron asignados al Kimeridgiano inferior por Stipanovic (1966, pág. 447); sin embargo, la presencia de *Reineckeia* cf. *antipoda* (Gottsche) en areniscas 20 m sobre la evaporita, indica claramente el Caloviano (medio). [La evaporita puede, por lo tanto, ser equivalente al "Yeso Inferior" o Formación Tábanos de Mendoza, pero no al "Yeso Principal" o Formación Auquileo del Oxfordiano superior/Kimeridgiano inferior.]

Diversas especies de *Reineckeia* llegan bastante más arriba que *Eurycephalites* en Chile y la República Argentina [con "*Cosmoceras*" y "*Peltoceras*" en Caracoles; Harrington, 1961, pág. 187, Stehn, 1924, pág. 139], pero probablemente son raras sobre el Caloviano medio. "*Peltoceras*" [*Z. c. coronatum* superior o *athleta*] asociado con *Reineckeia* es mencionado también del Paso del Espinacito y de otras localidades en la República Argentina (Stipanovic, 1966, págs. 421, 452); pero el

Caloviano superior está frecuentemente ausente (op. cit.).

LISTA DE LOS TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Arkell, W. J. (1956). *Jurassic Geology of the World*. Oliver & Boyd, Edimburgo y Londres.
- Biese, W. A. (1957 a) *Der Jura von Cerritos Bayos-Calama, República de Chile, Provinz Antofagasta*. Geol. Jahrb., LXXVII (Hannover), 439.
- (1957 b) *Zur Verbreitung des marinen Jura in Chilenischen Raum der Andinen Geosynklinale*. Geol. Rundsch., XIV (Berlín), 877-919.
- Burckhardt, C. (1900). *Profils géologiques transversaux de la Cordillière Argentino-Chilienne, Stratigraphie et Tectonique*. An. Museo La Plata, Secc. Geol. y Min., II (La Plata), 1-135.
- (1903). *Beiträge zur Kenntnis der Jura- und Kreide-formation der Kordillere*. Palaeontographica, L, 1 (Stuttgart), 1-144.
- Groeber, P., P. N. Stipanovic y A. R. G. Minngramm (1953). *Jurásico*, en Groeber et al., *Mesozoico, Geogr. Rep. Arg. Est. Geogr. GAEA*, II, 1 (Buenos Aires), 143-347.
- Harrington, H. J. (1961). *Geology of parts of Antofagasta and Atacama provinces, Northern Chile*. Bull. Am. Ass. Petr. Geol., XLV, 1 (Tulsa), 169-197.
- Jaworski, E., F. Krantz y H. Gerth (1926). *Beiträge zur Paläontologie und Stratigraphie der Lias, Dogger, Tithons und Unterkreide in den Kordilleren in Süden der Provinz Mendoza (Argentinien)*. Geol. Rundsch., Steinmann-Festschrift, 17 Sonderband (Berlín), 373-427.
- Möricke, W. (1894). *Versteinerungen des Lias und Unteroolith von Chile*. N. Jahrb. Min. Geol., B.-B. IX (Stuttgart), 1-100.
- d'Orbigny, A. (1842-49). *Paléontologie Française. Terrains Jurassiques. I, Céphalopodes (Texto y atlas)*. (París), Masson.
- Stehn, E. (1924). *Beiträge zur Kenntnis des Bathonien und Callovien in Südamerika*. N. Jahrb. Min. Geol., B.-B. XLIX (Stuttgart), 52-158.
- Steinmann, G. (1881). *Zur Kenntnis der Jura- und Kreideformation von Caracoles (Bolivia)*. N. Jahrb. Min. Geol., B.-B. I (Stuttgart), 239-251.
- (1884). *Reisenotizen aus Chile*. N. Jahrb. Min. Geol., I (Stuttgart), 198-203,

- Stipanovic, P. N. (1966). *El Jurásico en Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo Divesiano (Agassiz-Yaila) en Argentina*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XX (1965) 4 (Buenos Aires) 153-270.
- Westermann, G. E. G. (1964 a). *Sexual-Dimorphismus bei Ammonoideen und seine Bedeutung für die Taxionomie der Ootitidae (einschl. Sphaeroceratinae; Ammonitina, M. Jura)*. Palaeontographica A, 124 (Stuttgart).
- (1964 b). *The ammonite fauna of the Kialagvik formation at Wide Bay, Alaska Peninsula, I Lower Bajocian (Aalenian)*. Bull. Am. Pal., XLVII, 216 (Ithaca).
- (1964 c). *El Hammatocerátido Podagrosiceras athleticum, Maubeuge y Lambert, del Bayociano inferior (Aaleniano) del Neuquén central, Argentina (Ammonitina, Jurásico)*. Ameghiniana, III, 6 (Buenos Aires), 173-257.

Recibido el 20 de febrero de 1967,

EGRESO DE GEOLOGOS

Durante el último cuatrimestre del año 1966 y el primero del corriente año 1967, han egresado de las Universidades Nacionales, cincuenta y dos nuevos profesionales geólogos que se incorporan a la labor proficua que realizan en bien del país los que le precedieron en la terminación de los estudios. Tres de estos universitarios obtuvieron el título de doctores en Ciencias Naturales, especialidad Geología, en las Universidades de Buenos Aires y Córdoba; los restantes obtuvieron el título de licenciados en Geología.

La Asociación Geológica Argentina, institución a la cual se asociaron desde hace algún tiempo la mayoría de los profesionales egresados ahora, se complace en expresarles sus votos de prosperidad, formulando asimismo augurios de eficiencia en la acción que les toque desarrollar, para bien del país y el progreso de los conocimientos y los trabajos que sean confiados a su ejecución.

La nómina de los egresados es la que se consigna a continuación:

Universidad de Buenos Aires: doctora Lidia Malvicini de Llambías y licenciados Marcelo Lippmann, David Plaza y Juan Carlos Porto, y recientemente Carlos Azcuy, Jorge Coddignotto, Nina Mischkovsky y Juan Pedro Spikermann.

Universidad de Córdoba: doctores en ciencias geológicas Florencio Gilberto Aceñolaza y Oscar Vargas Molina y los licenciados Eduardo Alberto Beale, Juan Carlos Blasco, Roberto Buitrago Gutiérrez, Omar Fernando Castaño, Omar Enrique Cervelli, Jhon Carlos De la Fuente Orellana, Héctor Arlando Espil, Alemanno Bruno Fedi, Raúl Eduardo Ferrera, Carlos Eduardo Fontanini, Hugo Guardia Montero, Constantino Oscar Martínez, Eduardo Hugo Peralta, Francisco Quintana Salvat, Jorge Svavh y Carlos Ricardo Vollmar.

Universidad del Sud: licenciados en geología Silvia Aramayo, Jorge Bengochea, Felipe Bonacorso, Enrique Buck, Néstor Cellini, Omar Cesari, Jorge Curutchet, Lidia Espizua, Adolfo Fadrique, Alfredo Fuertes, Jacobo Hedegaard, Roberto Medori, Emilio Raposo, María Rosa Taverna, Mario Tonel y Fortunato Valenti.

Universidad de La Plata: licenciados en Geología Juan P. Abait, Miguel Auge, Luis Dalla Salda, Carlos García, César O. Leiva, Carlos Mancini, Mario M. Mazzoni, Jorge Quiroga, Luis Spalletti y Miguel Uliana.

Universidad de Tucumán: licenciado Fernando E. U. Tuttolomondo.

La Comisión Directiva

HERPOLITAS EN EL CARBONICO DE LA SIERRA PINTADA
(CON UN PERFIL DEL RIO ATUEL)
(PROVINCIA DE MENDOZA)

Por WOLFGANG VOLKHEIMER
Instituto Nacional de Geología y Minería

RESUMEN

Previa definición de las herpolitas y explicación del origen de ellas, se describe un perfil del Carbónico en el valle del río Atuel. Del Grupo inferior de la Serie del Imperial se describen horizontes herpolíticos y se dan razones para su interpretación como sedimentos sinorogénicos.

ZUSAMMENFASSUNG

Es werden zunächst die Herpolite (nach Lotze) definiert und ihre Entstehung erklärt. Sodann wird ein Karbonprofil im Tal des Río Atuel beschrieben, in dem 8 Herpolit-Horizonte beobachtet wurden. Es werden die Gründe für ihre Deutung als synorogene Sedimente gegeben.

INTRODUCCION

Las observaciones de campaña en las cuales se basa la presente publicación, han sido realizadas durante los meses de diciembre de 1958 y enero de 1959, por cuenta de la entonces Dirección Nacional de Geología y Minería. Agradezco a las autoridades del Instituto Nacional de Geología y Minería la autorización para publicar este trabajo, que contiene algunas de las observaciones descritas en un informe (inédito) más amplio que se encuentra archivado en el mencionado Instituto.

Agradezco al Dr. A. Amos algunas sugerencias acerca de la bioestratigrafía y la lectura crítica del manuscrito.

1. CONSIDERACIONES GENERALES

El término herpolita (del griego *erpein*: deslizar, reptar), introducido por Lotze (1960) en el vocabulario

geológico, abarca todas aquellas rocas que han sido deformadas durante la sedimentación o en fases tempranas de la diagénesis. Tal deformación del sedimento puede producirse, según el mencionado autor, por deslizamiento, "turbidity" u "oscilaciones a la manera de un budín" del substrato.

Las causas de dichas deformaciones pueden ser *exógenas* (oleaje, derrumbes, etc.), o *endógenas* (terremotos, por ejemplo). Se indican causas endógenas si las herpolitas demuestran las siguientes características (observadas en parte como consecuencia de terremotos actuales; Lotze, op. cit.):

- gran distribución areal.
- gran frecuencia (en sentido vertical)
- abarcan paquetes sedimentarios de varios metros de espesor
- abarcan también capas que estaban ya medianamente consolidadas

Las herpolitas se distinguen fácilmente de las deformaciones tectónicas "comunes", como por ejemplo los pliegues de poca amplitud. Es característico para los horizontes herpolíticos *que ellos se intercalen entre capas paralelas entre sí*. Esto se observa bien en las figuras 1 y 2, las cuales están tomadas del mismo horizonte, pero desde distintos ángulos.

2. CONSIDERACIONES ESTRATIGRAFICAS

En el río Diamante (al Este de Agua del Toro), en el arroyo del Imperial y en el río Atuel (a pocos km al NE del pueblo El Nihuil), se levantaron perfiles estratigráficos detallados del Carbónico. En los mencionados lugares, el Carbónico yace discordantemente sobre el "basamento" (Serie de La Horqueta) plegado y comienza con un conglomerado basal, sobre el cual siguen areniscas entrecruzadas (facies deltáica). Sobre ellas se disponen lutitas con varios horizontes con deslizamientos subácueos (herpolitas). Hacia arriba siguen depósitos continentales: Areniscas feldespáticas y micáceas, alternando con lutitas de color pardo rojizo. Las intercalaciones lutíticas disminuyen hacia arriba. La sucesión hasta aquí descrita corresponde al "Grupo inferior de la Serie del Imperial" (Desanti, 1956).

Siguen hacia arriba areniscas de grano grueso marrón rojizas (abajo) y gris claras (arriba) de facies continental, con restos vegetales (troncos) y se observan intercalaciones de conglomerados y lutitas marrón rojizas. El conjunto corresponde al "Grupo superior de la Serie del Imperial".

3. LAS HERPOLITAS DEL RIO ATUEL

El espesor total del Carbónico aflorante en el río Atuel es, en las proximidades de la desembocadura del arro-

yo Aisol, alrededor de 340 m que corresponden a la parte baja y media del Grupo inferior de la Serie del Imperial. Un perfil resumido abarca los siguientes miembros (desde arriba hacia abajo):

- i, 150m areniscas de grano mediano a grueso, color marrón y claro, en parte gris y amarillento, casi siempre feldespáticas, en parte micáceas; algunos niveles con estratificación entrecruzada, alternando con lutitas griz negruzcas, lutitas arenosas y lutitas carbonosas.
- h, 32m areniscas de grano mediano a grueso, color blanco amarillento, feldespáticas hasta arcósicas, en parte con estratificación entrecruzada, formando estas areniscas una cornisa. Cerca de la base se observa una intercalación de lutitas gris negruzcas.
- g, 18m areniscas de grano mediano a grueso, color blanco; micáceas. En la base se encuentra un banco lenticular de brecha con espesor máximo de 2m, de matriz arenosa y fragmentos de rocas del Carbónico (predominan fragmentos de lutitas).
- f, 8,50m alternancia de lutitas grises y areniscas de grano fino a mediano, de color marrón claro
 - 13m areniscas de grano medio, color pardo claro, en parte friables
- e, 13m alternancia de areniscas de grano fino a mediano, color pardo claro, en parte blanco grisáceo, y de lutitas, en parte arenosas.
- d, 61m lutitas gris negruzcas, en parte gris verdosas, alternando con capas delgadas de arenisca cuarcítica y arenisca de grano mediano a fino, de color blanco grisáceo y pardo claro,

Dentro de esta unidad estratigráfica (d) se observan 8 niveles con *deslizamientos subácueos* (herpolitas).
- c, 10m alternancia de *tobas*, tufitas lutitas, arcilitas y areniscas de grano fino


~~~~~ Corrimiento ~~~~~
- b, 13m arenisca, en parte brechosa, a veces conglomerádica, en general de grano mediano a grueso, compacta, en

parte con estratificación entrecruzada. Se intercalan algunas delgadas capas lenticulares de carbón y lutitas carbonosas con restos vegetales.

a, 2,50m conglomerado basal, matriz areniscosa, rodados del basamento precarbónico

~~~~~ Discordancia angular ~~~~~

« Basamento » (Serie La Horqueta)

Los niveles con deslizamientos subácueos de la unidad estratigráfica (*d*), alcanzan cada uno espesores de 1 m hasta más de 3 m, como ocurre en el ejemplo de las figuras 1 y 2 y se observa que, en los decímetros basales de cada nivel herpolítico, se produjeron roturas del sedimento ya medianamente consolidado, al avanzar la masa en deslizamiento. En cambio, en la parte media y superior de cada horizonte, las masas deslizadas adquieren muchas veces la forma de "cigarros" cuyo diámetro puede alcanzar más de un metro (fig. 1). El conjunto de las capas deslizadas se presenta confusamente "plegado" y roturado. Los ejes de los "pliegues" están, en las pocas observaciones que se han hecho al respecto, paralelos entre sí.

En el valle del río Atuel cambian continuamente niveles deslizados con niveles de estratificación normal. Es éste el mismo tipo de sedimentación que el descrito de varios lugares del mundo. En los Pirineos se han observado en el Terciario Inferior más de 30 horizontes de herpolitas en un solo perfil; del Cretácico Superior se conocen herpolitas en los Pirineos occidentales y en Westfalia (Senoniano), y del límite Devónico — Carbónico en Cerdeña y en las montañas de Westfalia austral (Sauerland). Dichos ejemplos son sólo los citados por *Lotze*; la distribución real de las herpolitas en el espacio y el tiempo es mucho más amplia.

4. INTERPRETACION TECTONICA DE LAS HERPOLITAS

Hemos visto cuáles son las características de las herpolitas originadas por procesos endógenos y no hay duda que las arriba descritas del río Atuel pertenecen a esta categoría. Ahora bien, en los casos antes citados de otras regiones del mundo, se ha comprobado que se trata de sedimentos *sinorogénicos*. Así corresponden las herpolitas del límite Devónico-Carbónico a la fase bretónica, las del Senoniano a los movimientos intrasenonianos, y los del Terciario Inferior a la fase pirenaica. Se presenta de este modo la posibilidad de estudiar los fenómenos orogénicos a través de los sedimentos que se depositaron en las zonas marginales a la afectada directamente por los procesos orogénicos. Mientras en esta última se interrumpe la sedimentación, los cambios en el relieve producidos por tales movimientos se expresan en las facies de aquellas zonas vecinas en las cuales continuó la sedimentación. Tales sedimentos denomina *Lotze* "sedimentos sinorogénicos sensu strictu", siendo ellos contemporáneos con los procesos orogénicos.

Dichos sedimentos contienen en muchos casos horizontes de herpolitas. Estos corresponderían a las numerosas subfases dentro de cada fase orogénica. Cada subfase consistió en "golpes" individuales de poca duración, representados en las zonas marginales por horizontes herpolíticos que están separados por depósitos no perturbados que corresponden a los intervalos más tranquilos dentro de cada fase tectónica. Los trabajos de *Lotze* demostraron así que las "fases" tectónicas abarcan lapsos geológicos de cierta duración (del orden de 1 millón de años), y que el análisis exacto de los sedimentos sinorogénicos permite determinar la duración de las fases y el número de subfases que abarca.

5. SIGNIFICADO Y EDAD DE LAS
HERPOLITAS DE LA SIERRA
PINTADA

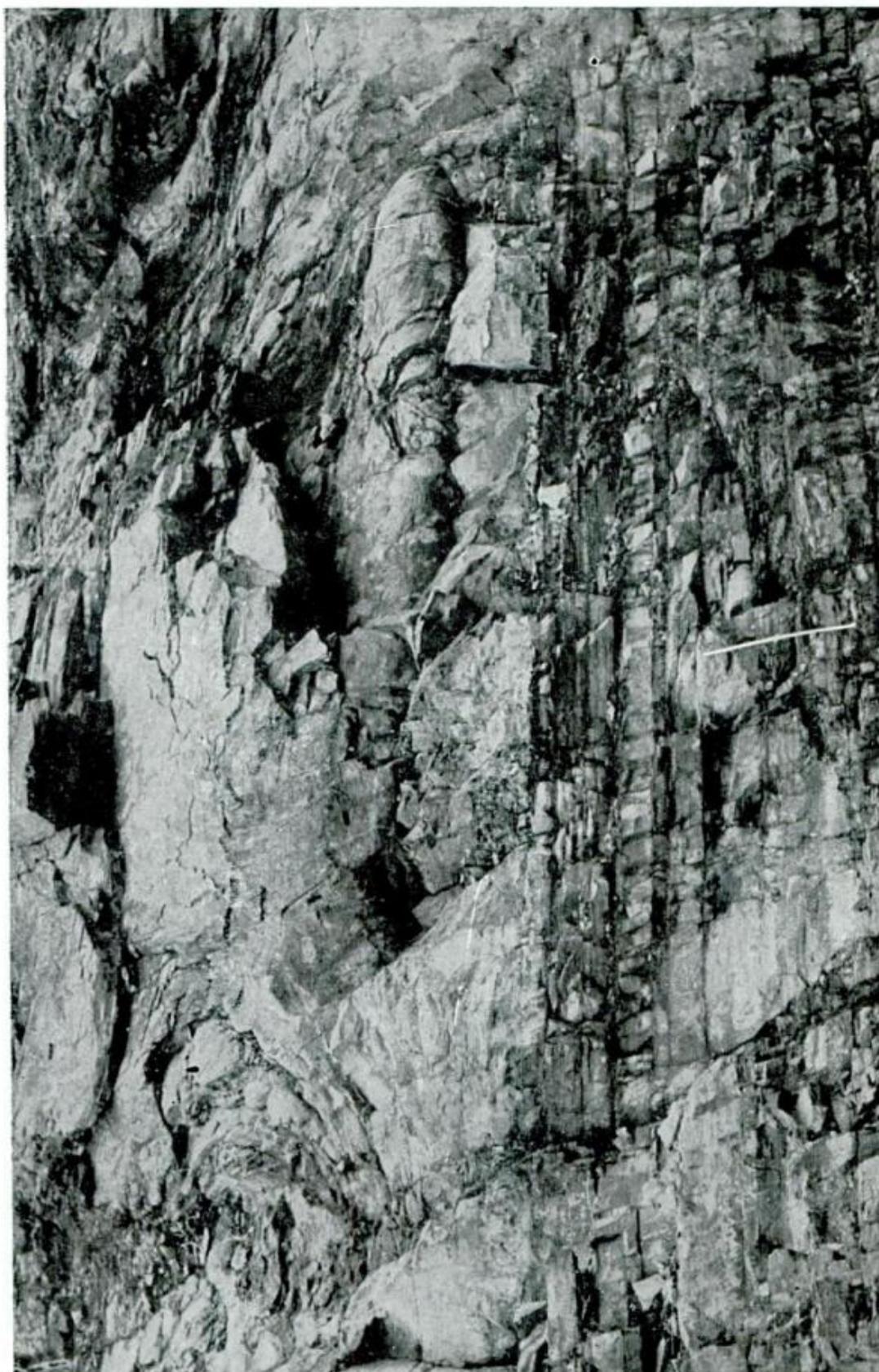
En el caso del Carbónico del río Atuel, donde la naturaleza sinorogénica de los sedimentos comprendidos en la unidad estratigráfica (d) es muy probable, la asignación a una fase tectónica definida es difícil por la escasa documentación paleontológica. Dessanti (1945) halló en la zona del arroyo del Imperial una fauna que según la determinación de Amos (1957, 1964) contiene "*Neospirifer*" *leonicitensis* (Harr.) y *Septosyringothyris keideli* (Harr.) junto con otros braquiópodos, gastrópodos y lamelibránquios. Dicha fauna proviene de areniscas que corresponden a un nivel estratigráfico algo inferior a la mencionada unidad estratigráfica (d) con los horizontes herpolíticos. Siendo dicha fauna según Amos de edad moscoviana, existe cierta probabilidad que los horizontes herpolíticos correspondan a las subfases del movimiento astúrico. Se entiende que tal asignación es provisoria. El propósito de este breve trabajo es simple-

mente despertar la atención al examen de fenómenos que, a pesar de su importancia para el análisis de los procesos tectónicos, en nuestro país no han sido todavía estudiados.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

- Amos, Arturo J. (1957). *New Syringothyrid brachiopods from Mendoza, Argentina*. Journ. Paleont. 31, 1, p. 99.
- (1964). *A review of the marine Carboniferous stratigraphy of Argentina*. Proceedings XXII. Intern. Geol. Congr. Section on Gondwana, New Dehli.
- Dessanti, Raúl N. (1945). *Sobre el hallazgo del Carbónico marino en el Arroyo Imperial de la Sierra Pintada (Depto. San Rafael, Prov. de Mendoza)*. Notas Mus. La Plata, vol. 10, Geol. 42, pp. 205-220.
- (1956). *Descripción Geológica de la Hoja 27 c, Cerro Diamante (Prov. de Mendoza)*. Bol. Dir. Nac. Min. 85, p. 3-79, Bs. Aires.
- Lotze, Franz (1960). *Zeitfragen der Orogenese*. Geol. Rdsch., 50, pp. 31-32, Stuttgart.
- Volkheimer, Wolfgang (1959). *Estudio de perfiles del Carbónico (Serie del Imperial) en los ríos Atuel y Diamante (Prov. de Mendoza)*. Inf. inéd. 238, Inst. Nac. Geol. y Min., Bs. Aires.

Recibido en noviembre de 1965.



Deslizamientos subhórcos en el Carbónico del río Atuel, a 150 m al SO de la desembocadura del arroyo Aisol. Sección paralela al eje de deslizamiento. (La cinta métrica ubicada en la parte inferior de la foto tiene 1 m de largo)



Deslizamientos subácueos en el Carbónico del río Atuel, a 150 m al SO de la desembocadura del arroyo Aisol. Sección perpendicular al eje de deslizamiento

CLASIFICACION PETROGRAFICA DE SEDIMENTITAS CARBONATICAS

POR HUMBERTO G. MARCHESE Y CESAR A. FERNANDEZ GARRASINO
Laboratorio Petrotécnico de YPF (Florencio Varela)

RESUMEN

La sistemática que aquí se expone está esencialmente inspirada en las ideas de R. L. Folk y tiene por objeto agilizar la descripción de las sedimentitas carbonáticas, a la vez que introducir en nuestro país nuevos términos descriptivos y de significado más preciso que los empleados hasta ahora.

Los componentes de las calizas son agrupados en dos grandes categorías, de acuerdo con su lugar de origen: *Terrigenos* (extracuencales) y *No terrigenos* (intracuencales). A su vez los no terrigenos se subdividen en *Ortoquímicos* (elementos formados *in situ* que no han sufrido transporte y que en su gran mayoría actúan como cementos), y *Aloquímicos* (elementos que han sufrido un cierto grado de transporte antes de su deposición definitiva, como, por ejemplo, intraclastos, nódulos, fósiles, oolitas, etcétera).

La técnica de la clasificación es la siguiente: a cada tipo de componente le corresponde un prefijo o sufijo, que modifica al sustantivo y/o al adjetivo. Cuando un componente se encuentra en cantidades comprendidas entre 1% y 25% del total de la roca, se antepone la partícula *oligo* a su prefijo o sufijo. El orden en que se mencionan los distintos componentes de la roca indica su proporción y cantidad. Es decir, un componente dado es menos abundante que el que le antecede y más abundante que el que le sigue.

Dos ejemplos aclaran lo expuesto:

1) Una sedimentita clasificada como una Nodobiogranosparita oligointraclástica presenta la siguiente composición:

- a) Más del 25% de nódulos carbonáticos;
- b) Más del 25% de fósiles;
- c) Más del 25% de cemento granular constituido por cristales comprendidos entre 0,062 milímetros y 2 milímetros;
- d) Menos del 25% de intraclastos.

Además el orden de los prefijos en el sustantivo indica que hay más nódulos que fósiles y más fósiles que cemento granular.

2) Una sedimentita clasificada como Micrita fosilífera está constituida por más del 50% de micrita (precipitado carbonático autógeno cuyos cristales son menores 0,0039 milímetros) y por más del 25% de restos fósiles.

Si los restos fósiles estuvieran presentes en cantidades menores del 25% la roca sería una Micrita oligofosilífera.

Si los fósiles excedieran el 50%, la roca se clasificaría como una Biomicrita.

Si los restos orgánicos excedieran los 2 milímetros, la roca se clasifica como una Rudibiomicrita, o bien como una Biomicrita rudítica, indistintamente.

Se ha de observar la variedad de propiedades que se definen con la sola mención del nombre sistemático de la roca, lo cual no se logra mediante la terminología clásica empleada hasta el presente.

ABSTRACT

A new method of classification is proposed in this paper; it is founded on R. L. Folk's ideas. The chief purpose is to simplify the petrographic description of limestones and introduce new Spanish descriptive terms with more precise meanings.

The limestones components are classified in two main groups, according to their site of origin: *Terrigenous* (extrabasinal) and *Non terrigenous* (intrabasinal).

The Non terrigenous are divided in *Ortochemical constituents* (authigenic precipitates with little or no evidence of transportation, which may be considered as cements) and *Allochemical constituents* (carbonatic components which show evidence of significant transportation as intraclasts, pellets, fossils, oölites).

Each type of constituents has a prefix or a suffix which modifies the main noun or the adjective. When the concentration of a component is less than 25 % of the total rock, the particle *oligo* is added to the prefix or the suffix.

The classification is an ordinal system: a component is less abundant than the preceding and more abundant than the following.

Two examples are given:

1) An oligointraclastic pelbiogranosparite has this composition:

- a) More than 25 % of carbonatic pellets;
- b) More than 25 % of fossils;
- c) More than 25 % of granular sparry carbonatic cement which grain size is larger than 0.062 millimeters and smaller than 2 millimeters;
- d) Less than 25 % of intraclasts.

The order of the prefixes in the rock name shows that the pellets are more abundant than the fossils and these more abundant than the sparry cement.

2) A fossiliferous micrite has the following composition:

- a) More than 50 % of micrite (microcrystalline carbonatic cement);
- b) Less than 50 % of fossils.

An oligofossiliferous micrite has more than 75 % of micrite and less than 25 % of fossils.

A biomicrite has more than 50 % of fossils and less than 50 % of micrite.

If the fossils are larger than 2 millimeters the rock is a ruditic biomicrite or a rudibiomicrite indistinctly.

So, it is possible, using this system of classification, to define a great number of qualities by means of the rock name only.

INTRODUCCION

La clasificación que aquí se expone representa un esfuerzo para adaptar al idioma castellano la terminología usada por varios investigadores, la mayoría de ellos de habla inglesa, y está esencialmente inspirada en las ideas de R. L. Folk. Es un trabajo de análisis, recopilación y selección; con él se intenta encauzar el estudio de las calizas sedimentarias mediante una nomenclatura actualizada.

Los objetivos principales de esta publicación son:

1. Proponer en la literatura geológica de nuestro país una nomenclatura propia y exclusiva para calizas.

2. Presentar una sistemática descriptiva y cuantitativa suficientemente detallada y especialmente apta para uso de laboratorio.

3. Agilizar la descripción de las rocas sedimentarias carbónicas.

La sistemática que se propone se adapta principalmente a las calizas marinas, que son las más abundantes dentro del grupo de las sedimentitas carbónicas y que tienen especial impor-

tancia en la industria petrolera. Se excluyen las calizas del tipo de las tufas, travertinos, toscas, "caliche" y afines.

Al concluir este trabajo, llegó a manos de sus autores el ejemplar correspondiente al mes de junio de 1966 del "Journal of Sedimentary Petrology" en el que se publica una clasificación petrogénica elaborada por W. Todd, la que por razones de tiempo, no pudo ser consultada exhaustivamente.

Los autores agradecen a los doctores Edgardo O. Rolleri, Juan C. Riggi y Julio C. A. Del Vo y a los licenciados Eduardo A. Musacchio y Jorge J. Scalabrini Ortiz, la paciente revisión de los manuscritos y sus importantes críticas y sugerencias que contribuyeron en mucho, a mejorar el trabajo.

A la licenciada Elda Di Paola de Piterbarg se agradece la lectura previa del original y el material petrográfico facilitado, procedente de afloramientos mesozoicos de la provincia del Neuquén.

Los autores hacen llegar su reconocimiento al doctor Arturo J. Amos y al licenciado Bruno A. Baldis, quienes cedieron gentilmente una serie de cortes petrográficos correspondientes a muestras recogidas en las provincias de Buenos Aires, Salta y San Juan.

El esfuerzo del señor Juan C. Rodríguez hizo posible la obtención de las fotografías que ilustran este trabajo.

Desde ya se agradecen muy especialmente todas las críticas y sugerencias que se hagan llegar con miras a mejorar y ampliar esta clasificación.

DEFINICION DE CALIZA

Se define a una caliza como aquella roca sedimentaria en la que el material carbonático se encuentra en cantidades mayores al 50 % en volumen, con relación al total de la roca. Esta es la acepción más generalizada a pesar de que Winchell (*in* Pettijohn, 1963) sostiene, fundado en el estudio de unas seiscientas muestras, que el límite natural entre

calizas y areniscas es del 82 % de material carbonático y 18 % de cuarzo.

COMPONENTES DE LAS SEDIMENTITAS CARBONATICAS

Antes de exponer la clasificación objeto de este trabajo, se considerarán las principales características de los componentes de las sedimentitas carbonáticas.

Siguiendo a Folk (1959) se los ha subdividido según su lugar de origen, en *terrigenos (extracuencales)* y *no terrigenos (intracuencales)*.

Los terrigenos comprenden elementos *carbonáticos* y *no carbonáticos*.

A su vez entre los no terrigenos se reconocen dos grupos fundamentales de igual jerarquía sistemática: *ortoquímicos* y *aloquímicos*, a los que se suman los *seudoaloquímicos*, de menor importancia y cuyas características son inciertas. Esta división de los no terrigenos fue hecha de acuerdo con los procesos de formación y el grado de transporte experimentado.

Tal es el esquema que se seguirá en la consideración de los componentes de las calizas. El cuadro que se presenta a continuación, resume lo expuesto y sirve de guía al lector.

| | | |
|------------------|---|------------------|
| Terrigenos | { | Carbonáticos |
| | { | No carbonáticos |
| No terrigenos .. | { | Ortoquímicos |
| | { | Aloquímicos |
| | { | Seudoaloquímicos |

I. COMPONENTES TERRIGENOS

Son todos los materiales derivados de la erosión de las áreas emergidas, adyacentes a la cuenca de sedimentación y que han sido transportados en estado sólido hasta su lugar de deposición.

A los efectos de esta clasificación, se divide a los componentes terrigenos en dos grupos: carbonáticos y no carbonáticos. Los primeros, para los que se

propone el nombre de *calcilitos*, son los menos abundantes y, por lo general, excepcionales debido a su escasa resistencia al ataque químico. Los segundos comprenden los elementos detríticos comunes de las sedimentitas, tales como minerales, fragmentos de minerales y fragmentos de rocas no carbonáticas.

II. COMPONENTES NO TERRIGENOS

Son los formados dentro de la cuenca de sedimentación y su génesis responde, directa o indirectamente, a procesos de precipitación química o bioquímica.

Se los puede clasificar en tres grupos:

1. Ortoquímicos.
2. Aloquímicos.
3. Seudoaloquímicos.

1. Componentes ortoquímicos.

Son los precipitados carbonáticos originados dentro de la cuenca por procesos químicos o bioquímicos y que no muestran evidencias de transporte significativo alguno. Se pueden distinguir cuatro tipos de ortoquímicos, que a continuación se describen.

a) Precipitados constituidos por cristales cuyos diámetros no exceden los 0,0039 mm y pueden estar asociados con cantidades variables de arcillas. Atendiendo a su tamaño Folk (1959) ha propuesto para ellos el nombre de *micrita*, término que se adopta en este trabajo.

Se considera que el principal modo de formación de las micritas es la precipitación química o bioquímica de carbonatos, a partir de una solución y la subsiguiente acumulación en ambientes de muy baja energía (Bramkamp y Powers, 1958; Folk, 1959 y 1962; Plumbe, Risley, Graves y Kaley, 1962). Es posible que la génesis de las micritas esté vinculada a la presencia de arcillas en suspensión, cuyas partículas favore-

cerían la precipitación de carbonatos en pequeños cristales. Una mínima proporción del material micrítico puede originarse por desagregación mecánica de organismos calcáreos tales como algas, foraminíferos, etc. (Rankama y Saha, 1954; Folk, 1959).

En muchos casos, las micritas integran por sí solas la totalidad de una sedimentita carbonática y, por lo tanto, constituyen una variedad petrográfica con características propias dentro del grupo general de las calizas.

Los precipitados micríticos actúan también como verdaderos cementos, aglutinando individuos de diferentes orígenes y composición. En estos casos, las micritas contribuyen sólo parcialmente a la constitución de la roca, que bien puede no ser una caliza propiamente dicha (ej.: areniscas con cemento micrítico).

b) Precipitados carbonáticos desarrollados en cristales de tamaño comprendido entre 0.0039 mm y 0.062 mm, para los que se propone el nombre de *subesparitas*. Presentan las mismas características genéticas de las micritas y, como ellas, se presentan integrando la totalidad de una roca, como especie petrográfica con identidad propia, o bien rellenan poros a modo de cementos, ligando individuos de distintos orígenes y composición. Es posible que, en algunos casos, la subesparitas representen un estado de recristalización incipiente de materiales micríticos.

c) Precipitados que dan lugar a la formación de cristales carbonáticos cuyos diámetros están comprendidos entre 0.062 mm y 2 mm. Para este tipo de componente ortoquímico se adopta el nombre de *esparita* (Folk, 1959).

Las esparitas constituyen verdaderos cementos precipitados en los poros de los sedimentos. Estos cementos comenzaron a desarrollarse sobre las superficies libres que delimitaban inicialmente a tales poros. Por lo tanto, la esparita primaria (no recristalizada) acompaña siempre a un cierto número de indivi-

duos de diverso origen y composición; así participan sólo de modo parcial en la constitución de las sedimentitas carbonáticas y no se da en forma completamente aislada. Por esta razón, la esparita primaria (no recristalizada) no representa una variedad petrográfica con identidad propia, ya que para su desarrollo necesita de la existencia previa de poros. Sin el armazón integrado por los distintos individuos no es posible la existencia de poros ni el desarrollo de cementos esparíticos.

Según Folk (1959) los precipitados esparíticos caracterizan ambientes de sedimentación de mayor energía que las micritas, aunque el mismo autor (Folk, 1962) reconoce que se pueden dar esparitas en ambientes de baja energía en los que, por alguna razón, no se originan micritas, tal vez por ausencia de partículas de arcillas en suspensión.

Stauffer (1962) al referirse a los precipitados esparíticos señala que "cuando la calcita es depositada a partir de una solución comienza a crecer a partir de una superficie libre, ya sea la periferia de una oolita, el interior de la cámara de una concha o una cavidad parcialmente rellena. La deposición se inicia con la formación de muchos cristales pequeños que crecen hacia afuera a partir de la pared. A medida que crecen, ellos compiten por el espacio y aquellos cristales orientados con el eje de mayor crecimiento (que es también el eje óptico) perpendicular a la pared, crecen más rápido y eventualmente predominan desarrollándose sobre y alrededor de los otros cristales. El número de cristales disminuye así a partir de la pared, pero sus tamaños aumentan. Muchos cristales muestran, entonces, una orientación preferencial de sus ejes ópticos y de sus diámetros mayores en dirección perpendicular a la pared. . . Si los componentes aloquímicos de una roca se han depositado de un modo tal que se encuentran en contacto tridimensional, es lógico suponer que el material intersticial sea el depósito a partir de

una solución. Agrega Stauffer (1962) que "una caliza detrítica que muestra buena selección está generalmente compuesta por fragmentos redondeados. La selección y el redondeamiento indican acción de corrientes, las que probablemente habrán removido cualquier material fino intersticial, dejando espacios porales abiertos que en los sedimentos calcáreos son rápidamente rellenos por calcita espática. . . Las cavidades que han sido rellenas con calcita espática pueden comúnmente reconocerse por sus formas. Tales cavidades, en general, tienen paredes que son convexas hacia afuera". De acuerdo con lo expuesto, Stauffer (1962) brinda una serie de criterios para reconocer los precipitados espáticos, algunos de los cuales se transcriben a continuación:

1. Cristales en contacto con una superficie libre original.
2. Aumento del tamaño de los cristales a partir de la superficie libre original y hacia el centro del poro.
3. Disminución del número de cristales a partir de la superficie libre original y hacia el centro del poro.
4. Orientación preferencial de los ejes ópticos de los cristales espáticos en dirección perpendicular a las paredes de los poros.
5. Orientación preferencial de los diámetros mayores de los cristales en dirección perpendicular a las paredes de los poros.
6. Contactos planos entre cristales.
7. Empaquetamiento tridimensional de los componentes no ortoquímicos.
8. Individuos no ortoquímicos bien seleccionados.
9. Individuos no ortoquímicos bien redondeados.
10. Cristales límpidos, sin inclusiones.
11. Contactos netos y bien definidos entre el mosaico esparítico y los componentes no ortoquímicos.

Bathurst (1959) sostiene que los cementos granulares se pueden diferenciar por sus bordes intergranulares planos, por un aumento del tamaño del cristal a partir de las paredes y por la orientación preferencial de los ejes ópticos y de los ejes de máxima longitud en dirección perpendicular a las paredes porales. Estos criterios coinciden con los dados por Stauffer (1962).

En ciertos casos el cemento esparítico se desarrolla en sectores ópticamente continuos que incluyen, en relación poi-quiloidea, a diversos componentes no ortoquímicos; para esta variedad se propone el nombre de *poiquisparita* y representa un tipo particular de "fábrica de cristalización poi-quilotópica", tal como fuera definida por Friedman (1965). En ciertos casos, la poiquisparita puede ser producto de recristalización.

Los precipitados esparíticos se presentan también rellenando poros y espacios intergranulares en forma de mosaico cristalino. Para esta otra variedad textural, se propone el nombre de *granosparita*.

d) Precipitados que dan lugar a la formación de cristales carbonáticos cuyos tamaños exceden los dos milímetros. Para ellos se propone el nombre de *macrosparita*. Muestran las mismas características morfológicas y genéticas que las esparitas y, a semejanza de ellas, se subdividen en *granomacrosparitas* y *poiquimacrosparitas*.

2. Componentes aloquímicos

Son todos aquellos materiales que se han originado dentro de la cuenca por precipitación química o bioquímica y que han experimentado un cierto grado de transporte, antes de su deposición definitiva (Folk, 1959).

Los componentes aloquímicos pueden ser considerados como elementos *perigénicos*. Este término fue presentado en la literatura geológica por Lewis (1964) para definir a los componentes

formados al mismo tiempo que la roca a la cual pertenecen, pero no en el mismo lugar en que son hallados. Según el autor, tres conceptos están comprendidos en ese término: 1) origen contemporáneo con los sedimentos; 2) corto transporte; 3) incorporación final al sedimento. Es decir, que los individuos perigénicos no son llevados hacia ambientes que difieren mucho de aquellos en los que se han formado.

Se pueden distinguir los siguientes tipos de componentes aloquímicos:

- a) Intraclastos.
- b) Nucleos revestidos.
- c) Nódulos.
- d) Fósiles y fragmentos de fósiles.

A continuación se describen las características de cada uno de los tipos citados.

a) *Intraclastos*. Son fragmentos de sedimentos carbonáticos penecontemporáneos producidos en la misma cuenca por erosión de las partes adyacentes y redepositados para formar un nuevo sedimento (Folk, 1959). Por lo tanto, en el proceso de formación de un intraclasto se reconocen dos etapas: 1) precipitación de material carbónico, que puede alcanzar distintos grados de consolidación y eventualmente ser cubierto escasamente por nuevos depósitos; 2) erosión del sedimento carbonático inicial y leve transporte de los fragmentos resultantes (intraclastos) hasta el nuevo lugar de deposición.

La erosión submarina es provocada por deslizamientos de gravedad o por descensos relativos del nivel de acción de las olas, que exponen al sedimento carbonático original, a los efectos mecánicos de las mismas. Si bien desde el punto de vista teórico parece no ser discutible la existencia de intraclastos, en ciertos casos puede ser difícil diferenciarlos de otros componentes aloquímicos. Folk (1959) expresa que "algu-

nos intraclastos son retrabajados a partir del fango carbonático superficial, cuando ese fango es aún muy plástico y de escasa coherencia; durante la redposición, esos intraclastos, por lo común, se deforman plásticamente y, en general, presentan contornos vagos e irregulares". Esa deformación plástica y contornos mal definidos e irregulares, pueden servir para individualizar a algunos intraclastos. Además, los intraclastos han demostrado cierta estructura interna; así, por ejemplo, se pueden dar intraclastos constituidos por elementos aloquímicos (oolitas, nódulos, fósiles) cementados por micrita, subesparita o esparita.

Puede también ser difícil diferenciar entre intraclastos y calcilitos (fragmentos carbonáticos terrígenos), ya que ambos tipos de componentes pueden mostrar similares estructuras internas. Pero se ha de tener en cuenta que el aporte terrígeno será nulo cuando en una caliza falten o estén muy pobremente representados los elementos detríticos más comunes como cuarzo, feldespatos, fragmentos líticos, etc. En tales condiciones, es razonable suponer que los fragmentos de sedimentos carbonáticos presentes son de naturaleza intraclástica. Por su parte, los calcilitos mostrarán mayor alteración y desgaste que los intraclastos y estarán acompañados por mayor cantidad de componentes terrígenos no carbonáticos. Así, por ejemplo, Beales (1958), al referirse a una caliza clástica del Permopensilvaniano del sudoeste de Alberta (Canadá), formada por procesos de erosión y transporte, señala que a la fracción carbonática se asocian individuos de cuarzo en cantidades accesorias pero apreciables, a los que se suman, en menor proporción, granos de ftanitas, colofano, plagioclasas y circón.

Dentro de los intraclastos se incluyen los llamados terrones (*lumps*) que son agregados de uno o más tipos distintos de granos carbonáticos (Illing, 1954; Wolf, 1960).

En sentido amplio, los intraclastos pueden ser considerados como fragmentos líticos carbonáticos penecontemporáneos, originados dentro de la misma cuenca de sedimentación.

b) *Núcleos revestidos*. Se llaman núcleos revestidos a los cuerpos constituidos por un núcleo de cualquier composición y origen, cubierto por una o más capas concéntricas carbonáticas.

Oolitas y pisolitas. Una oolita normal, o simplemente oolita, se define como un núcleo de cualquier composición y origen rodeado por más de una capa carbonática concéntrica de espesor variable.

En general las oolitas son de forma esférica o subesférica, pero pueden también ser elipsoidales o bien reproducir, en cierto grado, las formas de sus núcleos. El diámetro varía comúnmente entre 0,5 y 1 mm; cuando excede los dos milímetros, reciben el nombre de pisolitas.

Los núcleos tienen múltiples orígenes: pueden ser minerales detríticos, fragmentos líticos, trozos de oolitas preexistentes, fragmentos orgánicos de cualquier clase, granos carbonáticos de diversos tipos, etcétera.

La estructura de los cuerpos oolíticos puede ser radiada y concéntrica a la vez o totalmente radiada. La estructura concéntrica es provocada por la superposición, en torno del núcleo, de sucesivas capas carbonáticas de espesor muy pequeño; para algunos investigadores cada una de ellas correspondería a un período de adición química externa a partir de una solución. Esto representa un típico proceso de concreción del que resulta un crecimiento centrífugo (González Bonorino y Teruggi, 1961). La deposición del material tendría lugar sobre toda la superficie del núcleo. Para que ello sea posible, se interpreta que éste estaría afectado por movimientos de rotación sobre sí mismos causados por corrientes de determinada velocidad. Estos movimientos harían

que toda la periferia del núcleo actuase como superficie inicial de deposición.

A menudo las envolturas carbonáticas no son perfectamente continuas sino que parecen acuñarse y reemplazarse unas a otras; Carozzi (1960) interpreta este fenómeno como efecto de la combinación de procesos crecionales y de atrición. El mismo autor señala que el crecimiento oolítico parece ser más el producto de la acción conjunta de la aglutinación de agujas de aragonita y de la atrición, que el resultado de la precipitación directa sobre núcleos afectados por movimientos de rotación. Esta aglutinación de agujas aragoníticas es un proceso de acreción y no de concreción, entendiéndose por acreción la adición centrífuga no de sustancias en solución, sino de partículas minerales (González Bonorino y Teruggi, 1961). Para Lowenstam (1965) y Epstein (Lowenstam y Epstein, 1957) tales agujas aragoníticas se derivan, en parte, de ciertas algas calcáreas.

Monaghan y Lyle (1956), de acuerdo con las experiencias personales de laboratorio, señalan que la precipitación química de carbonato de calcio a partir del agua de mar, es más favorable para la formación de oolitas que la agregación mecánica de partículas de aragonita.

Pettijohn (1963) al referirse al origen de las oolitas expresa que “la mayoría de oolitas calcáreas y muchas de las no calcáreas, parecen ser producto de la precipitación directa de materiales solubles sobre núcleos en un ambiente “libre”. La estrecha asociación de oolitas y granos de cuarzo detrítico, rasgo de estratificación entrecruzada del depósito y la selección, indican acumulación en un medio turbulento. Illing (1954) que ha proporcionado una excelente reseña del problema de la oolita, concluyó que las arenas oolíticas de las Bahamas, se forman hoy en día únicamente donde el sedimento está sujeto a la acción de fuertes corrientes de marea y que las oolitas se forman donde

las aguas oceánicas que se mueven hacia los bancos de poca profundidad, se calientan lo suficiente como para saturarse de carbonato de calcio. Ni las algas ni otros organismos toman parte en su formación”.

Se deduce entonces que ya sean las oolitas originadas por efecto de un mecanismo concrecional acompañado de rotación del núcleo o bien por combinación de atrición y acreción, en ambos procesos genéticos están presentes sendos factores dinámicos que implican para los cuerpos oolíticos, un cierto y determinado grado de transporte. Desde este punto de vista, es correcta su inclusión dentro del grupo general de los componentes aloquímicos.

La estructura radial se caracteriza por la presencia de fibras carbonáticas divergentes muy finas, que atraviesan la totalidad de las capas o bien se hallan sólo en algunas de ellas. Esta estructura puede ser de origen secundario, ya que en algunos casos las fibras radiales atraviesan a las envolturas y al material cementante externo (Cayeux, 1935).

Oolitas superficiales. Son núcleos minerales u orgánicos, rodeados por una sola capa carbonática, que puede ser incompleta o discontinua como resultado de una oolitización parcial o bien por efectos de atrición.

Calciesferas. Pequeños cuerpos esféricos de un diámetro promedio de 0,1 mm constituidos por un anillo oscuro exterior de unos 0,02 a 0,03 mm de espesor, que rodea a un núcleo calcítico finamente granular (Demirmen y Harbaugh, 1965).

Paraoolitas y parapisolitas. Son núcleos revestidos problemáticos que no se identifican con ninguna de las variedades descriptas.

c) *Nódulos.* Son cuerpos carbonáticos esféricos, subsféricos o elipsoidales, de origen orgánico o inorgánico, generalmente micro o criptocrystalinos y

sin mayores evidencias de estructura interna.

Para muchos autores, algunos cuerpos carbonáticos que presentan características nodulares y en cuya composición participa en grado variable la materia orgánica, serían de origen fecal. Para estos elementos en particular se propone el nombre de *copronódulos*. Según Irwin (1965) los nódulos fecales pueden caracterizar ambientes sedimentarios de baja energía.

Wobber (1965) señala que en ciertos casos es difícil la diferenciación entre pequeños intraclastos y nódulos fecales que han sufrido atrición. Los primeros, según dicho autor, son irregulares en su forma, más angulosos que los copronódulos, los cuales se muestran opacos y con trazas de sustancias carbonosas.

Para Folk (1962) la uniformidad en las formas, la muy buena selección y el pequeño tamaño son las cualidades distintivas de los nódulos fecales, a las que Todd (1966) agrega el elevado contenido en materia orgánica.

Se admite que los copronódulos son inicialmente friables y constituyen una frágil masa de fibras orgánicas. Después cristaliza calcita o aragonita en los intersticios y se transforman así en cuerpos coherentes y litificados, capaces de ser conservados (Folk y Robles, 1964; Purdy, 1963).

Según Peterson (1962), algunos nódulos se pueden formar por acreción de material fino como resultado de procesos inorgánicos. El autor citado sostiene que, en general, los nódulos no fecales se hallan en abundancia en rocas sin mayores evidencias de vida, en las que sólo se presentan pequeños foraminíferos.

A los cuerpos nodulares de características inciertas y problemáticas, Wobber (1965) los denomina *seudointraclastos*, término que no se emplea en la sistemática aquí propuesta.

d) *Fósiles y fragmentos de fósiles*. En el estudio de las sedimentitas los

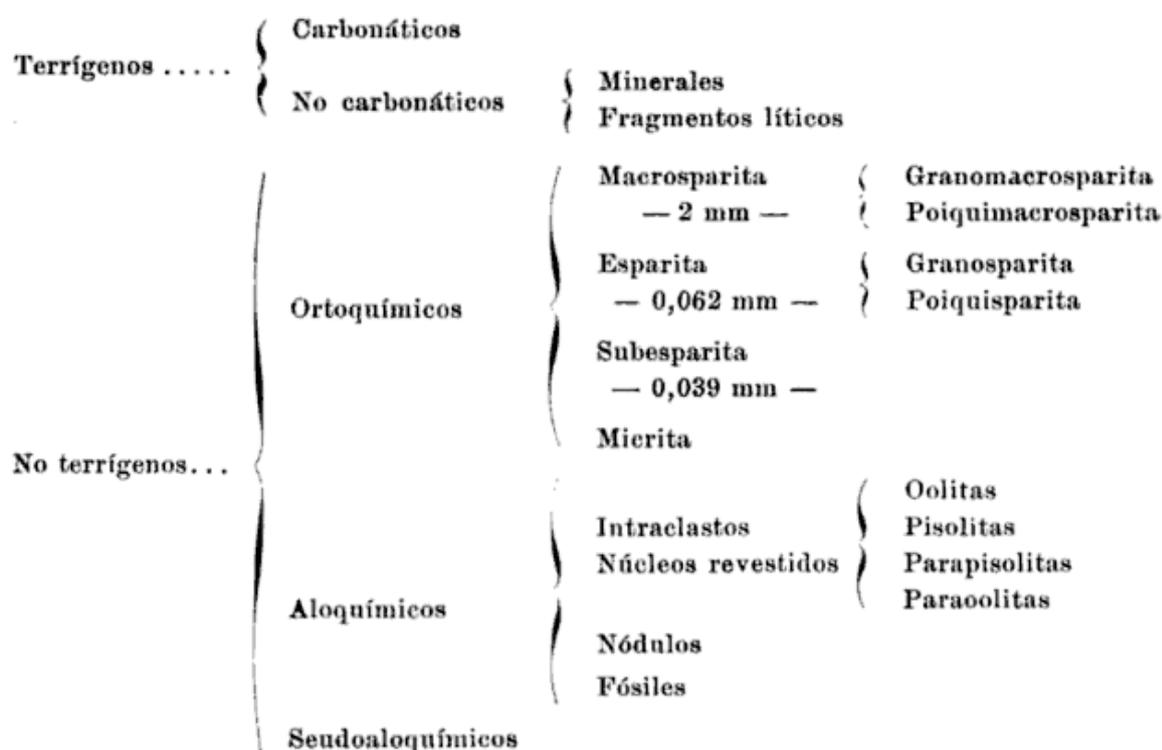
componentes orgánicos presentan dos dificultades principales: 1) determinación paleontológica sistemática, en especial si se trata de fragmentos 2) determinar si los restos fósiles observados han experimentado algún grado de transporte o se hallan *in situ*. Ninguno de estos dos problemas influye en la clasificación petrográfica; de ahí que los restos fósiles y sus fragmentos, sean considerados como componentes aloquímicos, independientemente del transporte sufrido. De todos modos, la determinación paleontológica puede ampliar y completar la clasificación de una roca.

3. Componentes pseudoaloquímicos

Son todos aquellos elementos que presentan semejanzas morfológicas con los componentes aloquímicos pero, que a diferencia de éstos, se han originado *in situ* y, por lo tanto, no han experimentado ningún tipo de transporte.

Las *esferulitas* pueden ser consideradas como componentes pseudoaloquímicos. González Bonorino y Teruggi (1961) las definen como cuerpos aproximadamente esféricos, de diámetros variables que no exceden los pocos centímetros, originados por adición química externa de material en solución y cuyos componentes se disponen radialmente en torno a uno o más núcleos, lo que las diferencia de las oolitas. Carozzi (1960) las llama *oolitas compuestas* y señala que han sido formadas *in situ*. Demirmen y Harbaugh (1965) llegan a la misma conclusión. Pettijohn (1963) expresa que "las esferulitas más pequeñas se asemejan mucho a las oolitas y pisolitas de hábito radial pero, a diferencia de las oolitas verdaderas, se han formado en el mismo lugar donde se las encuentra en la actualidad". Todd (1966) señala que posiblemente se han formado *in situ*, bajo condiciones de rápido crecimiento singénico.

4. Cuadro esquemático de los componentes de las sedimentitas carbonáticas



El cuadro que precede agrupa a los distintos componentes citados y sirve como síntesis de lo expuesto.

CLASIFICACION DE LAS SEDIMENTITAS CARBONATICAS

Definidos y agrupados los componentes más importantes de las calizas, se explica a continuación la sistemática propuesta.

I. TÉCNICA DE LA CLASIFICACIÓN

El orden en que se mencionan los distintos componentes de la roca señala su proporción y cantidad; es decir, un componente determinado es menos abundante que el que le antecede y más abundante que el que le sigue; éste es el fundamento de la construcción del nombre de la roca. Cuando cualquier componente se encuentra en cantidades comprendidas entre el 1 y el 25 % en volumen, con relación al total de la

roca, se antepone el prefijo *oligo*; este prefijo afecta a todos los términos que le siguen.

El nombre de la roca está integrado por un sustantivo simple o compuesto, que en casi todos los casos está acompañado por uno o más adjetivos, que pueden también ser simples o compuestos. Cuando un adjetivo o un sustantivo resulta demasiado complejo, se lo puede descomponer en dos o más adjetivos o sustantivos más simples.

Los sustantivos y adjetivos compuestos se construyen mediante prefijos que especifican las características de los componentes.

Los adjetivos y prefijos que se emplean pueden verse en el cuadro N° 1.

En esta clasificación no se limita la adopción de nuevos sustantivos, adjetivos o prefijos. Por lo tanto, pueden emplearse, si las circunstancias así lo requieren, términos tales como ankerítica, siderítica, carbonosa, ftanítica, etc.

CUADRO Nº 1

| Sustantivos | Adjetivos | Prefijos |
|---|----------------------|-----------|
| Intraclasto | Intraclástico | Intra- |
| Oolitas | Oolítica | Oo- |
| Pisolitas | Pisolítica | Piso- |
| Paraoolita | Paraoolítica | Paraoo- |
| Parapisolita | Parapisolítica | Parapiso- |
| Nódulos | Nodular | Nodo- |
| Copronódulos | Copronodular | Coprono- |
| Esferulitas | Esferulítica | Esfero- |
| Fósiles | Fosilífera | Bio- |
| Micrita | Micrítica | Mieri- |
| Subesparita | Subesparítica | |
| Granosparita | Granosparítica | |
| Poiquisparita | Poiquisparítica | |
| Granomacrosparita | Granomacrosparítica | |
| Poiquimacrosparita | Poiquimacrosparítica | |
| Esparita | Esparítica | |
| Macrosparita | macrosparítica | |
| Caleilitos | Calcilítica | Calci- |
| Fragmentos líticos no carbonáticos | Lítica | Lito- |
| Terrígenos no carbonáticos
(p. ej. : cuarzo) | Cuarzosa | Cuarzo |

Respecto a la dolomita, cuando ésta se halla presente en cantidades comprendidas entre el 10 y el 50 % en volumen con relación al total de la roca, se emplea el adjetivo *dolomítica*. Si la dolomita excede el 50 % en volumen con relación al total de la roca, se antepone en prefijo *dolo* al nombre de la roca.

En cuanto a la recristalización, se emplean aditamentos tales como *recristalizada* o *parcialmente recristalizada*.

Para intraclastos, nódulos, fósiles y terrígenos en general se usa el prefijo *rudi* o el adjetivo *rudítica*, cuando el tamaño de esos componentes excede los dos milímetros.

II. CUADRO DE CLASIFICACIÓN

En el Cuadro titulado "Clasificación petrográfica de sedimentitas carbonáticas" se contemplan los casos más simples; tiene por objeto ordenar las variables que se han de tener en cuenta para clasificar a una caliza según la sistemática aquí propuesta.

III. VARIETADES ESPECIALES

1. *Dismicritas*

Existe un tipo particular de calizas, llamadas dismicritas, en las que en medio de una masa micrítica se destacan sectores de forma irregular y discontinua constituidos por material esparí-

tico. Según algunos autores (Folk, 1959; Leighton y Pendexter, 1962) el material esparítico sería producto del relleno de espacios. Estos se producirían bien por acción de organismos vivos, tal vez vermes, o por efectos puramente mecánicos provocados por movimientos dentro de la misma masa micrítica cuando ésta aún no ha alcanzado un grado apreciable de consolidación. Quizás algunas dismicritas sean originadas por procesos de recristalización.

2. Biolititas

Este es un término reservado para aquellas estructuras orgánicas en posición de crecimiento que forman masas o asociaciones relativamente grandes e inmóviles como por ejemplo arrecifes, bancos, biohermas, biostromas, etc., con el significado que a estos términos le atribuyen Nelson *et al* (1962).

En consecuencia, para clasificar a una caliza como biolitita se ha de determinar si los organismos que la integran se hallan *in situ* formando una asociación biológica. El estudio paleontológico de la población permitirá individualizar a las biolititas en función de sus organismos componentes. Así se podrán clasificar biolititas coralinas algáceas, briozoáticas, braquiopódicas, etcétera.

Por la forma y estructura del cuerpo calcáreo del cual proceden, se identifican como biolititas biohermales o *biohermitas*, biolititas biostromales o *biostromitas*, etcétera.

Para caracterizar a una caliza como perteneciente al grupo de las biolititas se ha de conocer previamente las relaciones de campo y la naturaleza del yacimiento, para poder determinar si los organismos se hallan o no *in situ*.

NATURALEZA PARTICULAR DE LAS CALCILITITAS

Folk (1959) fue quien presentó este término en la literatura especializada. *Calcilitita* es una sedimentita carbonática constituida, en más de un 50 % por fragmentos carbonáticos de procedencia terrígena.

Así definidas, las calcilititas representan, desde el punto de vista genético, un tipo particular de arenisca lítica, que se caracteriza por el predominio de fragmentos de rocas carbonáticas preexistentes.

Es razonable suponer que las calcilititas estén vinculadas estrechamente con una área de procedencia calcárea, de relieve elevado y muy próxima a la cuenca de sedimentación; estos factores hacen posible el predominio de la desintegración mecánica rápida sobre la descomposición química y el corto transporte de los fragmentos resultantes hasta el lugar de deposición. Por lo tanto, las calcilititas pueden ser importantes como elementos de juicio en las reconstrucciones paleogeográficas, paleogeológicas y tectofácicas.

Wobber (1965) describe un buen ejemplo de calcilititas en el Lías superior del sur de Gales, cuya área de procedencia fueron los afloramientos de calizas adyacentes de edad carbónica.

RECRISTALIZACION

A continuación se indican algunos de los criterios brindados por Stauffer (1962) para reconocer a la calcita recristalizada.

1. Tamaño irregular del grano en un mosaico cristalino sin variaciones sistemáticas.
2. Truncamiento de estructuras preexistentes, tales como láminas de oolitas o fósiles.

3. "Fantasmas" de individuos no ortoquímicos en un mosaico cristalino.
4. Individuos con "engolfamientos" de material carbonático.
5. Límites intergranulares curvos, cerrados o interpenetrados.
6. Individuos pobremente empaquetados.
7. Individuos pobremente seleccionados.
8. Individuos angulosos.
9. Bordes transicionales entre un mosaico calcítico y calcita microcristalina.
10. El tamaño de los cristales nunca es menor de 0,004 mm y generalmente mayor de 0,007 milímetros.
11. "Parches" o sectores irregulares de mosaico cristalino en calcita microcristalina.
12. "Parches" o sectores irregulares y residuales de calcita microcristalina en medio de un mosaico calcítico más grueso.

Se ha de tener en cuenta que si bien la esparita primaria (no recrystalizada y la macrosparita primaria (no recrystalizada) no pueden existir como especies petrográficas puras, no acontece lo mismo para aquellas esparitas y macrosparitas secundarias que se originan por recrystalización de micritas o subesparitas puras, A su vez, la subesparita puede ser producto de recrystalización de una micrita.

EJEMPLOS DE APLICACION DE LA CLASIFICACION

Por lo general, en la naturaleza existen casos más complejos que los que se presentan en el cuadro titulado "Clasificación petrográfica de sedimentitas carbonáticas", en el que, como ya se expresó antes, se muestran las combinaciones más simples.

Los siguientes ejemplos cuantitativos fueron extraídos de Leigton y Pendexter (1962), y sirven para aclarar la construcción de los nombres de las rocas.

- 1) 35 % Fósiles
35 % Granosparita
30 % Cuarzo
Clas. : Biogranosparita cuarzosa.
- 2) 51 % Fósiles
27 % Granosparita
19 % Intraclastos
3 % Oolitas
Clas. : Biogranosparita oligointra-oolítica. (Obsérvese que el prefijo oligo afecta a todos los términos que le siguen).
- 3) 71 % Oolitas
25 % Granosparita
3,5 % Nódulos
0,5 % Fósiles
Clas. : Oogranosparita oligonodular. (Observese que no se tienen en cuenta los fósiles, pues su porcentaje es menor al 1 %).
- 4) 40 % Oolitas
29 % Granosparita
15 % Cuarzo
12 % Fósiles
2 % Nódulos
Clas. : Oogranosparita oligocuarzobionodular

Los ejemplos siguientes son ideales.

- 1) 40 % Intraclastos
30 % Micrita
25 % Subesparita
5 % Nódulos
Clas. : Intramicrisubesparita oligonodular (o bien : intramicrita subesparítica oligonodular).
- 2) 40 % Cuarzo
30 % Fósiles
25 % Granosparita
5 % Intraclastos

Clas. : Cuarzobiogranosparita oligointraclástica.

- 3) 45 % Intraclastos
- 30 % Micrita
- 15 % Calcilitos
- 10 % Feldespatos

Clas. : Intramicrita oligocalcifeldespática.

- 4) 35 % Intraclastos
- 30 % Subesparita
- 20 % Fragmentos líticos no carbonáticos
- 15 % Micrita

Clas. : Intrasubesparita oligolitomicritica.

- 5) 35 % Micrita
- 30 % Intraclastos
- 25 % Pisolitas
- 10 % Subesparita

Clas. : Micrita intrapisolítica oligosubesparítica.

- 6) 65 % Micrita
- 20 % Fósiles
- 10 % Cuarzo
- 5 % Fedespato

Clas. : Micrita oligocuarzofeldespática.

EL PROBLEMA DE LA MADUREZ EN LAS SEDIMENTITAS CARBONÁTICAS

1. *Madurez composicional*

La homogeneidad en la composición hace que sea imposible definir grados de madurez composicional en las calizas, ya que no existen en ellas términos de comparación (componentes estables e inestables) como sucede en las areniscas.

2. *Madurez textural*

Algunos de los criterios que permitirían reconocer distintos grados de madurez textural serían:

a) Ausencia de material micrítico. Por su tamaño, las micritas se deposi-

tan en ambientes de energía insignificante o nula, ya que son fácilmente eliminadas por acción mecánica. Por lo tanto, su ausencia indicaría ambientes de mayor energía, en los que pueden tener lugar procesos de selección de los componentes. A los efectos de la madurez textural, la micrita tiene el mismo significado que la matriz arcillosa en las areniscas comunes. Se ha de tener especialmente en cuenta que la micrita puede ser eliminada por causas no mecánicas, tales como la recristalización. Además, probablemente no se formen micritas en aguas quietas pero muy límpidas, exentas de arcillas en suspensión. En estos casos el criterio expuesto no es aplicable.

b) Escasa variedad de componentes aloquímicos. Es probable que a medida que el proceso de selección avanza, aumenten las proporciones relativas de aquellos aloquímicos que por sus características particulares son más resistentes a la descomposición química o a la desagregación mecánica. En última instancia, predominarán decididamente los aloquímicos más resistentes y la roca presentará, entonces, pocas variedades de ellos.

Este criterio ha de ser cuidadosamente aplicado, ya que inicialmente pueden estar presentes pocas variedades de aloquímicos y, por lo tanto, la roca resultante mostrará un grado mayor de madurez textural que el que en realidad le corresponde.

c) Redondeamiento de fragmentos de fósiles. Para determinar el grado de madurez textural tienen relativa importancia los fragmentos de fósiles, ya que pueden redondearse por acción hidráulica. En cambio, las conchas y valvas completas carecen de significado a los efectos de la madurez textural, ya que la mayoría de ellas son redondeadas desde su origen por razones biológicas, completamente ajenas a los procesos mecánicos.

d) *Redondeamiento de intraclastos.* Los intraclastos pueden sufrir redondeamiento por desgaste y, por lo tanto, son útiles para determinar el grado de madurez textural. No así las oolitas, pisolitas, nódulos y otros componentes esféricos u esferoidales, que son redondeados desde su origen. En cierto modo, el redondeamiento de los intraclastos tiene el mismo significado que el redondeamiento de los individuos clásicos en las sedimentitas comunes.

e) *Selección en aloquímicos del mismo tipo.* El grado de selección en aloquímicos del mismo tipo puede ser un buen índice de madurez textural. La comparación ha de hacerse entre aloquímicos de similar resistencia mecánica y similares propiedades hidrodinámicas; no es correcta la comparación entre distintas variedades, puesto que tendrán diferente comportamiento frente al mismo agente de transporte.

3) *Inversión textural*

Sobrepasado un cierto índice de energía o después de un prolongado transporte, se puede producir la rotura del fragmento inicial. Por efecto de la rotura, los nuevos fragmentos resultantes, más pequeños, serán también más angulosos que sus antecedentes. Así, en algún caso, sería posible que fragmentos angulosos denunciaran, paradójicamente, un mayor grado de transporte. Esto es lo que Folk (1962) llama *inversión textural*.

ALGUNAS OBSERVACIONES FINALES

1. La sistemática que aquí se expone permite definir, en pocos términos, las siguientes propiedades:

a) Tamaño, textura, composición, cantidades y proporciones relativas de los materiales cementantes y de los componentes aloquímicos.

b) Tamaño, composición, génesis, cantidades y proporciones relativas de los componentes terrígenos.

c) Grado de recristalización y de dolomitización.

2. No limita ni impide la presentación de nuevos términos.
3. Comprende a la gran mayoría de las sedimentitas carbonáticas.
4. Abrevia descripciones.
5. Amplía y aclara términos menos explicativos, como son: caliza arenosa, calcarenita, caliza bioclástica, etcétera.

La clasificación que aquí se somete al juicio de los colegas no es completa ni perfecta; es sólo una contribución. Por ello se encarece a los lectores hagan llegar sus críticas y sugerencias, con el propósito de ampliarla y mejorarla.

LISTA DE LOS TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bathurst, R. G. C., 1959. *Diagenesis in Mississippian calcilutites and pseudobreccias.* Journ. Sed. Petrology, vol. XXIX, págs. 365-376.
- Beales, F. W., 1958. *Ancient sediments of bahaman type.* Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull., t. XLII, págs. 18-45. 1880.
- Bramkamp, R. A. y Powers, R. W., 1958. *Classification of Arabian carbonate rocks.* Bull. Geol. Soc. America, vol. LXIX, págs. 1305-1318.
- Carozzi, A. V., 1960. *Microscopic Sedimentary Petrography.* John Wiley & Sons, Inc., New York and London.
- Cayeux, L., 1935. *Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées.* Masson & Cie. Paris.
- Demirmen, F. E. y Harbaugh, J. W., 1965. *Petrography and origin of Permian McCloud Limestones of Northern California.* Journ. Sedimentary Petrology, vol. XXXV, págs. 136-154.
- Folk, R. L., 1959. *Practical petrographic classification of Limestones.* Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., vol. XLIII, págs. 1-38.
- 1962. "Spectral subdivision of Limestone types" in *Classification of carbonate rocks.* Am. Assoc. Petroleum Geologists. Memoir 1, págs. 62-84.

- Folk, R. L. y Robles, R., 1964. *Carbonate sands of Isla Perez, Alacran reef complex, Yucatan*. Jour. Geology, vol. LXXII, págs. 255-292.
- Friedman, G. M., 1965. *Terminology of crystallization texture and fabrics in sedimentary rocks*. Jour. Sed. Petrology, vol. XXXV, págs. 643-655.
- González Bonorino, F. y Teruggi, M. E., 1961. *Léxico sedimentológico*. Centro de Estudiantes de Ciencias Naturales de Bs. As., Serie Geología n° 2.
- Illing, L. V., 1954. *Bahaman calcareous sands*. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., vol. XXXVIII, págs. 1-95.
- Irwin, M. L., 1965. *General theory of epeiric clear water sedimentation*. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., vol. XLIX, págs. 445-459.
- Leighton, M. W. y Pendexter, C., 1962. "Carbonate rock types" in *Classification of carbonate rocks*. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull. Memoir 1, págs. 33-60.
- Lewis, D. W., 1964. *Perigenic: a new term*. Jour. Sed. Petrology, vol. XXXIV, págs. 875-876.
- Lowenstam, H. A., 1955. *Aragonite needles secreted by algae and sedimentary implications*. Jour. Sed. Petrology, v. XXV, págs. 270-272.
- Lowenstam, H. A. y Epstein, G., 1957. *On the origin of sedimentary aragonite needles of the Great Bahama Bank*. Jour. Geology, vol. LXV, págs. 364-375.
- Monaghan, P. H. y Lytle, M. L., 1956. *The origin of calcareous ooliths*. Jour. Sed. Petrology, vol. XXVI, págs. 111-118.
- Nelson, H. F., Brown, C. F. y Brineman, J. H., 1962. "Skeletal limestone classification" in *Classification of carbonate rocks*. Am. Assoc. Petroleum Geologists. Memoir 1, págs. 224-252.
- Peterson, M. N. A., 1962. *The mineralogy and petrology of upper Mississippian carbonate rocks of the Cumberland Plateau in Tennessee*. Jour. Geology, vol. LXX, págs. 1-31.
- Pettijohn, F. J., 1963. *Rocas sedimentarias*. EUDEBA. Buenos Aires.
- Plumley, W. J., Risley, G. A., Graves, R. W. y Kaley, M. F., 1962. "Energy index for limestone interpretation and classification" in *Classification of carbonate rocks*. Am. Assoc. Petroleum Geologists. Memoir 1, págs. 85-107.
- Purdy, E. G., 1963. *Recent calcium carbonate facies of the Great Bank. 2. Sedimentary facies*. Jour. Geology, vol. LXXI, págs. 472-497.
- Rankama, K. y Sahama, Th. G., 1954. *Geoquímica*. Aguilar S.A. de ediciones, Madrid.
- Stauffer, K. W., 1962. *Quantitative petrographic study of Paleozoic carbonate rocks, Caballo Mountain, New Mexico*. Jour. Sed. Petrology, vol. XXXII, págs. 357-396.
- Todd, T. W., 1966. *Petrogenetic classification of carbonate rocks*. Jour. Sed. Petrology, vol. XXXVI, págs. 317-340.
- Wobber, F. J., 1965. *Sedimentology of the Lias (Lower Jurassic) of South Wales*. Jour. Sed. Petrol., vol. XXXV, págs. 683-703.
- Wolf, K. H., 1966. *Simplified limestones classification*. Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull., t. XLIV, págs. 1414-1416.

Recibido el 16 de enero de 1967.



Fig. 1. — Micrita oolítica parcialmente recrystalizada. Cámbrico, Qa. de Juan Pobre
Pcia. de San Juan. Nicles cruzados. $\times 35$



Fig. 2. — Micrita oligofosilífera. Grupo de la Amarga, Pcia. del Neuquén
Nicles paralelos. $\times 35$



Fig. 3. — Micrita fosilífera. Formación Agrio, Pcia. del Neuquen
Nicles paralelos. $\times 35$

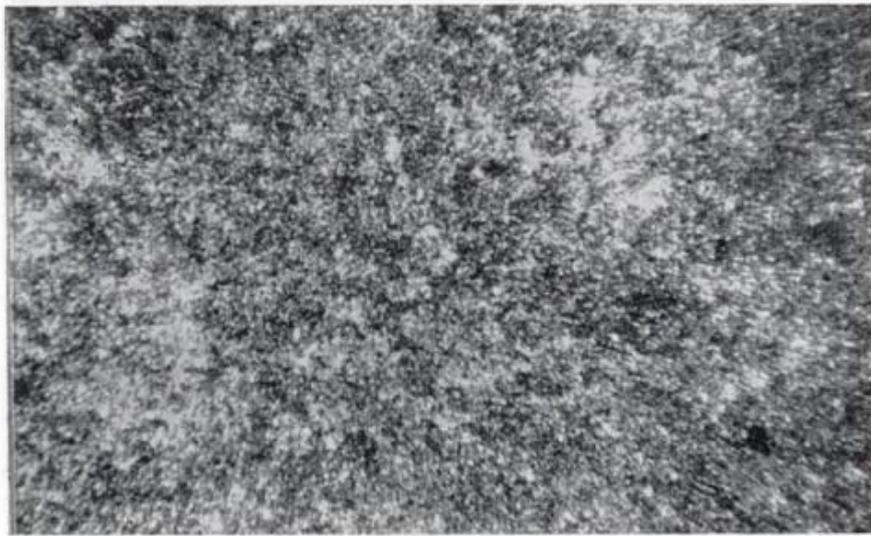


Fig. 4. — Micrita. « Caliza chocolate ». Cerro Negro, Olavarría, Pcia. de Buenos Aires
Nicols paralelos. $\times 100$



Fig. 5. — Micrisubsparita, « Caliza chocolate ». Cerro Negro, Olavarría
Pcia. de Buenos Aires. Nicols paralelos. $\times 35$

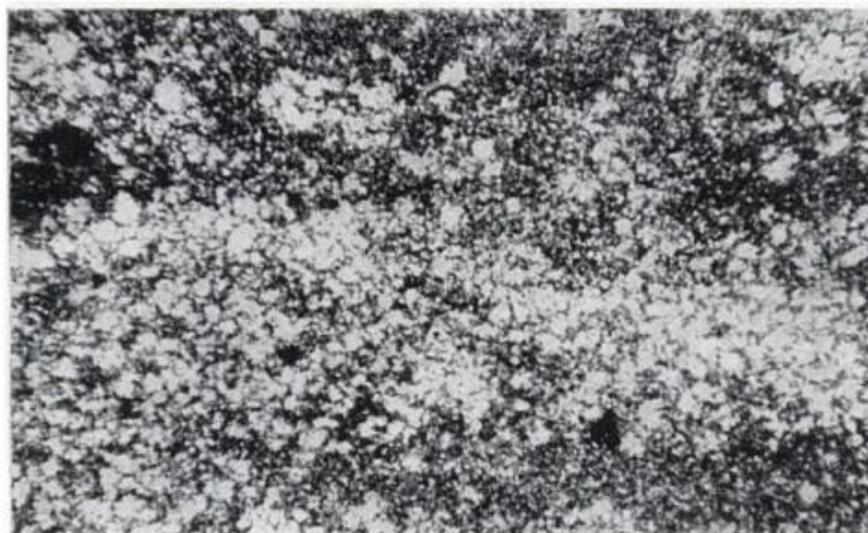


Fig. 6. — Subsparita, Cámbrico, Qa. Zonda, Pcia. de San Juan
Nicols paralelos $\times 100$

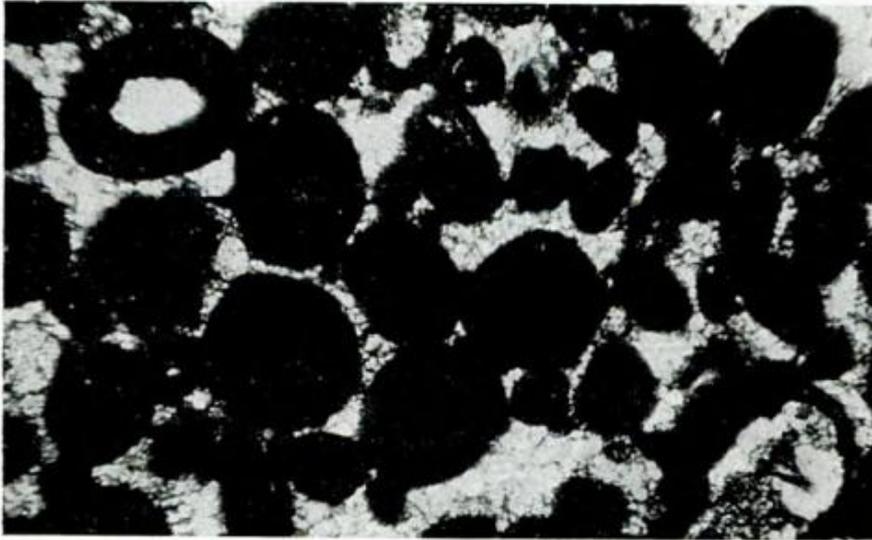


Fig. 7. — Nodogranosparita. Formación Bajo de Ortiz, Pcia. de Neuquén
Nicoles paralelos. $\times 35$

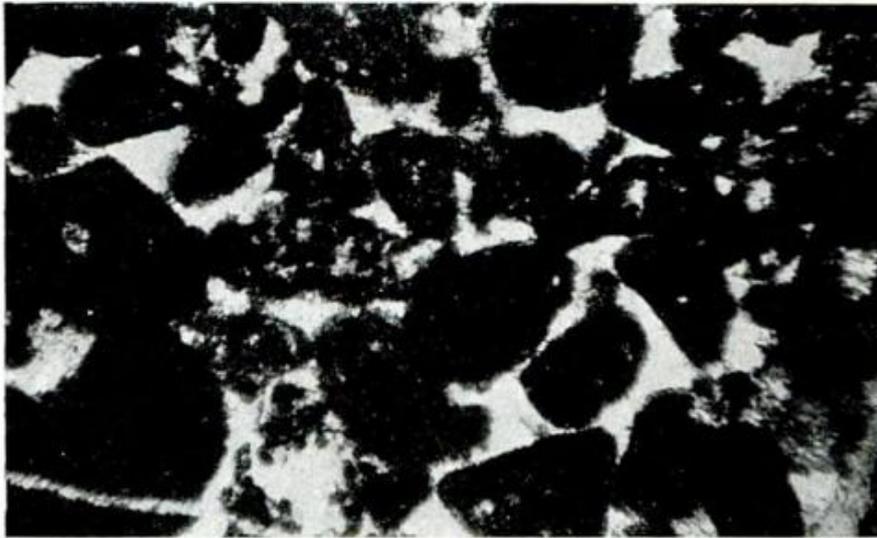


Fig. 8. — Nodogranosparita. Formación La Manga. Sierra de la Vaca Muerta
Pcia. de Neuquén. Nicoles paralelos. $\times 35$

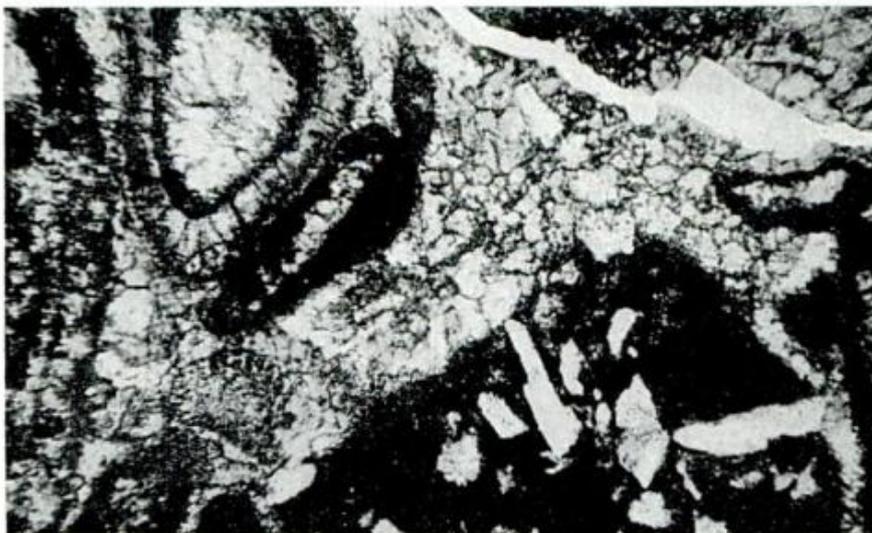


Fig. 9. — Granosparita biointraclástica. Formación Agrio, Pcia. de Neuquén
Nicoles paralelos. $\times 35$

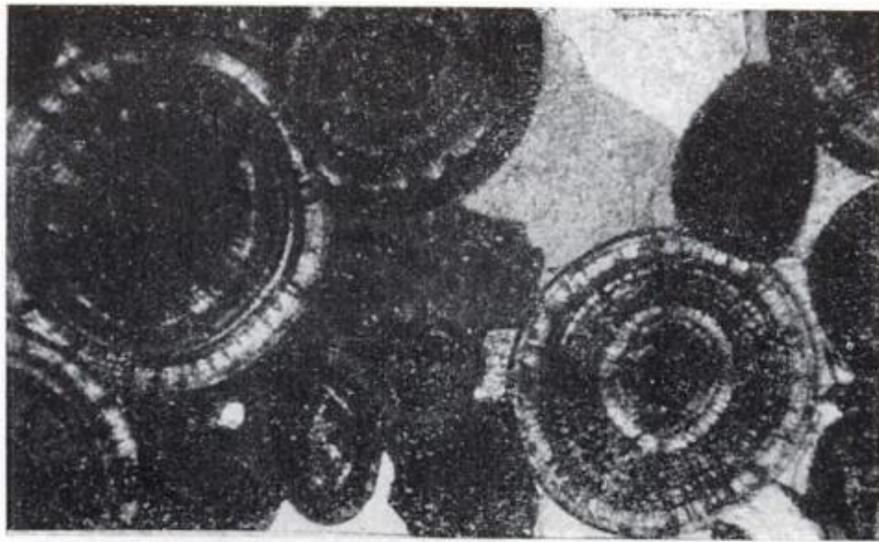


Fig. 10. — Oogranomacrosparita. Formación Yacoraite, Pcia. de Salta
Nicoles cruzados. $\times 35$



Fig. 11. — Biogranosparita. Grupo de la Amarga, Pcia. de Neuquén
Nicoles paralelos. $\times 35$

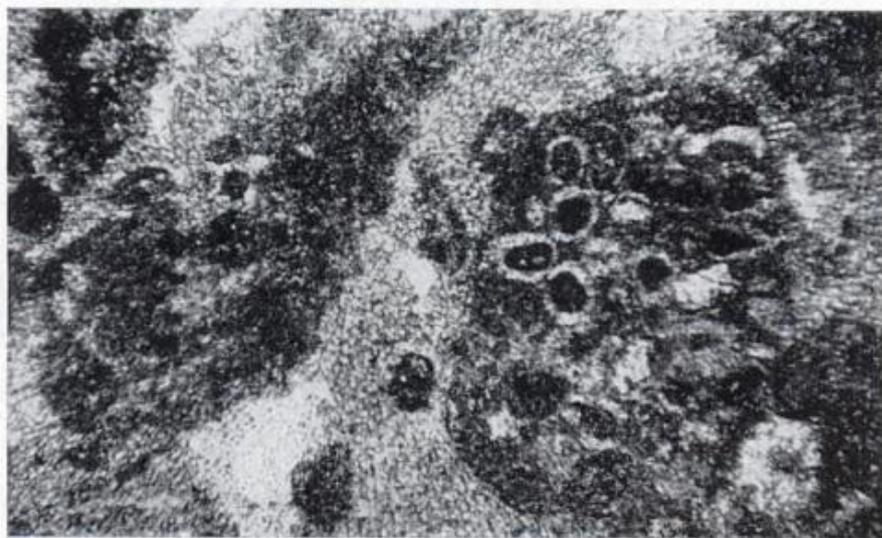


Fig. 12. — Granosparita oligointrafosilífera. Formación Agrio, Pcia. de Neuquén
Nicoles paralelos. $\times 35$

UN NUEVO GÉNERO DE OSTRACODO DE LA FAMILIA TRACHYLEBERIDIDAE

POR DRA. ELSA ROSSI DE GARCIA *

RESUME

L'étude d'un nouveau genre d'Ostracodes, a été réalisée, pour le Danien de la localité de Río Chico (Chubut).

RESUMEN

En este trabajo se da a conocer un nuevo género de ostrácodo encontrado en los sedimentos marinos aflorantes en la margen derecha, curso inferior del río Chico, provincia de Chubut. Esta forma está asociada con foraminíferos de edad Daniana.

INTRODUCCION

El análisis detallado de la microfau-
na de las capas marinas aflorantes en
la margen derecha del río Chico, pro-
vincia del Chubut, efectuado por el
Licenciado Vladimir Masiuk, para su
trabajo de Licenciatura, ha permitido
separar una fauna de ostrácodos, que
fue gentilmente facilitada para su pos-
terior estudio.

De ella surgió un nuevo género, per-
teneciente a la familia *Trachyleberidi-
didae*.

La localidad está ubicada frente al
puesto de Plácido Alvarez a "30 km al
sud-sudoeste de la confluencia del río
Chubut y el río Chico, aproximada-
mente cinco km al sur del paralelo
44°" (Masiuk, Trabajo Final de Licen-
ciatura, pág. 1, 1966).

La fauna se encuentra asociada con
foraminíferos típicos de edad dani-
ana: *Globoconusa daubjergensis* Bron-
nimann, *Turborotalia pseudobulloides*

* La autora deja constancia que este traba-
jo fue realizado por cuenta del Instituto Na-
cional de Geología y Minería y su publica-
ción autorizada por las autoridades.

(Plummer), *Subbotina triloculinoides*
(Plummer) y *Turborotalia compressa*
(Plummer).

Las nuevas formas se encuentran de-
positadas en el Departamento de Pa-
leontología del Instituto Nacional de
Geología y Minería.

DESCRIPCIONES SISTEMATICAS

Subclase *OSTRACODA* Latreille, 1806

Orden *PODOCOPIDA* Müller, 1894

Familia **TRACHYLEBERIDIDAE** Sylvester-
Bradley, 1948

Masiukcythere nov. gen.

Derivatio nominis: de Masiuk, des-
cubridor de la fauna.

Genotipo: *Masiukcythere prima* n.sp.

Estratos tipo: Capas aflorantes en la
margen derecha del curso inferior del
río Chico, frente al puesto de Plácido
Alvarez.

Diagnosis: Género de la familia *Tra-
chyleberididae* Sylvester-Bradley, carac-

terizado por su forma trapezoidal, cuyas extremidades poseen espinas en las zonas ántero y póstero-ventral. Ornamentación formada por cuatro crestas más o menos notables, tubérculos central y ocular. La charnela puede asimilarse al tipo anfidonta y en la valva derecha de los ejemplares juveniles, está compuesta por dos dientes triangulares, laminares, terminales, levemente crenulado el anterior y liso el posterior, unidos por un surco; en la valva izquierda, dos fosetas terminales unidas por una barra débil y crenulada. En los adultos, valva derecha con un diente anterior, rectangular y grueso,

tics morfológicas externas muy similares. Ambos géneros tienen contorno general igual, tubérculos ocular y sub-central, superficie de las valvas reticulada. *Masiukcythere* difiere por poseer tres costillas, dos paralelas a los bordes dorsal y ventral, respectivamente, y otra ubicada en la parte mediana posterior; además, las impresiones musculares del último género citado corresponden a las de la familia *Trachyleberididae* y no coinciden con las de *Mauritzina* que pertenece a la familia *Cytheridae*. Los ejemplares adultos de los dos géneros, sólo se parecen en el contorno general.



Impresiones musculares
de *Mauritzina Deroo*



Impresiones musculares
Masiukcythere n. gén.

ubicado oblicuamente al borde dorsal, una foseta y un surco, luego un diente posterior grueso y rectangular.

Las impresiones musculares caracterizan a la familia y están dispuestas en una fila de cuatro posteriores y una anterior, ubicada en la parte superior del campo.

Zona marginal anterior estrecha. Canales de poros anteriores rectos y en número aproximado de 20; los posteriores también son rectos y en escaso número.

Dimorfismo sexual presente.

Comparación y afinidades: El nuevo género propuesto presenta algunos caracteres que lo acercan a dos ya descritos: *Mauritzina*, *Deroo* y *Cythereis* Jones.

Los ejemplares jóvenes de *Mauritzina* y *Masiukcythere*, poseen caracterís-

Cythereis Jones, pertenece a la misma familia (*Trachyleberididae*) que *Masiukcythere*, presentando por lo tanto ambos géneros, similares impresiones musculares.

El nuevo género se diferencia de *Cythereis* por los siguientes caracteres: en los ejemplares juveniles el diente posterior es liso y la barra crenulada; en cambio, en los adultos de *Masiukcythere*, la charnela muestra aún mayores diferencias (ver Lámina I y figura 1c), puesto que tiene, en la valva derecha, un diente liso grueso y rectangular, ubicado oblicuamente al borde charnelar, una foseta y luego un surco que termina en otro diente liso, conspicuo y rectangular; en la valva izquierda, se presenta la barra que es crenulada, juntamente con los elementos correspondientes, es decir, una foseta, un diente, la barra y otra foseta.

Masiukcythere prima n. gen. n. sp.

Lám. 1, fig. 1 a-1 b

Derivatio nominis: primera especie de este género que ha sido descripta.

Holotipo: GN 1

Paratipo: GN 2

Diagnosis: Tipo del género *Masiukcythere*. Caparazón tamaño mediano y forma como *Cythereis*, superficie de las valvas finamente puntuada y poligonalmente reticulada, con cuatro carenas: dos perisféricas, respectivamente paralelas a los bordes dorsal y ventral y dos que nacen en el tubérculo central hacia la parte posterior.

Descripción: Forma trapezoidal. Borde dorsal recto, ventral sinuoso, anterior redondeado, con 11 espinas aciculares en la zona mediana-ventral. La extremidad posterior, comprimida y regularmente acuminada, con algunas espinas en la zona mediana-ventral. Superficie poligonalmente reticulada; tubérculo subcentral, del cual nacen dos débiles crestas que llegan hasta cerca del borde posterior; también presenta dos crestas que son paralelas, una al borde dorsal y la otra al ventral, estas dos últimas crestas son más conspicuas que las descriptas anteriormente; posee tubérculo ocular situado en el ángulo ántero-dorsal. En vista dorsal se puede observar el achatamiento de las zonas extremas y la parte central globosa.

En la parte interna se observa una zona marginal anterior estrecha sin vestíbulo, con canales de poros rectos y simples, en número aproximado de 20 y, en la zona posterior, cuatro a cinco de estos canales.

Dimorfismo sexual demostrado.

Dimensiones en milímetros.

Ejemplares adultos:

| | | |
|----------------|-------|------|
| machos: largo | | 0,58 |
| ancho | | 0,25 |
| hembras: largo | | 0,50 |
| ancho | | 0,36 |

Ejemplares jóvenes:

| | | |
|---------|-------|------|
| ancho . | | 0,27 |
| largo . | | 0,42 |

Charnela: En las formas juveniles la charnela es del tipo anfidonta, es decir que posee en la valva derecha dos dientes laminares triangulares, siendo el anterior crenulado y el posterior liso, y en la valva izquierda dos fosetas y una barra crenulada. En cambio las formas adultas poseen en la valva derecha un fuerte diente liso anterior, de forma rectangular y dispuesto oblicuamente al borde dorsal; una foseta subyacente, un surco y en la parte posterior de la charnela, un diente grueso liso de forma rectangular. En la valva izquierda se presentan los elementos correspondientes, siendo la barra crenulada.

Comparación y afinidades: Esta especie en sus formas juveniles es muy parecida a las formas juveniles de *Mauritsina hieroglyphica* (Bosquet) Deroo, pero difiere, por sus impresiones musculares; y por la charnela que en la especie nueva posee dos dientes el anterior crenulado, en la valva derecha y una barra crenulada y dos fosetas en la izquierda.

Localidad tipo: Margen derecha del río Chico frente al puesto de Plácido Alvarez, Chubut. Departamento Mártires.

Edad: Daniano.

Nota. — Estando el trabajo entregado para su publicación, llegó a manos de la autora un estudio efectuado por Van den Bold, sobre ostrácodos del Mioceno superior de Colombia, donde describe una nueva forma y la asigna

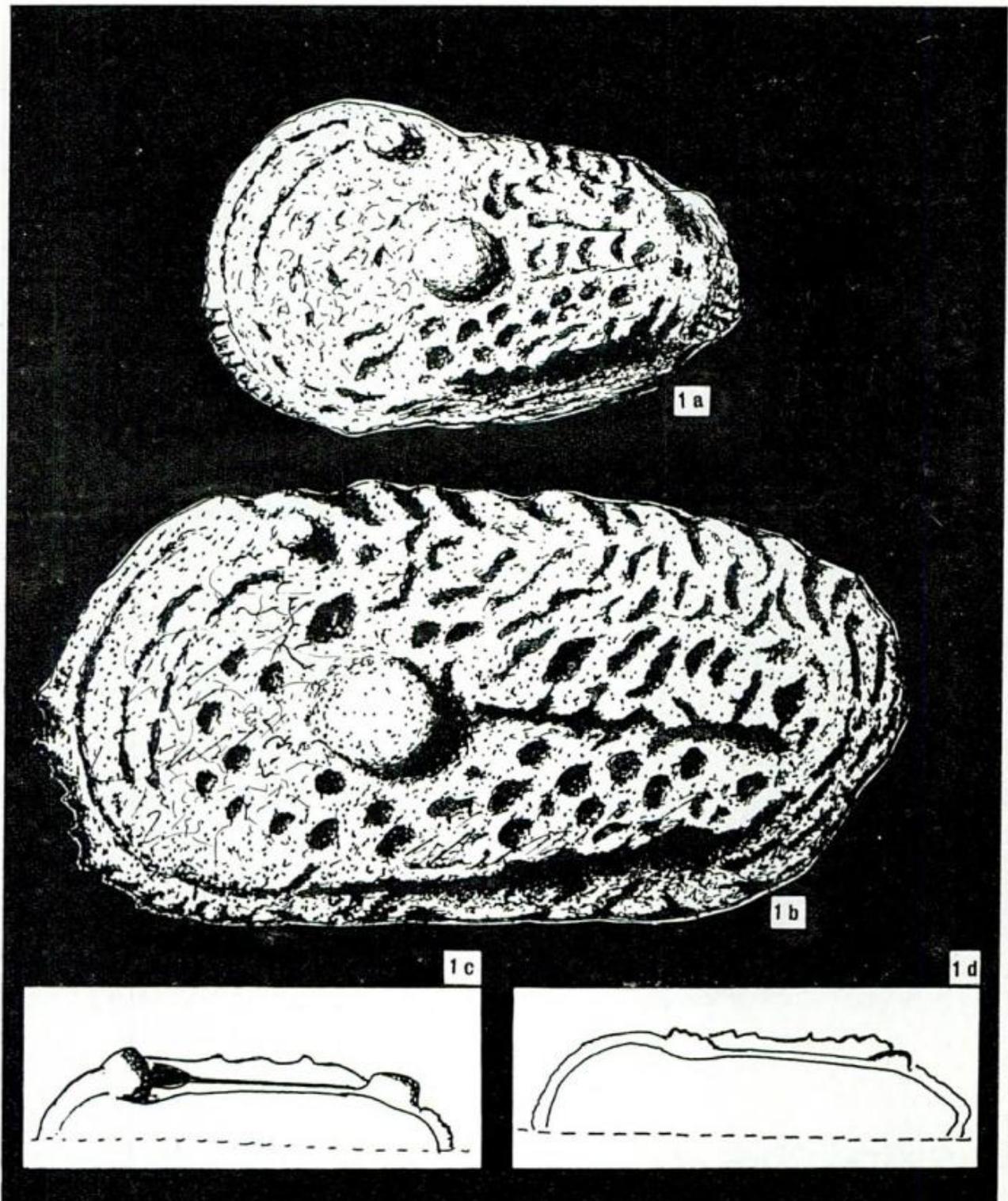
con dudas al género *Isocythereis* Triebel.

El autor de la nueva especie, posee ejemplares que se parecen a los del nuevo género propuesto aquí, por lo tanto se cree que *Isocythereis? redmondi* van den Bold, pertenece al género *Masiukythere*, puesto que tienen caracteres que los acercan notablemente.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

- Alexander, I. C. (1929). *Ostracoda, of the Cretaceous of north Texas*. U. of Texas Bull., n° 2907. Austin.
- Bold van Den, W. A. (1966). *Upper Miocene Ostracoda from the Tubará Formation (northern Colombia)*. Micropaleontology. XII, 3.
- Crane, M. (1965). *Upper Cretaceous ostracodes of the Gulf Coast area*. Micropaleontology. XI, 2 New York.
- Deroo, G. (1962). "Mauritsininae", nouvelle sous-famille de "Cytheridae" (Ostracodes) dans le Crétacé supérieur de la région de Maestricht, Pays-Bas. Rev. Micropaleontologie. IV, 4. Paris.
- Grekoff, N. (1956). *Guide pratique pour la détermination des Ostracodes Postpaleozoïques*. Technip. Paris.
- Moore, R. C. et allies (1961). *Treatise on invertebrate paleontology*. Part. Q-U. Kansas.
- Morkhoven, van, F.P.C.M. (1963). *Post-Paleozoic Ostracoda. I y II*. Elsevier, Amsterdam.

Recibido el 7 de marzo de 1967.



Valva izquierda, ejemplar juvenil $\times 40$: 1a, ejemplar adulto $\times 40$. 1b, Esquema de las charnelas de los adultos 1c y de los juveniles 1d

COMENTARIOS BIBLIOGRAFICOS

BELLAIR, P. et POMEROL, CH., 1965. *Eléments de Géologie*. Armand Colin ed., París, 512 págs.

La mayoría de los libros están escritos, de preferencia, para una determinada categoría de lectores. Sin constituir excepción, el presente está destinado a los estudiantes que inician su carrera en las ciencias geológicas, sin negar que puede ser de mucha utilidad para los geólogos que desean tener sintetizado el abecedario de la Geología. En tal sentido, y con notable modestia, los autores lo han titulado "Elementos de Geología", aunqu bien podría considerárselo como un pequeño pero excelente Tratado.

Comienza por una introducción referente al sistema solar y a la constitución general de la Tierra, para pasar luego a un extenso capítulo dedicado a minerales y rocas, que son presentados de una manera llamativamente moderna. La parte siguiente corresponde a la Geodinámica externa, que se ocupa sucesivamente de las alteraciones superficiales, efectos de la gravedad, el viento, el agua, la nieve y los glaciares, los océanos y el desplazamiento de la línea de ribera. Se continúa con la Geodinámica interna, donde se refiere a tectónica, volcanes y terremotos. La extensión dada a estos tópicos comprende 420 páginas del libro, cuyo total no ha permitido a los autores tratar con idéntica profundidad la parte reservada a la Geología histórica, la cual se inicia por un breve resumen de la Geología histórica francesa, seguido por una exposición, algo menos breve, del Cuartario y el hombre fósil, finalizando la obra con algunas nociones de Geología aplicada.

Los autores, profesor-director y maestro de conferencia, respectivamente, de la Facultad de Ciencias de la Universidad de París, han logrado así una moderna obra en su género, caracterizada por la alta calidad, tanto de su contenido como de su presentación, que se acompaña de numerosas figuras y láminas en colores. — *Augusto P. Calmels.*

LLIBOUTRY, L., 1965. — *Traité de Glaciologie*. Tome II: *Glaciers. Variations du climat. Sols gelés*. Masson et Cie ed., París, 616 págs.

En otra oportunidad (*Rev. Asoc. Geol. Arg.*, XXI, n° 3, p. 209) hemos hecho referencia al tomo I de esta obra, consagrado al hielo, la nieve y la hidrología nival, cuya continuación, y al mismo tiempo parte final, está representada por este tomo II, que se ocupa de los glaciares, las variaciones de climas y los fenómenos periglaciales, completando así un hermoso Tratado sobre la materia, aun cuando su autor ha declarado que "sólo es un inventario de nuestros conocimientos actuales". De tal modo, podría decirse que, más que una obra de compilación, constituye una difícil síntesis, hábilmente concebida y realizada por un autor de indiscutida competencia en el tema.

El capítulo 13 —segundo del presente tomo, puesto que el primero está destinado a las generalidades sobre los glaciares— comprende valiosas enseñanzas sobre los glaciares actuales de todo el mundo, con vistas de conjunto regionales no conocidas hasta el presente. El cap. 14 está dedicado a las técnicas geofísicas utilizadas en glaciología. Los capítulos 15, 16 y 17 tratan sobre la dinámica glacial. El cap. 19 resulta uno de los más originales al exponer la dinámica particular de los inlandsis: su velocidad de escurrimiento, su crecimiento y disminución, su inestabilidad, su desaparición y el ascenso isostático posglacial. Revela el hecho de que los hielos antiguos de la Antártida, datados al carbono 14, han proporcionado edades más recientes que los hielos actuales de las regiones de menor latitud, y explica el fenómeno sosteniendo que el carbono 14, desprendido de las explosiones nucleares, desciende de la estratósfera en la región del polo sur, falseando las mediciones de los físicos. El cap. 20 analiza las variaciones seculares y milenarias del clima y las técnicas de la paleoclimatología. En el cap. 21 se estudia la glaciación pleistocénica y sus posibles causas, dando oportunidad al autor para introducir conceptos modernos de período de regreso de una variable aleatoria, de retroactuación y de sincronización, mostrando que los inlandsis constituyen un engranaje esencial de un sistema auto-oscilante. También se ocupa de las condiciones probables de la aparición de una edad glacial, estimando que sólo nos encontramos actualmente en el comienzo de un período interglacial. Los dos úl-

timos capítulos (22 y 23) están dedicados al estudio del congelamiento del suelo, a su mecanismo y propiedades particulares, a las acciones periglaciales (solifluxión, lentes y grietas en cuña, suelos poligonales) sobre el suelo y sobre las obras de ingeniería (caminos, fundaciones). — *Augusto P. Calmels.*

TRICART, J. et CAILLEUX, A., 1965.—*Traité de Géomorphologie*. Tome I: *Introduction a la Géomorphologie climatique*. SEDES Ed. París, 306 págs.

La Geomorfología climática, que se ocupa del estudio de las geoformas regidas por el clima, es una parte de la ciencia geomorfológica que no debe oponerse dicotómicamente a la Geomorfología estructural, y como tal es desarrollada por los autores, quienes se ocupan primeramente de la teoría davisiana de la erosión normal y del ciclo erosivo que conduce a la peniplanicie, reemplazándola por un análisis de las modalidades de la influencia del clima sobre el modelado, en razón de que ciertos mecanismos están bajo la dependencia directa y exclusiva del clima, como es el caso del hielo, de las precipitaciones atmosféricas, de las temperaturas del suelo, etc. Básicamente, se requiere tener en cuenta ciertas interacciones: vegetación y morfogénesis, vegetación y agentes del transporte, pedogénesis y morfogénesis, encostramientos, etc.

El capítulo III está dedicado a los principios de la división morfoclimática de globo, refiriéndose a los procesos predominantes y accesorios y al concepto zonal en geomorfología, en tanto que el cap. IV comprende las rupturas de equilibrio: equilibrio geológico (influencia de los paleoclimas) y equilibrio humano (erosión antrópica).

El último capítulo (V) presenta los grandes conjuntos morfoclimáticos de los continentes: zona fría, zona forestal de las latitudes medias, zona seca de los trópicos y zona boscosa intertropical, donde se hace resultar constantemente la función importante de la vegetación en la evolución del relieve.

Una extensa lista bibliográfica sigue a cada capítulo, proporcionando la literatura existente sobre el tema tratado.

Cabría agregar que, con anterioridad, ya han sido publicados algunos tomos de este Tratado de Geomorfología que constará de 12 volúmenes. — *Augusto P. Calmels.*

ESTE NUMERO

SE TERMINO DE IMPRIMIR EL 5 DE JUNIO DE 1967

EN LA IMPRENTA Y CASA EDITORA CONI, PERU 684

BUENOS AIRES, REPUBLICA 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. CARLOS D. STORNI; *Vicepresidente:* DR. EDGARDO O. ROLLERI; *Secretario:* DR. ARTURO J. AMOS; *Tesorero:* DR. JOSÉ CARLOS BANCHERO; *Vocales:* DR. JUAN C. M. TURNER, DR. OSCAR RUIZ HUIDORO, DR. FÉLIX RODRIGO; *Vocales Suplentes:* LIC. HÉCTOR J. PÉNDOLA, DR. RENATO R. ANDREIS Y GEÓL. NORMA PEZZUTTI.
SUBCOMISION DE LA REVISTA: DR. ARTURO J. AMOS, DR. JUAN C. M. TURNER Y GEÓL. NORMA PEZZUTTI.

INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

t) Los autores se ajustarán, en la preparación de sus originales, a las siguientes indicaciones:

1) Los originales deben ser escritos a máquina — *ne varietur* — a dos espacios y con las hojas escritas en una sola de sus caras.

2) 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; título completo de la obra; lugar y fecha 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.

3) Las citas bibliográficas deberán ser incluidas en el texto y referirse a la lista bibliográfica inserta al final de cada artículo.

4) Las ilustraciones consistentes en dibujos deberán ser confeccionadas en tinta china indeleble. A los efectos de su mejor reproducción, es conveniente que ellas sean presentadas a doble tamaño del que serán publicadas.

5) Los autores subrayarán con línea *entera* 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.

La correspondencia de la Asociación deberá ser dirigida a

PERU 222, Buenos Aires (Rep. Argentina)

Toda la correspondencia referente a suscripciones, colecciones o números sueltos, debe ser dirigida a

LIBRART S. R. L., CORRIENTES 127, Buenos Aires

Representante y distribuidor exclusivo para toda la República Argentina y el exterior.

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. BORRILLO, 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

